



HAL
open science

Mise en place et cristallisation des massifs grenus et pegmatitoïdiques des volcans de l'Archipel de la Société, Polynésie française: étude texturale, minéralogique et géochimique des roches à texture grossière des îles de Tahiti Nui, Raiatea, Bora Bora et Maupiti

Jean Philippe Clement

► To cite this version:

Jean Philippe Clement. Mise en place et cristallisation des massifs grenus et pegmatitoïdiques des volcans de l'Archipel de la Société, Polynésie française: étude texturale, minéralogique et géochimique des roches à texture grossière des îles de Tahiti Nui, Raiatea, Bora Bora et Maupiti. Géologie appliquée. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2002. Français. NNT : . tel-00634859

HAL Id: tel-00634859

<https://theses.hal.science/tel-00634859v1>

Submitted on 24 Oct 2011

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

Jean-Philippe CLEMENT

MISE EN PLACE ET CRISTALLISATION DES MASSIFS GRENUS ET PEGMATITOÏDIQUES DES VOLCANS DE L'ARCHIPEL DE LA SOCIÉTÉ, POLYNÉSIE FRANÇAISE: Etude texturale, minéralogique et géochimique des roches à texture grossière des îles de Tahiti Nui, Raiatea, Bora Bora et Maupiti



Thèse de Doctorat soutenue le 13 décembre 2002 devant le jury composé de:

M. Thierry JUTEAU

M. Alain GOURGAUD

M. Michel PICHAVANT

M. Martial CAROFF

M. Gérard GUILLE

M. Patrick LAUNEAU

Président du jury

Rapporteur

Rapporteur

Directeur de thèse

Examineur

Examineur

BREST, 2002

AVANT PROPOS

Le thème de cette thèse, une étude synthétique des massifs et intrusions grenus et pegmatitoïdiques des Iles de la Société, a été suggéré par Gérard Guille alors que se rapprochait la fin de la levée des cartes géologiques de l'Archipel. Le sujet m'a été proposé par Martial Caroff en 1999, la mission de terrain (effectuée en octobre de la même année) et les études analytiques étant permises par un co-financement du CEA et du BRGM. Je ne savais pas, alors, qu'après un détour par les laves du Rift Kenyan dans le cadre de mon DEA, ce travail de thèse m'amènerait à retourner vers des thématiques d'étude qui avaient déjà éveillé mon intérêt en Maîtrise!

Pour sa permanente disponibilité, pour la qualité de son encadrement, pour ses nombreux et avisés conseils, pour m'avoir évité plusieurs fois de prendre de mauvaises directions, pour la patience dont il a su faire preuve au long des cinq années (Maîtrise, DEA et Thèse) pendant lesquelles il m'a appris à "faire de la recherche", je dois beaucoup à Martial Caroff et je le remercie pour cela.

Je remercie Sylvain Blais de m'avoir efficacement encadré sur le terrain, à Bora Bora, Raiatea et Maupiti. Sans son aide, la cartographie et l'échantillonnage précis des massifs grenus de ces îles n'auraient pas été possible. Je regrette son absence lors de ma soutenance. Pour avoir rendu possible la mission de 1999, un grand merci à Gérard Guille. Je le remercie également d'avoir accepté d'être examinateur d'un travail dont il est à l'origine...

Je remercie Patrick Launeau de m'avoir accueilli pendant un mois au laboratoire "Planétologie et Géodynamique" de l'université de Nantes pour me faire profiter de ses connaissances pratiques et théoriques de l'analyse quantitative des textures. Je le remercie également d'avoir accepté d'être examinateur de ce travail. L'étude de l'H.T.I. n'aurait pu être aussi poussée sans l'aide de Patrick Dudoignon, que je remercie de m'avoir également initié à la diffractométrie de rayons X et au MEB lors d'un stage au laboratoire "Hydrogéologie, Argiles, Sols et Altérations" de l'université de Poitiers.

Je remercie Christophe Hémond de m'avoir initié aux joies de la géochimie isotopique sur le spectromètre de masse de l'IFREMER et d'avoir rendu possible les premières analyses isotopiques sur les roches grenues de la Société. Un grand merci également à Claire Bassoullet, qui a toujours été présente dans les coups durs ou les moments de panique lors de l'acquisition de ces données.

Mes remerciements vont aussi à Jo Cotten qui, non content d'apporter un "plus" de bonne humeur au 3^{ème} étage et de réaliser des analyses chimiques de grande qualité, m'a proposé des pistes qui se sont révélées extrêmement fructueuses sur certains points d'interprétation. A ce titre, je remercie également Marcel Bohn dont les compétences et la disponibilité lors des analyses à la microsonde électronique ont été précieuses.

Ma gratitude va aussi à Hervé Guillou qui m'a encadré au "Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement" de Gif-sur-Yvette pour l'acquisition des datations K-Ar. Elle va également à Bernard Lasnier, grâce à qui j'ai pu découvrir l'analyse par spectrométrie RAMAN à l'Institut des Matériaux de Nantes.

Je remercie Thierry Juteau d'avoir bien voulu juger ce travail en tant que Président du Jury et de l'intérêt qu'il a manifesté pour mon travail au long de ces trois années. Je regrette l'absence de René Maury lors de ma soutenance, car c'est à lui que je dois mon intérêt pour la géologie des archipels de Polynésie française.

Mes remerciements vont également à Alain Gourgaud et à Michel Pichavant, qui ont accepté de juger ce travail en tant que rapporteurs.

Je ne peux oublier non plus Hervé Bellon pour son aide concernant mes recherches bibliographiques; Alain Coutelle à qui je dois du soutien lorsque le moral en prenait un coup; Patrick Guennoc et Jean-Pierre Oldra pour la qualité des lames minces, sans lesquelles rien ne serait possible; Corinne Tarits qui a bien voulu aménager mon service d'enseignement dans les dernières semaines de la rédaction du mémoire; Jacques et Paule Blais qui m'ont accueilli très chaleureusement à Raiatea, et grâce à qui j'ai passé un merveilleux séjour; Floriette et Marcel pour les quelques jours formidables que j'ai passés à Maupiti.

Je pense en ce moment à tous mes amis, du Sud-Finistère ou d'ailleurs, mais je remercie surtout mes parents qui m'ont soutenu tout au long de ces trois années de thèse; ce soutien fut essentiel dans les dernières semaines. Pour les remercier d'avoir (entre autre!) supporté mes délires ou mes coups de déprime, je n'oublie pas "l'équipe" des thésards (anciens et nouveaux) géologues. Les Brestois: Christelle Legendre, Rodolfo Tamayo, Arnaud Botquelen, Sébastien Gac, William Vetel ou Florent Hinschberger; mais aussi les Nantais: Jean-Baptiste Aurejac et Laurent Le Mee.

Brest, le 10 novembre 2002

J-P Clément

RESUME

La présence à l'affleurement de roches à texture grossière, en volumes certes faibles, apparaît être un point commun à nombre d'édifices volcaniques intraplaques océaniques. Ainsi, des roches plutoniques/intrusives de textures et de géochimies très variées (cumulats ou non, tant sous-saturées que sursaturées en silice, mafiques aussi bien que felsiques) ont été décrites par exemple au Piton des Neiges et au Piton de la Fournaise (île de la Réunion), aux îles Marquises, en Islande, dans les îles Hawaii, les îles Canaries ou dans l'archipel des Kerguelen.

Dans l'archipel volcanique intraplaque océanique de la Société (Polynésie française), la présence de roches intrusives à texture grossière (roches grenues ou pegmatitoïdiques) au sein des édifices est connue depuis le milieu du XIX^{ème} siècle. Elles ont été identifiées en place dans les îles de Tahiti (Tahiti Nui et Tairapu), Raiatea, Tahaa, Bora Bora et Maupiti, et sous forme de blocs dans les îles de Moorea et Huahine.

Le présent travail constitue la première étude synthétique des roches à texture grossière des îles de la Société. Il s'appuie sur des observations de terrain et un échantillonnage effectués sur les massifs grenus et pegmatitoïdiques des îles de Tahiti Nui (massif de Ahititera), Raiatea (massif de la Vallée de Faaroa), Bora Bora (intrusion de la Cloche de Hiro) et Maupiti (deux intrusions: le Faataufi et la Barque de Hiro).

Même si chaque intrusion possède ses caractères propres qui permettent d'y étudier des problèmes particuliers, cette étude a conduit à constituer deux groupes au sein de ces cinq intrusions, chacun d'entre eux étant défini par des caractéristiques spécifiques ayant trait à la morphologie, à la lithologie et au mode de mise en place des roches. Le premier groupe comprend les deux grands massifs lithologiquement complexes de Tahiti Nui et de Raiatea; le second réunit les trois intrusions de petite dimension de Maupiti et Bora Bora.

- Le **massif de Ahititera (Tahiti Nui)**affleure sur plus de 3 km² dans le centre de la dépression en forme de fer à cheval de 8 km de diamètre qui occupe le cœur de l'île. Les sept types pétrographiques qui le constituent sont associées en trois ensembles distincts: les cumulats clinopyroxénolitiques et les gabbros forment un groupe

faiblement sous-saturé en silice; les hornblendites à texture de cumulat, les théralites, les essexites et les (monzo-)syénites néphéliniques constituent un second groupe plus fortement sous-saturé. Les syénites sont à classer à part, car ces roches se sont mises en place sous la forme d'une petite intrusion en marge du massif de Ahititera. Les deux ensembles principaux se sont formés en deux stades distincts: entre 1 et 0,8 Ma pour les gabbros et les clinopyroxénolites; entre 0,60 et 0,39 Ma dans le cas des roches fortement sous-saturées, mises en place de manière "emboîtée" par rapport au premier massif, à la fin de la phase de construction du second volcan bouclier tahitien. L'intrusion de ce dernier ensemble pétrographique, à faible profondeur, est une cause possible de la déstabilisation du flanc nord de l'édifice volcanique qui a précédé le glissement gravitaire du secteur du volcan situé à l'aplomb du massif grenu. Nous considérons qu'un tel glissement sectoriel est probablement à l'origine de la formation de la caldeira centrale de Tahiti Nui et des dépôts d'avalanche de débris, dont l'épaisseur peut atteindre 500 m, qui en occupent le fond et remplissent en partie la Vallée de la Papenoo jusqu'à la côte nord de Tahiti.

- Le *massif grenu* observable à *Raiatea* affleure sur 1,04 km² au centre de la caldeira emboîtée en forme de fer à cheval de Faaroa (5,2 km de diamètre), qui occupe la moitié méridionale de l'île. L'intrusion, peut être également zonée, s'est mise en place à la fin de la phase de construction du volcan bouclier de Raiatea (avant 2,53 Ma). Elle associe deux types de roches mafiques: des gabbros, qui peuvent être considérés comme des équivalents grenus de basaltes alcalins de l'île, et des théralites (volumétriquement largement majoritaires) qui sont chimiquement distinctes des roches mafiques effusives de Raiatea.
- *L'intrusion de la Cloche de Hiro* affleure à l'ouest de l'île de *Bora Bora*. Il s'agit d'un dyke épais (250 m x 120 m) qui s'est mis en place antérieurement à la formation de la caldeira et qui est recoupé transversalement par la faille bordière de cette structure. L'intrusion est formée de roches de composition basaltique à intermédiaire, à texture majoritairement pegmatitoïdique. Dans le détail, ce dyke apparaît chimiquement et texturalement zoné, depuis les parties périphériques jusqu'à la zone axiale. L'état d'évolution des roches est fortement connecté à l'évolution texturale progressive (depuis des texture hétérogranulaires jusqu'à des pegmatitoïdes). La richesse en eau du magma au moment de la mise en place est à l'origine de la texture pegmatitoïdique

ainsi que, vraisemblablement, à celle du processus de cristallisation fractionnée *in situ* qui a conduit à la zonation chimique de l'intrusion.

- Géochimiquement distinctes entre elles et différentes des roches mafiques effusives de *Maupiti*, les *deux intrusions du Faataufi* et de *la Barque de Hiro* affleurent dans le quart nord-ouest de l'île. Si l'intrusion du Faataufi (exposée sur 160 x 45 m) présente une géométrie mal contrainte, celle de la Barque de Hiro montre clairement une structure de dyke épais (300 x 60 m). Dans les deux cas, la roche dominante est un gabbro non-cumulatif. L'originalité majeure des roches grenues de Maupiti réside en la présence d'H.T.I. (High Temperature Iddingsite), qui fait l'objet d'une étude structurale et cristallographique spécifique. Cette étude nous conduit à interpréter l'H.T.I. comme une forme oxydée (présence de Fe^{3+}) et hydroxylée (incorporation de OH^-) de l'olivine. Ces transformations se produisent dans les stades précoces de l'histoire de la cristallisation des gabbros. Elles sont probablement à mettre en relation avec des conditions de fugacité d'oxygène temporairement anormalement élevées et pourraient être connectées à l'apparition de structures de différenciation interne (poche hawaïitique à texture pegmatitoïdique). Les variations (sur une large gamme) du degré d'hydroxylation/oxydation de l'olivine conduit à l'apparition au sein des deux massifs de Maupiti d'une "série continue" de faciès d'H.T.I., entre des couronnes fines ceinturant des cœurs d'olivine fraîche (un faciès déjà décrit dans la littérature dans le cas de roches effusives) et des "noyaux" de composition fayalitique au sein des cristaux d'olivine (cette dernière forme n'avait jamais été décrite jusqu'à présent).

Chacun des cinq massifs ou intrusions étudiés dans le cadre de ce travail possède une ou des "affinité(s)" texturale(s) qui permettent de le démarquer des autres. La variété texturale est telle qu'il est ainsi possible de recouvrir l'ensemble des types de textures grossières mentionnés dans la littérature. Ceci nous conduit à proposer une première classification (tétraédrique) semi-quantitative mettant en connexion les textures grossières non-cumulatives (textures granulaires et doléritiques) et les pegmatitoïdes en s'appuyant sur l'étude cristallographique d'échantillons sélectionnés provenant des cinq massifs de l'Archipel de la Société.

Chapitre I

INTRODUCTION

CADRE GEOLOGIQUE: la Polynésie française et l'Archipel de la Société

A – La Polynésie française

La Polynésie française est un Territoire d'Outre-Mer (T.O.M.) situé dans l'Océan Pacifique Sud, entre environ 7° et 30° de latitude sud, à 6900 km de Sydney (Australie) et à 6600 km des côtes péruviennes. Il s'agit d'un domaine de dimensions comparables à celles de l'Europe (2700 km d'est en ouest et 2300 km du nord au sud) et essentiellement océanique puisque les terres émergées (îles hautes et atolls) ne représentent seulement que le millième des 4 millions de km² de la surface du territoire (Fig. I.1A). En regard de telles dimensions, la population polynésienne est faible (un peu plus de 220 000 habitants). En outre, elle n'est pas équitablement répartie sur le territoire: Tahiti, la plus grande île polynésienne, regroupe 60% de cette population et Papeete, la capitale, compte 25 000 habitants.

L'aire maritime de la Polynésie française comprend 118 îles et 421 monts sous-marins dont l'élévation est supérieure à 1000 m au-dessus des fonds océaniques avoisinants (Mammerickx et Smith 1984; Munsch et al. 1998). Les 118 îles et atolls se regroupent en cinq archipels, qui sont du nord au sud: les Marquises, les Tuamotu, les îles de la Société, la chaîne Pitcairn-Gambier et les Australes-Cook (Fig. I.1A). Ces archipels se sont édifiés au cœur de la Plaque Pacifique, sur une croûte dont l'âge s'établit entre le Crétacé supérieur et l'Oligocène (Herron 1972, Munsch et al. 1998). Le plancher océanique s'avère être moins profond de 250 à 750 m que ses équivalents de même âge dans l'Océan Pacifique nord et dans l'Océan Atlantique nord. Cette constatation a amené McNutt et Fischer (1987) à définir un vaste bombement lithosphérique ("superbombement polynésien") confirmé par Bonneville et Sichoix (1998), mais dont l'origine thermique est toujours controversée (e.g., Stein et Abott 1991). La base de la plupart des édifices volcaniques de la zone se trouve en conséquence à des profondeurs inférieures à 4000 m (Fig. I.1A).

Les cinq archipels polynésiens peuvent être assimilés globalement à cinq alignements caractérisés par des longueurs très variables: 2300 km pour les Australes-Cook, 1700 km pour la chaîne Pitcairn-Gambier jusqu'à l'atoll de Hereheretue, 1000 km pour les Tuamotu, 750 km

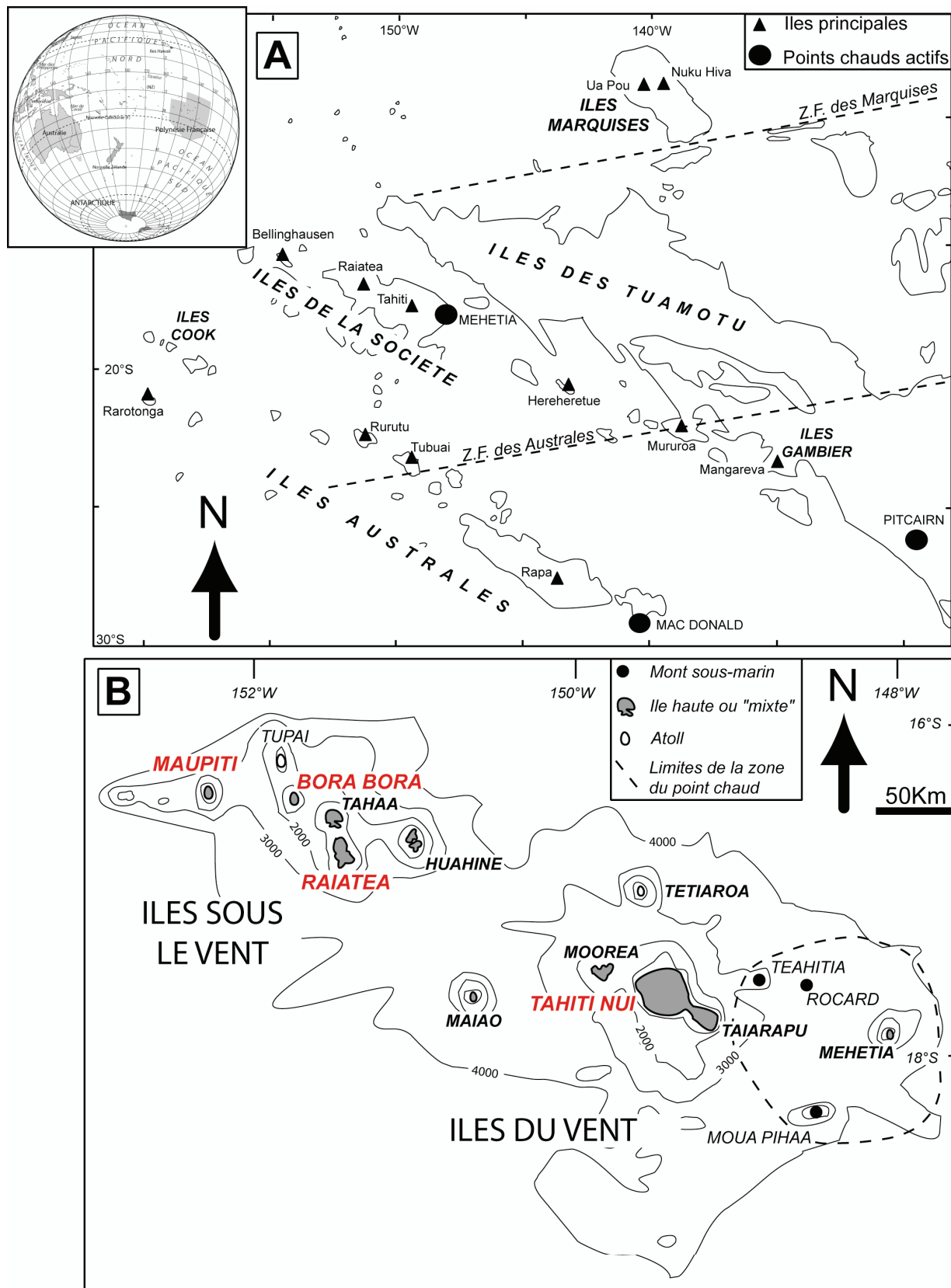


FIG. I.1: A - Carte bathymétrique schématique de la Polynésie française indiquant l'emplacement des îles principales et des points chauds reconnus actifs. L'isobathe 4000 m est seule représentée (d'après Mammericks et Smith 1984, Munsch et al. 1998). B - Carte bathymétrique simplifiée de l'Archipel de la Société, d'après la bathymétrie du Pacifique Sud, échelle 1/2800000, CNEXO/COB, 1975 (Diraison et al. 1991). Seules les principales isobathes ont été reportées.

pour l'archipel de la Société depuis Mehetia jusqu'à l'atoll de Bellinghausen (Motu One), et enfin 350 km seulement pour les Marquises. A l'exception notable de celui des Marquises (grand axe orienté N140° E), les archipels polynésiens sont orientés selon une direction d'ensemble SE-NW (N110° à N120° E), qui correspond globalement à celle du déplacement absolu de la Plaque Pacifique depuis 43 Ma.

Les archipels polynésiens sont composés d'îles volcaniques présentant schématiquement trois types de morphologie. Les îles "hautes" ne sont formées que de matériel d'origine magmatique et constituent les sommets émergés de volcan (exemples: Nuku Hiva, Mehetia). Les atolls, ou îles "basses", laissent apparaître une barrière récifale isolant de l'océan un lagon (exemples: Bellinghausen, Rangiroa). Les îles mixtes, quant à elles, sont formées d'un cœur volcanique enserré par un lagon, délimité lui-même par un récif frangeant ou barrière plus ou moins continu (exemples: Tubuai, Mangareva, Bora Bora). Les îles de la Société, l'alignement Pitcairn-Gambier et l'archipel des Australes réunissent les trois types d'îles. Les Tuamotu et les Marquises font exception: les Tuamotu ne sont constituées que d'atolls coralliens (76 au total) et les Marquises, au contraire, ne comprennent que des îles hautes aux reliefs très escarpés.

Depuis les observations de Darwin (1842), ces différences morphologiques ont été mises en relation avec l'âge des îles. En effet, sans évoquer les exceptions que constituent les Marquises (synthèse des données et références par Desonie et al. 1993 et Munsch et al. 1998) et les Tuamotu, on observe pour chaque archipel une dégradation progressive de la morphologie primaire des édifices volcaniques en fonction de l'augmentation des âges K-Ar déterminés sur les laves (Guille et al. 1993, Juteau et Maury 1997). Ainsi, une île haute volcanique est réduite à l'état d'atoll en Polynésie française en 6 Ma tout au plus.

Ces observations générales sont expliquées depuis les travaux de Wilson (1963) par le modèle de "point chaud". Un point chaud est l'expression en surface (activité sismique, volcanique et hydrothermale) du fonctionnement d'un panache mantellique, zone de remontée "rapide" et relativement 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" (interface noyau externe – manteau inférieur à 2900 km de profondeur) et la remontée de matière solide par fluage serait liée au fonctionnement de cellules de convection dans le manteau (DePaolo et Wasserburg 1976, Yamaji 1992). Selon Wyllie (1988), les magmas s'épanchant en surface peuvent être générés dès 300 km de profondeur par fusion partielle du matériel du panache. L'accumulation de lave en un point particulier du plancher océanique génère ainsi un volcan-bouclier d'abord sous-marin puis éventuellement aérien qui peut rester

actif pendant près de 1,80 Ma (Brousse et Léotot 1988, Juteau et Maury 1997). Au long épisode de croissance du volcan (stade "bouclier"), avec un taux qui peut atteindre 1 cm/an (Juteau et Maury 1997), succède une phase de déstabilisation de flancs et de glissements gravitaires sectoriels qui conduit à la formation de caldeiras d'effondrements (e.g., Lénat et al. 1989, Bachèlery 1996, Le Dez et al. 1996). Les émissions magmatiques terminales (phase "post-bouclier") sont généralement faibles volumétriquement et se mettent en place dans des talwegs déjà dégagés par l'érosion.

Avec le déplacement de la plaque lithosphérique qui le supporte au-dessus de la zone supposée fixe de fusion asthénosphérique, l'édifice volcanique s'éloigne progressivement de son lieu d'origine et ses éruptions cessent, faute d'alimentation. Un archipel polynésien typique est ainsi finalement constitué, à l'instar des îles Hawaii, d'un "chapelet" d'îles volcaniques d'autant plus âgées qu'elles sont éloignées de la zone du point chaud qui leur a donné naissance, selon un taux équivalent à la vitesse de dérive de la Plaque Pacifique (11,1 cm/an). Pour rendre compte des spécificités de chaque archipel polynésien (variations spatio-temporelles de la composition chimique ou, par exemple, du taux de production des magmas), autrement dit de l'écart d'un archipel donné par rapport au modèle théorique, des travaux plus récents ont complété et détaillé le modèle de Morgan en y intégrant des phénomènes de cisaillement du panache, d'interactions complexes avec le manteau lithosphérique ou, plus simplement, de conditionnement du magmatisme par la structure de la lithosphère (e.g., McNutt et al. 1989, Richards et Griffiths 1989, Griffiths et Campbell 1990, Diraison et al. 1991, Sleep 1994, Steinberger et O'Connell 1998).

Si on met à part les îles Tuamotu (sans doute nettement plus anciennes que les autres), il est nécessaire, dans l'état présent des connaissances, de faire appel à 6 points chauds pour expliquer la genèse des archipels polynésiens (Juteau et Maury 1997; Fig. I.1A). Trois se signalent actuellement par une activité volcanique: celui de Pitcairn (situé à 80 km au SE de l'île haute du même nom, à l'origine de l'alignement Pitcairn-Gambier), celui du mont sous-marin MacDonald (à l'origine de l'archipel des Australes-Cook) et enfin celui de Mehetia (à l'origine des îles de la Société). Trois sont par contre inactifs: le point chaud des Marquises (localisation mal connue et inactivité depuis 0,76 Ma) et les points chauds de Rurutu et des îles Cook, à l'origine de reprises d'activité volcanique très récentes sur des îles telles que Rurutu, Mangaia ou Aitutaki, pourtant éloignées de plusieurs centaines de kilomètres du MacDonald (Guille et al. 1998).

B – L'archipel de la Société

L'archipel de la Société est le plus connu des cinq alignements polynésiens depuis les premières explorations de Wallis et Cook (en 1767 et 1769), et en premier lieu parce qu'il comprend l'île de Tahiti qui est le cœur économique et politique du territoire de la Polynésie, français depuis 1880. La présence d'un aéroport international à Papeete, la capitale, a permis le développement de l'activité touristique qui se concentre majoritairement dans les îles de Tahiti, Moorea et Bora Bora.

Les îles de la Société sont localisées 3500 km à l'ouest de la Dorsale Est-Pacifique, et s'étendent sur 750 km environ entre 148° et 155° de longitude ouest, et entre 16°10' et 17°50' de latitude sud. On divise habituellement les 14 îles et atolls de l'archipel en deux ensembles distincts géographiquement (Fig. I.1A et B): les Iles du Vent, au sud-est, regroupent les îles hautes et mixtes de Mehetia, Tahiti, Moorea et Maiao ainsi que de l'atoll de Tetiaroa. Les Iles Sous Le Vent, au nord-ouest, sont composées des îles mixtes de Huahine, Raiatea, Tahaa, Bora Bora et Maupiti, ainsi que des atolls de Tupai, Mopelia, Manuae et Bellinghausen (Fig. I.1B). Même si la direction générale de l'archipel est bien perpendiculaire à l'axe d'accrétion de la Plaque Pacifique (N120° E), les études géométriques et radiochronologiques ont montré que la distribution spatio-temporelle des îles au sein de l'alignement ainsi que la mise en place des magmas (essentiellement les venues de laves différenciées tardives) sont conditionnées par la direction N160° E \pm 10° (e.g., Macherey 1984, Brousse et Léotot 1988, Diraison et al. 1991). Cette direction correspond à celle des discontinuités de la croûte océanique formée à l'ancienne ride Farallon, sur laquelle sont édifiés les volcans de la Société.

Avec la chaîne volcanique Pitcairn-Gambier, l'archipel de la Société est l'alignement polynésien qui correspond le mieux à la structure volcanique qu'on pourrait théoriquement attendre du fonctionnement d'un point chaud (Duncan et McDougall 1976). La zone du point chaud de la Société (bombement du plancher océanique d'une amplitude de 400 à 500 m; Binard et al. 1991) mesure 150 km de diamètre environ (Fig. I.1B), et comprend, outre l'île haute de Mehetia, une douzaine de volcans sous-marins actuellement actifs (e.g., Talandier et Kuster 1976, Brousse 1984, Devey et Albarède 1987, Devey et al. 1990, Binard et al. 1992). L'île de Mehetia en elle-même connaît une activité aérienne depuis 0,31 Ma (Fig. I.2; Binard et al. 1993, White et Duncan 1996). A partir de l'île haute de Mehetia, au sud-est de l'alignement, jusqu'aux atolls du nord-ouest, en passant par les volcans boucliers peu érodés (exemple: Tahiti) et les édifices résiduels (exemple: Bora Bora), on constate une évolution

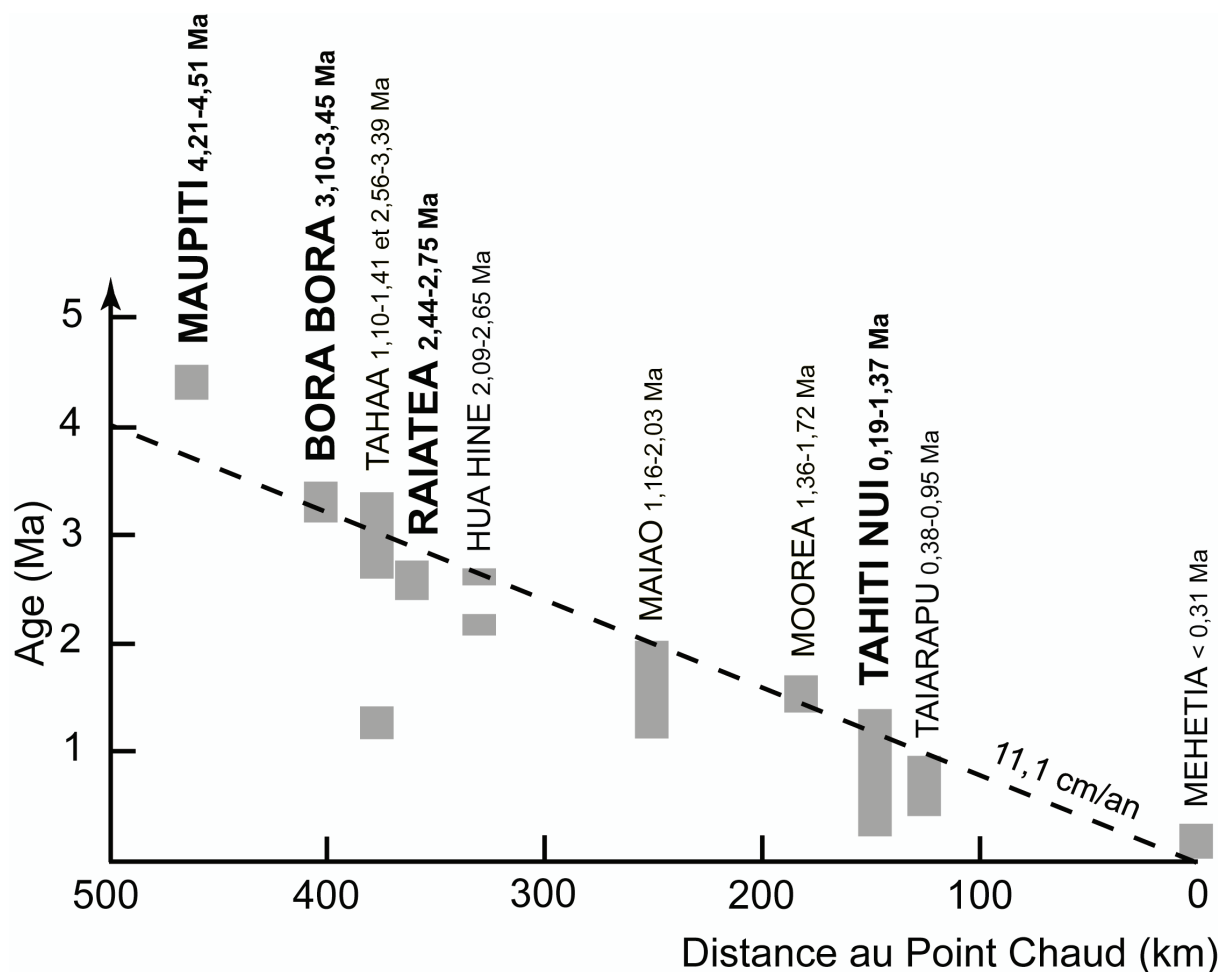


FIG. I.2: Diagramme représentant (sous forme de barres grises) les gammes d'âges (en Ma) de l'activité aérienne des îles de la Société en fonction de leurs distances au point chaud de Mehetia (km). La droite en pointillés a une pente qui équivaut à la vitesse de dérive de la Plaque Pacifique selon McDougall et Duncan (1980). Les premières datations de roches volcaniques ont été effectuées dans les îles de la Société par Krummenacher et Noetzlin (1966), mais, dans un souci d'homogénéité et de précision, le diagramme ne comprend que des valeurs déterminées, dans la mesure du possible, par la méthode K-Ar sur mésostase séparée (Tahiti, Moorea, Huahine, Raiatea, Bora Bora et Maupiti). Ces datations sont synthétisées par Guillou et al. (soumis). Dans les cas de Mehetia, Tairarapu, Maiao et Tahaa, les âges ont été déterminés par la méthode K-Ar conventionnelle sur roche totale, sensiblement moins précise que la précédente.

Mehetia: Binard et al. (1993); White et Duncan (1996)

Tairarapu: Duncan et McDougall (1976); Duncan et al. (1994); Le Roy (1994)

Tahiti Nui: Le Roy (1994)

Moorea: Guillou et al. (1998)

Maiao: White et Duncan (1996)

Huahine: Maury et al. (sous presse)

Raiatea: Blais et al. (1997); Guillou et al. (1998); Guillou et al. (soumis)

Tahaa: Duncan et McDougall (1976); White et Hoffman (1982); Gisbert (1989); White et Duncan (1996)

morphologique des îles volcaniques qui est globalement bien corrélée avec les âges de l'activité aérienne (Fig. I.2).

Brousse et Léotot (1988) et Diraison et al. (1991) ont estimé à 0,75 Ma la durée moyenne de l'activité aérienne d'un volcan de la Société. Les écarts constatés sur le diagramme de la Fig. I.2 (âge vs. distance au point chaud) entre cette durée moyenne et les valeurs mesurées sont dus principalement aux effets, s'accroissant avec le temps, de la subsidence thermique ("effaçant" par immersion les dépôts anciens) et de l'érosion (agissant sur les volcanites les plus récentes), mais aussi à des reprises tardives de l'activité volcanique comme à Tahaa et Huahine (Diraison et al. 1991, Guillou et al. soumis).

Le point chaud de la Société semble actif depuis 8,5 Ma (Brousse et Léotot 1988). Pour expliquer la division de l'archipel en deux grands ensembles d'îles, pouvant laisser croire à une production magmatique au niveau du point chaud irrégulière au cours du temps ("pulsing plume", Brousse et Léotot 1988), les études récentes font appel à un phénomène de "filtration" de l'activité du point chaud par une lithosphère inégalement fracturée (Binard et al. 1991, Le Roy 1994). En outre, la chimie des magmas basiques (oscillant entre les affinités tholéitique et alcaline) indique que le taux de fusion partielle du matériel du panache est extrêmement variable, non seulement au cours de la construction d'une île donnée (donc latéralement = panache zoné), mais aussi tout au long de son histoire (Diraison et al. 1991, Le Dez 1996, Juteau et Maury 1997). De par ces aspects, le point chaud de la Société se différencie assez nettement de celui des Iles Hawaii (Le Roy 1994).

GEOLOGIE et HISTOIRE du VOLCANISME AERIEN à Tahiti Nui, Raiatea, Bora Bora et Maupiti

A – Tahiti Nui

L'île de Tahiti est la plus vaste du territoire de Polynésie française puisqu'elle représente à peu près le quart de la surface émergée polynésienne. Morphologiquement, Tahiti se présente en deux édifices volcaniques accolés, Tahiti Nui et Tahiti Iti (ou Taiarapu), et reliés par l'isthme de Taravao (Fig. I.3). Ces deux volcans sont alignés suivant la direction générale d'allongement de l'archipel de la Société (N110° à N120° E, Fig. I.1B).

La partie émergée du plus petit des deux édifices, Tahiti Iti, atteint 12 km de diamètre et culmine à 1332 m au Mont Ronui. Le volcan de Taiarapu est moins bien connu géologiquement que Tahiti Nui, mais les différentes études chronologiques (Duncan et McDougall 1976, Duncan et al. 1994, Le Roy 1994) ont montré néanmoins qu'il était nettement plus jeune, puisque son activité aérienne aurait débuté il y a 0,95 Ma contre 1,37 Ma pour Tahiti Nui (Fig. I.2). Selon les études géologiques les plus récentes, la partie occidentale de Taiarapu (au niveau de l'isthme de Taravao) serait un troisième volcan tahitien distinct, actif entre 0,48 Ma et 0,45 Ma (Léotot 1988, Léotot et al. 1990).

La fraction émergée de Tahiti Nui, de forme globale subcirculaire, représente 2% du volume total du volcan (Duncan et al. 1994). Centrée sur 149°30 de longitude ouest et 17°40 de latitude sud, elle mesure 35 km de diamètre et sa surface atteint 1042 km². Les études géologiques se sont poursuivies à Tahiti Nui depuis les premières reconnaissances de Lacroix, en 1898, qui donnèrent lieu à plusieurs notes et publications entre 1902 et 1927. La carte géologique établie par Deneufbourg (1965a) reste le seul document cartographique global disponible à ce jour pour Tahiti (Fig. I.3). Toutefois, depuis le début des années 1980, plusieurs séries de travaux cartographiques, géologiques et géotechniques précis ont été entrepris sur les secteurs côtiers Nord et Ouest de Tahiti Nui, ainsi que sur l'isthme de Taravao, constituant ainsi le point de départ de la levée d'une future et précise carte

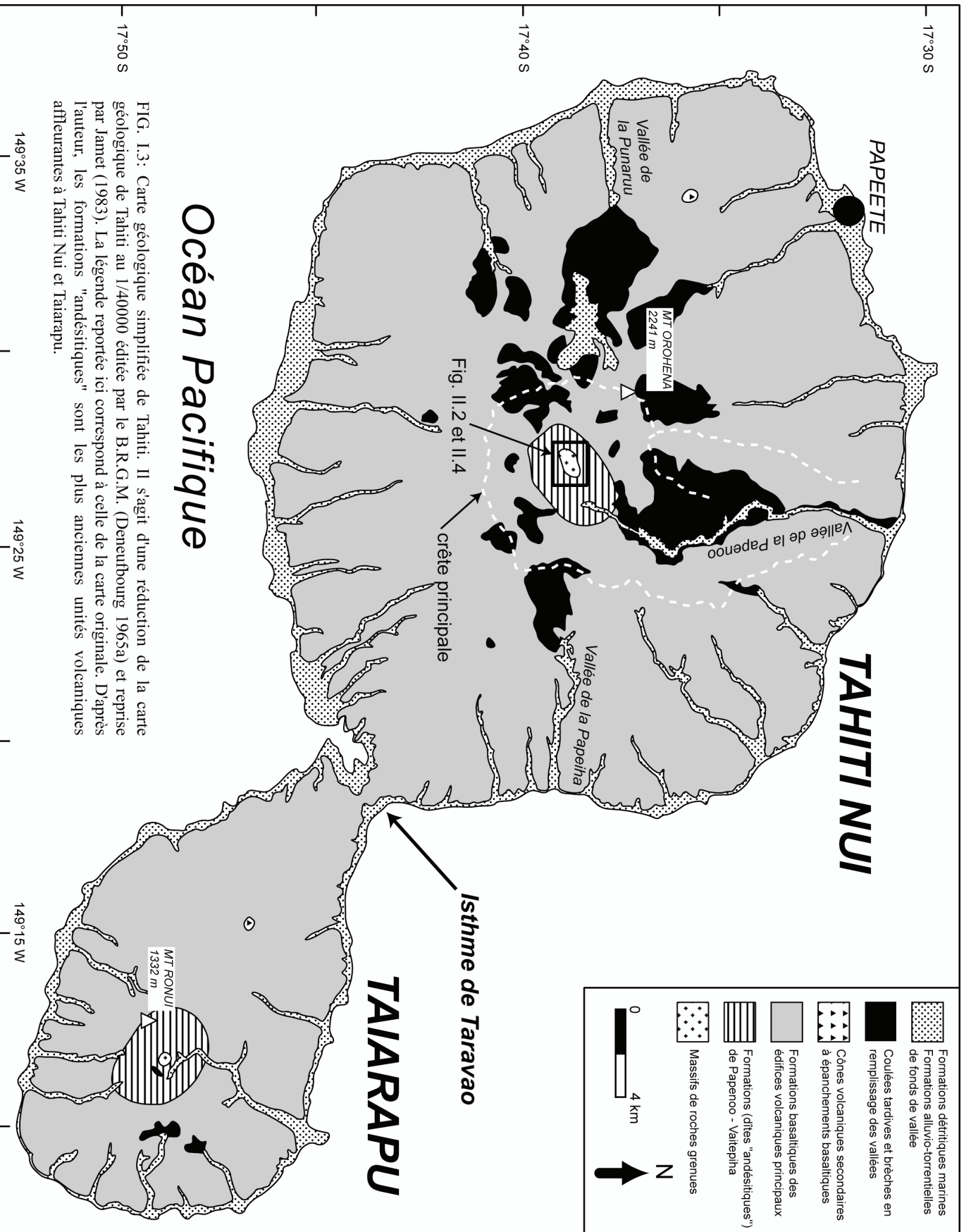


FIG. I.3: Carte géologique simplifiée de Tahiti. Il s'agit d'une réduction de la carte géologique de Tahiti au 1/40000 éditée par le B.R.G.M. (Deneubourg 1965a) et reprise par Janet (1983). La légende reportée ici correspond à celle de la carte originale. D'après l'auteur, les formations "andésitiques" sont les plus anciennes unités volcaniques affleurantes à Tahiti Nui et Taiarapu.

géologique de l'île (e.g., Eisenstein 1982, Jamet 1983, Boutault 1985, Brousse et al. 1985, Gelugne 1985, Gelugne et Brousse 1987, Léotot 1988).

Les études les plus récentes entreprises à l'échelle globale sur l'édifice de Tahiti Nui, et combinant datations K-Ar sur mésostase séparée et analyses pétro-géochimiques, montrent qu'il est en réalité constitué de deux volcans boucliers successifs (Duncan et al. 1994, Le Roy 1994).

Les épanchements du premier, actif entre 1,37 et 0,87 Ma, constituent la partie sud de Tahiti Nui, à présent largement entaillée par de profondes vallées orientées nord-sud. L'érosion a laissé en relief deux planèzes, au sud-ouest et au sud-est de l'édifice. L'activité de ce premier bouclier se serait terminée par un important glissement gravitaire qui aurait emporté toute sa partie nord. La cause de la déstabilisation des flancs nord serait l'injection massive de dykes le long d'une rift-zone orientée est-ouest entre les vallées des rivières Punaruu et Papeiha (Fig. I.3).

A partir de 0,86 Ma, le second volcan-bouclier s'édifie dans la dépression dégagée par le glissement gravitaire des flancs nord du premier, avec un taux de croissance qui atteindrait 1 cm/an (Le Roy 1994). Cette vitesse d'édification élevée aurait permis à Tahiti Nui d'atteindre une altitude de 3500 m, alors que l'édifice ne culmine plus aujourd'hui qu'à 2241 m (Mont Orohena). Dès 0,80 Ma, les produits volcaniques du second bouclier, ayant comblé la dépression du Nord, débordent ses remparts pour s'épancher au Sud dans les talwegs érosionnels du premier bouclier.

Après une période de calme entre 0,46 et 0,23 Ma, l'activité volcanique reprend sporadiquement au nord de Tahiti Nui. Les dernières coulées (phase post-bouclier) se mettent en place en remplissage de paléo-vallées entre 0,23 et 0,19 Ma (Becker et al. 1974, Boutault 1985, Le Roy 1994). Sans les dater précisément, Deneufbourg (1965a), Boutault (1985) et Gelugne et Brousse (1987) mentionnent également des dépôts épiciastiques (qualifiés de "lahars"), semble-t-il tardifs, dans les fonds de certaines de ces vallées.

Une partie ces dépôts brèchiques, affleurant dans le fond de la vallée de la Papenoo, ainsi que dans celui de la dépression de 8 km de diamètre qui occupe le centre de Tahiti Nui, a été récemment réinterprétée en termes de dépôts d'avalanches de débris (c.f. Chapitre VII). D'abord considérée comme le résultat de l'action de l'érosion (Le Roy 1994), la dépression centrale serait ainsi le produit de l'effondrement gravitaire (de nouveau vers le nord) du second volcan-bouclier. Le massif de roches grenues et cumulatives, dont l'étude constitue le but du présent travail, affleure dans le centre de cette dépression (Fig. I.3, voir plus bas).

Les nombreuses études pétro-géochimiques effectuées sur les laves de Tahiti Nui montrent clairement l'augmentation de l'alcalinité des magmas basiques avec le temps (McBirney et Aoki 1968, Becker et al. 1974, Boutault 1985, Diraison et al. 1991, Cheng et al. 1993, Le Roy 1994), que Duncan et al. (1994) et Le Roy (1994) mettent en relation avec une baisse constante du taux de fusion partielle de la source asthénosphérique. Ainsi, les magmas du premier volcan-bouclier sont de nature tholéitique à olivine à légèrement alcaline (la transition se situant vers 1 Ma: Le Roy 1994). Les coulées du second bouclier sont, elles, constituées de basaltes franchement alcalins et de produits plus sous-saturés (basanites, téphrites). Les dernières venues magmatiques (coulées de remplissage de vallées) sont, pour la plupart, très sous-saturées (basanites, néphélinites). Les laves différenciées (phonolites, phonotéphrites, trachytes) sont exceptionnelles à Tahiti Nui (McBirney et Aoki 1968, Boutault 1985).

B – Raiatea

L'île de Raiatea, découverte en 1769 par Cook, est le chef-lieu des Iles Sous Le Vent depuis 1945. Sa population est de 10000 habitants environ dont 3500 à Uturoa, la capitale (Fig. I.4). Localisée entre 151°20 et 151°30 de longitude ouest et entre 16°43 et 16°55 de latitude sud, l'île est située à environ 220 km au nord-ouest de Tahiti et sa forme subtriangulaire s'étend sur une surface de 194 km² (230 km² en comptant le lagon), ce qui fait d'elle la troisième île polynésienne par la superficie, après Tahiti et Nuku Hiva (Marquises). Raiatea et l'île voisine de Tahaa sont enserrées dans un même lagon, large parfois de 2 km, délimité par un récif barrière, émergeant peu, de 15 à 20 m d'épaisseur.

La morphologie globale de Raiatea est celle d'un volcan bouclier intra-océanique classique, dont les flancs ont une pente qui varie entre 15 et 20° (Blais et al. en préparation). Compte tenu de son âge, ce volcan est déjà intensément disséqué par l'érosion, qui a permis la mise à l'affleurement des unités volcaniques les plus anciennes dans les fonds des vallées du cœur de l'île (Blais et al. 1997). Les premières études chronologiques effectuées au moyen de la méthode de datation K-Ar sur roche totale avaient permis d'inscrire le volcanisme aérien de Raiatea entre 3,17 Ma et 2,29 Ma (Duncan et McDougall 1976, Diraison et al. 1991, White et Duncan 1996). Dans l'objectif du levé de la carte géologique (Blais et al. en préparation), un échantillonnage systématique récent, ainsi que de nouvelles datations effectuées par la méthode K-Ar sur mésostase séparée, ont permis de réduire la fourchette d'âge de la durée de

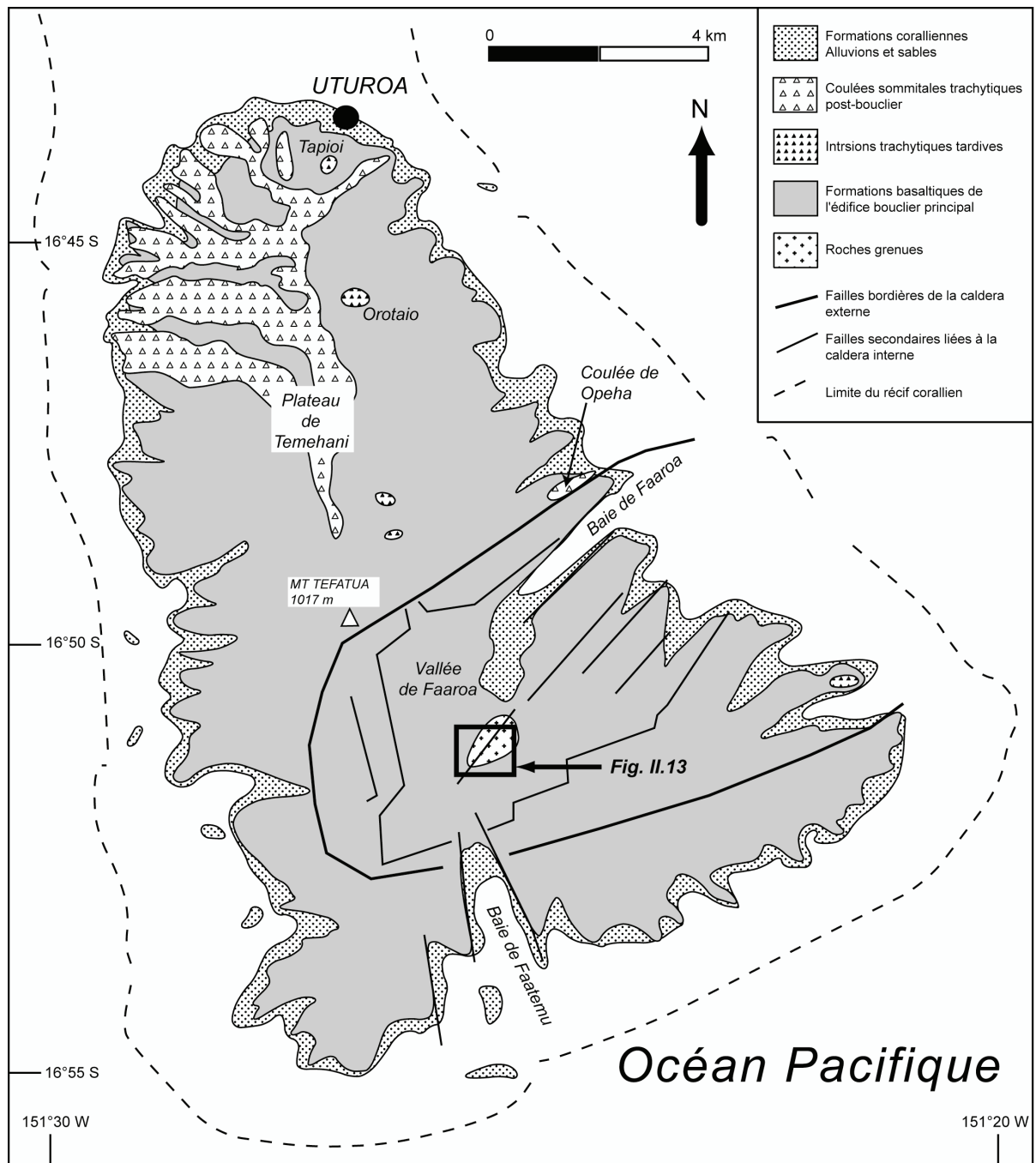


FIG. I.4: Carte géologique simplifiée de l'île de Raiatea. Elle est réalisée d'après ORSTOM (1993) et Blais et al. (1997). La localisation de la carte d'échantillonnage (Fig. II.13) est souligné par un rectangle noir.

l'activité aérienne à Raiatea, qui n'excéderait pas 320 000 ans (de 2,75 Ma à 2,44 Ma; Blais et al. 1997, Guillou et al. 1998, Guillou et al. soumis; Fig. I.2).

Les basaltes alcalins mis en place durant la phase de construction du volcan bouclier (à une vitesse de 4 mm/an en moyenne) entre 2,75 et 2,52 Ma, affleurent largement (Fig. I.4). Il s'agit de coulées à surface pahoehoe souvent métriques, beaucoup plus rarement décamétriques, qui montrent parfois des structures de type "tube de lave". Les dernières coulées de la phase bouclier comprennent des nodules de dunite et de lherzolite, et peuvent être formées d'océanites (Blais et al. 1997, Blais et al. en préparation). Les émissions magmatiques de la phase post-bouclier (2,53 à 2,44 Ma), volumétriquement beaucoup moins importantes que celles de la phase précédente, sont exclusivement trachytiques et se caractérisent par deux modes de mise en place. Constituant un entablement de 150 m d'épaisseur au nord de l'île, les coulées plurimétriques du Plateau de Temehani se sont épanchées dans des paléo-vallées et ont été mises ensuite à l'érosion par un phénomène d'inversion de relief (Fig. I.4). Elles ont été émises le long d'un rift orienté globalement N170° E sur 7 km de long. C'est également selon cette direction, correspondant à celle des discontinuités de la lithosphère océanique sous-jacente à Raiatea, que s'alignent quatre des cinq dômes trachytiques de 200 à 600 m de diamètre chacun (tels Orotai ou Tapioi), qui constituent les plus récentes manifestations volcaniques de l'île (Blais et al. 1997, Blais et al. en préparation).

Connue depuis les travaux de Deneufbourg (1965b), la principale structure tectonique de Raiatea est la dépression de Faaroa, dans la moitié méridionale de l'île (Fig. I.4). Cette dépression à fond relativement plat en forme de fer à cheval est largement asymétrique et elle s'ouvre sur l'océan dans sa partie orientale sur 5,2 km. Elle est limitée par une ligne de crêtes qui culmine au Mont Tefatua à 1017 m (le point culminant de Raiatea). La formation de cette caldeira est supposée avoir eu lieu à la toute fin de la phase bouclier (2,53 Ma; Guillou et al. 1998). Brousse et Berger (1985) ont identifié, emboîtée à l'intérieur de la précédente, une seconde caldeira à parois certes moins élevées mais semble-t-il plus récente (Dauteuil et al. 1998). L'absence d'exploration sous-marine au large de Raiatea, donc d'identification d'éventuels dépôts d'avalanches de débris, interdit à l'heure actuelle de trancher entre l'hypothèse de l'effondrement (Dauteuil et al. 1998) ou celle du glissement gravitaire sectoriel (Blais et al. 1997) pour expliquer l'origine de la dépression de Faaroa.

Au cœur de la dépression de Faaroa affleurent les roches grenues (gabbros selon Brousse et Berger 1985 et Blais et al. 1997), non datées, qui constituent l'objet de notre

travail. La rareté et la mauvaise qualité des affleurements de ces roches grenues n'a pas permis aux auteurs cités ci-dessus de fournir une interprétation claire quant à leur origine.

C – Bora Bora

L'île de Bora Bora est située à 300 km au nord-ouest de Tahiti et à 420 km de Mehetia et de la zone active du point chaud de la Société. Au coeur d'un lagon dépassant parfois 2 km de largeur, l'île volcanique est nettement plus petite que Raiatea (30 km² de superficie). Si, pour cette dernière, la morphologie du volcan-bouclier est encore distinguable, ce n'est plus le cas à Bora Bora, dont la partie émergée est entièrement démembrée par l'érosion. L'émersion des parties nord et est du large récif barrière (Fig. I.5) est due à un basculement tectonique tardif de l'édifice volcanique.

L'essentiel de la partie actuellement émergée du volcan est constitué de coulées métriques de basalte alcalin, beaucoup plus rarement d'hawaïite (Fig. I.5, Blais et al. 2000). Brousse et al. (1986) ont proposé que ces coulées se soient mises en place en deux épisodes distincts. En base de la séquence observable, certaines coulées montrent des tubes de lave. Elles constituent en ce cas la plupart des pointes de l'île. Contrairement aux îles voisines de Raiatea (Blais et al. 1997) ou de Huahine (Maury et al. sous presse), il n'existe pas à Bora Bora de formations volcaniques différenciées. Au nord de l'île affleurent, sur 200 m d'épaisseur, les dépôts stromboliens non-datés (scories et lapilli) de la formation de Taimoo. D'après Brousse et al. (1986) et Diraison (1991), trois générations de dykes et de sillons recoupent les formations effusives. La principale est constituée de dykes radiaires plurimétriques dont l'origine est supposée être consécutive à un gonflement du volcan. Les dykes de la seconde catégorie, épais de 20 à 30 m, seraient caractérisés par des coeurs de nature gabbroïque et liés à la formation de la caldeira. C'est à cette seconde catégorie que ces derniers auteurs relient l'intrusion située au sud du Motu Toopua, le sujet du présent travail. Nous montrons que, loin d'être gabbroïques, les roches grossières du Motu Toopua sont très majoritairement des pegmatitoïdes.

La caldeira sub-circulaire (4,4 km de diamètre), centrée sur la ville principale de l'île (Vaitape), est le trait tectonique majeur de Bora Bora (Fig. I.5). Ennoyée en grande partie par la mer, elle atteint 35 m de profondeur (Brousse et al. 1986). Le rebord ouest de la caldeira est marqué par les motu volcaniques Toopua et Toopuaiti (Fig. I.5), tandis que ses limites est et nord sont formées d'une ligne de crêtes qui comprend les principaux sommets de l'île, dont le

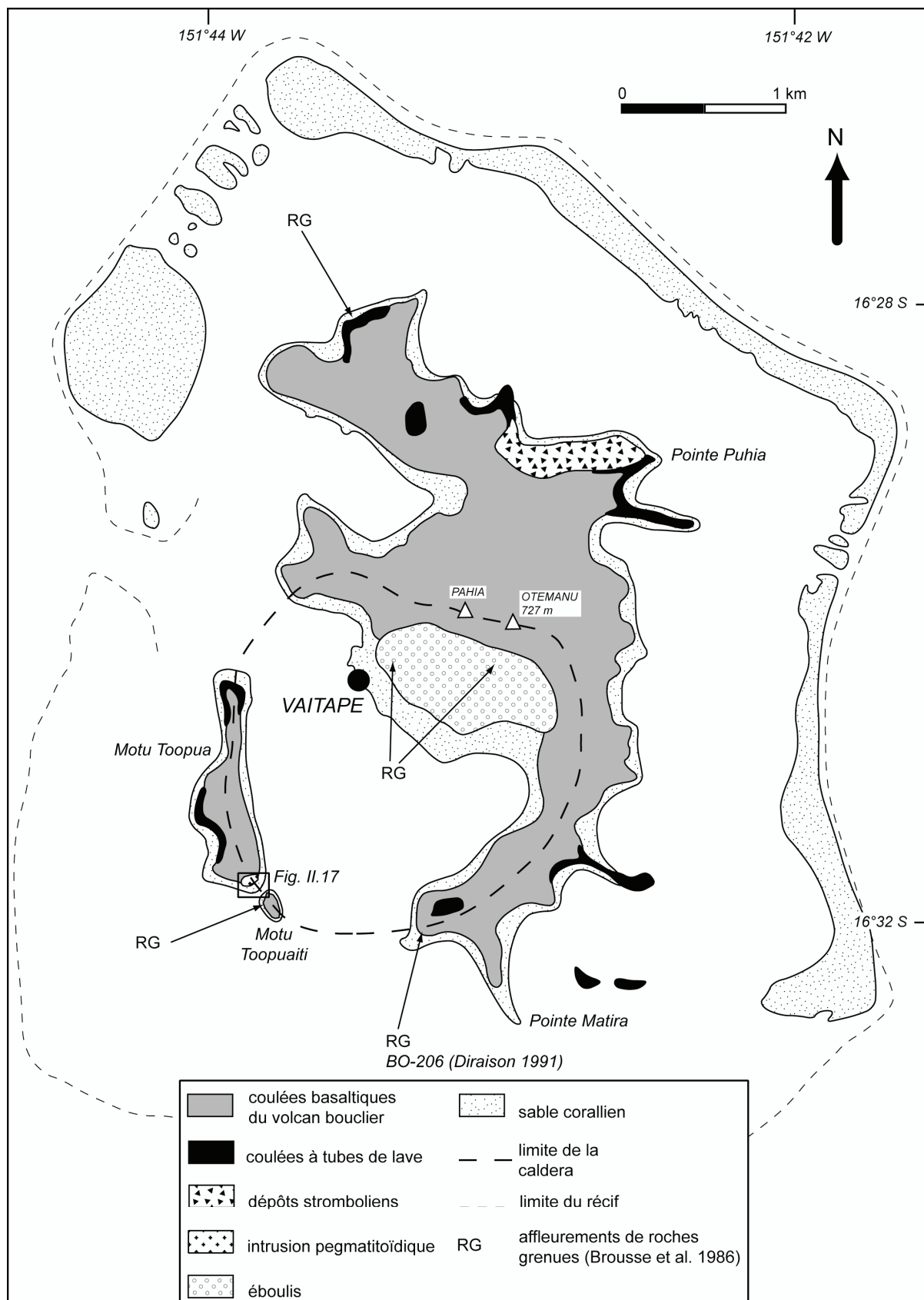


FIG. I.5: Carte géologique simplifiée de l'île de Bora Bora (d'après Blais et al. 2000). Elle comporte les points d'affleurements de roches grenues mentionnés par Brousse et al. (1986) et Diraison (1991). L'échantillon BO-206 est le seul de l'échantillonnage de R. Brousse dont nous avons pu nous procurer la lame mince.

point culminant (Otemanu 727 m). Aucune des études menées sur Bora Bora depuis les travaux de Deneufbourg (1965c) n'avance d'hypothèse concernant l'origine de la caldeira.

Par rapport aux datations effectuées par la méthode K-Ar sur roche totale (de 3,83 à 3,12 Ma: Duncan et McDougall 1976, Diraison et al. 1991), les résultats récents publiés par Blais et al. (2000) et utilisant la méthode K-Ar sur mésostase séparée permettent, comme dans le cas de Raiatea, de réduire la gamme d'âge du volcanisme aérien. Ainsi, celui-ci aurait pris place entre 3,45 Ma et 3,10 Ma, soit sur une durée deux fois moindre que ce qui était estimé précédemment.

D – Maupiti

L'île de Maupiti est située à 320 km au nord-ouest de Tahiti. Il s'agit de l'édifice volcanique émergé le plus éloigné de la zone active du point chaud de la Société, donc le plus ancien. C'est donc également le plus dégradé par l'érosion. Le cœur volcanique de l'île, de surface très réduite (4 à 5 km²), ne montre plus que quelques falaises résiduelles dont la plus élevée (Tiriano) atteint 372 m d'altitude (Fig. I.6). La superficie de l'île atteint un peu plus de 12 km² si l'on prend en compte le vaste lagon (plus de 2 km de large par endroit), qui n'est ouvert sur l'Océan que par une seule passe située au Sud.

Aucune des structures de l'ancien volcan-bouclier de Maupiti n'est plus identifiable. Toutefois, Duncan et McDougall (1976) ont reconnu dans la partie du volcan actuellement émergée le rebord septentrional d'une caldeira. Cette hypothèse a été confirmée par Clouard et al. (2000), qui interprètent l'anomalie gravimétrique positive découverte au sud du cœur volcanique comme une chambre magmatique solidifiée située à 100 m sous le niveau de la mer.

Les premières études géologiques de Maupiti, l'île la moins bien connue de ce point de vue dans l'Archipel de la Société, ont été effectuées par Brousse (1972). La majeure partie de l'édifice émergé est formée d'un empilement de coulées fluides de 1 à 2 m d'épaisseur, principalement constituées de basalte alcalin, mais également d'hawaïite dans la partie sommitale de l'île (Blais et al. 2002). Un cône strombolien non-daté, mais vraisemblablement tardif, s'est édifié à la pointe Paharae, au sud-ouest de l'île. Il est recoupé par des dykes basaltiques à mugéaritiques. La venue magmatique la plus évoluée connue à Maupiti s'exprime sous la forme d'un dyke benmoréitique épais (3 m) que l'on peut suivre sur 700 m dans le lit de la rivière Haranai au nord-est de l'île.

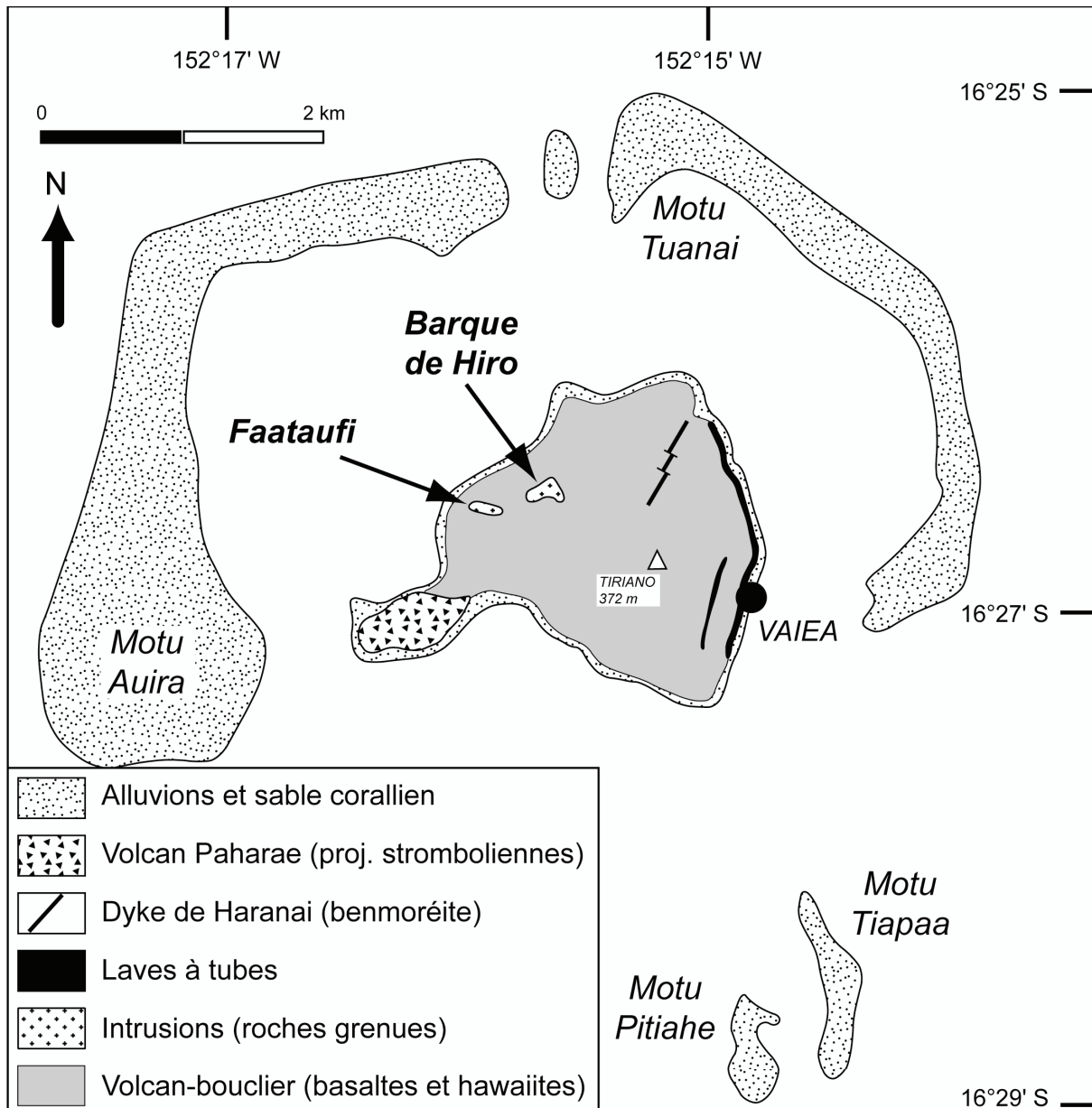


FIG. I.6: Carte géologique simplifiée de l'île de Maupiti, construite d'après Blais et al. (2002).

Deux massifs de roches grenues (Faataufi, Barque de Hiro), identifiées comme des gabbros par Blais et al. (2002), affleurent dans la partie nord-ouest de l'île. Leur étude constitue l'objectif de la présente étude.

Les études radiochronologiques les plus récentes (par méthode K-Ar sur mésostase séparée; Guillou et al. 1998, Blais et al. 2002; Fig. I.2) montrent que l'activité aérienne à Maupiti a duré au moins 300 000 ans (entre 4,51 et 4,21 Ma). Il semble que la phase bouclier soit antérieure à 4,35 Ma et que l'injection magmatique la plus récente (le dyke benmoréitique de Haranai) soit également la plus évoluée.

**Les *ROCHES* à *TEXTURE GROSSIERE* dans les
volcans de la *SOCIETE*:
*Des occurrences marginales mais systématiques***

Si l'on met à part les enclaves de roches ultramafiques (e.g., Berger 1981, Berger et Vannier 1984, Weber et al. 1989), l'abondante littérature disponible sur la géologie des volcans de l'Archipel de la Société ne fait que peu mention des roches à texture grossière. Excepté concernant le complexe de Tahiti Nui, aucune étude n'est allée jusqu'ici plus loin qu'une description de quelques échantillons par île, accompagnée parfois d'analyses chimiques.

L'importance volumétrique des roches à texture grossière dans les volcans de la Société est, à l'image de leur importance bibliographique, marginale. Toutefois, les descriptions existantes montrent clairement que les affleurements de ce type de roches se retrouvent dans chaque île, quel que soit l'âge du volcanisme aérien. Les roches basiques (gabbros, théralites) semblent être plus couramment observées que les roches évoluées (syénites, syénites néphéliniques). Globalement, les complexes, toujours décrits comme intrusifs, apparaissent se grouper en deux types principaux, en fonction du mode d'affleurement:

- les complexes annulaires (stratifiés), ou interprétés comme tels, généralement d'assez grandes dimensions et paraissant affleurer au niveau des planchers de caldeiras. A l'image de celui décrit par Brousse (1978) à Fatu Hiva (Marquises), ce groupe comprendrait les massifs de Tahiti Nui, Tairapu, Raiatea et, vraisemblablement, celui de Moorea.
- les dykes, parfois très épais, qui apparaissent souvent disposés de manière radiaire par rapport aux centres volcaniques ou aux caldeiras. Cela concerne les roches à texture grossière de Huahine, Tahaa et Bora Bora. Malgré l'absence de grandes structures volcaniques visibles à Maupiti, les massifs décrits dans cette île paraissent également faire partie de ce groupe (Blais et al. 2002).

A - Tahiti

Le massif de roches grenues de Tahiti Nui est le plus vaste connu à l'heure actuelle en Polynésie française. Les premiers galets de roches grenues (syénites) ont été découverts dans la vallée de la Papenoo entre 1838 et 1842 et décrits pour la première fois par Dana (1849 et 1886). A la suite de plusieurs séries d'études (menées entre 1898 et 1927) sur des collections ramenées de Tahiti entre 1850 et 1901, Lacroix (e.g., 1904, 1910) évoque la complexité pétrographique et le caractère néphéliniphère des roches grenues tahitiennes et fournit une carte de la zone-source des blocs trouvés dans la Papenoo, qu'il situe au cœur de l'île. Interprété d'abord comme le possible socle continental du volcan tahitien (Lacroix 1910), le massif de roches grenues est décrit pour la première fois en place par Marshall (1915) et Williams (1933), qui l'interprètent comme un culot solidifié de remplissage de la cheminée volcanique.

Les premières études modernes de radiochronologie et de pétro-géochimie sur le massif grenu tahitien, mentionné sur la carte géologique de Tahiti au 1/40000^{ème} (Fig. I.3) fournie par Deneufbourg (1965a), ont été effectuées par McBirney et Aoki (1968) et Dymond (1975). Hedge (1978) détermine sur deux échantillons les premières valeurs de rapports isotopiques du Sr.

Les connaissances actuelles des roches grenues tahitiennes sont livrées par l'étude des échantillons systématiquement prélevés et repérés par R. Brousse et G. Guille en 1970, et des quelques blocs collectés dans la vallée de la Papenoo par J.M. Bardintzeff en 1981. A partir de la carte interprétative du massif ainsi que des descriptions pétrographiques et des analyses minéralogiques et géochimiques fournies par Nitecki Novotny (1975) et Diraison (1987), un modèle pétrogénétique a été proposé par Bardintzeff et al. (1988) et Bonin et Bardintzeff (1989). Selon ces auteurs, le massif grenu est interprété comme une petite chambre volcanique solidifiée, mise en place vraisemblablement en relation avec un niveau de décollement, puis mise à nu par l'érosion.

Mentionné sur la carte géologique de Tahiti (Deneufbourg 1965a), le massif grenu affleurant au centre de la presqu'île de Taïarapu (Fig. I.3) est nettement moins bien connu que son voisin de Tahiti Nui, car très difficile d'accès dans la caldeira de Vaitepiha. McBirney et Aoki (1968), Dymond (1975) et Bardintzeff et al. (1988) fournissent sur quelques échantillons des données pétro-géochimiques et géochronologiques, sans qu'il leur soit possible d'esquisser une carte du massif.

B - Raiatea

Les roches grenues affleurant au cœur de la dépression de Faaroa, au sud-est de l'île de Raiatea, ont été notées par Deneufbourg (1965b) et échantillonnées par R. Brousse dans les années 1970 (Fig. I.4). Brousse et Berger (1985) interprètent ces gabbros et théralites comme une intrusion amenée à l'affleurement par l'érosion, et associée aux témoins d'une intense activité hydrothermale. Un unique échantillon décrit et analysé par Diraison (1987 et 1991) est qualifié de "gabbro différencié" ou "monzogabbro". Les essais infructueux de datation K-Ar effectués sur ce dernier, et mettant en évidence un excès d'Ar (donc l'absence de dégazage), ont confirmé la nature plutonique des roches grenues de Faaroa. Blais et al. (1997) ont fourni sur ces gabbros les descriptions et les analyses chimiques (éléments majeurs et en trace) les plus récentes.

C - Bora Bora

Comme pour la majorité des îles de la Société, les premiers échantillons de roches à texture grossière ont été prélevés à Bora Bora lors des missions menées par R. Brousse dans les années 1970. Dans cette île, Brousse et al. (1986) en recensent deux types (Fig. I.5). Le premier est constitué de quatre dykes épais dont trois sont intrusifs dans les murs de la caldeira. Interprétés comme la conséquence d'un gonflement du volcan, ils sont décrits par Brousse et al. (1986) et Diraison (1991) comme des gabbros équigranulaires porphyriques en olivine. Pourtant, Blais et al. (2000) ne mentionnent plus qu'une seule de ces 4 intrusions, le massif pegmatitoïdique (et non gabbroïque) du Motu Toopua, l'objet du présent travail. L'échantillon BR-31, décrit et analysé par ces derniers auteurs, a été collecté presque au niveau de la mer à l'extrémité sud-ouest de l'aire d'affleurement (voir plus bas).

Le second type de roches grenues se retrouverait, d'après Brousse et al. (1986) sous forme de blocs dans le niveau de brèches explosives affleurant dans les environs de Vaitape (Fig. I.5). Il s'agirait de gabbros théralitiques et de syénites néphéliniques cumulatives. Aucun de ces derniers affleurements ne figure sur la nouvelle carte géologique fournie par Blais et al. (2000).

D - Maupiti

Mentionnés dès le XIX^{ème} siècle comme "granites" (Ellis 1831), les gabbros de Maupiti ont fait l'objet d'un premier échantillonnage par Brousse (1972), qui les dénomme dans un premier temps microgabbros et microsyrénites. Sur deux échantillons représentatifs des deux massifs identifiés dans l'île (Fig. I.6), Diraison (1987) a procédé à une tentative en partie infructueuse de datation K-Ar et à une description pétrographique précise. Plus récemment, à la suite d'une nouvelle campagne d'échantillonnage, Blais et al. (2002) ont publié les premières analyses chimiques sur ces deux massifs gabbroïques, sans fournir d'hypothèse claire quant à leur origine. Le prélèvement effectué par ces derniers auteurs, trop vaguement localisé à l'échelle des intrusions, regroupe trois échantillons (MU-13 et MU-14 pour la Barque de Hiro et MU-16 pour le Faataufi) qui sont utilisables à titre de comparaison ou de référence pour notre propre échantillonnage.

E - Moorea, Huahine, Tahaa

Aucun affleurement de roche grenue en place n'a été retrouvé à Moorea. A la suite des premiers échantillonnages de R. Brousse dans les années 1970, Blanchard (1978) mentionne des blocs de gabbros jonchant par places le plancher de la caldeira occupant le nord de l'île. Trois de ces échantillons sont précisément décrits et analysés (essais de datation K-Ar) par Diraison (1987 et 1991). Ces blocs, interprétés comme le produit du démantèlement de la cheminée volcanique principale, ne seront jamais retrouvés par Le Dez (1996). Ce dernier ne décrit qu'un unique bloc de gabbro, situé hors-caldeira, de plus de 8 m de diamètre.

Signalées par Deneufbourg (1965d), échantillonnées par R. Brousse dans les années 1970, les roches grenues de Huahine sont citées en exemple par Nitecki Novotny (1975), qui les compare à celles du pluton de Tahiti Nui. Elles sont qualifiées par Brousse et al. (1983) et Macherey (1984) de microgabbros affleurant en dykes et sills parfois plurimétriques. Dans le cadre de la levée d'une nouvelle carte géologique précise, Maury et al. (sous presse) ne mentionnent plus dans leur notice que quelques blocs de gabbros (dont nous avons pu observer une lame mince) dans la partie nord de l'île.

Brièvement mentionnées par Brousse et al. (1986b), les roches à texture grossière de Tahaa font l'objet d'une étude plus complète par Gisbert (1989) et d'un essai de datation K-Ar par Diraison (1991). Plusieurs réseaux de dykes épais (2 à 70 m de puissance) sont ainsi

décrits, pour la plupart à l'intérieur des deux caldeiras de Haamene et Hurepiti. Il s'agirait de complexes radiaires liés à des gonflements du volcan de Tahaa (Gisbert 1989). La nature pétrologique de ces roches s'inscrirait entre des monzogabbros et des monzosyérites et syénites. Toutefois, des blocs collectés lors d'un échantillonnage plus récent (R. Maury, communication personnelle) seraient de nature clairement gabbroïque et non-cumulative.

Chapitre II

DONNEES DE TERRAIN

Le MASSIF de AHITITERA à TAHITI NUI: Roches grenues, environnement bréchiqque et effusif

La campagne de terrain de 6 jours entreprise au début du mois d'octobre 1999 sur le massif plutonique de Tahiti Nui avait pour but initial de reproduire et de compléter l'échantillonnage effectué en 1970 par R. Brousse et G. Guille dans l'objectif de contraindre sa géométrie. Il s'agissait également d'améliorer la connaissance de l'environnement géologique des roches grenues et d'essayer de déterminer leurs contacts avec l'encaissant lavique. Du fait du caractère inextricable de la végétation dans ce secteur de la dépression centrale de Tahiti Nui, nous n'avons pu accéder au cœur du massif grenu. Nous nous sommes donc attachés à décrire au mieux les affleurements accessibles ou mis à nu depuis 1970, en particulier ceux qui jalonnent la piste d'accès aux barrages. En revanche, notre connaissance du cadre géologique du massif a progressé par la reconnaissance des crêtes environnantes et la mise en évidence de leur nature bréchiqque.

A – Géographie – accès au massif

Le massif de roches grenues de Tahiti Nui affleure au cœur de la dépression de 8 km de diamètre qui occupe le centre de l'île (Fig. I.3). Il n'est accessible qu'en remontant, depuis la côte nord, la vallée de la rivière Papenoo (Fig. II.1) par l'unique piste traversière de l'île (véhicule 4x4 indispensable). L'existence de trois gués permettant à cette piste de traverser la Papenoo rend l'accès au centre de Tahiti Nui et, donc, au massif de roches grenues problématique en cas de pluies, celles-ci pouvant entraîner une hausse rapide du niveau de la rivière.

Des galets de roches grenues, tels ceux collectés par Jacques-Marie Bardintzeff en 1981, jonchent sur toute sa longueur le lit de la Papenoo. Les premiers affleurements en place se situent au voisinage du confluent des rivières Vaituoru et Maroto (Fig. II.2). On y accède en empruntant la piste qui part vers l'Ouest en contrebas du Relais de la Maroto, en suivant le cours de la rivière Vaituoru, qui est un affluent de la Papenoo (Fig. II.2).



FIG. II.1: Photographie (orientée vers le sud) de la vallée de la rivière Papenoo (dont le lit est visible au premier plan) à Tahiti Nui. Les reliefs distinguables à l'arrière-plan forment la crête qui limite la dépression de 8 km de diamètre creusée au centre de l'île.

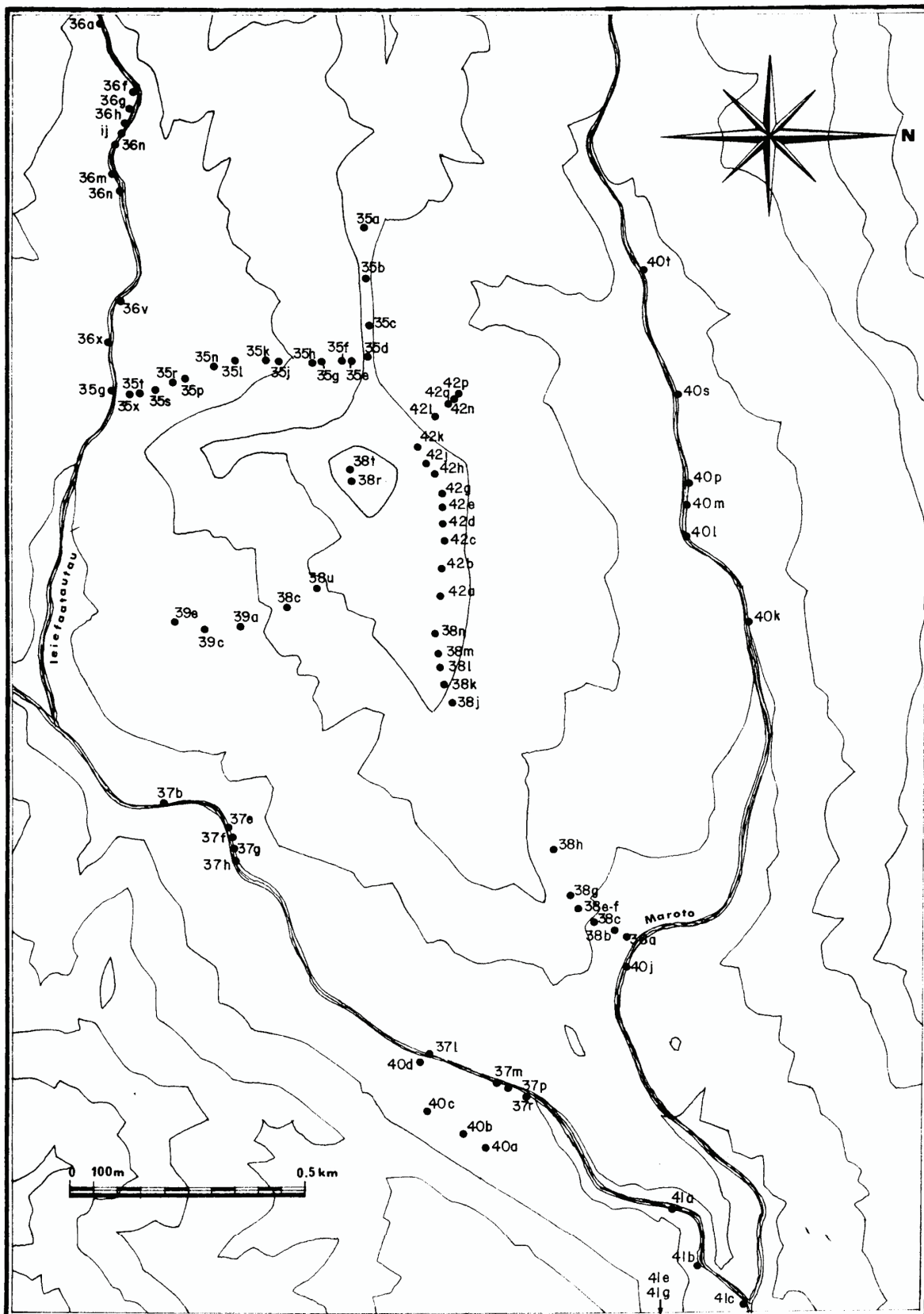


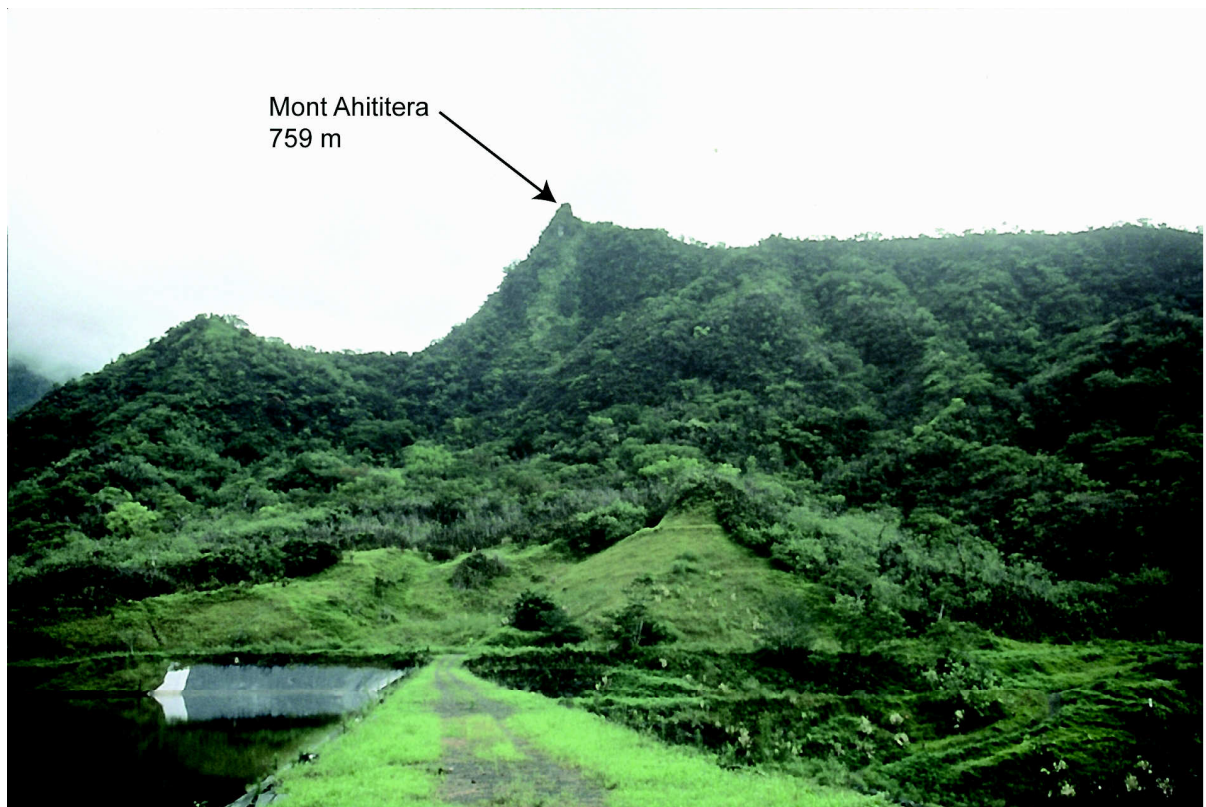
FIG. II.2: Positionnement des échantillons collectés en 1970 par R. Brousse et G. Guille sur le massif grenu du Mont Ahitiera. Seule une partie de cet échantillonnage a été exploitée par Nitecki Novotny (1975). Les échantillons alors concernés sont reportés sur la carte de la Fig. II.4.

Le massif de roches grenues de Tahiti Nui est centré sur le Mont Ahititera, qui domine le fond de la dépression centrale de 300 à 400 m et culmine à 759 m d'altitude (Fig. II.3). Il affleure sur une zone qui mesure approximativement 2600 m d'est en ouest et 1600 m du nord au sud (Fig. II.2) et qui s'inscrit entre les rivières Maroto, au nord, et Vaituoru et Ieifatautau au sud. L'aire d'affleurement des roches grenues est encadrée par plusieurs reliefs, falaises ou pitons ruiniformes, qui peuvent atteindre plus de 900 m d'altitude (Mont Teuruhe, 909 m). La pénétration à l'intérieur du massif est facilitée par les lits des rivières, ainsi que par la piste qui permet d'accéder aux barrages établis au sud sur la Vaituoru et au nord sur la Maroto (Fig. II.2 et II.3). Il faut noter toutefois que ni cette dernière piste, ni les barrages, ni la retenue d'eau créée par celui construit sur la Vaituoru ne figurent sur le fond topographique actuellement disponible pour le centre de Tahiti (document non-publié consultable à l'Aménagement du Territoire, Papeete, Tahiti), lacunes rendant le positionnement des échantillons très malaisé.

B – Echantillonnage de 1970

Le massif de roches grenues de Tahiti Nui a fait l'objet d'une mission d'échantillonnage de trois jours menée par R. Brousse et G. Guille en 1970. D'après la carte établie par Nitecki Novotny (1975), les prélèvements ont concerné à la fois les lits des rivières et le cœur du massif (Fig. II.2). Toutefois, seule une partie de l'échantillonnage de 1970 a été exploitée par Nitecki Novotny (1975) et Bardintzeff et al. (1988). Sur la carte de la Fig. II.4 sont reportés (petits symboles) les 24 échantillons prélevés (et parfaitement localisés) par R. Brousse et G. Guille et pour lesquels nous possédons une description pétrographique et/ou une analyse chimique (analyses reportées en ANNEXE 1). Dans l'objectif d'établir une nouvelle carte géologique interprétative du massif de Ahititera, cet échantillonnage est complémentaire de celui que nous avons réalisé en 1999. En effet, il fournit des renseignements sur la géologie du cœur du massif, que la prolifération de *Miconia calvescens* depuis 25 ans a rendu pratiquement inaccessible (Birnbaum 1995, Meyer et Florence 1996, Fig. II.3). La nomenclature des roches (voir chapitre III) échantillonnées par R. Brousse et G. Guille en 1970 et par nous-mêmes en octobre 1999, lesquelles ont permis l'élaboration de la carte géologique interprétative présentée au chapitre VII, a été homogénéisée à partir des diagrammes de classification proposés par Streckeisen (1974) et Le Bas et Streckeisen (1991).

La pétrographie des échantillons collectés en 1970 et décrits par Nitecki Novotny (1975) n'est pas indépendante du lieu de prélèvement (Nitecki Novotny 1975, Fig. II.2 et II.4).



Mont Ahititera
759 m

FIG. II.3: Photographie (orientée vers le nord-ouest) du Mont Ahititera, le coeur du massif de roches grenues de Tahiti Nui, vu depuis le barrage sur la Vaituoru (au premier plan). La retenue d'eau créée par ce barrage est visible à gauche de l'image.

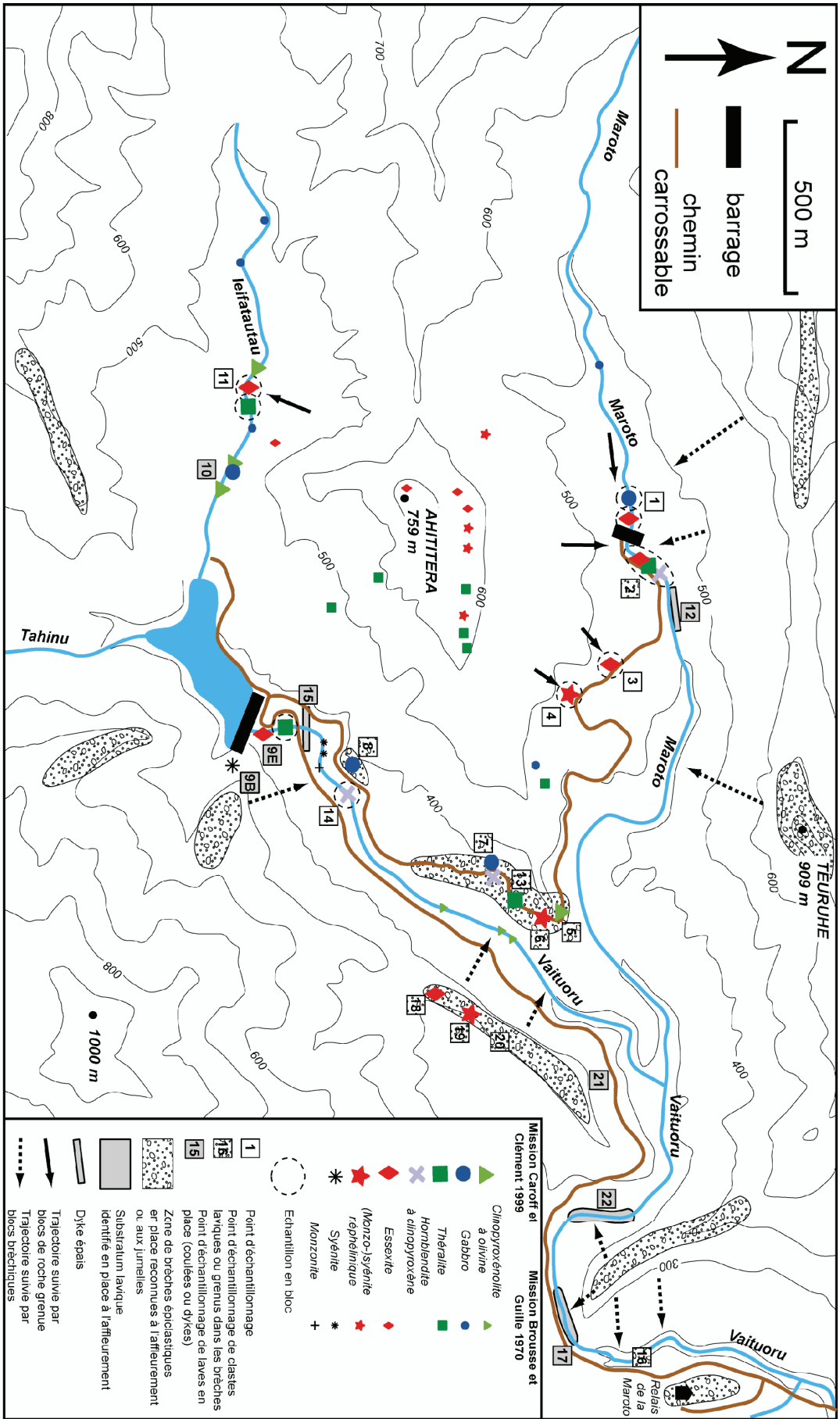


FIG. II.4: Carte d'échantillonnage de la zone d'affleurement du massif de roches grenues de Ahitiera et de son environnement. Y figurent les échantillons de roche grenue collectés lors des deux missions de 1999 et 1970 (Nitecki Novotny 1975). N.B.: les échantillons grenus indiqués à l'intérieur de zones bréchiques ont été collectés en tant que clastes dans ces brèches.

En effet, les pyroxénolites à olivine n'ont été collectées que dans le lit de la Vaituoru (échantillons 37L, 37P, 37M). Les gabbros (échantillons 36G, 36M, 38H, 38X, 40F) proviennent essentiellement des lits de la Maroto et de la Ieifatautau. Les théralites (échantillons 38G, 38K, 38L, 38U, 39A, 42A) ont été collectées surtout dans la partie est du coeur du massif grenu. La partie ouest (le sommet du massif, dont le Mont Ahititera) a, quant à elle, fourni la totalité des échantillons de roches grenues évoluées sous-saturées (essexites 35R, 38T, 42H, 42J; monzosyérites et syénites néphéliniques 38N, 42C, 42D, 42P). Dans le lit de la Vaituoru ont également été prélevées deux syénites (échantillons 37E et 37G) et une monzonite (échantillon 37H).

C – Nouvelles données de terrain – octobre 1999 (Fig. II.4)

1 – Les affleurements de roche grenue en place ou en blocs éboulés

- **Site n°1 – Lit de la Maroto (face ouest du barrage):** Des blocs de roche grenue pouvant atteindre une taille plurimétrique parsèment le lit de la rivière. Aucun affleurement en place n'est visible. Les blocs sont constitués majoritairement de gabbro (THG-1A, -1B, -1D), mais des blocs d'essexite (THG-1E) ont aussi été identifiés. Certains blocs gabbroïques sont recoupés par des dykes de microsyénite néphélinique (THG-1D: A gabbro, B microsyénite néphélinique).
- **Site n°2 – Lit de la Maroto (est du barrage, au niveau de la vanne):** Des blocs de roche grenue pouvant atteindre une taille plurimétrique parsèment le lit de la rivière. Aucun affleurement en place n'est visible. Les blocs d'essexite, parfois de taille importante (> 10 m), sont majoritaires (THG-2C). Les variations de faciès sont représentées par la présence régulière dans ces blocs de niveaux "aplitiques" (leucocrates) ou à tendance pegmatitique (Fig. II.5). On identifie également sur ce site des blocs de théralite (THG-2A, -2B) ainsi que de hornblendite à clinopyroxène (THG-2D), ces derniers étant nettement plus rares. La taille importante des blocs d'essexite implique que leur zone source n'est certainement que peu éloignée de leur lieu de gisement actuel.



FIG. II.5: Photographie de détail d'un bloc d'essexite de grande dimension éboulé dans le lit de la rivière Maroto (site n°2). La roche montre, à l'échelle du décimètre, des variations de faciès nettes sous la forme de veinules ou de niveaux lobés présentant une texture à tendance pegmatitique, dans lesquels les grandes amphiboles sont bien visibles (en pointillés).

Site n°3 – Piste nord du massif: Bloc plurimétrique d'essexite sur le côté ouest de la piste (THG-3A). Il est recoupé par une veine leucocrate de 10 cm de puissance, aux contacts diffus et lobés, constituée de syénite néphélinique (THG-3B).

- **Site n°4 – Piste nord du massif:** Bloc plurimétrique, apparemment dynamité, constitué de monzosyénite néphélinique (THG-4) situé sur le côté ouest de la piste.
- **Sites n°5, 6, 7, 8 et 13 – côté ouest de la piste à l'est du massif:** voir plus loin le paragraphe consacré aux affleurements de brèches épicastiques. Les roches grenues échantillonnées correspondent à des clastes dans les brèches.
- **Site n°9B – côté est du barrage sur la Vaituoru (au niveau de l'écluse):** Le barrage de la Vaituoru, dans sa partie est, s'appuie sur une falaise vraisemblablement dégagée lors de sa construction (postérieure à 1970 puisqu'il n'en est pas fait mention par Nitecki Novotny 1975). Cette falaise entaille une crête orientée NW-SE et met à l'affleurement, dans sa partie inférieure, une masse importante (apparemment en place, Fig. II.6A) d'une roche très leucocrate, à pâtime jaunâtre et à l'aspect altéré, qui apparaît être une syénite (THG-9B). L'ensemble de l'affleurement est recoupé par de nombreux dykes de puissance inférieure au mètre. La majorité de ces dykes semble s'être injectés à la faveur de diaclases et ne paraissent pas avoir d'orientation préférentielle (Fig. II.6B).
- **Site n°9E – lit de la Vaituoru, en contrebas du barrage:** Le lit de la Vaituoru est entaillé dans une masse en place d'essexite porphyroïde en amphibole (THG-9E1), dont le contact avec la formation syénitique du barrage n'est pas observable. Recoupée par de nombreux dykes (présentant souvent des bordures figées très nettes, c.f. plus bas), la masse d'essexite montre parfois des variations de faciès vers des textures pegmatitiques (à grandes amphiboles: THG-9D3). Le lit de la rivière est également parsemé à cet endroit de blocs (taille de l'ordre du mètre au maximum) de syénite et de théralite (certains de ces derniers montrent des litages: théralite THG-9E2).
- **Site n°10 – lit de la Ieifatautau (aval):** Le lit de la Ieifatautau est à cet endroit entaillé dans une formation en place de clinopyroxénolite à olivine, mélanocrate à texture très grossière (THG-10B). Cette roche est recoupée par de fines veinules claires constituées de calcite. La clinopyroxénolite montre par endroit un contact net et parfois lobé avec une roche nettement plus claire (Fig. II.7), un gabbro, volumétriquement minoritaire dans le lit de la rivière (THG-10C). Des blocs de petite

taille d'un faciès de gabbro lité et plus grossier se remarquent également à cet endroit (THG-10E).

- **Site n°11 – lit de la Ieifatautau (amont):** Comme plus en aval, la formation grenue majoritaire à ce niveau du lit de la Ieifatautau reste la clinopyroxénolite à olivine mélanocrate (THG-11D). On ne remarque pas de variation de faciès par rapport à THG-10B. Deux types de blocs présents dans le lit de la rivière retiennent l'attention. D'abord ceux montrant le contact (diffus, lobé) entre une théralite mésocrate et une essexite leucocrate à très grandes amphiboles (THG-11B, Fig. II.8A). Ensuite les blocs plurimétriques d'essexite (THG-11A) qui présentent un faciès proche de celui remarqué à l'affleurement 2 (Fig. II.8B).
- **Site n°14 – lit de la Vaituoru (aval du gué):** Les blocs de syénite et surtout d'essexite, provenant des formations en place en amont, sont largement majoritaires dans le lit de la rivière à ce niveau. Toutefois, on identifie également des blocs mélanocrates (1 à 2 m de diamètre) de hornblendite à clinopyroxène (THG-14).

2 – Les affleurements de brèches épicrostiques – clastes de roche grenue et laviques

a) Description générale des brèches - caractérisation

Les lits des rivières limitant l'aire d'affleurement du massif plutonique sont encombrés de deux types de blocs. D'abord des blocs composés de roche grenue, qui sont déjà décrits plus haut; ensuite des mégablocs atteignant souvent la dizaine de mètre de diamètre et de nature clairement bréchique. Nos observations nous ont montré que le faciès de cette brèche variait assez peu dans l'espace, les différences d'un site à l'autre tenant essentiellement à la présence ou l'absence de clastes de roches grenues.

Ces mégablocs bréchiques se retrouvent au nord dans le lit de la Maroto, aussi bien qu'au sud dans le lit de la Vaituoru et de la Ieifatautau (c.f. plus bas). L'observation détaillée de la falaise dominant le massif grenu à l'est de la Vaituoru (affleurements 18 à 20, cf plus bas, Fig. II.4) a permis de montrer que ce relief ruiniforme était constitué de la même formation bréchique, dans ce cas en place, et pouvait constituer la zone-source des mégablocs éboulés vers l'ouest dans la Vaituoru. Le même type de raisonnement nous a conduit à reconnaître dans les reliefs ruiniformes (Fig. II.9) encadrant la zone d'affleurement du massif

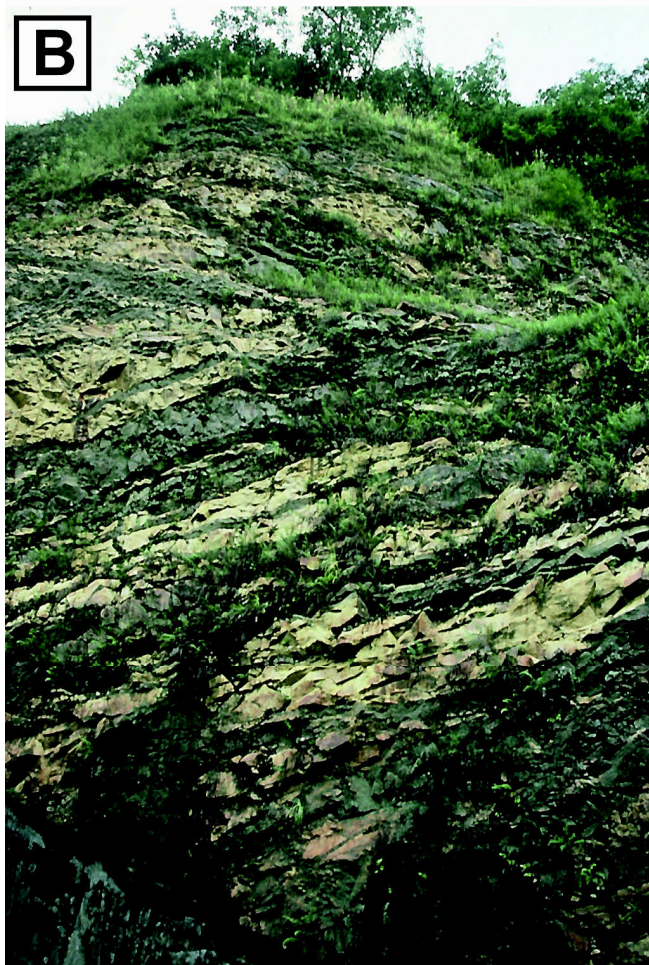


FIG. II.6: Photographies de la falaise de syénite soutenant le barrage de la Vaituoru et constituant le site d'affleurement 9B.

A - Vue d'ensemble de la falaise syénitique montrant l'écluse du barrage au premier plan. Le replat situé au niveau du sommet de la partie syénitique de la falaise semble montrer que la roche grenue n'affleure pas plus haut.

B - Vue de détail de l'affleurement de syénite. La roche, altérée à pâture jaunâtre, est recoupée de nombreux dykes pluri-décimétriques sans orientation préférentielle. Ces dykes (échantillons THG-9C1 et -9C4) présentent, comme leur encaissant, le même aspect altéré et la même pâture jaunâtre qui est parfois associée à de fins dépôts de sulfures (pyrite très probablement).

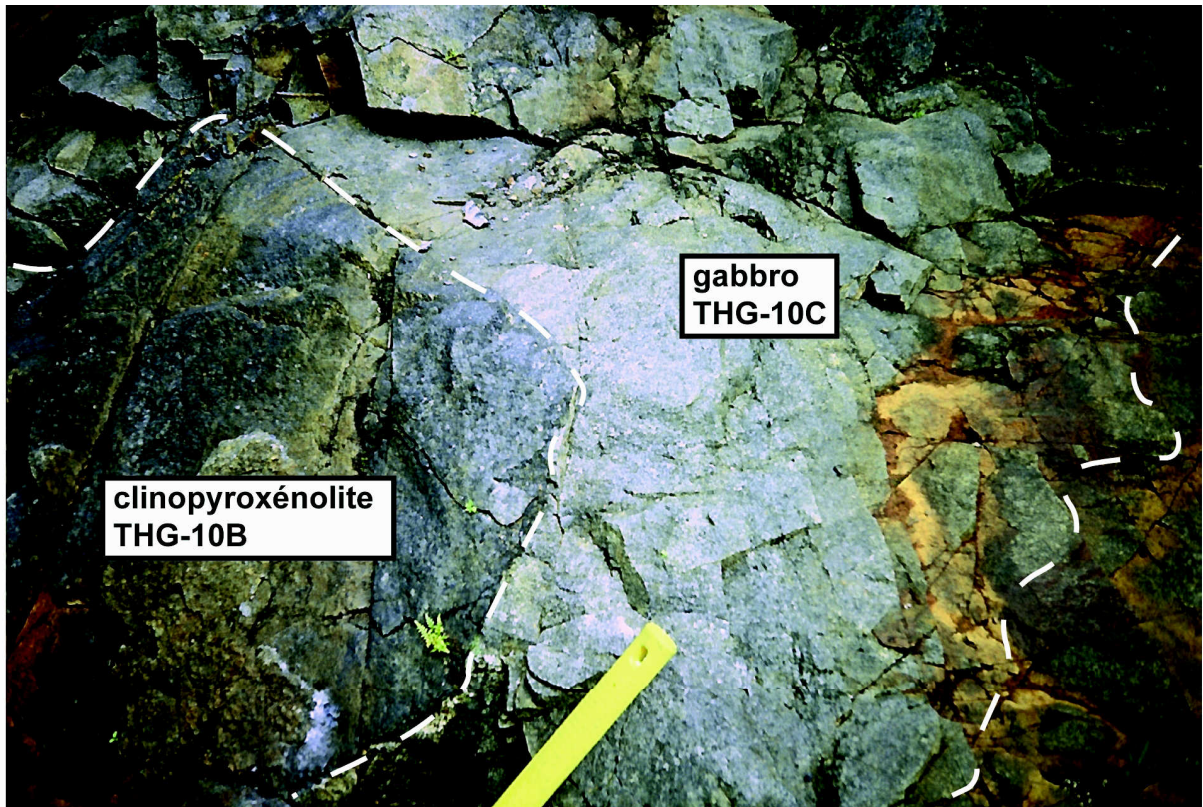


FIG. II.7: Photographie de détail du site d'affleurement 10 (lit de la rivière Iefatautau). L'image montre le contact net mais lobé (pointillés) entre la clinopyroxénolite à olivine (échantillon THG-10B), volumétriquement majoritaire dans le lit de la rivière, et un gabbro plus leucocrate (échantillon THG-10C). Le manche de la masse, en bas de l'image, donne l'échelle.

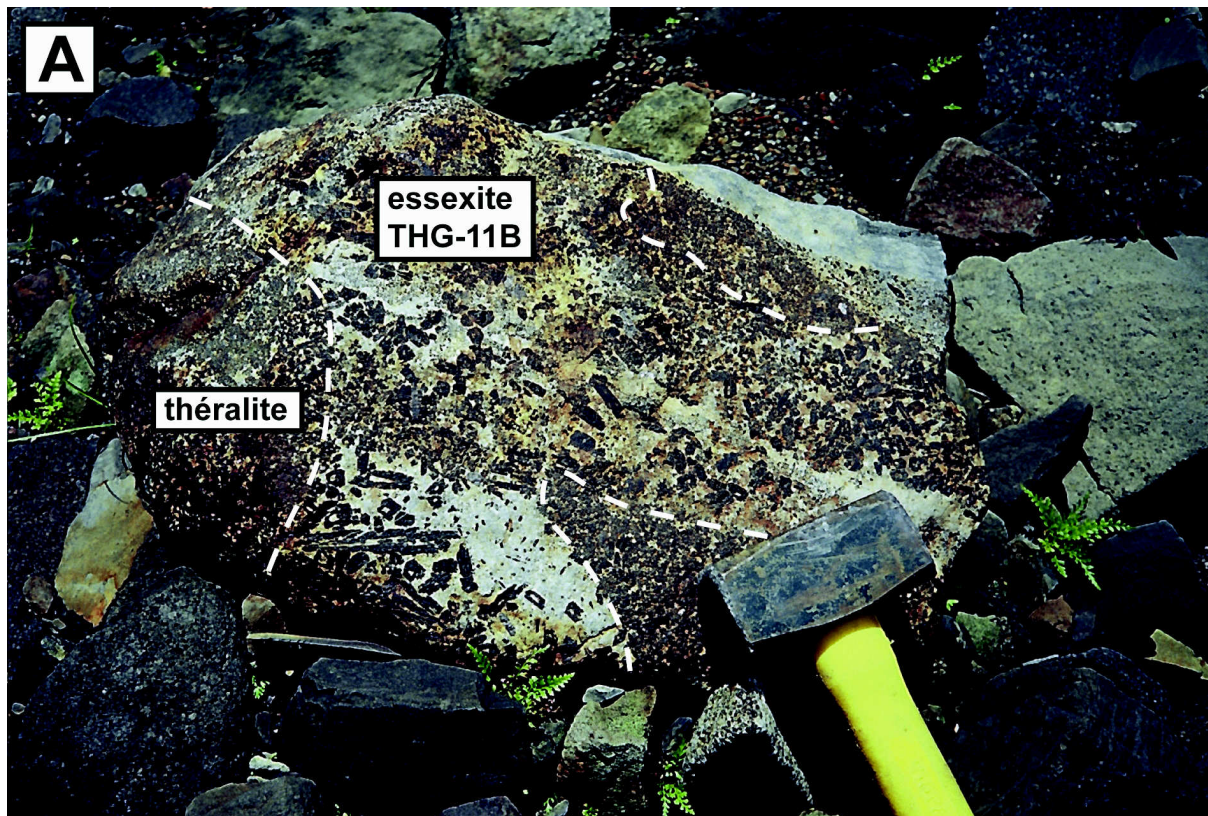


FIG. II.8: Photographies des deux faciès d'essexite présents en blocs dans le lit de la rivière Ieifatautau (site d'affleurement n°11).

A - Vue d'un bloc (quelques décimètres de diamètre) montrant le contact entre une théralite méso à mélanocrate et une veine d'essexite à texture pegmatitique (THG-11B, très semblable à THG-9D3, échantillonné au voisinage du barrage de la Vaituoru). Les grands minéraux sombres visibles dans les veines essexitiques sont des amphiboles parfois pluri-centimétriques.



B - Blocs plurimétriques d'essexite (faciès le plus courant à cet endroit) jonchant le lit de la rivière. L'aspect de la roche à l'affleurement semble proche de celui remarqué au nord dans le lit de la Maroto (affleurement 2).

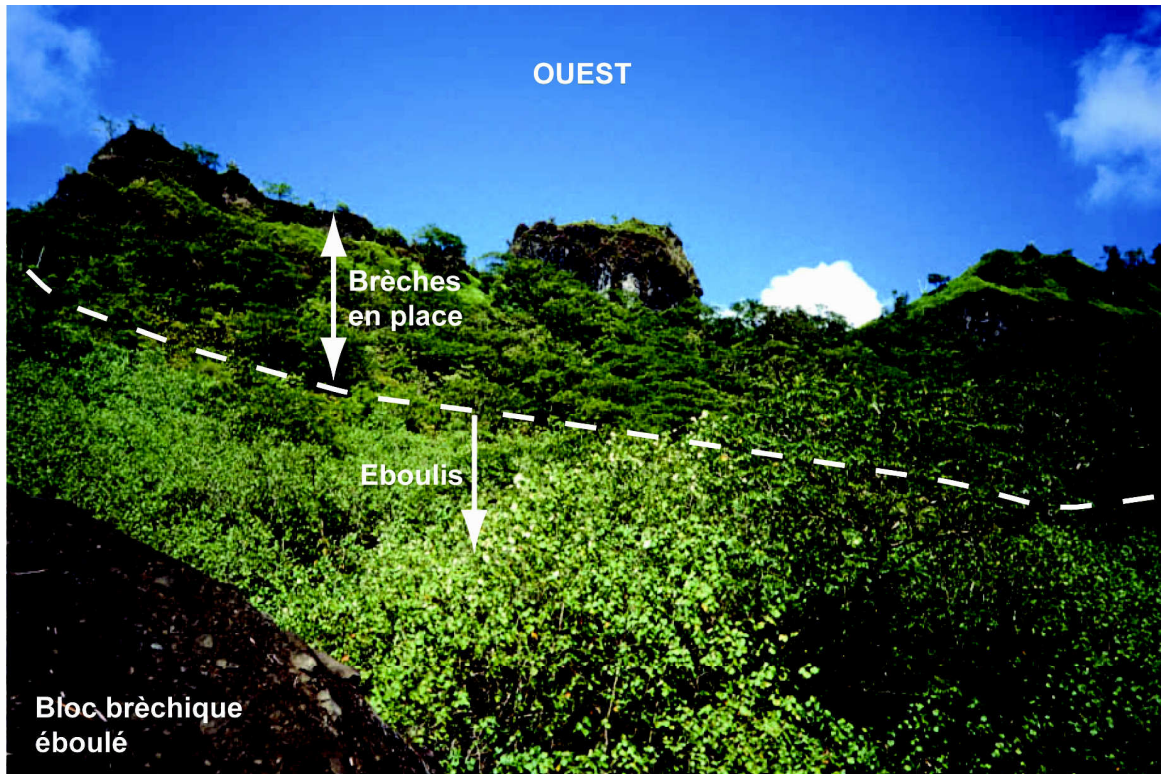


FIG. II.9: Photographie de la crête brèchique dominant, à l'ouest, le site d'affleurement n°16 dans le lit de la Vaituoru. L'altitude de la crête atteint 350 à 400 m et domine de 100 à 150 m le lit de la rivière. La partie sommitale de la crête (falaise) est visiblement constituée de la formation brèchique en place, tandis que sa partie basale est recouverte d'éboulis. Un mégabloc brèchique éboulé depuis la crête est en partie visible au premier plan.

grenu les zones-source potentielles des mégablocs bréchiques présents dans la Maroto ou la Ieifatautau (falaises symbolisées sur la Fig. II.2 du type de celle photographiée sur la Fig. II.9). Ce serait ainsi le cas, en particulier, de la crête située au nord de la rivière Maroto, et culminant au Mont Teuruhe à 909 m d'altitude.

La formation ainsi identifiée est une brèche polygénique ne présentant, à l'échelle des blocs ou des pans de falaises observés, aucune organisation interne. La taille maximum des clastes atteint couramment 50 cm à 1 m; les éléments dépassant cette taille sont plus rares. Cependant, les clastes les plus grands présentent systématiquement une forme moins émoussée que les plus petits. En fonction de la localisation, la proportion de clastes de roche grenue par rapport à ceux de nature lavique (large gamme lithologique) semble variable. Sauf exception (voir plus bas), la matrice de cette brèche est de couleur grisâtre à brunâtre. Elle s'est visiblement formée par micro-bréchification d'éléments laviques, et ne semble représenter dans tous les cas jamais plus de 40% en volume de l'unité bréchique.

La caractérisation en tant que dépôts d'avalanche de débris, ainsi que la détermination de l'extension spatiale (par l'utilisation d'une image SPOT) et la datation indirecte de cette unité de brèches épicastiques sont des points amplement développés dans notre article actuellement sous presse au *Journal of Volcanology and Geothermal Research* et qui figure plus bas au chapitre VII.

b) Echantillonnage des clastes grenus et laviques

- **Site n°2 – Lit de la Maroto (est du barrage, au niveau de la vanne):** Nombreux mégablocs bréchiques éboulés dont certains contiennent des clastes de roche grenue (gabbro THG-2E).
- **Site n°5, 6, 7, 8 et 13 – Côté ouest de la piste à l'est du massif:** La piste d'accès aux barrages a été creusée à cet endroit dans la formation bréchique en place (Fig. II.10A). Toutefois, cette dernière a ici un aspect différent de celui qui peut être observé sur les mégablocs jonchant les lits de rivière. En effet, la matrice comme les clastes présentent une couleur jaunâtre prononcée, pouvant évoquer l'action de fluides hydrothermaux après le dépôt de la formation bréchique (Fig. II.10B). Celle-ci contient majoritairement des clastes laviques (taille < 1 m), dont les teintes variables suggèrent des natures pétrographiques différentes (par exemple

phonotéphrite THG-5A). Les clastes de roche grenue sont également très nombreux. Parmi eux, les clinopyroxénolites sont numériquement dominants (THG-5C, Fig. II.10B). Mais nous avons également échantillonné des clastes de gabbro (THG-7B et 8A), de théralite (THG-13A), de hornblendite à clinopyroxène (THG-7A) et de monzosyénite néphélinique (THG-6A). L'ensemble de la formation semble recoupée par des dykes de puissance excédant très rarement le mètre et de natures pétrographiques variables (dykes aphyriques, eux même parfois recoupés par des dykes ankaramitiques, Fig. II.10A). Même s'ils se sont apparemment mis en place après le dépôt de la formation bréchique, ils sont également affectés par l'altération hydrothermale (pâtine jaunâtre).

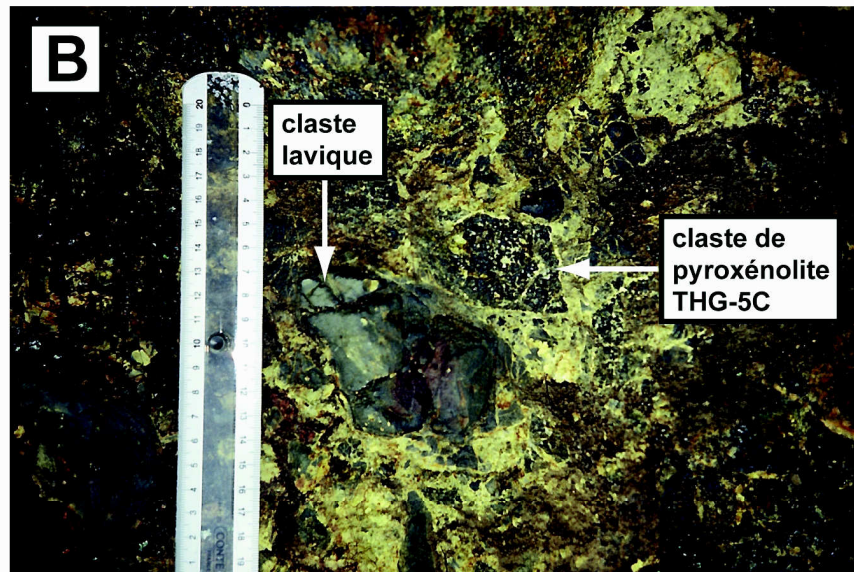
- **Site n°16 – Lit de la Vaituoru, en contrebas du Relais de la Maroto:** Présence de nombreux mégablocs bréchiques (taille > 10 m, Fig. II.11A et B) dans le lit de la rivière, très vraisemblablement éboulés depuis la crête dominant le site à l'ouest (Fig. II.9). Les clastes laviques sont de nature pétrographique extrêmement variable, aphyrique (plus ou moins vacuolaire: téphrite THG-16C) ou ankaramitique principalement. On note l'absence de claste de roche grenue.
- **Sites n°18, 19 et 20 – falaise bréchique dominant le lit de la Vaituoru:** Il s'agit de la face est d'une falaise haute d'une soixantaine de mètres et constituée apparemment de la formation bréchique que l'on retrouve en blocs éboulés dans le lit de la Vaituoru (Fig. II.11C). Les faciès sont sensiblement identiques dans les deux cas. Les clastes laviques (< 50 cm de diamètre) échantillonnés sont de nature très variable: basanites (THG-18A et -18B) aussi bien que basaltes alcalins (THG-20). Les éléments grenus sont très rares, mais peuvent présenter une taille atteignant 2 m (essexite très altérée THG-18C, syénite néphélinique THG-19).

3 – Environnement effusif du massif plutonique et dykes postérieurs à sa mise en place

Les conditions d'affleurement ne nous ont pas permis d'identifier précisément le contact entre le massif de roche grenue de Tahiti Nui et son environnement lavique. Celui-ci est néanmoins parfois observable en place dans le lit de la Vaituoru (**sites n°17 et 22**, Fig. II.2). Dans les deux cas, les coulées mises à l'affleurement sont très altérées (échantillons THG-17 et THG-22). Elles sont recoupées par des dykes de puissance décimétrique. Le **site**



FIG. II.10: Photographies des sites d'affleurement des brèches épicastiques sur les flancs est du Mont Ahititera. A - Vue générale de l'affleurement n°6 (photographie orientée vers l'ouest). La piste est entaillée dans la formation bréchique en place. Les traits pointillés délimitent un dyke épais reconnaissable au sein des brèches. Son interruption brusque à gauche permet de faire l'hypothèse qu'il s'agit d'un élément d'un grand claste ayant préservé son intégrité au cours de la bréchification.



B - Vue de détail des brèches en place à l'affleurement n°5. La teinte jaunâtre de la matrice est aisément visible. Elle enrobe des clastes dont la taille moyenne est proche du décimètre. La photographie montre un claste lavique ainsi qu'un claste de clinopyroxénolite aux formes anguleuses.



FIG. II.11: Photographies des brèches épicastiques (en blocs et en place) dont les zone d'affleurement semblent encadrer le massif de roches grenues de Tahiti Nui.

A - Vue d'un mégabloc bréchique éboulé dans le lit de la rivière Vaituoru, non loin du Relais de la Maroto (site n°16). Les clastes (exclusivement laviques) les plus grands sont aisément visibles. Certains dépassent largement le mètre de diamètre. On note l'absence de structure interne visible à l'échelle de ce bloc.

B - Autre vue d'un mégabloc bréchique éboulé dans le lit de la rivière Vaituoru sur le site d'affleurement n°16.

C - Vue de la base de la falaise située au sommet de la crête dominant le lit de la Vaituoru sur sa rive droite, à l'est du massif grenu (affleurement 18). La formation de brèches épicastiques est ici en place. Les clastes les plus grands, pouvant atteindre plus de 5 m de diamètre, sont bien visibles. L'analogie de faciès entre les blocs éboulés (A et B) et la formation en place (C) plaide en faveur de leur appartenance à une même unité géologique.

n°21 permet l'observation de dykes de diverses natures apparentes (basalte alcalin THG-21A), aux formes sinueuses, injectés dans une formation à l'aspect si chaotique et altéré qu'il n'est pas possible de déterminer s'il s'agit de l'encaissant effusif ou de la formation bréchique à l'affleurement plus haut sur la crête.

Quel que soit le site de prélèvement sur le massif plutonique, les formations grenues visibles en place sont recoupées par de nombreux dykes dont la puissance excède rarement le mètre. Ils sont particulièrement bien observables sur les **zones d'affleurements 9B, 9E, 10 et 11**. Les prélèvements effectués ont permis de mettre en évidence la grande variabilité de la nature pétrographique de ces dykes. Ainsi, au niveau des **affleurements 9B et 9E**, la basanite ankaramitique THG-9D6 est intrusive dans l'essexite de type THG-9E1 (Fig. II.12) tandis que les dykes THG-9C1 (basanite) et -9C4 (téphrite), à l'aspect altéré, se sont injectés dans la masse de syénite de type THG-9B (dykes représentatifs de ceux figurant sur les Fig II.6A et B). Au niveau de l'**affleurement n°10**, dans le lit de la rivière Ieifatautau, nous avons prélevé deux dykes intrusifs dans la clinopyroxénolite à olivine de type THG-10B: la basanite THG-10D et la phonotéphrite THG-10A.

Deux autres dykes (**sites n°12 et 15**) ont particulièrement retenu notre attention, par leur puissance exceptionnelle (> 15 m). Tous deux sont orientés pratiquement est-ouest et sont recoupés eux-mêmes par des dykes de puissance nettement moindre (décimétrique). Le basalte alcalin THG-12B affleure dans le lit de la Maroto, sur la rive gauche de la rivière. Le trachybasalte potassique THG-15A est visible en section transversale sur les rives de la Vaituoru, à 200 m environ au nord du barrage. Dans les deux cas, il n'est pas possible de déterminer la nature (grenue ou effusive) des formations dans lesquelles ces dykes épais se sont injectés.

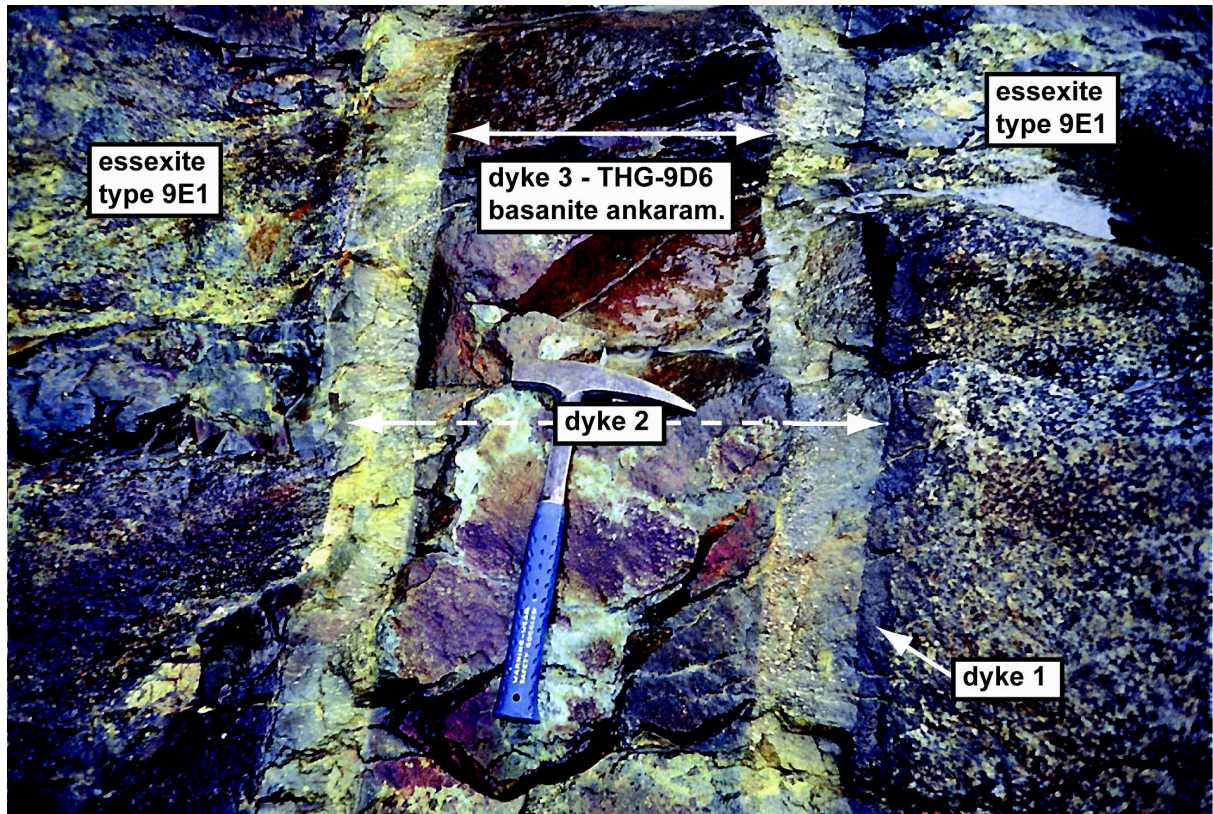


FIG. II.12: Photographie montrant, sur l'affleurement d'essexite en place 9E (contrebas du barrage de la Vaituoru: Fig. II.4), un dyke à injections multiples particulièrement remarquable. Le premier dyke fin (dyke 1 à texture apparemment vitreuse) s'injecte dans la masse d'essexite. A la faveur d'une fracture née au niveau de l'épente gauche du dyke 1, le dyke 2 s'injecte à son tour dans un encaissant refroidi (présence de bordures figées). Enfin, le dyke 3 s'injecte au niveau d'une fracture créée au coeur du dyke 2. Il présente lui-aussi des bordures figées. Il faut noter que les dykes 1 et 2 sont très altérés alors que le dyke 3 (basanite ankaramitique THG-9D6) semble remarquablement frais.

Les pointements gabbroïques de la vallée de FAAROA à RAIATEA:

Lors de la mission de 1999, nous avons consacré 4 jours (du 22 au 25 octobre) à l'étude des quelques affleurements de roches grenues localisés au cœur de la dépression de Faaroa dans l'île de Raiatea. D'après S. Blais (communication personnelle), qui est en charge du levé de la carte géologique de Raiatea, nous pouvons considérer que nous avons recensé l'ensemble des affleurements possibles de ces roches grenues. Etant données les très mauvaises conditions d'affleurement, les buts (limités) de l'étude de terrain étaient de localiser précisément les pointements de roches grenues dans la vallée de Faaroa et de réaliser un échantillonnage, le plus exhaustif possible, des faciès rencontrés.

A – Géographie – accès aux affleurements

Les pointements de roche grenue de Raiatea sont localisés au centre de la dépression de Faaroa (dimensions 8 x 5 km) qui occupe pratiquement toute la moitié méridionale de l'île (Fig. I.4). Comme le montre la carte de la Fig. II.13 (carte localisée sur la Fig. I.4), les roches grenues semblent affleurer dans une zone sub-rectangulaire qui mesure approximativement 1300 m d'est en ouest et 700 m du nord au sud. Ce secteur de la dépression de Faaroa a une altitude comprise entre 10 et 100 m et il est traversé du nord au sud par les nombreux méandres d'un affluent de la rivière Apoomau. On accède à la zone d'affleurement en empruntant, depuis la route du tour de l'île, la voie goudronnée qui permet de la traverser du nord au sud entre les baies de Faaroa et de Faatemu (Fig. I.4 et II.13).

Les pointements de roche grenue de Raiatea sont très difficiles à détecter et malaisés d'accès. En effet, les terrains volcaniques ont subi dans ce secteur de la dépression de Faaroa une extrême altération, générant des sols ferralitiques (appelés "mamu" en Polynésie Française) propices au développement de la végétation sauvage et de l'agriculture. Les quelques affleurements repérés "émergent" ainsi d'une couche de "mamu", de couleur ocre

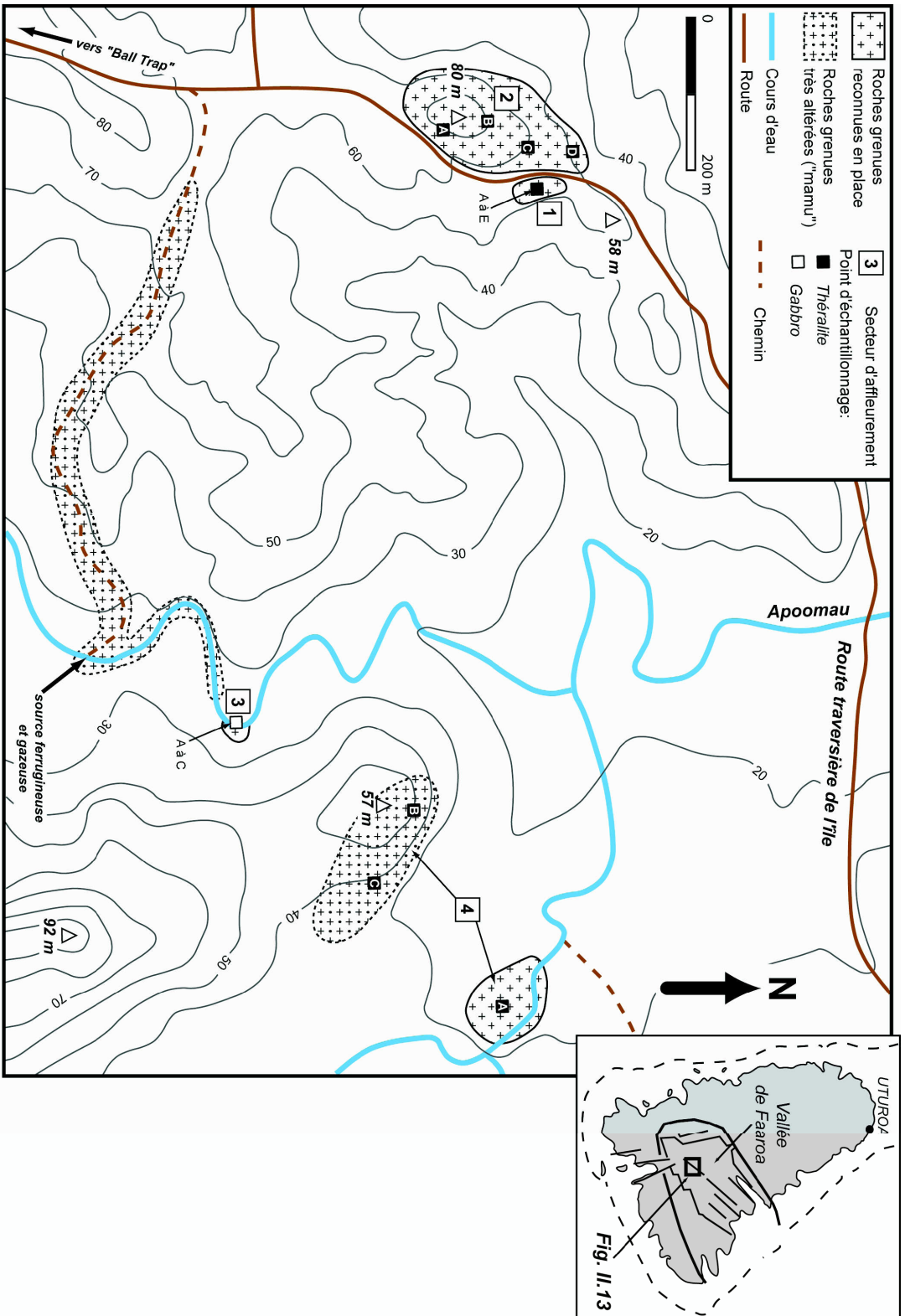


FIG. II.13: Carte topographique de l'aire d'affleurement des pointements de gabbro dans la vallée de Faaroa, à Raiatea. Elle montre la position des échantillons prélevés ainsi que les zones où les roches grenues ont été reconnues en place ainsi qu'en blocs altérés. En médaillon est figurée une carte générale de l'île indiquant la position de la zone d'affleurement des roches grenues.

rouge à brune et épaisse de plusieurs mètres, sous un couvert végétal au caractère inextricable. Pour toutes ces raisons, nous n'avons pu repérer de contact entre les affleurements de roche grenue et un éventuel encaissant effusif.

B – Echantillonnage précédent

Lors des campagnes de terrain menées dans le cadre du levé de la carte géologique de l'île, S. Blais a prélevé les échantillons RI-85 et –86 sur les sites d'affleurement que nous nommons 1 et 2, et RI-28 et –29 sur le site 3 (Fig. II.13). Les analyses chimiques de ces quatre échantillons (S. Blais, communication personnelle et Blais et al. 1997) serviront à valider nos propres mesures.

C – Nouvelles données de terrain (Fig. II.13)

Le nouvel échantillonnage entrepris en octobre 1999 se répartit entre les quatre zones d'affleurement connues pour les roches grenues de la vallée de Faaroa (Fig. II.13).

- **Site n°1 – Route traversière (côte est):** A 10 mètres à l'est du bas-côté de la route traversière, affleurement de 5 pointements (échantillons RIG-1A à E) de quelques mètres carrés chacun sur une surface de 20 m x 10 m environ. La roche, érodée "en gouttières", présente une pâtine très sombre et se trouve entièrement recouverte de mousses et lichens (Fig. II.14). Aucun système de fractures ni aucune variation de faciès n'est donc visible dans la roche à l'échelle de l'affleurement. A la cassure, il s'agit d'une théralite mésocrate non-porphyroïde dans lequel feldspaths, pyroxènes et olivines sont nettement identifiables. Les pyroxènes semblent toutefois présenter une taille sensiblement plus importante que celle des autres minéraux.
- **Site n°2 – Route traversière (côte ouest):** Immédiatement à l'ouest de la zone d'affleurement n°1, le site n°2 se présente comme une colline d'une trentaine de mètres de hauteur (depuis le niveau de la route) et culminant à 80 m d'altitude. Ce relief est armé par un ensemble de pointements en place d'une théralite au faciès qui, à la cassure, est en tous points semblable à celui échantillonné sur le site 1. Les affleurements (RIG-2A à –2D) émergent de leur propres éboulis qui tapissent les flancs de la colline. La roche montre les mêmes types de pâtine et de figure d'érosion

"en gouttières" qu'au site d'affleurement n°1 et apparaît parfois en dalles verticales et érodées de quelques centimètres d'épaisseur (pointement RIG-2C, Fig. II.15). L'état de dégradation de la surface des affleurements empêche toute observation de la fracturation ou des éventuelles variations du faciès.

- **Site n°3 – Lit de l'affluent de la rivière Apoomau:** En rive droite de la rivière, un gabbro apparemment en place affleure sur 10 à 15 m de long et 3 m de hauteur (Fig. II.13 et II.16). La roche (RIG-3A à –3B), à pâtime brune, apparaît un peu plus sombre et d'un grain plus grossier, semble-t-il, que celle qui a été échantillonnée sur les zones d'affleurement 1 et 2. Trois familles de diaclases permettent le débit de la roche en dalles de 20 à 40 cm d'épaisseur: un système horizontal et deux systèmes verticaux orientés N94° E et N170° E (Fig. II.16). Il doit être noté également que l'étroit chemin et le lit de la rivière, qui autorisent l'accès à l'affleurement 3 depuis la route traversière, sont jonchés de blocs très altérés de roches grenues impossibles à identifier.
- **Site n°4:** Entre 400 et 600 m au nord-ouest du site d'affleurement 3, la zone 4 est parcourue par une ancienne piste qui ne figure pas sur la carte topographique actuelle de Raiatea (Fig. II.13). Les échantillons RIG-4B et –4C sont des blocs d'un faciès théralitique mélanocrate émergeant du "mamu" sur les flancs d'une colline culminant à 57 m d'altitude. L'échantillon RIG-4A (d'un faciès semblable aux deux précédents) a été collecté en place sur une petite butte topographique (apparemment constituée en totalité de roche grenue) à 5 m au-dessus du lit d'un des cours d'eau de la partie occidentale de la vallée de Faaroa.



FIG. II.14: Photographie de détail de l'affleurement n°1 les figures d'érosion "en gouttières" qui sont caractéristiques de l'altération des roches grenues de la vallée de Faaroa. La pátine sombre, elle même couverte de mousses et de lichens, empêche d'observer les éventuelles variations de faciès à l'échelle de l'affleurement.



FIG. II.15: Photographie de détail de la théralite à l'affleurement 2C. A ce niveau, les figures d'érosion "en gouttières" sont remarquables. L'altération est à l'origine du découpage de la roche en dalles verticales qui émergent du "mamu".



FIG. II.16: Photographie de détail de l'affleurement n°3 (limite en trait pointillé), en rive droite de l'affluent de la rivière Apoomau. Le gabbro, à fleur d'eau, se débite en dalles horizontales de 20 à 40 cm d'épaisseur.

L'intrusion pegmatitoïdique de la CLOCHE DE HIRO (Motu Toopua) à BORA BORA:

L'intrusion qui arme la partie sud du Motu Toopua à Bora Bora est, avec le gabbro de la crête du Faataufi à Maupiti, celle qui affleure le mieux parmi les cinq que nous avons étudiées. L'objectif des trois jours consacrés à son étude (17 au 19 octobre 1999) était de profiter des bonnes conditions d'affleurement pour effectuer des prélèvements et des mesures de fracturation réparties sur l'ensemble de l'intrusion.

A – Géographie – accès aux affleurements

La carte de la Fig. I.5 montre que l'intrusion étudiée est localisée à l'extrémité sud d'un motu basaltique (le Motu Toopua) émergeant du lagon à l'ouest du cœur de l'île de Bora Bora. Ce motu s'est trouvé isolé vraisemblablement du reste de l'île volcanique du fait du basculement vers le sud-est de l'ensemble de l'édifice après la fin de l'activité aérienne (Brousse et al. 1986, Blais et al. 2000), qui a conduit à l'ennoiement d'une partie de la caldeira. Le Motu Toopua est, par ailleurs, considéré comme matérialisant le rebord occidental de cette caldeira.

L'intrusion apparaît comme essentiellement pegmatitoïdique (Fig. II.17). Elle affleure sur une longueur d'environ 250 m et une largeur pouvant atteindre 120 m. Elle est orientée approximativement N40° à N45° E, soit perpendiculairement à la limite de caldeira (au niveau du Motu Toopua) proposée par Blais et al. (2000). Elle forme une colline (lieu dit de la "Cloche de Hiro") qui atteint 38 m d'altitude (Fig. II.17 et II.18).

Il faut également noter que, à l'ouest de la zone d'affleurement des pegmatitoïdes, au niveau de l'eau, l'encaissant effusif est visible, sans qu'il soit possible toutefois de positionner précisément son contact avec l'intrusion.

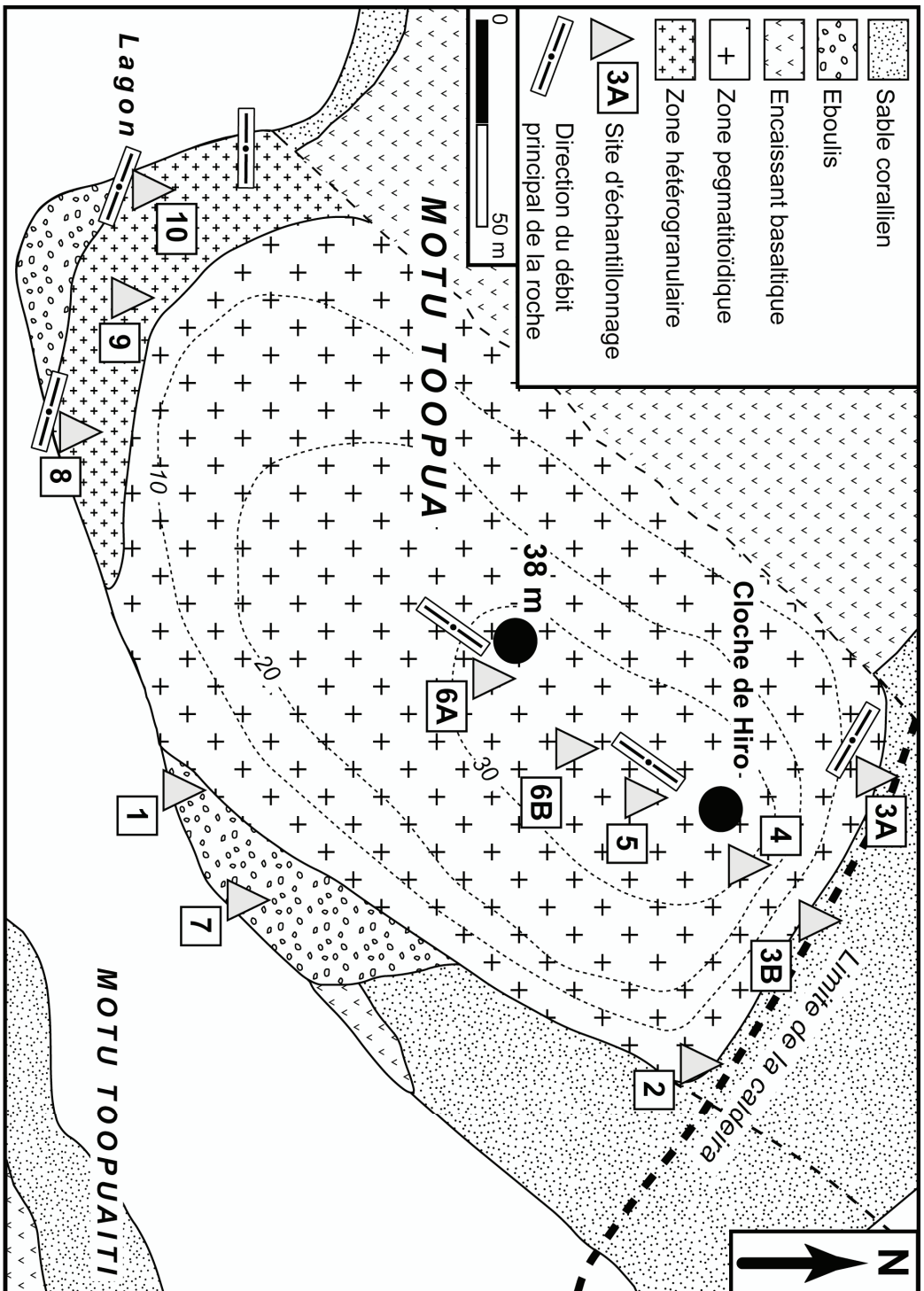


FIG. II.17: Carte géologique schématique du massif pegmatitoïdique de la Cloche de Hiro, à Bora Bora, et de son environnement. La carte montre principalement l'emplacement des 12 points de prélèvement, la direction et le pendage des fractures matérialisant le débit de la roche et la localisation de la faille supposée limiter la caldeira. La carte permet également de visualiser la localisation de la zone hétérogranulaire et celle, plus étendue, de la zone pegmatitoïdique. N.B.: Les limites occidentales de la zone d'affleurement du massif ne sont pas précisément localisées.

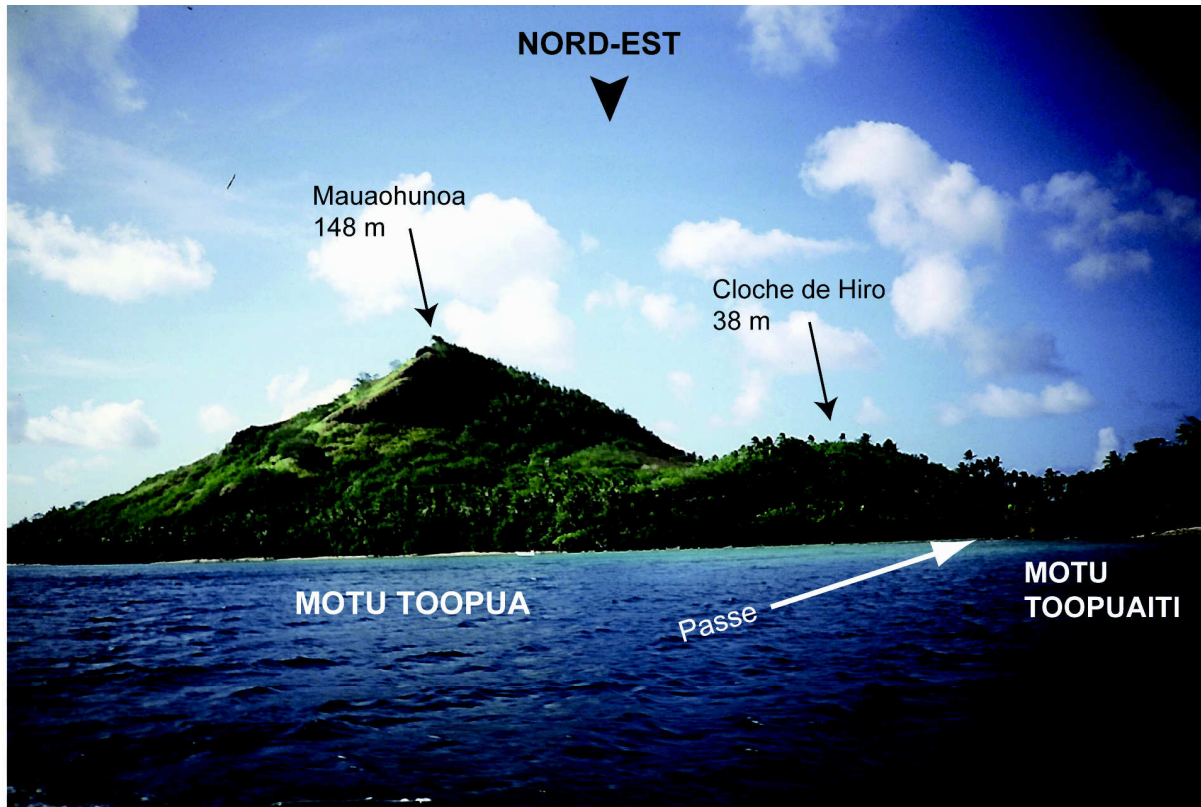


FIG. II.18: Photographie (orientée vers le nord-est) du Motu Toopua, qui culmine à 148 m, au milieu du lagon de l'île de Bora Bora. L'intrusion pegmatitoïdique occupe son extrémité sud et forme une colline atteignant 38 m d'altitude (Cloche de Hiro). Le Motu Toopua est séparé du Motu Toopuaïti par une passe d'une trentaine de mètres de large.

B – Les variations de faciès (Fig. II.17)

A l'affleurement, le massif de la Cloche de Hiro se présente comme une roche mélanocrate dont le grain, de l'ordre du millimètre, est aisément distinguable à l'œil nu. La pâtime sombre est fine et n'existe que localement, ce qui a permis de suivre l'évolution du faciès sur l'ensemble de l'intrusion. La roche présente, lorsqu'elle est en place, des figures d'érosion "en gouttières" qui évoquent celles déjà mentionnées dans le cas des gabbros de Faaroa, à Raiatea (voir plus haut, Fig. II.19). Les variations du faciès visibles macroscopiquement sont au nombre de trois:

- D'abord un changement subtil mais continu de la granulométrie. Quelque soit le site de prélèvement, les minéraux présents dans la roche restent parfaitement identifiables: pyroxènes, feldspaths et rares olivines (à l'exception toutefois du site 10). Néanmoins, depuis les points de prélèvement 8 à 10, aux limites sud de l'aire d'affleurement, jusqu'aux points 4 et 5, dans sa partie centrale, on peut observer une augmentation régulière du grain de la roche, qui acquiert progressivement un caractère pegmatitoïdique franc. Cette augmentation de taille (les minéraux peuvent atteindre des dimensions de plusieurs millimètres) semble clairement s'accompagner de l'accroissement de l'allongement de certains minéraux. Cette dernière remarque vaut surtout pour les pyroxènes, les plus aisément reconnaissables à la cassure de la roche.
- Ensuite la présence, par places (affleurements 6A, 6B et 8 par exemple), de "patches" sub-circulaires composés de minéraux blancs et mats (zéolites), que l'on peut supposer être liés à des remplissages tardifs de vacuoles.
- Enfin, dans un bloc collecté au niveau de l'affleurement n°1 (échantillon BBG-1), l'observation d'une fraction d'une veine d'une puissance de 2 cm, plus claire que la roche encaissante, et dont les épontes apparaissent nettes et rectilignes.

C – Le débit de la roche

A la différence de l'intrusion du Faataufi (à Maupiti), présentant elle-aussi de bonnes conditions d'affleurement, celle de la Cloche de Hiro à Bora Bora ne montre pas clairement un débit en prismes. En revanche, l'intrusion de Bora Bora est structurée en dalles sub-verticales

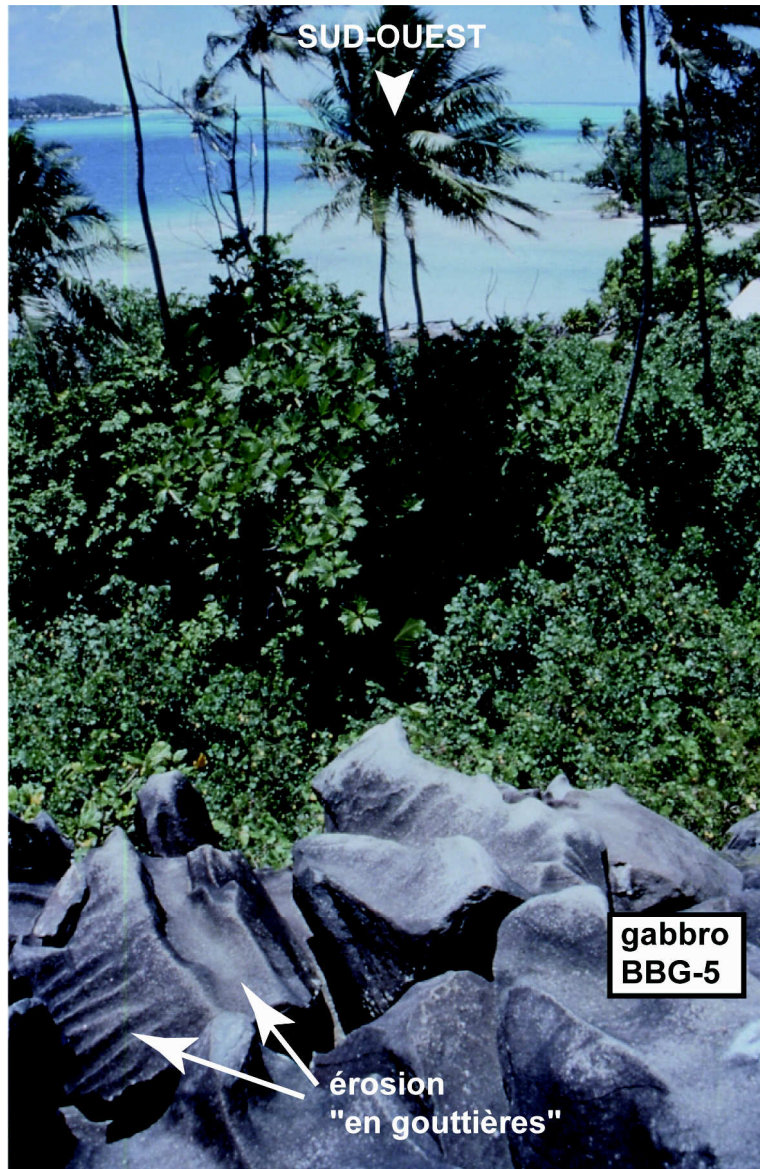


FIG. II.19: Photographie de détail de la pegmatitoïde de la Cloche de Hiro au niveau de l'affleurement n°5 (sommets de l'intrusion). L'image montre bien le caractère mélanocrate de la roche, et surtout les figures d'érosion "en gouttières" qui l'affectent.

dont il est possible d'observer, tout au long de la zone d'affleurement, les variations de l'orientation:

- Dans les zones périphériques de l'aire d'affleurement, au niveau des sites 3A et 8 à 10, les fractures soulignant le débit sont orientées N90° à N120° E, soit une direction sub-perpendiculaire à la celle de l'allongement général du massif de la Cloche de Hiro (Fig. II.17). L'orientation des fractures peut subir, sur seulement quelques mètres de distance, des changements notables: au niveau du site 10, on observe par exemple une évolution entre N96° et N115° E. L'espacement entre les fractures varie, là où elles sont observables en périphérie du massif, entre 5 et 40 cm.
- Dans la zone centrale et axiale de l'aire d'affleurement (Fig. II.17), au contraire, les dalles formées sont épaisses parfois de plus d'un mètre (Fig. II.20A). Le sommet du massif, au niveau de la Cloche de Hiro proprement dite (Fig. II.20B), est ainsi entaillé par des fractures orientées N30° à N40° E, autrement dit selon une direction qui est presque parallèle à celle de l'allongement général du massif.

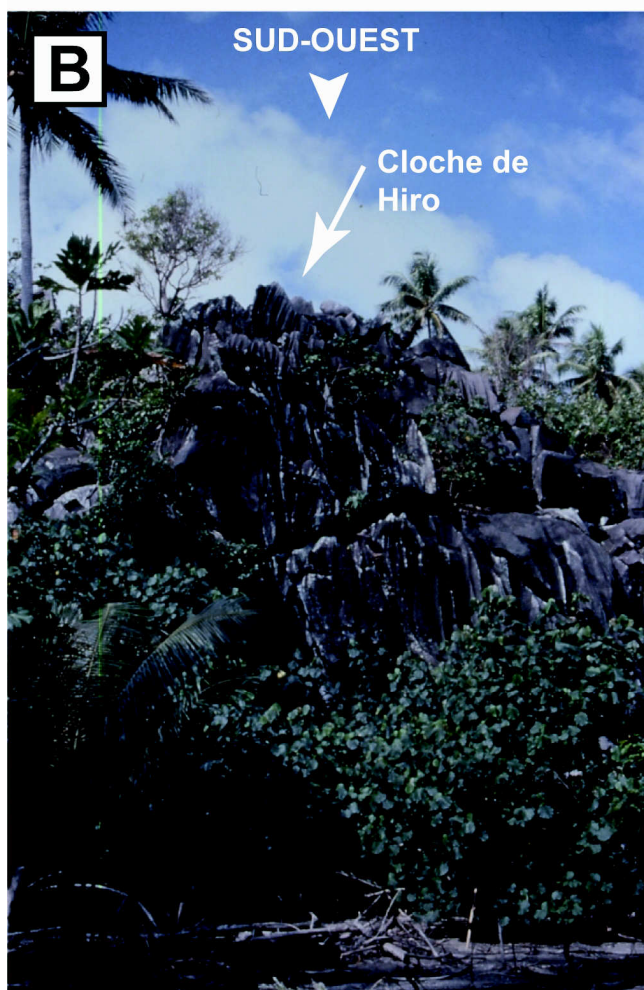


FIG. II.20:

A - Vue de détail du point de prélèvement 6B. L'image fait bien apparaître les fractures du débit, sub-verticales, orientées vers le N30° E à N40° E et espacées de 1 à 1,50 m.

B - Vue d'ensemble de la face nord de l'intrusion de la Cloche de Hiro. L'image montre les figures d'altération "en gouttières" qui, à ce niveau, ont la même orientation que les fractures du débit.

Les intrusions gabbroïques du FAATAUFI et de la BARQUE DE HIRO à MAUPITI:

En 1999, nous avons consacré deux journées (27 et 28 octobre) à explorer en détail les deux intrusions gabbroïques de Maupiti, le Faataufi et la Barque de Hiro. Les objectifs de cette étude de terrain, tous atteints, étaient d'abord d'échantillonner régulièrement les deux intrusions afin de mettre en évidence d'éventuelles variations de faciès. Il s'agissait également, dans les deux cas, d'effectuer des mesures de fracturation et de déterminer les contacts avec l'encaissant effusif afin de préciser le mode de mise en place.

A – Géographie – accès aux affleurements

Les deux massifs gabbroïques de Maupiti affleurent dans la partie nord-ouest du cœur volcanique de l'île (Fig. I.6). Depuis le cyclone de 1997, dont l'œil est passé à l'aplomb de Maupiti, les nombreux arbres abattus rendent très difficiles la pénétration à l'intérieur de l'île, et donc l'accès aux affleurements de roches grenues.

Les affleurements du gabbro du Faataufi, le plus à l'ouest des deux massifs (Fig. II.21), forment la partie supérieure de la crête du même nom, qui est aisément visible depuis la piste en soupe de corail qui fait le tour de Maupiti. On accède au sommet en empruntant d'abord le lit du ruisseau situé au sud de la pointe puis en gravissant le cône d'éboulis qui constitue sa face méridionale. La crête du Faataufi, grossièrement orientée est-ouest, culmine à 109 m d'altitude et son extrémité ouest est marquée par un piton d'une quinzaine de mètre de haut, dégagé par l'érosion, et dont l'altitude atteint un peu plus de 95 m (Fig. II.22A et B).

Les limites de l'aire d'affleurement du gabbro de la Barque de Hiro sont nettement plus difficile à repérer sur le terrain que celles du massif du Faataufi. La Fig. II.21 montre que la Barque de Hiro désigne un vallon creusé entre les crêtes de Putua (140 m) et de Mauapo (139 m). Pour accéder aux premiers affleurements de roche grenue en place, le chemin le plus aisé emprunte, jusqu'à une altitude de 50 m, environ le ruisseau (dont le lit est encombré de blocs

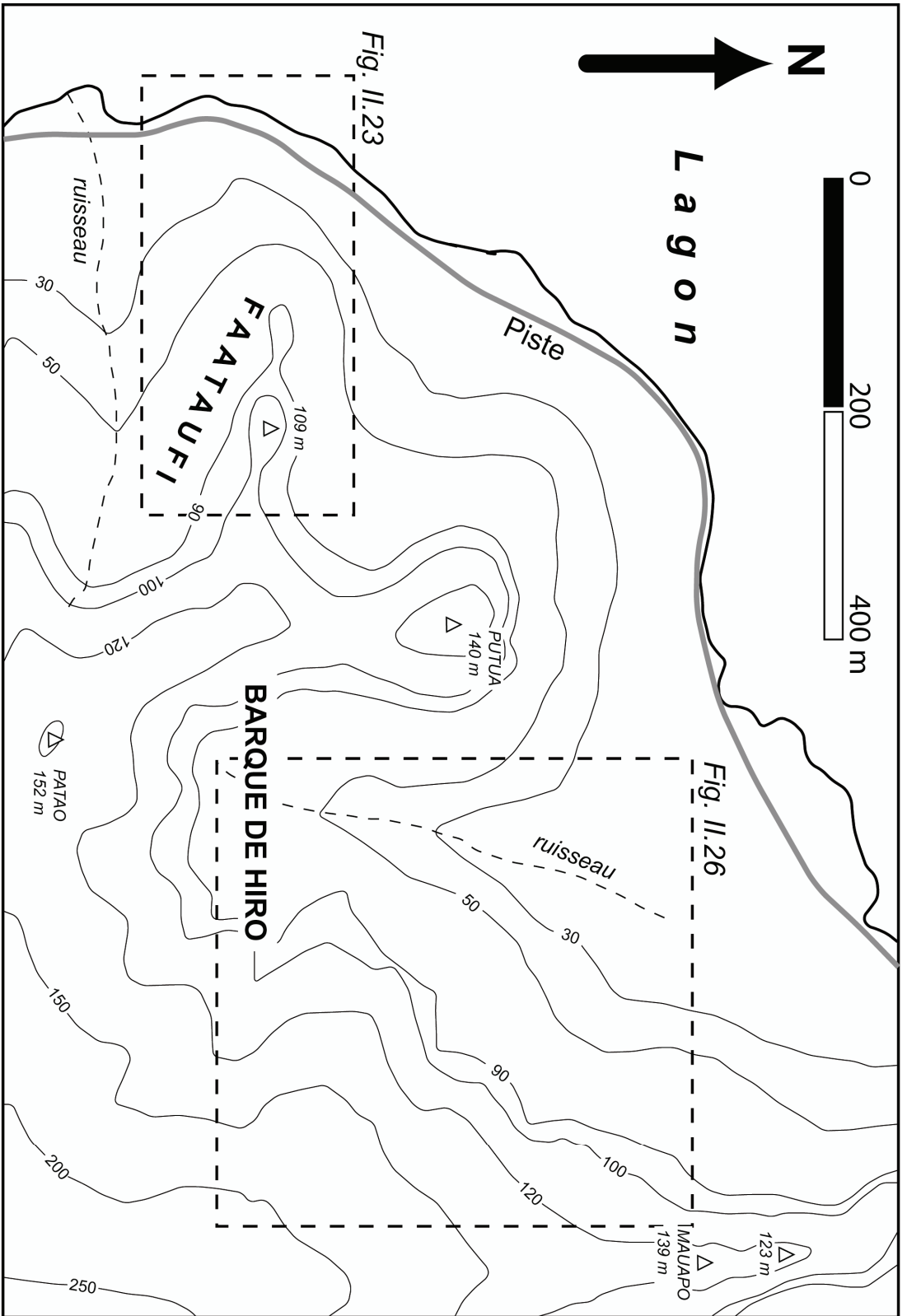


FIG. II.21 : Carte topographique simplifiée du quart nord-ouest de l'île de Maupiti, construite d'après la carte topographique au 1/5000 du cœur de Maupiti, éditée par le Service de l'Urbanisme du Ministère des Affaires Foncières et Administratives de Polynésie Française (1987). Elle montre en traits pointillés le contour des cartes géologiques figurées plus loin (Fig. II.23 et II.26).

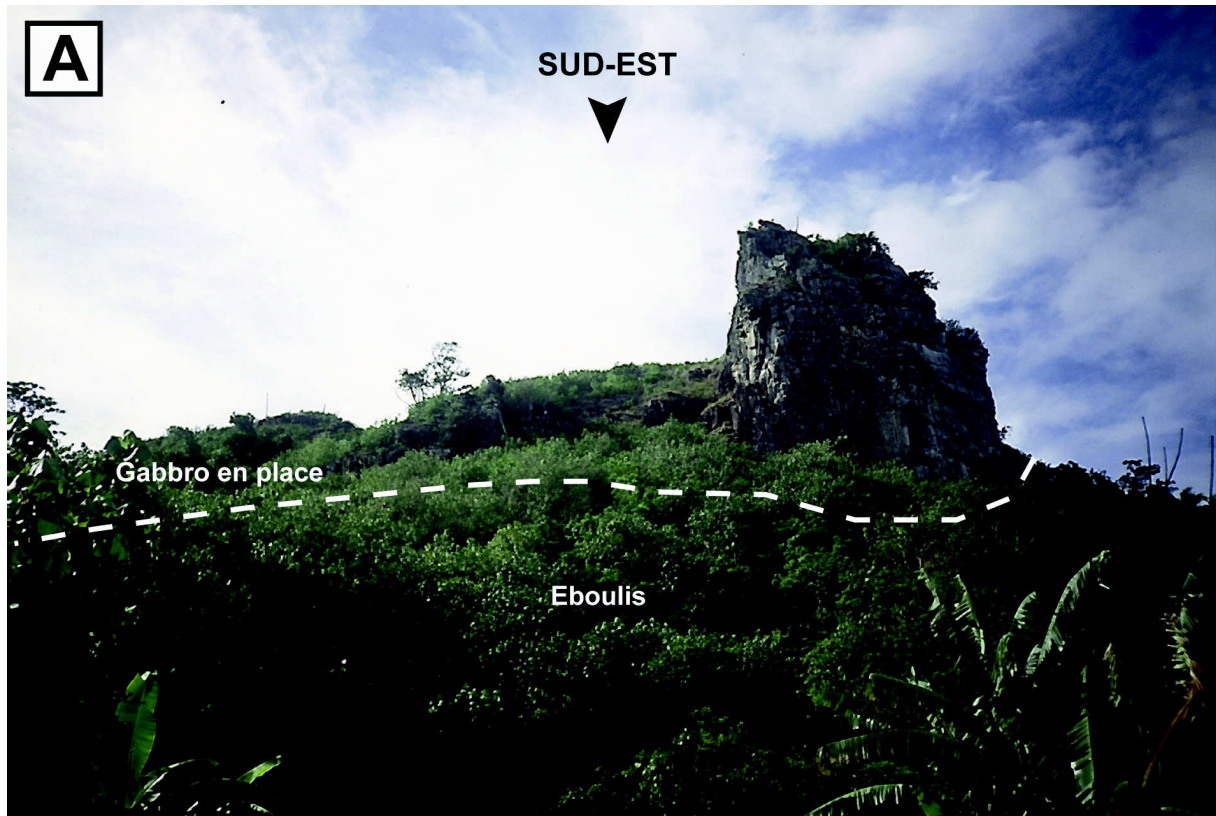


FIG. II.22:

A - Plan d'ensemble du massif du Faataufi (photographie orientée vers le sud-est) à Maupiti. On distingue très bien le piton qui forme l'extrémité ouest de la crête. Celle-ci, vue de biais sur cette photographie, mesure un peu moins de 200 m de long et culmine à 109 m d'altitude.

B - Vue rapprochée de la face est du piton qui marque l'extrémité occidentale de la crête du Faataufi. Le débit vertical, orienté N110° E, est bien visible. Le chiffre figuré sur la photographie désigne l'emplacement du point d'affleurement n°6.

de gabbro) qui entaille le vallon de la Barque de Hiro (Fig. II.21). On rencontre le premier affleurement de gabbro en place dès cette altitude en rive droite du ruisseau. A partir de ce point, il est possible de suivre la formation grenue jusqu'à une altitude d'environ 110 m en empruntant une direction approximative N50° E.

B – L'intrusion du Faataufi

La Fig. II.23 présente une carte géologique schématique du massif gabbroïque du Faataufi et de son environnement, sur laquelle sont reportés les points d'échantillonnage. Dans la mesure du possible, nous avons essayé d'effectuer prélèvements et mesures de fracturation à pas réguliers dans la partie centrale du massif, en suivant l'axe d'allongement de la crête. Seul l'affleurement 4, excentré, fait exception à cette règle.

Cartographiquement, la zone à l'intérieur de laquelle le gabbro du Faataufi affleure en place mesure 160 m d'est en ouest et, au maximum, 45 m du nord au sud (Fig. II.23). La formation émerge de la couverture d'éboulis, au sommet de la crête, sur 20 m d'épaisseur environ (Fig. II.22A). Ces éboulis, qui tapissent les pentes du Faataufi, sont très majoritairement constitués de blocs du gabbro en place au sommet. A l'extrémité est de son aire d'affleurement, le contact entre le gabbro et son encaissant effusif n'est pas observable, recouvert par la végétation. Toutefois, la carte géologique simplifiée publiée par Blais et al. (2002) montre que des coulées basaltiques sont reconnues à l'affleurement une centaine de mètres à l'est du point coté à l'altitude 109 m sur la crête même (Fig. I.6).

1 – Le gabbro et ses variations de faciès

Le gabbro du Faataufi présente un faciès relativement homogène, à l'échelle de quelques mètres aussi bien qu'à celle de l'ensemble du massif.

Il s'agit à la cassure d'une roche méso- à mélanocrate dans laquelle les grains de pyroxène et les baguettes de feldspath sont nettement distinguables, sans orientation particulière. On observe également des grains de couleur rouille qui s'avèrent être des olivines en partie iddingsitisées. Certaines de ces olivines paraissent être de grande taille et contrastent avec la granulométrie homogène du reste de la roche. Le gabbro présente une pâtine d'altération brune pouvant atteindre 1 à 2 mm d'épaisseur, rendant très difficile l'observation des variations locales de faciès. Cette pâtine à l'aspect légèrement rugueux laisse en relief les pyroxènes.

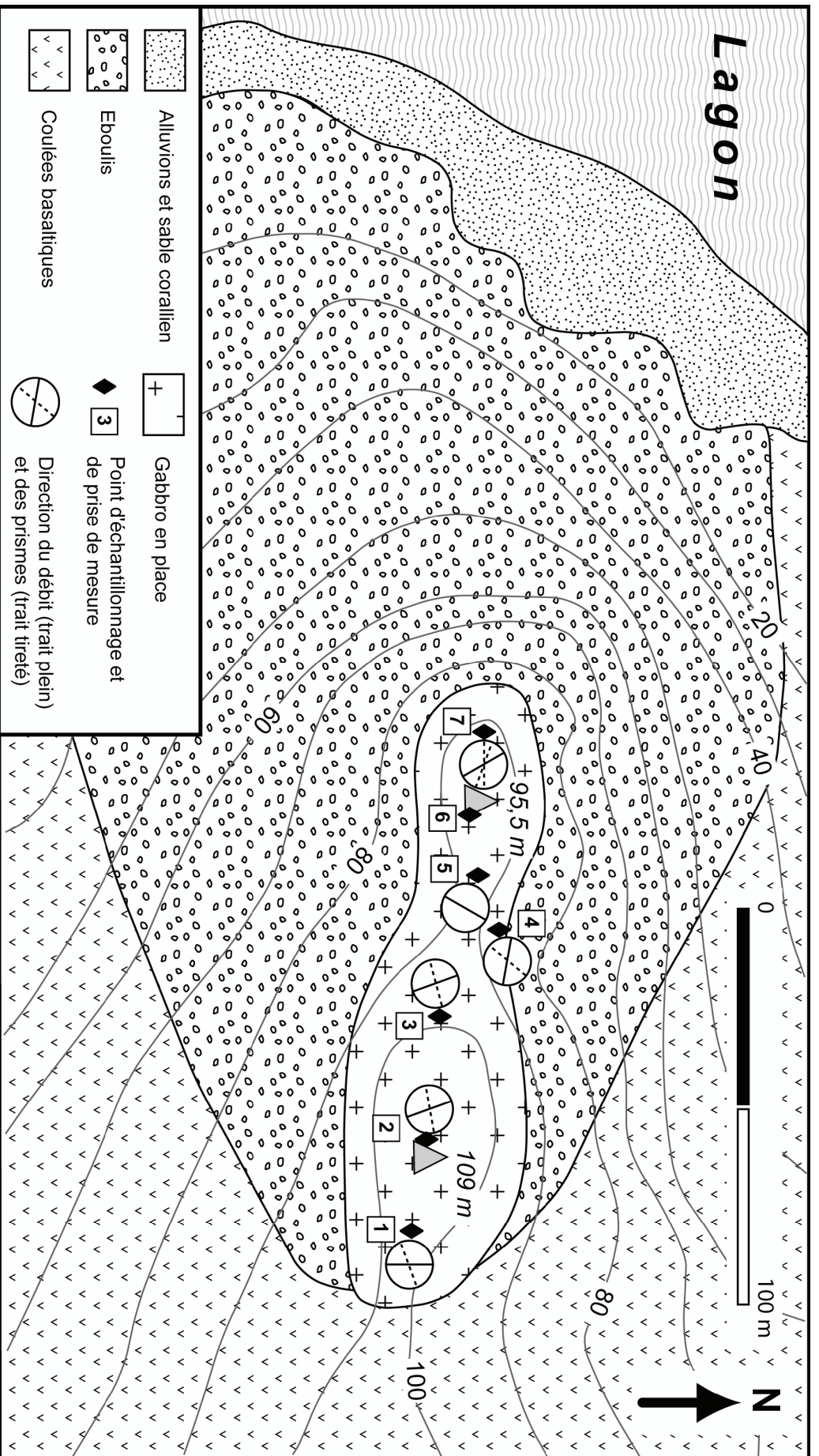


FIG. II.23: Carte géologique schématique du massif gabbroïque de la crête du Faataufi et de son environnement. Pour chacun des 7 points d'affleurement sont reportés les directions du débit vertical et des prismes.

Malgré la présence de l'épaisse p \hat{a} tine d'altération, trois types de variations sont discernables, à l'échelle de un à deux mètres, dans le faciès principal:

- Des zones allongées et très diffuses, paraissant être plus claires que leur encaissant du fait d'une moindre concentration en grains de pyroxène et donnant ainsi localement à la roche un aspect lité. Ces zones, de quelques centimètres de puissance, apparaissent orientées parallèlement au débit principal du gabbro (voir plus bas). Elles n'ont pu être observées qu'au point d'affleurement n $^{\circ}$ 1 (Fig. II.23).
- Des poches sub-circulaires de 1 à 5 cm de diamètre, emplies d'un matériel plus finement cristallisé que son encaissant gabbroïque (échantillon MUG-3E), et apparaissant en relief sur la surface d'érosion. La taille de ces poches, rares dans le gabbro, semble augmenter depuis l'affleurement 3 (où les premiers spécimens sont observables) jusqu'à l'affleurement 7.
- Une poche pegmatitoïdique, de plus de 50 cm de diamètre, qui présente une granulométrie nettement plus grossière que le gabbro (Fig. II.24). Apparemment composée également de pyroxènes et de feldspaths, son contact avec l'encaissant est net et lobé (échantillon MUG-6B). Cette poche pegmatitoïdique affleure sur la face est du piton qui marque l'extrémité ouest de la crête du Faataufi, au niveau de l'affleurement 6 (Fig. II.22B et 23). Il n'a pas été possible de retrouver ailleurs dans le massif des niveaux semblables.

2 – Le débit et la prismation de la roche

L'absence de couvert végétal au sommet de la crête du Faataufi rend possible, à chaque point d'échantillonnage, des mesures de la fracturation du gabbro (direction et pendage). Ainsi, de manière synthétique, nous avons relevé deux types de fractures:

- Le système de fractures le plus largement représenté est celui qui débite le gabbro en dalles de 5 à 10 cm d'épaisseur (Fig. II.25). Leur orientation et leur pendage sont reportés sur la Fig. II.23 (en traits tiretés). Il s'agit toujours de fractures sub-verticales dont la direction évolue, autour de l'axe nord-sud, entre N150 $^{\circ}$ E et N30 $^{\circ}$ E sans lien évident avec la position géographique: orientée d'abord nord-sud (perpendiculairement à l'axe d'allongement de la crête) au point 1, les fractures du débit sont N160 $^{\circ}$ E aux point 2 et 3 (Fig. II.25), N30 $^{\circ}$ E au point 5 avant de revenir N150 $^{\circ}$ E à l'extrémité

ouest de la crête du Faataufi. Au point d'affleurement n°4, situé une dizaine de mètres en dessous du sommet de la crête et décalé au nord de 15 m par rapport à son axe d'allongement, le débit a une orientation N100° E parallèle à la direction de la crête et donc bien différente de celle relevée ailleurs.

- Un second systèmes de fractures, à pendages variables et nettement plus espacées que les système précédent (50 à 80 cm) n'est pas identiquement visibles sur l'ensemble du massif (Fig. II.23). Ces fractures découpent la roche en prismes grossiers (Fig. II.25). Ainsi, aux points d'affleurement n° 1 et 2, les prismes sont orientés N70° à N80° E (donc sub-perpendiculaires au débit). Ils sont nettement plus discrets, mais conservent leur orientation, aux points 3 et 5. Aux affleurements 6 et 7, au niveau du piton ouest de la crête, les prismes sont orientés N90° à N110° E (Fig. II.22B et 23). Au niveau du point n°4, décalé au nord par rapport à l'axe de la crête, Ils sont orientées N40° E, presque perpendiculairement à cet axe.

C – Le gabbro de la Barque de Hiro

La Fig. II.26 présente une carte géologique synthétique et schématique du massif gabbroïque de la Barque de Hiro et de son environnement immédiat. Les conditions d'affleurement de ce massif, à la différence de celui du Faataufi, sont mauvaises. D'abord parce que les affleurements de gabbro se situent sur les pentes d'un vallon et qu'ils ne se marquent dans le paysage par aucun relief particulier de grande dimension (Fig. II.21). Ensuite parce que la roche est recouverte dans la zone du vallon de la Barque de Hiro par une végétation épaisse et dans laquelle la progression est difficile depuis les ravages du cyclone de 1997.

Pour toutes ces raisons, nous ne pouvons sur la carte de la Fig. II.26 qu'indiquer en pointillés la zone d'affleurement vraisemblable pour le gabbro de la Barque de Hiro, en prenant en compte les affleurements avérés en place et celui où a été identifié le contact entre le gabbro et l'encaissant effusif (affleurement 14). Tous les points d'affleurement du gabbro de la Barque de Hiro se regroupent selon une direction générale N50° E depuis l'affleurement 8 (à 50 m d'altitude) dans le lit du ruisseau jusqu'à l'affleurement 14 à 110 m d'altitude.

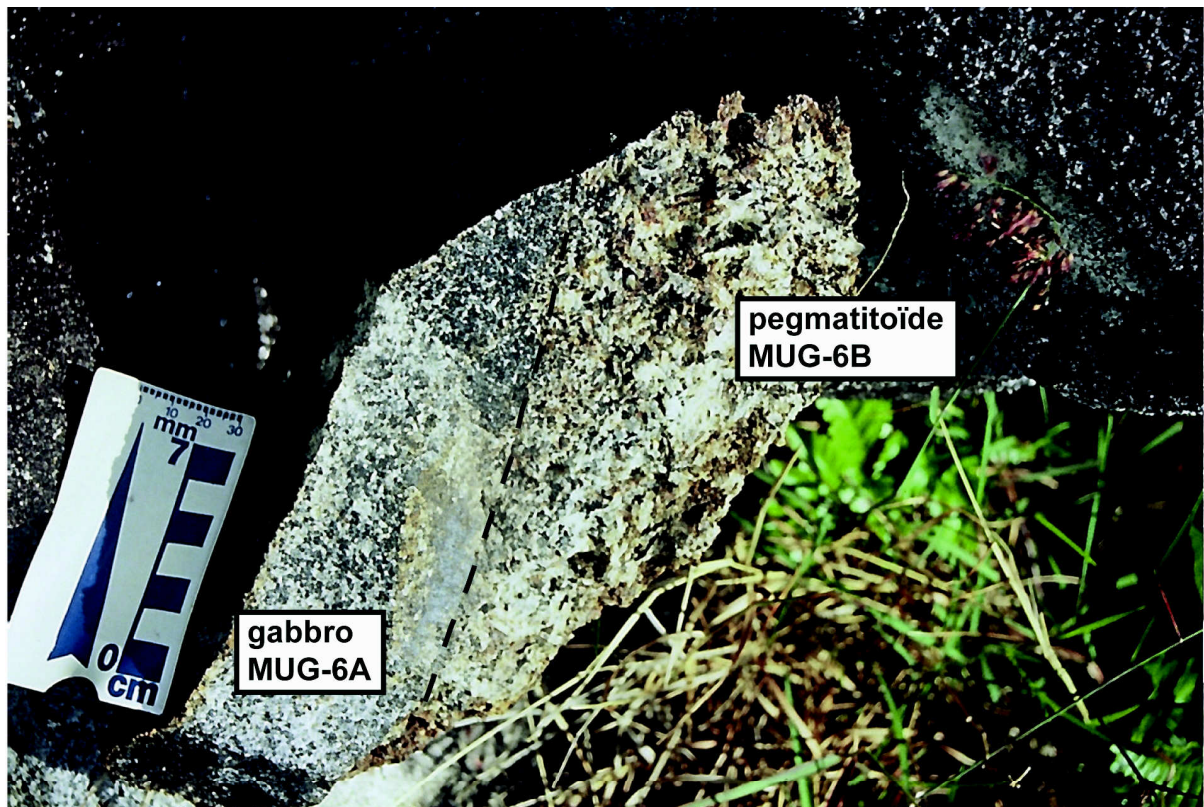


FIG. II.24: Photographie de détail du bloc échantillonné au niveau de l'affleurement n°6. L'image montre le contact net mais sensiblement courbe (pointillés noirs) entre le gabbro du Faataufi (faciès principal MUG-6A) et une partie de la poche à texture pegmatitoïdique (échantillon MUG-6B), visiblement plus grossière que son encaissant.



FIG. II.25: Photographie de détail de la fracturation du gabbro du Faataufi au niveau de l'affleurement n°2. L'image montre bien les deux systèmes de fractures: le débit en dalles verticales peu épaisses (fractures orientées N160° E) et la découpe (prismes orientés N70° à N80° E) en prismes presque perpendiculaires au débit.

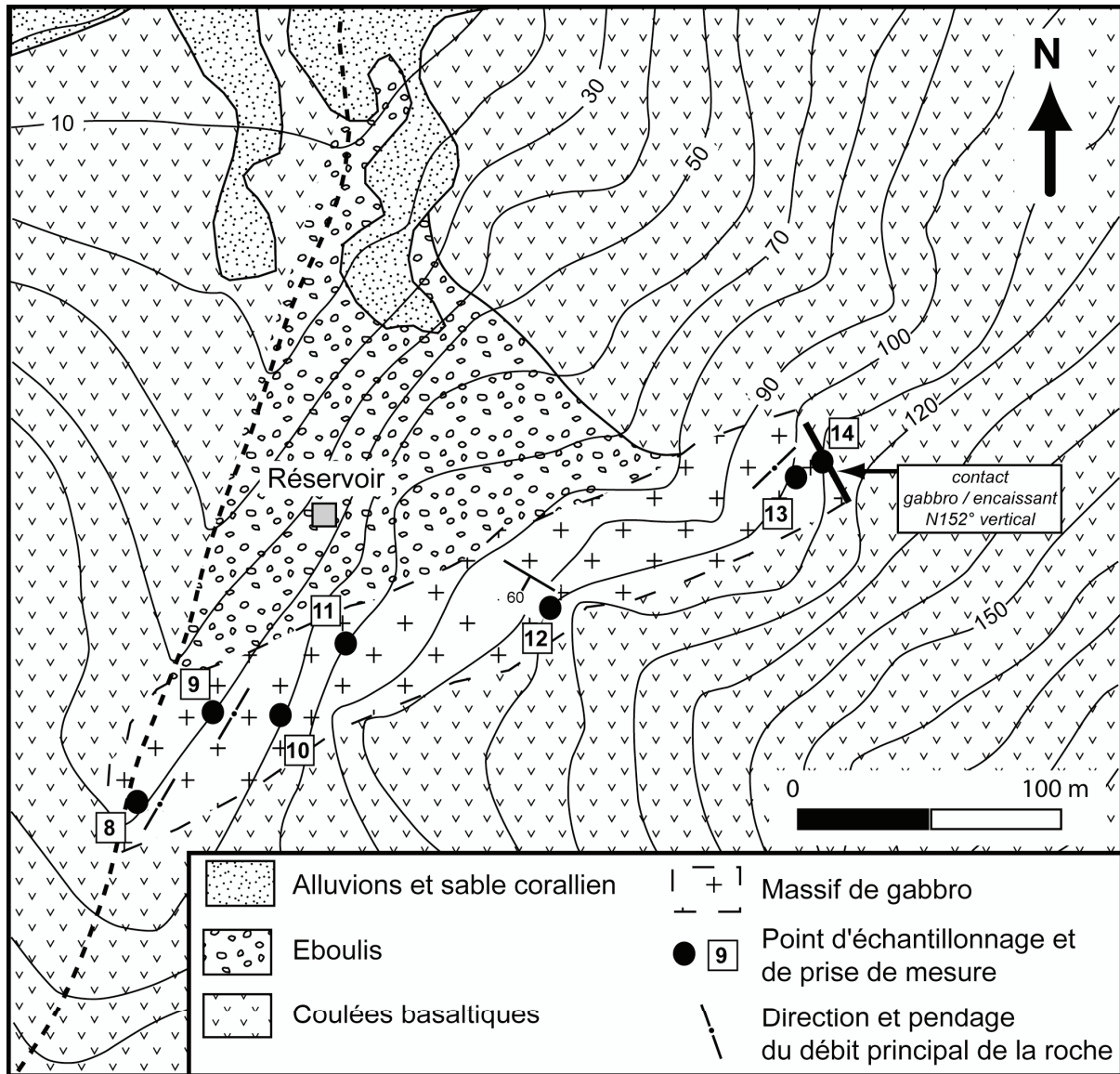


FIG. II.26: Carte géologique schématique du massif gabbroïque du vallon de la Barque de Hiro et de son environnement. Pour chacun des 7 points d'affleurement sont reportés la direction et le pendage des fractures matérialisant le débit de la roche. Les limites de la zone d'affleurement du gabbro figurent en pointillés car il n'a pas été possible de les localiser précisément.

1 – Variations de faciès en fonction de l'altitude

Contrairement au gabbro du Faataufi, celui de la Barque de Hiro ne présente pas un faciès constant en fonction de la localisation dans le massif. En effet, il apparaît clairement trois faciès différents à l'affleurement. Le changement s'effectue cartographiquement d'ouest en est, donc semble corrélé avec l'altitude. Ainsi, depuis 50 m jusqu'à 120 m d'altitude, on identifie successivement:

- **Le "faciès inférieur de type 8" aux points d'affleurements 8, 9, 10 et 11:** Il s'agit à la cassure d'une roche mélanocrate dans laquelle les grains noirs de pyroxène, les olivines vertes et les baguettes de feldspath sont nettement distinguables, sans orientation particulière. Le grain de la roche, homogène, est de l'ordre du millimètre. Le gabbro présente une altération qui affecte la roche (décoloration des minéraux) sur parfois plus de 2 mm d'épaisseur. En surface, elle prend l'aspect d'une pâtime brune très sombre qui rend impossible toute observation d'une éventuelle variation locale du faciès. Le faciès 8 émerge de la végétation à l'état de très gros bloc proches de leur zone source qui peuvent dépasser 10 m de diamètre, à l'exception du point 8 où il affleure au niveau du sol.
- **Le "faciès pustuleux de type 12" aux points d'affleurements 11, 12 et 13:** Le changement de faciès du gabbro est visible sur le terrain grâce au changement du type d'altération. En effet, la surface d'érosion du faciès 12 présente un aspect très rugueux, mamelonné, pustuleux, alors que celle du faciès 8 est lisse, tout en conservant une teinte brune prononcée. A la cassure, le faciès gabbroïque 12 est plus leucocrate que le faciès 8 tout en conservant une granulométrie du même ordre. La minéralogie, bien identifiable, ne diffère que par la présence de grains d'olivine présentant, comme dans le cas du massif du Faataufi, une teinte rouille marquée due à leur iddingsitisation. Ce "faciès pustuleux" est particulièrement bien observable en place à l'affleurement 12, qui se marque dans le paysage comme un escarpement d'une quinzaine de mètres haut (Fig. II.27).

La **transition** entre les faciès 8 et 12, au niveau de **l'affleurement n°11**, est brutale. En effet, le petit escarpement de 2 mètres de haut environ, qui constitue le site 11, montre le contact très net entre une roche à la pâtime lisse (faciès 8) dans sa partie inférieure et une autre

à p \hat{a} tine rugueuse et pustuleuse (faci \grave{e} s 12) dans sa partie sup \acute{e} rieure (Fig. II.28). Il n'a pas \acute{e} t \acute{e} possible de pr \acute{e} lever un \acute{e} chantillon exactement au contact, ni m \hat{e} me de le suivre lat \acute{e} ralement.

- **Le "faci \acute{e} s de contact 14" \grave{a} l'affleurement 14:** Les affleurements 13 et 14 constituent les parties inf \acute{e} rieure et sup \acute{e} rieure d'un pan de falaise d'une quinzaine de m \acute{e} tres de hauteur au sommet de la zone d'affleurement du massif de la Barque de Hiro (Fig. II.29A). Depuis le site 13 jusqu'au site 14 (contact avec l'encaissant basaltique), la roche passe graduellement d'un faci \acute{e} s en tous points semblable au "type 12" \grave{a} un autre dont l'aspect \grave{a} l'alt \acute{e} ration est nettement plus lisse (le "faci \acute{e} s de contact 14"). Il s'agit alors d'un gabbro dont la min \acute{e} ralogie et la teinte \grave{a} la cassure sont similaires \grave{a} celles du faci \acute{e} s 12, mais dont la granulom \acute{e} trie appara \hat{i} t clairement plus fine (les min \acute{e} raux restent toutefois identifiables macroscopiquement).

2 – Contact avec l'encaissant effusif et fracturation du gabbro

Le seul contact observable entre le gabbro de la Barque de Hiro et son encaissant basaltique se localise au point d'affleurement n $^{\circ}$ 14, \grave{a} un peu plus de 110 m d'altitude au sommet du massif (Fig. II.29B). Il est visible que les coul \acute{e} es basaltiques sont recoup \acute{e} es par le gabbro \grave{a} l'emporte-pi \acute{e} ce: le contact, vertical et orient \acute{e} au N152 $^{\circ}$ E, n'est en effet pas en concordance avec le plan de mise en place des coul \acute{e} es dans ce secteur de Maupiti (mesur \acute{e} non loin de l'affleurement 14: orientation N32 $^{\circ}$ E et pendage 38 $^{\circ}$ NW).

Les mauvaises conditions d'affleurement n'ont pas permis de mener des mesures rapproch \acute{e} es de la fracturation pour en d \acute{e} terminer l' \acute{e} volution dans l'espace. Les observations r \acute{e} alis \acute{e} es permettent pourtant, comme dans le cas du Faataufi, de distinguer deux familles de fractures:

- Le syst \acute{e} me de fracture principal est \grave{a} l'origine du d \acute{e} bit de la roche en dalles de 5 \grave{a} 20 cm d' \acute{e} paisseur. Ces fractures sub-verticales sont d'abord orient \acute{e} es sur les sites 8 et 9 au N30 $^{\circ}$ E, donc selon une direction assez proche de celle de l'alignement des points d'affleurement (Fig. II.26) puis semblent s'effacer au niveau des points 10 et 11. Un d \acute{e} bit net de la roche appara \hat{i} t \grave{a} nouveau dans le "faci \acute{e} s pustuleux" sur l'escarpement de l'affleurement 12. Les fractures sont, cette fois, orient \acute{e} es au N120 $^{\circ}$ E et sont assez faiblement pent \acute{e} es au sud-ouest (Fig. II.27 et 30). Enfin, au voisinage du contact avec

l'encaissant effusif (affleurements 13 et 14), le débit est à nouveau vertical. Les fractures, orientées entre N44° et N48° E, viennent "buter" presque perpendiculairement à ce contact (Fig. II.29B).

- Les fractures du second système, même si leur pendage varie, semblent conserver une direction approximative nord-sud ($\pm 10^\circ$) depuis le site 9 jusqu'au site 12. Soit une direction assez proche de la perpendiculaire à l'axe d'alignement général des points d'affleurement (Fig. II.26). L'exception est constituée par le site n°8, au niveau duquel les fractures, espacées les unes des autres d'environ un mètre, sont orientées au N140° E. Aux affleurements 13 et 14, aucun système de fractures n'est clairement discernable (Fig. II.29A et B) en dehors du débit vertical principal.



FIG. II.27: Photographie de détail du gabbro de la Barque de Hiro (échantillon MUG-12) au niveau de l'affleurement n°12. L'image montre très bien, et spécialement au premier plan, l'altération à aspect pustuleux qui constitue la caractéristique principale du gabbro à l'affleurement à cet endroit.

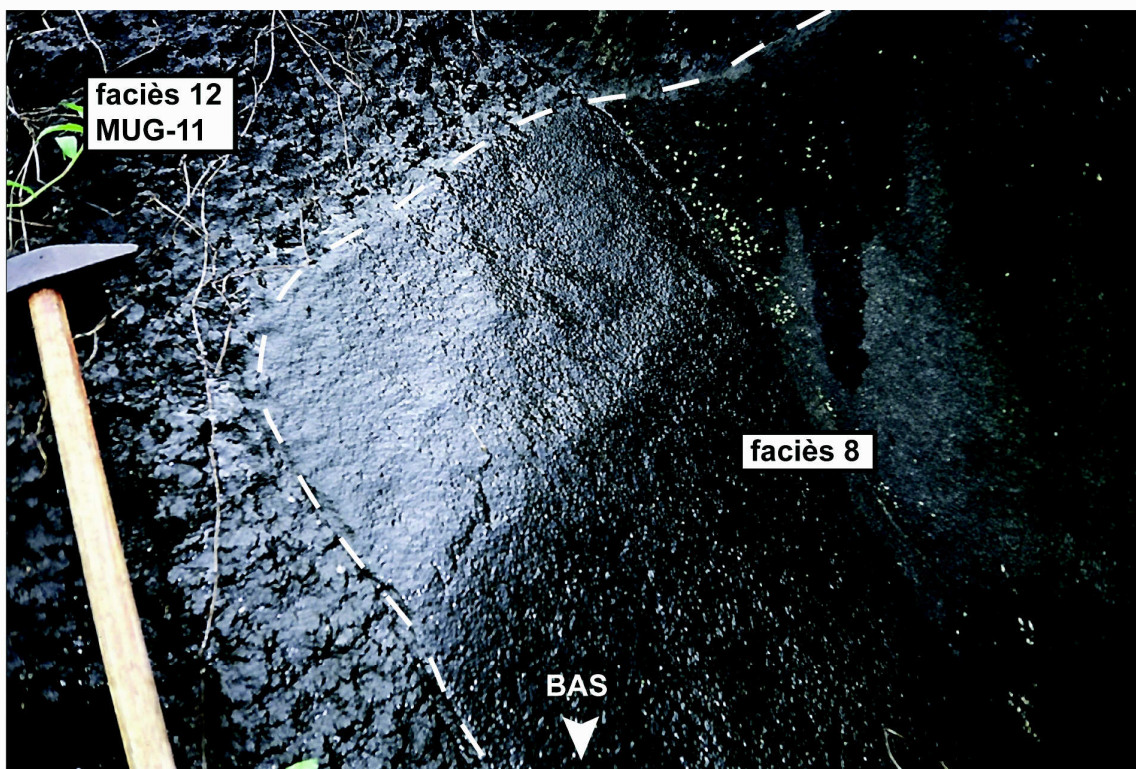


FIG. II.28: Photographie de détail du pan d'escarpement qui forme l'affleurement n°11. Le trait pointillé souligne le contact net entre le gabbro à faciès pustuleux 12 (échantillon MUG-11) qui surmonte le faciès 8 à altération lisse.

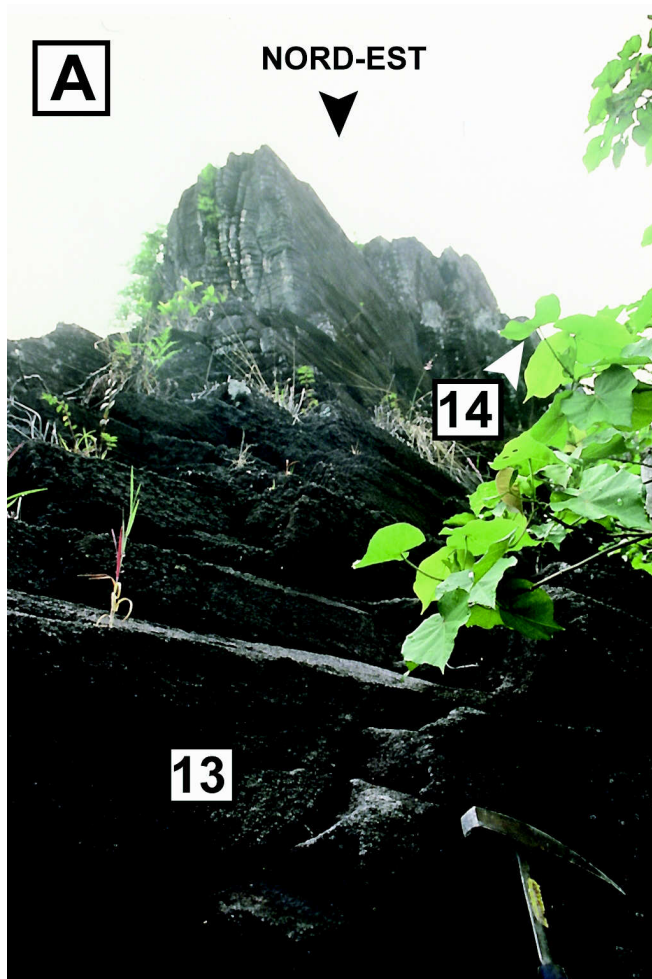


FIG. II.29:

A - Plan d'ensemble de l'escarpement d'une quinzaine de mètres de hauteur qui forme les affleurements 13 (à la base) et 14 (au sommet). Le débit découpe la roche en dalles verticales d'une quinzaine de centimètres d'épaisseur.

B - Vue rapprochée de l'affleurement n°14 et du contact vertical (orienté N152° E) entre le gabbro en l'encaissant basaltique (marqué par un trait plein). L'image permet de bien distinguer les fractures du débit principal, orientée presque parallèlement au contact selon des directions qui oscillent entre N44° et N48° E.





FIG. II.30: Photographie de détail de l'affleurement n°12 montrant les fractures à l'origine du débit en dalles sub-horizontales du gabbro à faciès pustuleux. La direction du débit est indiquée par la flèche en trait pointillé blanc. Le sens pendage des dalles est vers le fond à gauche de la photographie.

Chapitre III

DONNEES TEXTURALES et PETROLOGIQUES

Nomenclatures texturales et pétrologiques des roches à texture grossière

A – Les roches magmatiques à texture grossière: définitions texturales, subdivisions

Le terme de "roche à texture grossière" ("coarse-grained rocks") recouvre, de manière générale, toutes les roches magmatiques dont le grain est aisément visible à l'œil nu, c'est à dire celles dont les cristaux (pris individuellement) ont une taille supérieure ou égale à 0,25 mm (Gillespie et Styles 1999). Cette appellation englobe aussi bien les roches dites plutoniques (ultramafiques ou non) que les dolérites, les cumulats, les pegmatitoïdes ou les pegmatites. Elle a l'avantage d'être une définition purement descriptive alors même que les roches qu'elle permet de caractériser sont usuellement désignées par des termes empreints de fortes connotations génétiques. Le terme de "roche grenue" se retrouve également souvent utilisé dans la littérature francophone pour désigner globalement les roches plutoniques. Il semble alors employé indifféremment pour des roches granulaires et les cumulats.

De manière stricte, le vaste ensemble des roches à texture grossière peut être divisé en cinq groupes: les pegmatites et aplites, les pegmatitoïdes, les cumulats, les roches granulaires et les roches doléritiques.

1 – Pegmatites et aplites

Les pegmatites et les aplites se situent génétiquement à l'interface entre les origines purement magmatique et hydrothermale (Hibbard 1995, London 1996). Toutes sont formés à partir des derniers liquides résiduels de la cristallisation des complexes plutoniques, très souvent de type granitoïdes, au sein desquels ils se concentrent en dykes ou en veines (Hibbard 1980, Duke et al. 1988). Interprétés comme les produits d'une différenciation extrême du magma granitique, de composition chimique donc très siliceuse (quartz et

feldspaths dominants), les pegmatites et les aplites sont souvent très enrichies en éléments volatils (Li, B, P, F,...) et leur mode de cristallisation est conditionné par la présence systématique (15% volumique: Hibbard 1995) d'une importante phase vapeur (H₂O+CO₂): elles sont dites magmagéniques (Hibbard 1995). Pour expliquer la genèse des aplites, Sisson et Bacon (1999) avancent également la possibilité d'un processus d'expulsion du liquide résiduel dans des fractures par un phénomène de filtre-presse induit par la vapeur ("gas-driven filter pressing").

2 – Les pegmatitoïdes

Les pegmatitoïdes constituent, de par le faible nombre de descriptions publiées, le moins bien connu des groupes de roches à texture grossière. Elles ne doivent pas être confondues avec les pegmatites.

Les pegmatitoïdes correspondent habituellement à des produits de ségrégation se rencontrant sous formes de poches, veines ou cylindres vésiculés dans des coulées basaltiques, voire de lits dans des coulées épaisses ou des lacs de lave (e.g., Puffer et Horter 1993, Goff 1996, Philpotts et al. 1996, Rogan et al. 1996, Caroff et al. 1997 et 2000). Tout en étant de nature plus évoluée que celle de leurs laves encaissantes (dont elles dérivent généralement par un processus de cristallisation fractionnée), les pegmatitoïdes ont une composition chimique qui reste systématiquement basaltique ou intermédiaire. Les caractéristiques principales des pegmatitoïdes, outre une granulométrie très grossière, sont l'allongement anormal ainsi que les défauts ou lacunes de cristallisation (minéraux "squelettiques") affectant certaines phases minérales (plagioclases, oxydes de Fe-Ti et olivines surtout). On note aussi la présence quasi-systématique d'une fraction cryptocristalline ou vitreuse, présente en plages intersticielles ou en remplissages de vésicules. Toutes ces caractéristiques sont symptomatiques d'une cristallisation rapide d'un bain silicaté appauvri en nuclei (Puffer et Horter 1993) en condition de sursaturation en éléments volatils et avec un degré élevé de surfusion (Lofgren 1980, Sisson et Bacon 1999, Caroff et al. 2000).

3 – Les cumulats

La détermination texturale oblige à procéder, dans le groupe des roches à texture grossière, à une distinction entre les cumulats et les roches non-cumulatives, dont la composition chimique est globalement représentative de celle du magma de départ (ou des

magmas en cas de mélange). Les cumulats, quant à eux, sont les produits de l'association dynamique d'une phase solide (cristaux "cumulus") et d'une phase liquide ("intercumulus") d'origines différentes (Wager et al. 1960).

Les "minéraux cumulus" ou "primocristaux" (Wager et Brown 1968) sont automorphes à sub-automorphes. Ils forment dans les cumulats un réseau de cristaux en contact les uns avec les autres. Si la densité de minéraux cumulus n'est pas assez grande pour qu'ils forment un tel réseau (< 50% modal), *la roche concernée n'est plus un cumulat*, mais sera dite "à tendance cumulative", c'est à dire fortement porphyrique (Irvine 1982).

Les cristaux "intercumulus" (ou "postcumulus: Jackson 1971), formés plus tardivement, cimentent les primocristaux des cumulats. Souvent xénomorphes, ils sont le produit de la cristallisation du matériel piégé entre les interstices du réseau formé par les minéraux cumulus. Le liquide intercumulus peut également (partiellement ou totalement) cristalliser en nourrissage des grains cumulus (croissance adcumulus).

La nomenclature des cumulats a été établie par Wager et al. (1960) puis affinée et complétée par de nombreux auteurs, tels Jackson (1967), Wager et Brown (1968), Juteau (1974) ou Irvine (1982) à partir de l'étude descriptive des grands complexes lités basiques (Skaergaard, Stillwater, Bushveld ou Sudbury) ou ophiolitiques.

Tous les cumulats sont des roches "composites", formées par l'association en proportions variables, de minéraux cumulus et intercumulus. Le mode de cristallisation ainsi que la proportion modale des minéraux intercumulus est à l'origine de la l'identification des principaux types de texture cumulative suivants:

- Orthocumulats: Les minéraux cumulus montrent idéalement leurs formes originales de cristallisation. Le matériel intercumulus cristallise "in situ" en formant des minéraux différents des phases cumulus. La croissance adcumulus, lorsqu'elle intervient, produit des bordures étroites et fortement zonées sur les primocristaux. Typiquement, la proportion modale de matériel intercumulus atteint 25 à 50%.
- Adcumulats: Les minéraux cumulus (d'une seule phase en général) ont été fortement élargis par la cristallisation lente du matériel intercumulus (surcroissance adcumulus). Les faces des primocristaux sont alors souvent jointives avec des angles caractéristiques d'équilibre textural (Hunter 1987). Les minéraux interstitiels résiduels sont rares (0 à 7% modal: Irvine 1982). Les adcumulats constituent le cas opposé au précédent.

- Mésocumulats: Il s'agit du cas intermédiaire entre les deux précédents, regroupant la majeure partie des observations. Le matériel intercumulus cristallise d'abord en nourrissage des grains cumulus (à zonation faible) puis en formant ensuite de nouvelles phases minérales (de 7 à 25% modal typiquement).
- Hétéradcumulats: Le matériel intercumulus cristallise sous forme de larges oïcristaux xénomorphes pouvant englober plusieurs centaines de grains cumulus (Juteau 1974, McBirney et Hunter 1995).

4 – Les roches granulaires et doléritiques

Si les roches cumulatives font l'objet d'une classification texturale descriptive précise, largement débattue et complétée depuis plus de quarante ans, il n'existe rien de tel pour les roches granulaires et doléritiques. La nomenclature texturale se résume à des "pôles purs" (ophitique, intergranulaire,...) ou à des termes plus globaux (texture doléritique), que l'on adapte à la roche étudiée.

La présentation de la terminologie texturale existante pour les roches granulaires et doléritiques ainsi que la construction d'une première classification synthétique semi-quantitative connectant ces deux grands groupes de roches avec les pegmatitoïdes (à partir de nos observations effectuées sur les échantillons polynésiens) constitue le sujet de l'article actuellement soumis à *Journal of Petrology* et qui constitue le Chapitre VIII. Nous rappelons ci-après les grands traits de la nomenclature existante:

- **Texture équigranulaire**: les minéraux constitutifs de la roche décrite ont des tailles sensiblement du même ordre. Il n'y a pas, ou très peu, de relations d'inclusion entre les cristaux. L'aspect des interfaces entre les grains est complexe et la xénomorphie des minéraux est courante (exemples dans les cas des granites: Flood et Vernon 1988).
- **Texture intergranulaire**: Les grains d'une phase minérale donnée forment un réseau plus ou moins lâche, dans les interstices duquel cristallisent des minéraux nettement plus petits (espaces "intergranulaires": Bard 1980, Hibbard 1995). En général, le réseau est constitué de minéraux cristallisant en lattes, tablettes ou baguettes (plagioclases, feldspaths,...). Si certains espaces intergranulaires sont occupés par du matériel hyalin ou secondaire, alors le terme d'intersertal est utilisé pour qualifier la texture.

- **Texture oikocrystique**: Les cristaux (de grande taille et généralement xénomorphes) d'une phase minérale donnée contiennent de nombreux cristaux clairement plus petits d'une ou plusieurs autres phases minérales disposés au hasard. Le minéral hôte est un oikocristal ("qui contient des cristaux") et les minéraux inclus sont des chadacristaux (Coish et Taylor 1979, Hibbard 1995). La taille des chadacristaux n'est pas toujours uniforme: ils montrent parfois une variation de taille (croissante) de l'intérieur vers l'extérieur de l'oikocristal (e.g., Coish et Taylor 1979). On appelle texture ophitique une variété de la texture oikocrystique, commune aux roches basiques filoniennes (e.g., Bloomer et al. 1991), où des plagioclases sont inclus dans de vastes plages de minéraux ferromagnésiens (couramment un clinopyroxène).

Les **textures doléritiques** désignent des textures comprises entre les pôles intergranulaire et oikocrystique. L'expression est utilisée le plus souvent dans le cas des corps intrusifs mafiques (sills et dykes essentiellement; e.g., Gray 1970, Caroff et al. 1995) mais son emploi prête à confusion: en effet, les pétrologues anglophones semblent restreindre le terme "doléritique" à un synonyme de la texture intergranulaire (e.g., MacLeod et Yaouancq 2000), alors que les francophones paraissent l'employer comme équivalent de "ophitique" (e.g., Velde 1970, Caroff et al. 1995). Le terme de texture doléritique est en outre plus restrictif que celui de dolérite qui, dans la littérature (Bard 1980, Hibbard 1995), est le nom usuel donné à une roche filonienne de composition mafique.

B – Classifications pétrologiques utilisées pour la dénomination des roches à texture grossière de l'Archipel de la Société

Nos travaux sur les roches à texture grossière dans l'Archipel de la Société nous ont amené à rencontrer des roches granulaires et doléritiques, des cumulats et des pegmatitoïdes. Donner un nom à des roches d'une aussi grande variabilité texturale n'est pas aisé. Nous utiliserons pour la description pétrographique des faciès rencontrés deux classifications: la classification QAPF basée sur la minéralogie modale dans les cas des roches granulaires, doléritiques et cumulatives, la classification chimique T.A.S. dans le cas des pegmatitoïdes.

1 – Bref historique des classifications des roches ignées cristallines

La classification générale des roches magmatiques établie par Streckeisen (1967, 1974, 1976) sur une base minéralogique fait appel exclusivement aux proportions modales en minéraux "blancs" reportées dans le double-triangle QAPF (Quartz, feldspaths Alcalins, Plagioclases, Feldspathoïdes) qui intégrait l'ensemble des roches ignées, qu'elles soient grossièrement ou finement cristallisées.

Si la détermination des proportions modales est aisée pour les roches à granulométrie grossière (comptage de points), elle l'est beaucoup moins pour les roches finement cristallisées (telles les roches volcaniques). Pour ces dernières, la banalisation des analyses chimiques (par spectrométrie de fluorescence X tout d'abord) a rendu possible la construction de classifications simples basées sur les teneurs en éléments majeurs. Celle qu'utilise la grande majorité des pétrologues fait appel aux concentrations en alcalins et en silice (diagramme T.A.S., Total Alkali-Silica: Le Bas et al. 1986).

Par analogie avec les roches finement cristallisées, nombre d'auteurs se sont essayés à construire des classifications chimiques pour les roches à texture grossière, avec pour but de "traduire" chimiquement le diagramme minéralogique de Streckeisen. Pour la plupart, il s'agissait de simples adaptations de classifications initialement prévues pour les roches volcaniques. On peut citer à titre d'exemple le diagramme complexe "R1-R2" (Fig. III.1A) de De La Roche et al. (1980), basé sur les proportions cationiques, ou le diagramme T.A.S. (Fig. III.1B) modifié par Wilson (1989). Streckeisen et Le Maître (1979) ont, eux, proposé une classification basée sur la norme moléculaire. Trop compliquées d'emploi, faisant parfois appel à des paramètres sans signification pétrologique réelle (e.g., "R1 et R2"), ne coïncidant pas toujours avec la nomenclature modale (e.g., Le Maître 1976), ces schémas n'ont été que rarement utilisés. A notre connaissance, il n'existe de classification chimique reconnue que pour certaines catégories de roches grenues, tels les granites (e.g., Debon et Le Fort 1983, Frost et al. 2001).

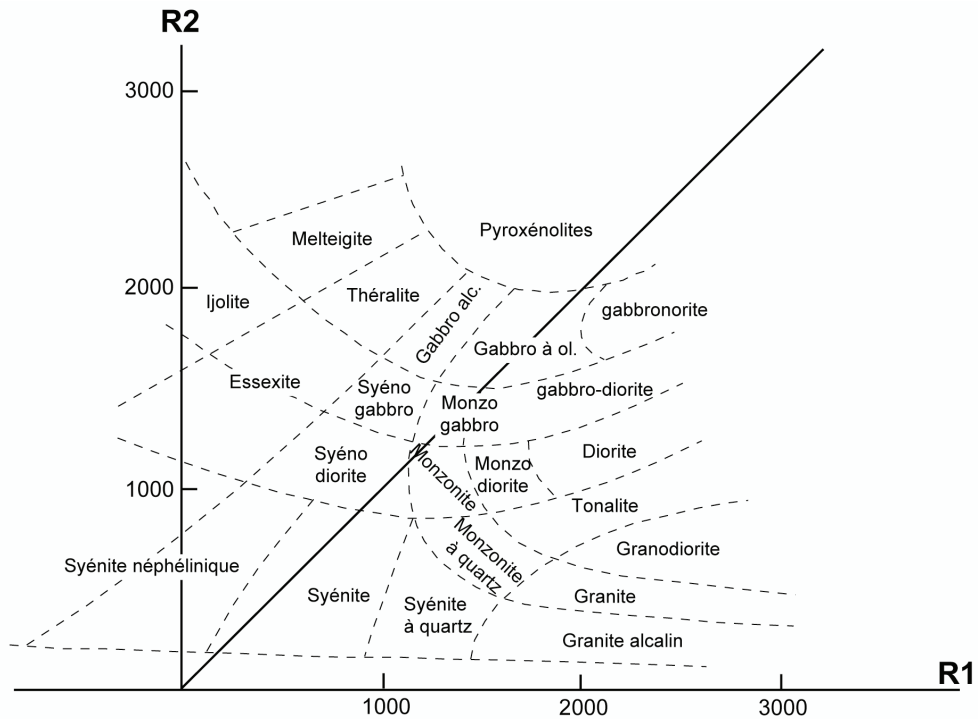


FIG. III.1A: Diagramme de classification "R1-R2" pour les roches plutoniques (De La Roche et Leterrier 1973, De la Roche et al. 1980). Les paramètres sont basés sur les proportions cationiques exprimées en millications. $R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe^{II+III}+Ti)$ et $R2=6Ca+2Mg+Al$. La droite bissectrice indique la limite de saturation en silice. Peu utilisée actuellement, cette classification est la seule à prendre en compte tous les éléments majeurs dans le calcul, mais elle est basée sur des paramètres qui n'ont pas de signification pétrologique évidente.

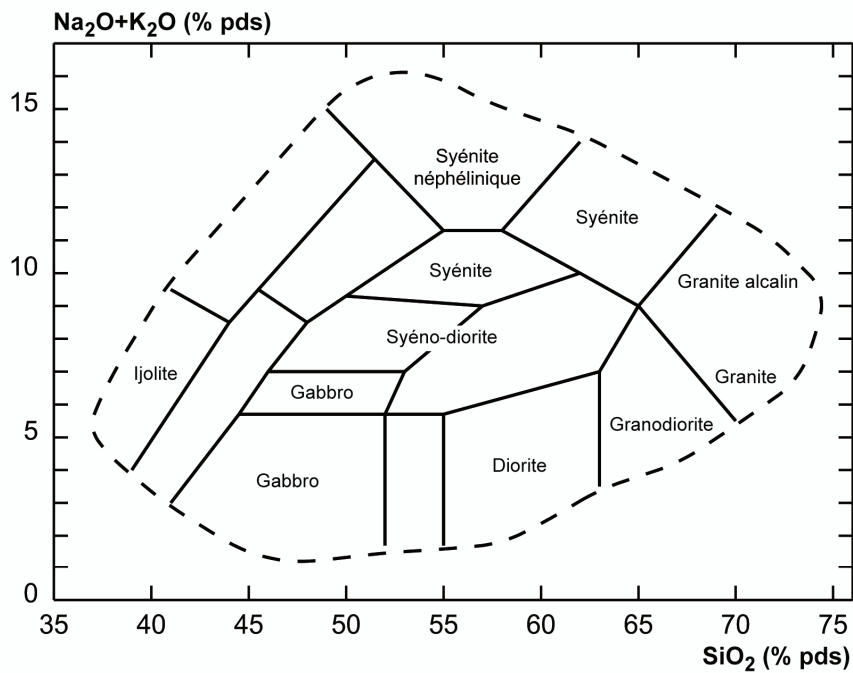


FIG. III.1B: Diagramme de classification chimique des roches plutoniques de Wilson (1989). Elle est simple adaptation de la nomenclature T.A.S. (Total Alkali-Silica) établie pour les roches volcaniques par Cox et al. (1979), qui n'est elle-même que rarement utilisée à l'heure actuelle.

2 – Classification utilisée pour les roches granulaires, doléritiques et cumulatives de l'Archipel de la Société

En l'absence de toute classification à base chimique non contestable, la nomenclature des roches à texture grossière reste donc généralement basée sur le double-triangle QAPF de Streckeisen (1974). La délimitation des champs dans les diagrammes ainsi que les noms des roches ont été agréés par l'IUGS (International Union of Geological Sciences) et le BGS (British Geological Survey) et publiés par Le Maître et al. (1989) et Le Bas et Streckeisen (1991) puis très légèrement modifiés par Gillespie et Styles (1999).

La classification générale (Fig. III.2 – diagrammes 1, 1 bis et 2) est basée sur 5 paramètres modaux:

Q = quartz et toutes les autres formes cristallisées de silice

A = ensemble des feldspaths alcalins, ainsi que l'albite sodique (An_0 - An_5)

P = plagioclases (An_5 - An_{100}) et scapolite

F = ensembles des feldspathoïdes (néphéline, leucite, sodalite, etc...) et analcime

M = minéraux mafiques et, par extension, tous les minéraux non-compris dans les 4 premières catégories: olivines, pyroxènes, amphiboles, micas, oxydes de Fe-Ti, apatite, sphène, carbonates primaires, etc...

Si $M < 90\%$, alors la roche concernée est classée dans un des deux triangles QAP ou APF de la Fig. III.2 (diagramme 1), puisque Q et F s'excluent mutuellement. La somme des proportions modales de Q, A, P et F est ramenée à 100%. Le nom des roches grenues classées dans le triangle APF (les roches alcalines, comportant des feldspathoïdes modaux) sont précisément donnés par le diagramme 2 de la Fig. III.2. Les termes "à feldspathoïde" ou "feldspathoïdique" sont alors remplacés par le nom du feldspathoïde majoritaire dans la roche. Il faut noter également que les anciens termes de "essexite" et "théralite" sont toujours tolérés en substitution de "monzogabbro feldspathoïdique" et "gabbro feldspathoïdique", respectivement.

La nomenclature des roches grenues mafiques et faiblement feldspathoïdiques (roches d'affinité gabbroïque, champs grisés sur la Fig. III.2 - diagramme 2) est précisée sur le

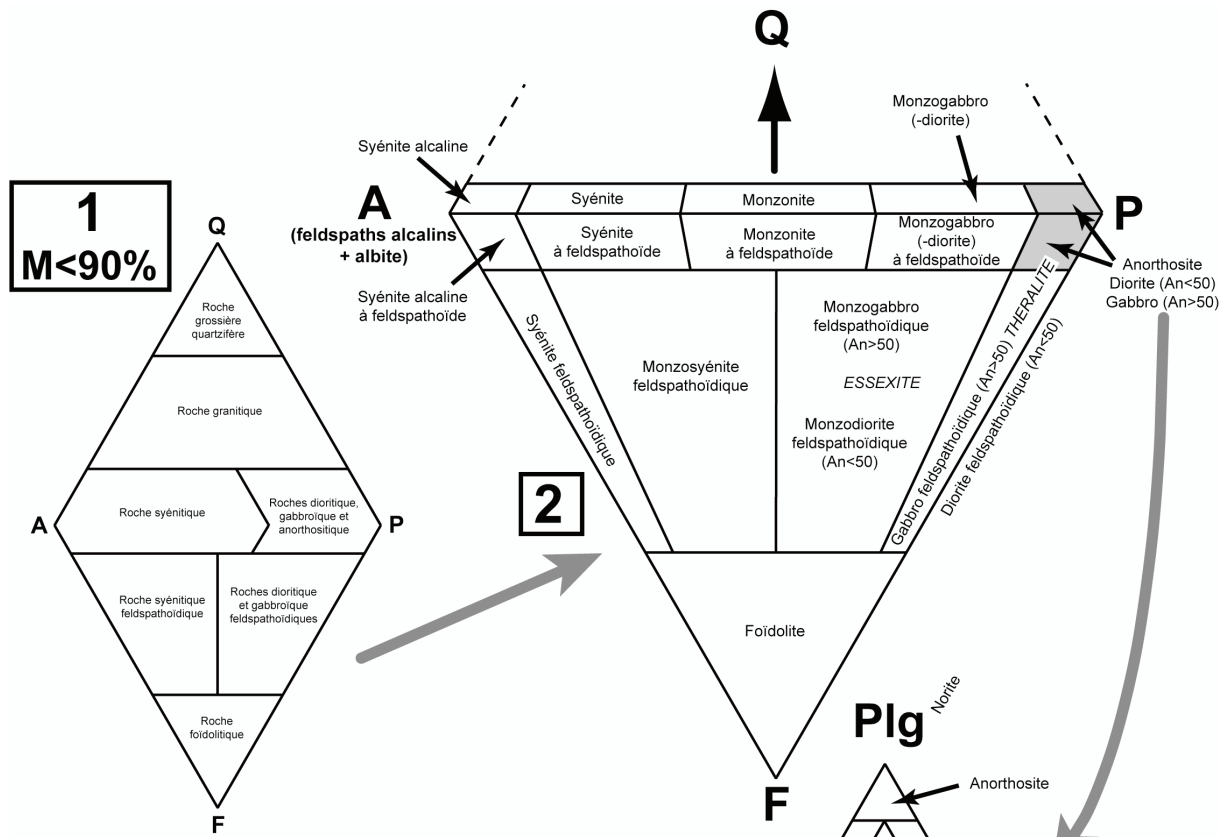


FIG. III.2: Nomenclature des roches à texture grossière basée sur la minéralogie modale, établie par Streckeisen (1974) et légèrement modifiée par Le Bas et Streckeisen (1991) et Gillespie et Styles (1999). Voir le texte pour de plus amples explications concernant l'usage de cette classification.

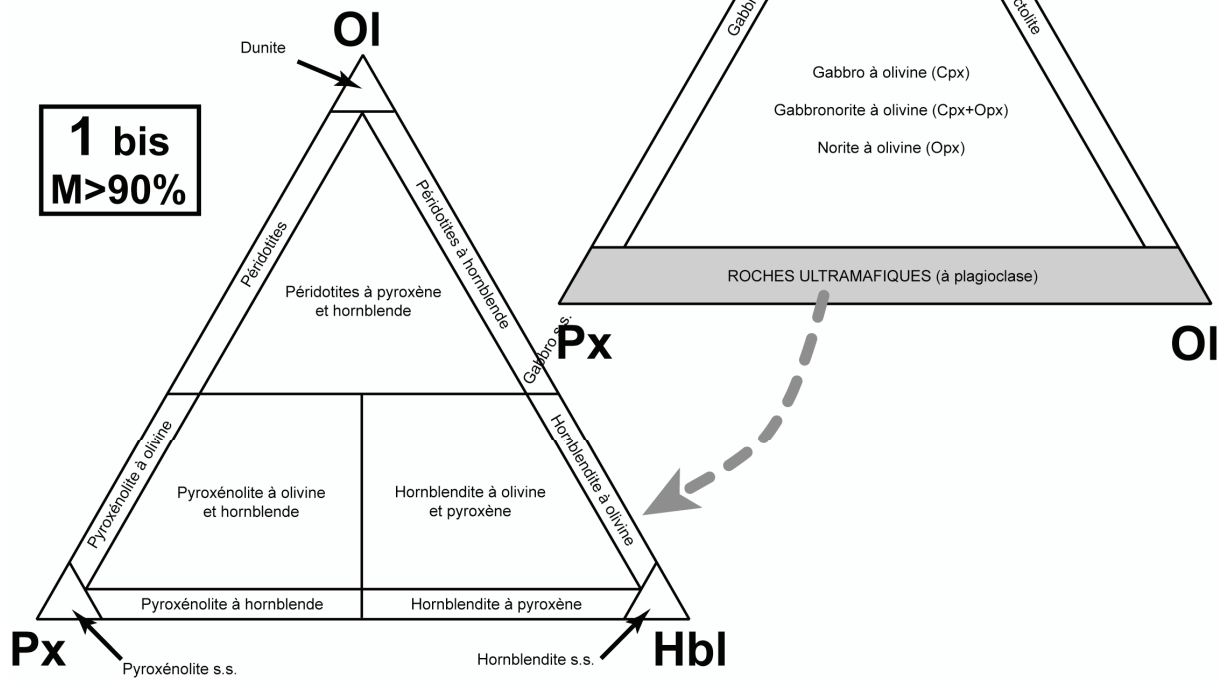


diagramme 3. Elle est alors fondée sur les proportions modales en plagioclases, olivines et (ortho- et clino-)pyroxènes.

Si $M > 90\%$, alors la roche grenue concernée est classée dans le triangle des roches ultramafiques (comportant moins de 10% modal de minéraux "blancs") de la Fig. III.2-diagramme 1bis. Les noms des roches s'appuient alors sur les proportions modales en olivines, (ortho- et clino-)pyroxènes et amphiboles (assimilées à la hornblende Hbl).

3 – Le cas des pegmatitoïdes

Les descriptions des pegmatitoïdes sont rares dans la bibliographie. Les ouvrages généraux de pétrographie (e.g., Bard 1980, Hibbard 1995) ne les mentionnent pas ou seulement succinctement. Les pegmatitoïdes étudiées dans le présent travail seront désignées par les termes de la nomenclature chimique de Le Bas et al. (1986) prévue pour les laves pour les trois raisons suivantes:

- 1) Les pegmatitoïdes sont généralement considérées comme le résultat d'une cristallisation ultra-rapide d'un liquide (en l'occurrence très riche en gaz), au même titre que les laves.
- 2) La plupart des exemples de pegmatitoïdes dont la description a été publiée ont été échantillonnés à l'intérieur de corps effusifs (coulées ou laves) et dérivent directement du magma environnant.
- 3) Les pegmatitoïdes contiennent quasi-systématiquement une fraction non-négligeable de matériel sub-hyalin ou cryptocristallin.

C'est le choix qui a également été fait par Caroff et al. (1997, 2000). On parlera ainsi, par exemple, de "pegmatitoïde basanitique" ou de "pegmatitoïde hawaïitique" en fonction de la composition chimique de la roche.

Pétrographie des roches à texture grossière de l'Archipel de la SOCIETE

A – Le massif de roches grenues de Ahititera, à Tahiti Nui

A la suite de l'examen en lames minces des échantillons de roches grenues du massif de Ahititera, nous avons identifié sept types pétrographiques différents (Tab. III.1). Six correspondent à ceux déjà reconnus par Nitecki Novotny (1975) et Bardintzeff et al. (1988) (la nomenclature des différents échantillonnages a été homogénéisée en fonction des choix de classification que nous avons faits, voir paragraphe III.B et Fig. III.2). Il s'agit des clinopyroxénolites à olivine, des gabbros (éventuellement à olivine), des théralites, des essexites, des (monzo-)syénites néphéliniques et des syénites. Nous avons également reconnu un groupe nouveau, celui des hornblendites à clinopyroxène, dont aucun échantillon n'avait été décrit dans les deux précédentes publications. Sur la seule base de la concentration en SiO₂ (plus élevée que dans les essexites), Nitecki Novotny (1975) avait identifié un groupe de monzonites, que nous n'avons pas réussi à échantillonner.

La détermination du nom de chaque type pétrographique s'appuie sur le mode minéralogique, déterminé par comptage de points sur les lames-minces de 24 roches représentatives de notre échantillonnage (Tab. III.1). Le comptage s'effectue sur l'image d'une partie de la lame-mince (surface de 1,90 cm²) projetée sur l'écran d'un lecteur de microfiches. Les proportions modales ont été reportés dans les diagrammes de la classification QAPF en vigueur (Fig. III.3).

- **CLINOPYROXENOLITES à OLIVINE** (échantillons THG-5C et -10B: Fig. II.2):
Les clinopyroxénolites de Ahititera contiennent entre 87 et 91% de minéraux mafiques (Tab. III.1). Ce sont des roches très mélanocrates à texture clairement mésocumulative (Fig. III.4A). Les minéraux cumulus (plus de 75% modal au total) sont constitués par

les olivines et les clinopyroxènes. Les olivines, de teinte grisâtre, automorphes (taille \leq 3 mm) montrent des bordures déstabilisées parfois épaisses et soulignées par des grains de titanomagnétite. Certains cristaux (les plus petits) sont totalement déstabilisés. Les clinopyroxènes sont de très grande taille (parfois $>$ 5 mm) et constituent 57-58% modal de la roche. Les cristaux, sub-automorphes, sont parfois maclés et leurs bordures présentent une zonation systématique (Fig. III.4A). La phase intercumulus (15 à 20% modal) a cristallisé à la fois en surcroissance adcumulus des primocristaux de pyroxène et sous la forme de plages xénomorphes de plagioclase, de rares amphiboles brunes formées en surcroissance des grands pyroxènes (\leq 1,5% modal) et en biotite. Cette dernière semble systématiquement se former en relation avec les cristaux automorphes d'oxydes de Fe-Ti, eux-mêmes plus précoces.

- **GABBROS** (échantillons THG-1A, -1B, -1DA, -7B, -10C, et -10E: Fig. II.2): Les gabbros du massif grenu de Ahititera sont caractérisés par 40 à 57% modal de minéraux "blancs", en quasi-totalité formés de plagioclases. Les feldspaths alcalins sont rares, mais systématiques, en position interstitielle (Tab. III.1 et Fig. III.3). Les silicates ferromagnésiens sont constitués de grains subautomorphes à xénomorphes de clinopyroxène (entre 22% et 41% modal), très rarement zonés, formant souvent des agrégats (échantillons THG-1A et -10E: Fig. III.4B et III.4D) pouvant eux-mêmes se regrouper en lits d'épaisseur centimétrique (THG-10E). Les olivines, quant à elles, sont accessoires dans les gabbros (entre 0 à 7% modal), excepté dans le cas de THG-1A qui en contient 26%. Elles sont parfois entourées d'une couronne réactionnelle de biotite verte à cristallisation radiaire (couleur due à l'absence de titane: Benaouda 1982, Giret 1983). Les oxydes de Fe-Ti forment le plus souvent des plages subautomorphes à xénomorphes (ex: échantillon THG-1A, Fig. III.4B) ceinturées par des auréoles de biotite lorsqu'elles sont en contact avec la phase plagioclasique. L'échantillon THG-10E (Fig. III.4D) est exceptionnel car la phase hydroxylée n'est plus représentée par la biotite mais par de vastes oïcristaux (à cristallisation tardive) d'amphibole brune (8% modal). La texture des gabbros évolue entre des faciès clairement équigranulaires (THG-10C, Fig. III.4C) et d'autres franchement oïcristiques (THG-1DA). Les échantillons "intermédiaires" (THG-1A, -1B, -7B, -10E) sont toutefois plus proches du pôle textural équigranulaire, les lattes de plagioclases n'étant incluses que très partiellement en bordure des pyroxènes.

TABLEAU III.1: Composition minéralogique modale d'échantillons représentatifs des sept types de roches grenues reconnues dans le massif de Ahititera à Tahiti Nui.

Type pétrographique	#	Proportions modales des différents minéraux										minéraux second.	M	
		Feldspaths Alcalins	Plagioclases	Feldspathoïdes	Olivines	Clinopyroxènes	Amphiboles	Biotite	Oxydes Fe-Ti	Apatite	Sphène			
Clinopyroxénoïte à olivine	THG-10B		9%		28%	58%		2%	3%					91%
Clinopyroxénoïte à olivine	THG-5C		13%		25%	57%		0.50%	3%					87%
Gabbro	THG-10C	rare-interst.	56%			31%		3%	8%					44%
Gabbro	THG-10E	rare-interst.	45%			35%		4%	12%					55%
Gabbro à olivine	THG-1A	rare-interst.	40%		26%	22%		3%	7%					60%
Gabbro	THG-1B	rare-interst.	43%		7%	35%		2%	11%					57%
Gabbro	THG-1DA	rare-interst.	57%		1%	32%		1%	6%					43%
Gabbro	THG-7B	rare-interst.	41%		2%	41%		1%	15%					59%
Homblendite à clinopyroxène	THG-14		13%			32%		1%	7%					80%
Homblendite à clinopyroxène	THG-2D		15%			23%		1%	10%					80%
Homblendite à clinopyroxène	THG-7A		8%			15%		1%	9%					90%
Théraitite	THG-13A	2%	54%	10%	rare	21%	< 1%	< 1%	11%					34%
Théraitite	THG-2A	2%	27%	5%	12%	41%	< 1%	4%	7%					66%
Théraitite	THG-2B	rare-intersticiel	56%	5%	1%	22%	< 1%	4%	8%					39%
Théraitite	THG-9E2	rare-intersticiel	61%	7%	2%	10%	4%	5%	7%					32%
Essexite	THG-11A	15%	19%	11%	1%	27%	18%		6%					55%
Essexite	THG-1E	18%	21%	13%		14%	20%		7%					48%
Essexite	THG-2C	15%	19%	17%		4%	33%		7%					49%
Essexite	THG-3A	13%	23%	8%	1%	9%	38%		4%					56%
Essexite	THG-9E1	21%	30%	7%		3%	30%		3%					42%
Syénte néphélinique	THG-19	66%	4%	18%		3%	2%		2%					12%
Syénte néphélinique	THG-3B	59%	1%	19%		4%	8%		5%					21%
Monzosyénte néphélinique	THG-4	35%	24%	14%		6%	12%		5%					27%
Syénte alcaline	THG-9B	83%		14%		5%		1%	5%					12%

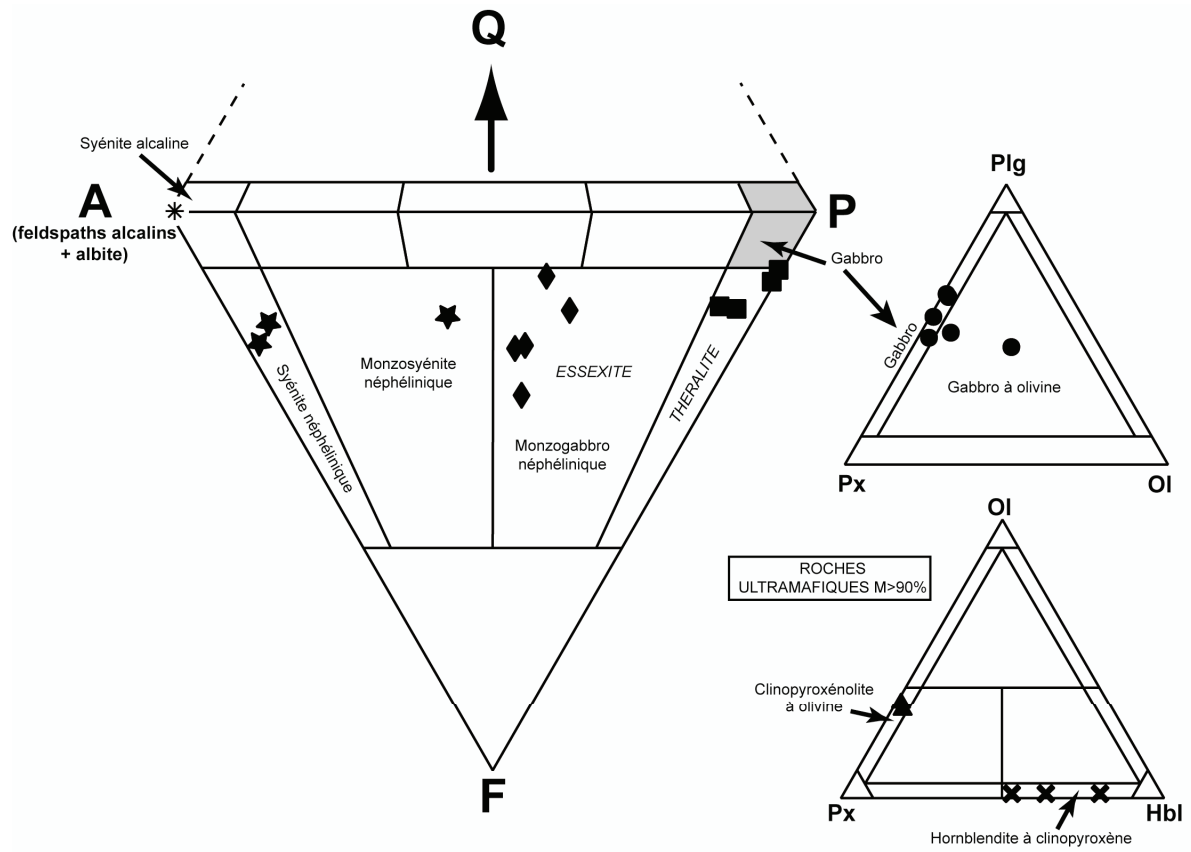


FIG. III.3: Positionnement des roches à texture grossière du massif de Ahititera (Tahiti Nui) dans la classification modale de Streckeisen (1974).

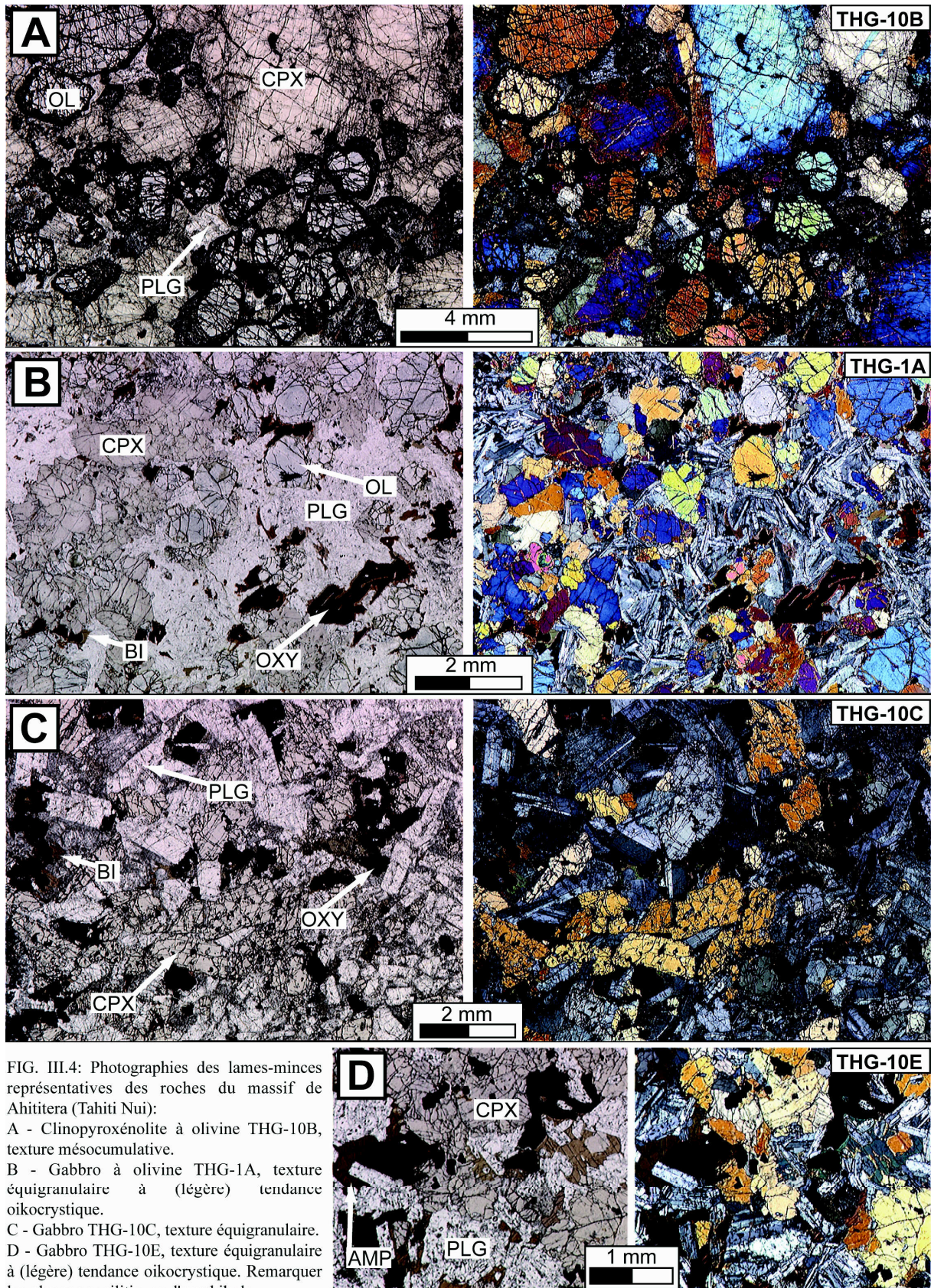


FIG. III.4: Photographies des lames-minces représentatives des roches du massif de Ahititera (Tahiti Nui):
 A - Clinopyroxénolite à olivine THG-10B, texture mésocumulative.
 B - Gabbro à olivine THG-1A, texture équi-granulaire à (légère) tendance oikocrystique.
 C - Gabbro THG-10C, texture équi-granulaire.
 D - Gabbro THG-10E, texture équi-granulaire à (légère) tendance oikocrystique. Remarquer les plages poecilitiques d'amphibole.

- **HORNBLENDITES à CLINOPYROXÈNE** (échantillons THG-2D, -7A, -14: Fig. II.2): Les hornblendites à clinopyroxène forment le seul type de roches qui n'avait pas été échantillonné en 1970 (mission R. Brousse et G. Guille). Il s'agit de roches très mélanocrates (80 à 90% de minéraux ferromagnésiens: Tab. III.1 et Fig. III.3), dont la caractéristique principale est la présence de cristaux centimétriques d'amphibole, de sub-automorphes à automorphes (Fig. III.4E), qui représentent 36 à 61% modal. Il s'agit de pœcilocristaux comportant, en inclusions, de très rares olivines, ainsi que des cristaux d'apatite, d'oxydes de Fe-Ti (automorphes) et de clinopyroxène (xénomorphes) d'autant plus grands qu'ils sont inclus à proximité de la bordure des amphiboles (Fig. III.4E). Ces trois derniers minéraux sont également présents dans le reste de la lame. Les pyroxènes, cette fois automorphes, présentent alors un début d'ouralitisisation (zone externe en partie déstabilisée en paillettes d'amphibole brune et grains d'oxydes de Fe-Ti). Dans les hornblendites, on compte jusqu'à 6% modal de cristaux d'apatite très précoces, parfois de grande taille (plusieurs centaines de μm : Fig. III.4E). Le sphène est rare, mais systématiquement présent. Les hornblendites à clinopyroxène sont clairement caractérisées par une texture orthocumulative: les minéraux cumulus (amphiboles, pyroxènes) sont cimentés par 10 à 20% modal d'une phase intercumulus claire constituée de plages xénomorphes de plagioclase, de néphéline et (rarement) de feldspath alcalin. Les amphiboles-cumulus ont comme particularité de contenir en inclusion une fraction des cristaux du second minéral cumulus (les pyroxènes).
- **THERALITES** (échantillons THG-2A, -2B, -9E2 et -13A: Fig. II.2): Deux caractéristiques permettent clairement de différencier les théralites des gabbros. D'abord la présence systématique de néphéline modale (5 à 10%), parfois en grandes plages xénomorphes pœcilitiques (THG-9E2: Fig. III.4F), et ensuite l'observation courante d'amphibole en position texturale tardive, liée au clinopyroxène: soit en "paillettes" comme produit de l'ouralitisisation très partielle (voire le cas des hornblendites à clinopyroxène et Fig. III.4G), soit en surcroissance (échantillon THG-9E2: Fig. III.4F). Il faut noter également la présence par places de cristaux de sphène (THG-13A), jamais observé dans les gabbros. L'olivine est marginale et précoce, car souvent en inclusion dans les pyroxènes. L'importance des phases silicatées hydroxylées (biotite en auréoles autour des oxydes de Fe-Ti et amphiboles) est en moyenne plus grande que dans les gabbros (4-9% modal contre 1-8%). La texture des

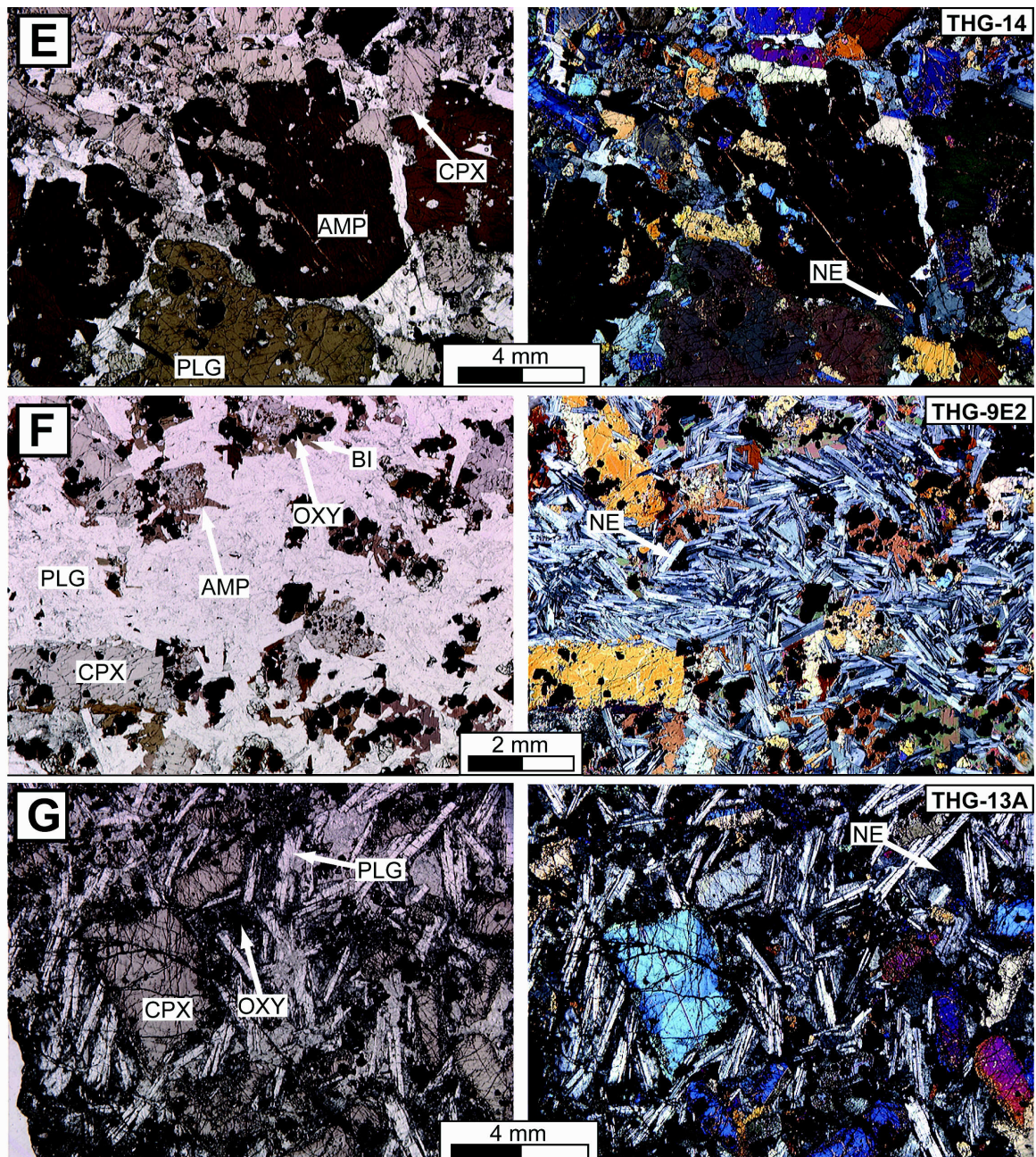


FIG. III.4 - suite: Photographies des lames-minces représentatives des roches du massif de Ahititera (Tahiti Nui):
 E - Hornblendite à clinopyroxène THG-14, texture orthocumulative. Remarquer les clinopyroxènes, xénomorphes lorsqu'ils sont inclus dans les amphiboles et automorphes en dehors.
 F - Théralite THG-9E2, texture équi-granulaire litée à (légère) tendance oïcristique.
 G - Théralite THG-13A, texture équi-granulaire orientée (orientation préférentielle des plagioclases).

théralites, comme celle des gabbros, montre une évolution depuis un pôle équi-granulaire franc (THG-13A: Fig. III.4G) vers un pôle oïkocristique. Les pyroxènes, parfois en grains polycristallins millimétriques (THG-2A), peuvent inclure une proportion variable de baguettes de plagioclase dans leurs bordures.

- **ESSEXITES** (échantillons THG-1E, -2C, -3A, -9E1 et 11A: Fig. II.2): Dans les essexites, la phase silicatée ferromagnésienne majoritaire n'est plus le clinopyroxène, mais l'amphibole brune (18-38% modal contre moins de 4% dans les théralites: Tab. III.1) qui se présente en cristaux, généralement pluri-millimétriques, automorphes et zonés (cœur brun et bordures vert-sombre) contenant systématiquement des inclusions de grains d'apatite (Fig. III.4H). Les clinopyroxènes sont franchement zonés (bordure verte) et les plus petits cristaux sont déstabilisés jusqu'aux cœurs en plages brunes d'amphibole et en grains d'oxydes de Fe-Ti. Les essexites sont également caractérisées par la présence systématique de sphène (1-3% modal) et par de très rares olivines notablement déstabilisées. Par rapport aux roches plus basiques (voir plus haut), on note l'absence de la biotite. Les carbonates sont présents, soit sous la forme de cristaux automorphes en bord des vides dictytaxitiques, soit en position interstitielle. Compte tenu de leur importante altération, il est assez malaisé de faire la distinction entre feldspaths alcalins et plagioclases, ces derniers apparaissant proportionnellement plus nombreux (plagioclases 19-30%, feldspaths alcalins 13-21%). La texture des essexites est typiquement très grossière, la taille des minéraux dépassant communément le millimètre (Fig. III.4H). Tous les échantillons montrent une tendance texturale intergranulaire (texture "foyaïtique" propre aux roches grenues évoluées alcalines et sous-saturées: Sørensen 1974): les lattes de feldspath et de plagioclase forment un réseau dans les interstices desquels cristallise la néphéline (7 à 17% modal). Cette dernière montre fréquemment une altération caractéristique en albite + analcime + zéolites.
- **(MONZO-)SYENITES NEPHELINIQUES** (monzosyérites THG-4 et -6A, syénites THG-1DB, -3B et -19: Fig. II.2): Les monzosyérites et les syénites néphéliniques forment apparemment une série presque continue marquée par la disparition progressive du plagioclase (1-24% modal) au profit du feldspath alcalin (35-66% modal: Tab. III.1). La proportion de néphéline reste sensiblement constante (14-19% modal). Par rapport aux essexites, la proportion d'amphiboles (toujours franchement zonées) est nettement moindre (2-12% contre 18-38% dans les essexites). Les proportions modales des clinopyroxènes, de l'apatite et des oxydes de Fe-Ti changent

peu. Toutefois, le sphène subit une transformation partielle en minéraux opaques (magnétite). Des carbonates semblables à ceux décrits dans les essexites sont également présents. Tous les échantillons montrent la tendance texturale intergranulaire (foyaïtique) précédemment décrite pour les essexites (Fig. III.4I). Seul THG-1DB, échantillonné au contact du gabbro THG-1DA, montre une texture microgranulaire beaucoup plus fine.

- **SYENITE** (échantillon THG-9B: Fig. II.2): La roche, d'aspect macroscopique altéré (pâtine jaunâtre), confirme ce caractère à l'observation en lame mince: les feldspaths alcalins, qui constituent 88% de la roche, sont à peine identifiables (Fig. III.4J). Les minéraux ferro-magnésiens (5% de la roche) sont réduits à l'état de fantômes, sans qu'il soit possible de dire précisément s'il s'agissait de pyroxènes ou d'amphiboles. Seuls la biotite, les oxydes de Fe-Ti et l'apatite sont clairement reconnaissables. L'observation microscopique de la lame-mince en lumière réfléchie révèle la présence de sulfures. La texture isogranulaire (Fig. III.4J) de la roche est sans doute due à une recristallisation (partielle ou totale) des feldspaths alcalins.

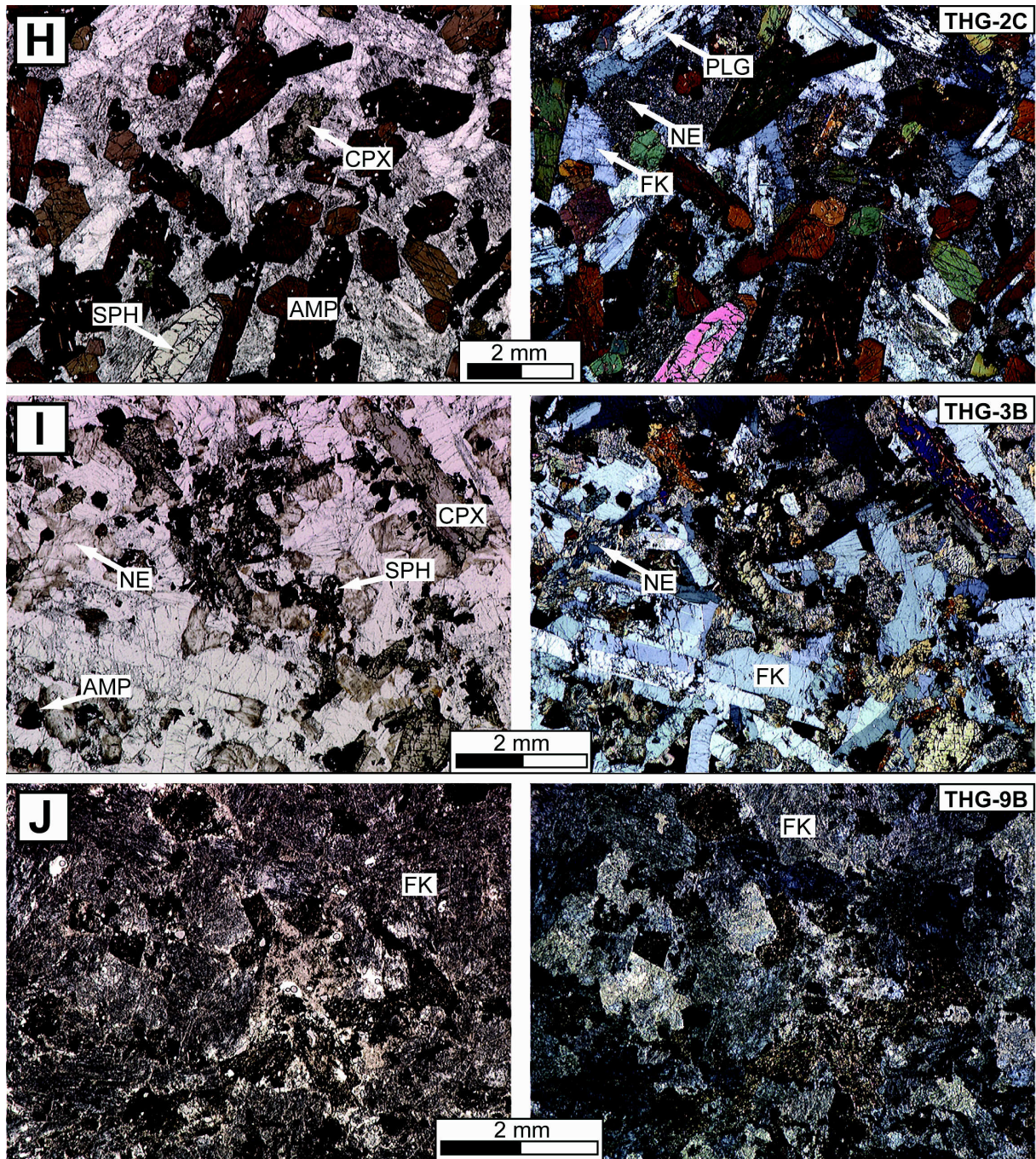


FIG. III.4- suite: Photographies des lames-minces représentatives des roches du massif de Ahititera (Tahiti Nui):

H - Essexite THG-2C, texture à tendance foyaitique (intergranulaire à néphéline interstitielle).

I - Syénite néphélinique THG-3B, texture foyaitique.

J - Syénite THG-9B, texture équi-granulaire produit vraisemblablement par recristallisation partielle de la roche. Remarquer les fantômes (automorphes) de minéraux ferromagnésiens.

B – Le massif de roches gabbroïques de la Vallée de Faaroa, à Raiatea

L'examen des lames-minces des roches à texture grossière de Faaroa nous a permis, tant pétrographiquement que texturalement, de faire la distinction entre les deux types de roches rencontrés dans le massif: les théralites (largement majoritaires dans notre échantillonnage) et les gabbros. Il est à noter que le terme de théralite n'avait jusqu'à présent pas été utilisé pour qualifier ces roches à Raiatea, la présence de néphéline n'ayant jusqu'à présent jamais été mentionnée (e.g., Diraison 1987, Blais et al. 1997). Sur deux échantillons représentatifs des deux types de roches cités ci-dessus, nous avons déterminé par comptage de points les proportions modales des différentes phases minérales (Tab. III.2).

Type pétrographique		F. Alc.	Plg	Né	OI	Cpx	Amp	Bi	Ox. Fe-Ti	Ap	C	M
Théralite	RIG-2A		70%	8%	3%	16%	rare	<1%	3%	<1%	<1%	22%
Gabbro	RIG-3B	Inters.	55%		4%	33%		<1%	8%	<1%		45%

TABLEAU III.2: Composition minéralogique modale de deux échantillons représentatifs des gabbros et théralites du massif gabbroïque de la vallée de Faaroa, à Raiatea.

F. Alc.: Feldspath alcalin; Plg: Plagioclases; Né: Néphéline; OI: Olivine; Cpx: Clinopyroxènes; Amp: Amphiboles; Bi: Biotite; Ox. Fe-Ti: Oxydes de Fe-Ti; Ap: Apatite; C: Calcite.

- **THERALITES** (échantillons RIG-1B, -1E, -2A, -2C, 2D, -4A, -4C: Fig. III.5A et Fig. II.13): Il s'agit de roches mésocrates dont la minéralogie est dominée par les lattes de plagioclases (70% modal: Tab. III.2). L'expression modale de la sous-saturation en silice est constituée par la néphéline interstitielle (8%). Les minéraux ferromagnésiens ne représentent que 22% modal de la roche et sont dominés par des plages pluri-millimétriques et xénomorphes de clinopyroxène montrant une légère teinte rosâtre (16% modal). Ce pyroxène a subi exceptionnellement un début d'ouralitisation selon un mode déjà décrit dans les roches sous-saturées tahitiennes (déstabilisation en plages d'amphibole brune et grains d'oxydes Fe-Ti sur les bordures). L'olivine est accessoire et présente parfois des couronnes réactionnelles de biotite verte. Les cristaux automorphes d'oxydes de Fe-Ti (3% modal: Fig. III.5A) sont généralement ceinturés par une étroite auréole de biotite lorsqu'ils sont en contact avec les plagioclases visiblement les plus tardifs. Ils apparaissent en parallèle en inclusions dans les

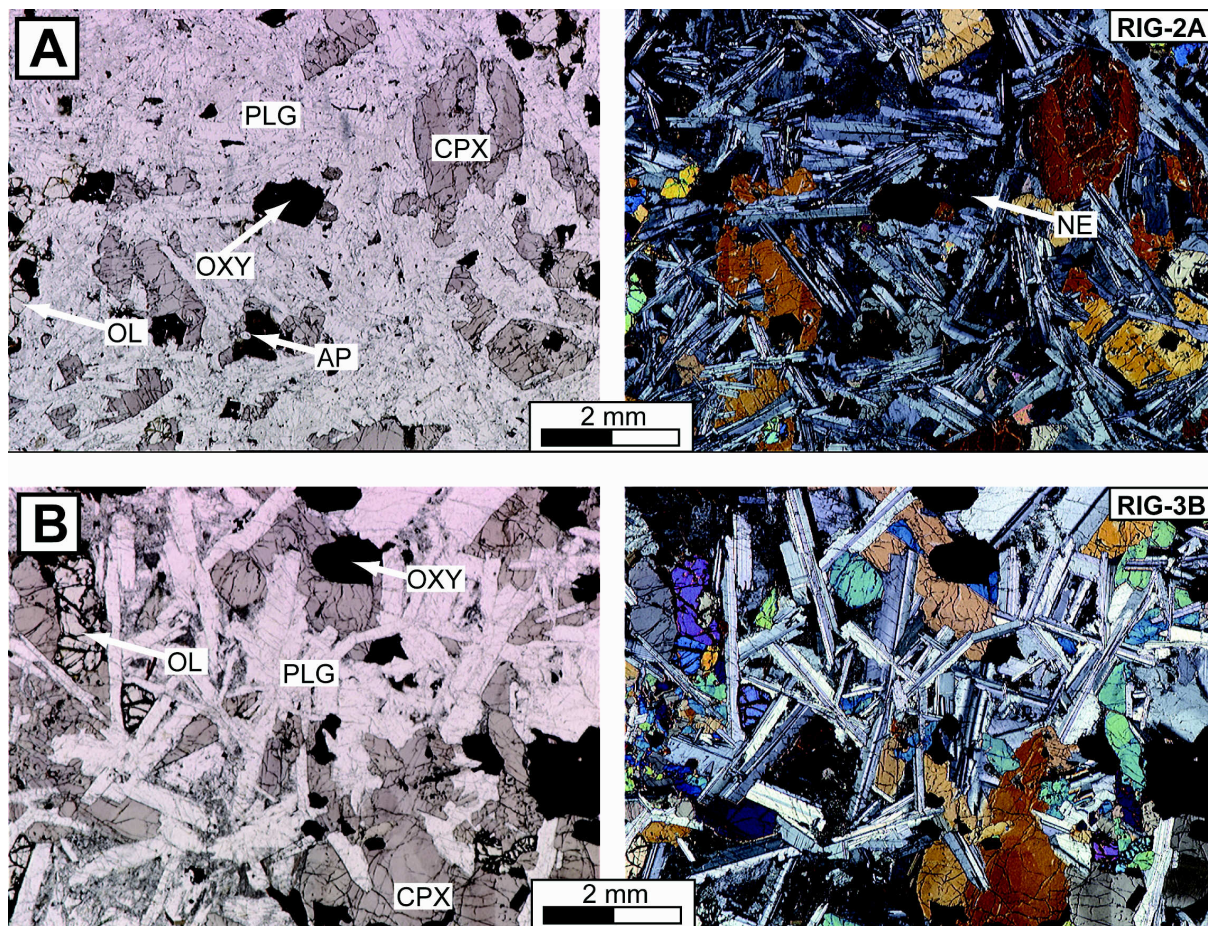


FIG. III.5: Photographies des lames-minces représentatives des roches du massif grenu de la vallée de Faaroa (Raiatea):
 A - Théralite RIG-2A, texture oikocrystique (type ophitique).
 B - Gabbro RIG-3B, texture équi-granulaire à nette tendance oikocrystique.

pyroxènes. L'apatite, en grains d'une centaine de micromètres, a cristallisé précocement car se trouve en inclusions dans tous les minéraux cités précédemment. On note également la présence systématique de cristaux xénomorphes (quelques centaines de μm) de calcite interstitielle. La texture des théralites est homogène (en fonction de l'échantillon étudié) et franchement oikocristique (variété "ophitique"): les vastes plages de clinopyroxène incluent des lattes de plagioclase, de taille clairement inférieure, jusqu'à leurs cœurs

- **GABBRO** (échantillon RIG-3B: Fig. III.5B et II.13): Le gabbro du lit de l'affluent de la rivière Apoomau se différencie des théralites d'abord par l'absence de feldspathoïde modal, ensuite par une augmentation de la granulométrie qui concerne essentiellement les plagioclases (Fig. III.5B) et enfin par un accroissement de la proportion modale des clinopyroxènes (33% contre 16% dans les théralites). La différence chimique s'accompagne d'une différence texturale. Le gabbro RIG-3B est ainsi caractérisé par une texture intermédiaire entre les pôles oikocristiques et granulaires: plagioclases et pyroxènes présentent des tailles équivalentes et les inclusions des uns dans les autres sont rares et systématiquement partielles.

C – L'intrusion pegmatitoïdique de la Cloche de Hiro à Bora Bora

L'observation macroscopique des échantillons au long de l'aire d'affleurement de l'intrusion de la barque de Hiro laisse entrevoir un changement graduel de la granulométrie et de la texture. Cet aspect est confirmé par l'observation microscopique. Ainsi, le passage progressif depuis des échantillons à texture granulaire (BBG-8 ou -10) jusqu'aux échantillons visiblement caractéristiques de la texture pegmatitoïdique (BBG-3B ou -4) concerne l'ensemble des phases minérales de la roche.

Puisque l'importance du caractère pegmatitoïdique, qui, quoi que dominant, semble variable au sein de l'intrusion, il est possible, en fonction de ce critère, de diviser grossièrement les échantillons de la Cloche de Hiro en trois sous-ensembles:

- 1 – Echantillons non-pegmatitoïdiques: BBG-8, -9 et -10.
- 2 – Echantillons pegmatitoïdiques francs: BBG-3B, -4 et -5.
- 3 – Echantillons intermédiaires: BBG-2 et -6B.

La Fig. III.6 montre le positionnement des différents type de roches cités plus haut sur une carte simplifiée de l'intrusion de la Cloche de Hiro (Fig. III.6A) et la classification des échantillons dans le diagramme T.A.S. de Le Bas et al. (1986), adapté au cas des pegmatitoïdes (Fig. III.6B, voir plus haut). La Fig. III.6B montre que la nomenclature chimique des roches de la Cloche de Hiro n'est pas indépendante de la répartition texturale que nous avons déterminée. En effet, les échantillons non-pegmatitoïdiques sont des basaltes ou des trachybasaltes, tandis que les échantillons pegmatitoïdiques sont plus différenciés et plus sous-saturés en silice (téphrites et trachybasaltes).

Les plagioclases, la phase minérale majoritaire de l'intrusion, représentent 37 à 58% modal (Tab. III.3). Avec l'accroissement du caractère pegmatitoïdique, les cristaux tendent à s'allonger et à acquérir des terminaisons "en peigne". Dans le cas de l'échantillon pegmatitoïdique BBG-3B, les plagioclases sont caractérisés par une forte concentration en inclusions de fines baguettes d'apatite. Dans tous les échantillons, on note la présence de feldspath alcalin apparaissant soit en cristaux interstitiels, soit en surcroissance tardive des plagioclases.

Type pétrographique	#	Proportions modales des différents minéraux							Vac.	minéraux secondaires	M
		F.Alc.	Plg	OI	Cpx	Bi	Ox.Fe-Ti	Ap			
Pegm. téphritique	BBG-3B	8%	37%	4%	22%	1%	14%	1%	8%	zéolites, biotite verte, néphéline, analcime, calcite	49%
Pegm. trachy-basaltique	BBG-4	8%	47%	2%	32%	<1%	8%	<1%	3%		45%
Pegm. trachy-basaltique	BBG-8	6%	58%	5%	21%		8%	<1%	2%		36%
Gabbro hétérogranulaire	BBG-10	4%	44%	18%	27%		4%	<1%	3%		52%

TABLEAU III.3: Composition minéralogique modale de quatre échantillons représentatifs des pegmatitoïdes de l'intrusion de la Cloche de Hiro à Bora Bora.

F. Alc.: Feldspath alcalin; Plg: Plagioclases; OI: Olivine; Cpx: Clinopyroxènes; Bi: Biotite; Ox. Fe-Ti: Oxydes de Fe-Ti; Ap: Apatite; Vac.: Vacuoles.

Les clinopyroxènes constituent la phase ferromagnésienne majoritaire dans l'ensemble des échantillons étudiés (21-32% modal). Ses différentes relations avec les plagioclases permettent d'appréhender la variété texturale de l'intrusion de Bora Bora. On trouve en effet le clinopyroxène dans une vaste gamme de positions texturales: i) en situation intergranulaire (en majorité sous forme de petits cristaux entre les lattes de plagioclase) dans le cas de l'échantillon non-pegmatitoïdique BBG-10 (Fig. III.7A), ii) en grains de taille équivalente à

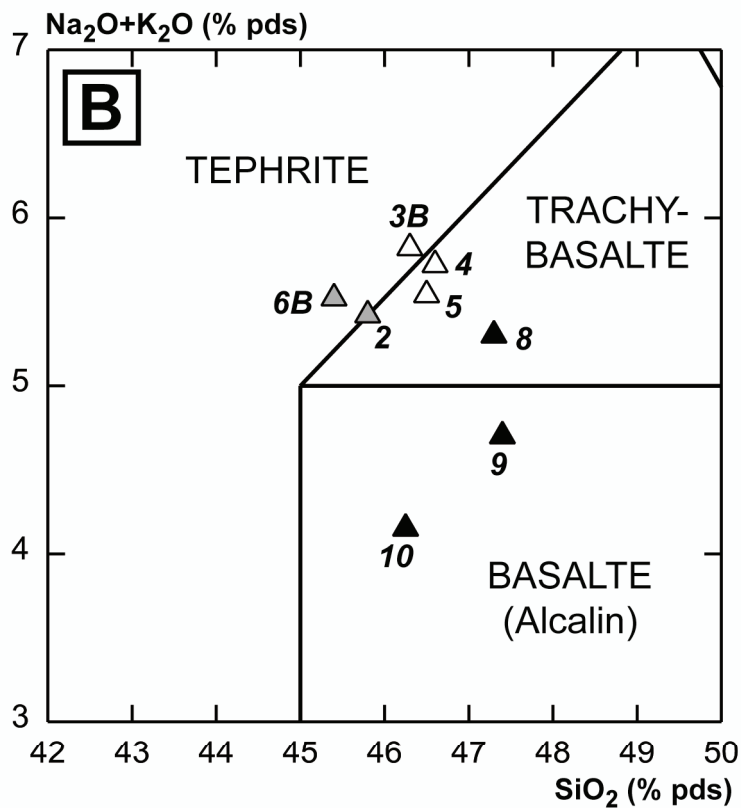
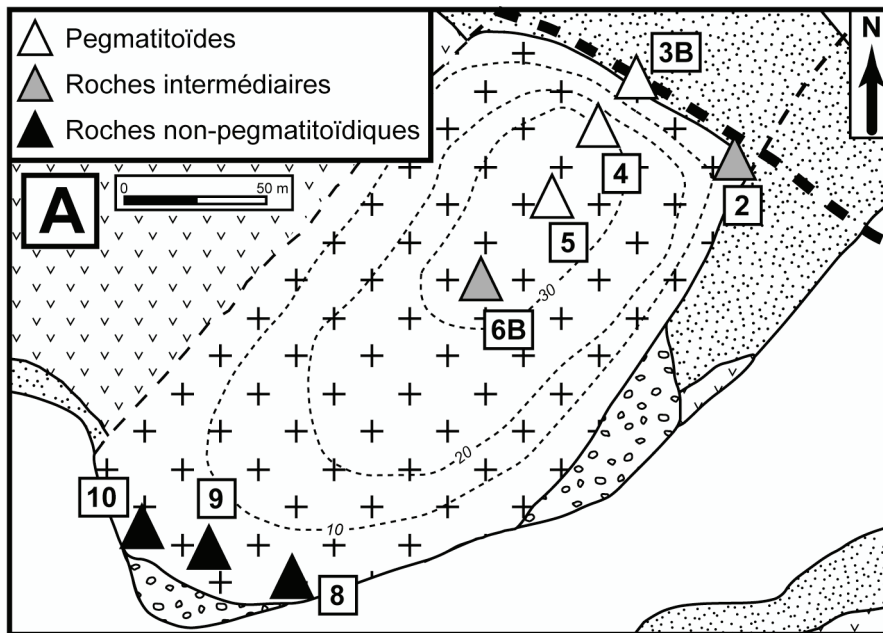


FIG. III.6: Classification des roches pegmatitoïdiques de l'intrusion de la Cloche de Hiro (Bora Bora) dans le diagramme T.A.S. de Le Bas et al. (1986).

A - Carte simplifiée de l'intrusion de la Cloche de Hiro faisant apparaître la texture de chaque échantillon en fonction de sa localisation. La signification des figurés est la même que dans le cas de la Fig. II.17.

B - Positionnement des échantillons de la Cloche de Hiro dans le diagramme de classification chimique de Le Bas et al. (1986). La composition chimique de chaque échantillon est détaillée au chapitre VI.

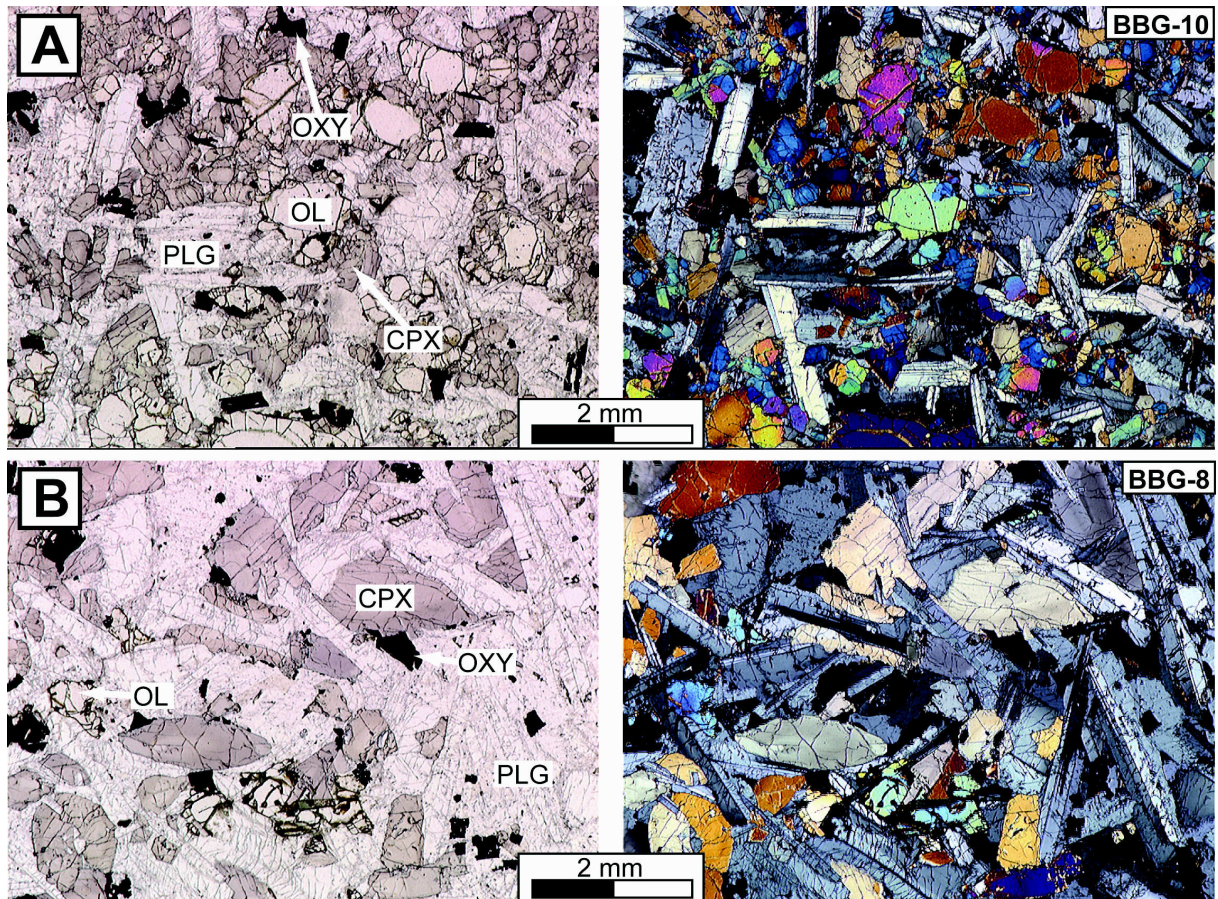


FIG. III.7: Photographies des lames-minces représentatives des roches de l'intrusion pegmatitoïdique de la Cloche de Hiro (Bora Bora):
 A - Gabbro BBG-10 à composition chimique de basalte alcalin (Fig. III.7), texture hétérogranulaire. Les clinopyroxènes sont en majorité sous forme de petits grains positionnés entre les lattes de plagioclase.
 B - Gabbro BBG-8 à composition chimique de trachy-basalte (Fig. III.7), texture équi-granulaire à (très légère) tendance oïcristique.

celle des plagioclases dans le cas de BBG-8 (Fig. III.7B) ou de la pegmatitoïde BBG-3B, donnant à ces roches une nette tendance texturale équi-granulaire, iii) en vastes oïcristaux xénomorphes nettement allongés dans les échantillons pegmatitoïdiques BBG-4 et BBG-5 (Fig. III. 7C).

A l'exception de l'échantillon intergranulaire BBG-10, où elle représente 18% modal en cristaux automorphes de grande taille (Fig. III.7A), l'olivine est généralement marginale dans l'intrusion de la Cloche de Hiro (2-5%). Avec l'accroissement du caractère pegmatitoïdique, elle montre néanmoins une tendance nette à devenir allongée et/ou xénomorphe. En particulier on peut observer, dans le cas de l'échantillon BBG-3B, des cristaux exceptionnellement étirés et aciculaires (Fig. III.7D). Dans d'autres cas, un même cristal est constitué de plusieurs grains apparemment séparés mais présentant la même biréfringence et le même angle d'extinction en lumière polarisée analysée. Toutes ces caractéristiques sont symptomatiques de la texture pegmatitoïdique telle qu'elle a déjà été décrite par Caroff et al. (1997, 2000). L'étude expérimentale sur la morphologie des olivines menée par Donaldson (1976) montre que la tendance à l'acicularité des cristaux est un indice révélateur d'un magma cristallisant avec un taux de refroidissement et/ou un degré de surfusion élevés. Par contre, la sursaturation en volatils du magma n'a que peu d'influence sur la morphologie des olivines (Donaldson 1976, Lofgren 1980).

Avec l'olivine, les oxydes de Fe-Ti (4-14% modal) sont les cristaux portant le plus clairement le caractère pegmatitoïdique. Dans les échantillons intermédiaires et franchement pegmatitoïdiques, ils présentent systématiquement des défauts et des lacunes de cristallisation (minéraux aciculaires ou squelettiques, Fig. III.7C).

Dans les échantillons pegmatitoïdiques, on note l'apparition de rares baguettes parfaitement reconnaissables de biotite cristallisant visiblement aux dépens des oxydes de Fe-Ti.

Les pegmatitoïdes de Bora comportent deux types de vésicules. D'abord de grandes (centimétriques) vacuoles sphériques remplies de minéraux secondaires (zéolites très majoritairement, mais aussi néphéline et feldspath alcalin, assemblage déjà décrit par Mas 2000) déjà observées macroscopiquement (affleurements 6A, 6B et 8; cf. chapitre 1 consacré aux observations de terrain). Ensuite des vésicules plurimillimétriques qui sont en partie moulées par les faces des grands minéraux de la roche-hôte (2 à 8% modal). Il s'agit de vésicules de ségrégation, remplies par un matériel magmatique, de composition chimique visiblement évoluée mais en partie altérée, caractérisé par une texture finement microlitique ou cryptocristalline. La minéralogie de ces plages microcristallines se compose essentiellement

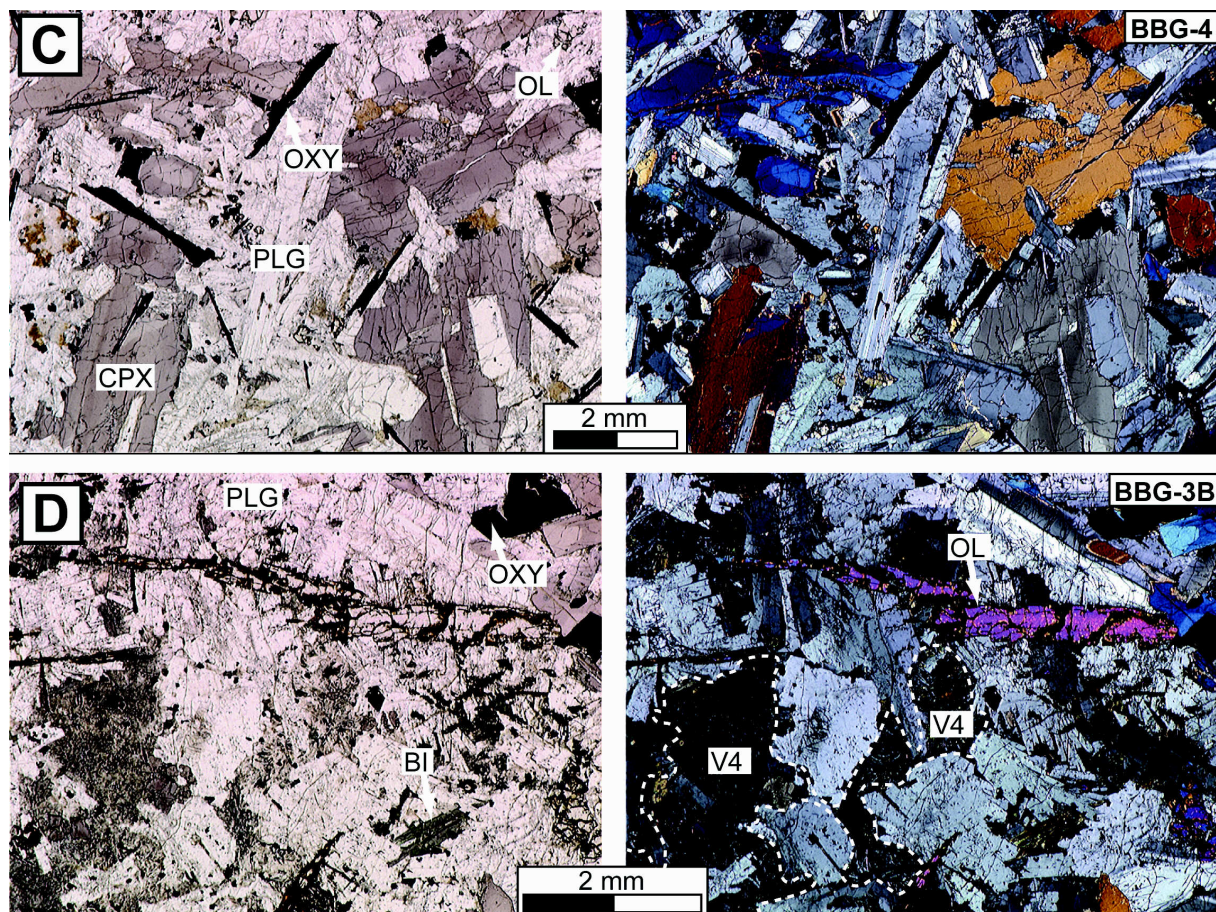


FIG. III.7 - suite: Photographies des lames-minces représentatives des roches de l'intrusion pegmatitoïdique de la Cloche de Hiro (Bora Bora):

C - Pegmatitoïde trachy-basaltique BBG-4, texture pegmatitoïdique d'affinité oikocrystique.

D - Pegmatitoïde téphritique BBG-3B, texture pegmatitoïdique d'affinité équigranulaire. L'image met l'accent sur un cristal d'olivine aciculaire plurimillimétrique ainsi que sur une vésicule de ségrégation de forme complexe remplie d'un matériel microlitique en partie altéré (V4).

de feldspaths alcalins et de clinopyroxènes verts (Fig. III.7D). L'aspect de ces vésicules évoque fortement celui des vésicules de ségrégation déjà décrites pour des pegmatitoïdes du Massif Central français (Caroff et al. 1997) et nommées "V4" selon la classification des structures de ségrégation dans les coulées basaltiques établie par Caroff et al. (2000).

D – Les intrusions gabbroïques du Faataufi et de la Barque de Hiro à Maupiti

L'étude microscopique des échantillons gabbroïques de Maupiti montre, tant du point de vue de la texture globale des gabbros que de l'éventail minéralogique, une ressemblance marquée entre les deux intrusions (Faataufi et Barque de Hiro).

Du point de vue minéralogique, la paragenèse s'articule toujours autour de trois phases minérales largement majoritaires: plagioclases, clinopyroxènes et olivines. Si la proportion modale de ces trois phases apparaît relativement constante à l'échelle de l'intrusion du Faataufi (échantillon représentatif MUG-2: Tab. III.4), ce n'est en revanche pas le cas pour l'intrusion de la Barque de Hiro. En effet, le changement de faciès à l'affleurement (depuis le faciès inférieur jusqu'au faciès de contact, en passant par le faciès "pustuleux", cf. chapitre précédent) s'accompagne de l'évolution croisée des compositions modales en plagioclases et en olivines: de 60 à 38% pour les plagioclases, de 14 à 28% pour les olivines. Quel que soit l'échantillon, les phases accessoires sont représentées par du feldspath alcalin en position interstitielle, de l'apatite et de la biotite en fines auréoles autour des oxydes de Fe-Ti, qui représentent entre 2 et 4% modal des gabbros (Tab. III.4). Les échantillons MUG-8 et -10 (Barque de Hiro) sont riches en phases minérales secondaires (3% de zéolites et rares chlorites) qui apparaissent en remplissage de vacuoles.

Type pétrographique	#	Proportions modales des différents minéraux							minéraux secondaires	M
		F.Alc.	Plg	Ol	Cpx	Bi	Ox.Fe-Ti	Ap		
Gabbro à olivine	MUG-2	Int.	43%	29%	24%	<1%	3%	<1%	3% zéolites, chlorite	56%
Gabbro à olivine	MUG-8	Int.	60%	14%	20%	<1%	2%	<1%		39%
Gabbro à olivine	MUG-12	Int.	55%	22%	19%	<1%	4%	<1%		44%
Gabbro à olivine	MUG-14	Int.	38%	28%	29%	<1%	4%	<1%		61%

TABLEAU III.4: Composition minéralogique modale de quatre échantillons représentatifs des intrusions gabbroïques de Maupiti. Faataufi: MUG-2, Barque de Hiro: MUG-8, -12, -14.

F. Alc.: Feldspath alcalin; Plg: Plagioclases; Ol: Olivine; Cpx: Clinopyroxènes; Bi: Biotite; Ox. Fe-Ti: Oxydes de Fe-Ti; Ap: Apatite; Int.: interstitiel.

Du point de vue textural, chaque intrusion prise séparément est, dans l'ensemble, homogène. En parallèle, on note une forte ressemblance entre le gabbro à olivine du Faataufi et celui de la Barque de Hiro, tous deux caractérisés par une texture équigranulaire typique (Fig. III.8A, D et E). La granulométrie moyenne des roches est également sensiblement équivalente dans les deux intrusions, de l'ordre du millimètre. Les seules exceptions notables sont:

- Le faciès de contact 14 du gabbro de la Barque de Hiro (Fig. III.8F). Dans ce cas, la granulométrie de la roche apparaît nettement plus fine que celle du faciès pustuleux 12 (de l'ordre de 500 μm). La texture est alors intergranulaire (petits grains de pyroxène dans les interstices des lattes de plagioclase) mais semble en parallèle franchement porphyrique en pyroxènes (présence de grands cristaux millimétriques).
- La poche pegmatitoïdique MUG-6B, dans le cas de l'intrusion du Faataufi, sur laquelle nous insistons plus loin (paragraphe 2).

1 – Spécificité des gabbros de Maupiti: l'H.T.I.

L'H.T.I. (High Temperature Iddingsite) constitue la particularité majeure des gabbros de Maupiti. Il s'agit d'une altération/oxydation à haute température (magmatique) des cristaux d'olivine due à des conditions temporaires de fugacité d'oxygène élevée dans le magma. L'H.T.I. se différencie clairement de l'iddingsite classique de basse température (secondaire) par une teinte rouge/rouille prononcée et par le fait qu'elle n'affecte pas les fractures de refroidissement de l'olivine. Elle a été définie pour la première fois dans des coulées basaltiques peu épaisses par Goff (1996) puis réinterprétée par Caroff et al. (1997, 2000). L'H.T.I. rencontrées dans les gabbros de Maupiti fait l'objet au Chapitre V d'une étude détaillée, qui insiste sur ses variations texturales au long de l'aire d'affleurement des deux intrusions (Fig. 8A à F).

2 – La poche pegmatitoïdique (MUG-6B) du gabbro du Faataufi

La pegmatitoïde MUG-6B montre une minéralogie semblable à celle du gabbro encaissant, dominée par le plagioclase, le pyroxène, l'olivine et les oxydes de Fe-Ti. Les différences texturales sont pourtant nettes entre les deux roches. La granulométrie est d'abord bien plus grossière puisque les cristaux de la pegmatitoïde atteignent couramment 3 à 5 mm (Fig. III.8B). Les plagioclases sont caractérisés par un allongement plus marqué. L'affinité

texturale de la pegmatitoïde a une nette tendance oïcocrystique, les lattes de plagioclase étant partiellement incluses dans les cristaux de clinopyroxène. Par rapport au gabbro encaissant, la pegmatitoïde semble clairement plus riche en oxydes de Fe-Ti, dont les cristaux montrent alors un caractère aciculaire prononcé ou des défauts/lacunes de cristallisation (Fig. III.8B). Les olivines de la pegmatitoïde sont systématiquement xénomorphes (Fig. III.8C) et souvent allongés; ils incluent parfois des lattes de plagioclase. Ils ont pour singularité de contenir occasionnellement des noyaux d'H.T.I. (Fig. III.8C) de taille et d'aspect semblables à ceux observés dans les cœurs des cristaux d'olivine du gabbro équigranulaire encaissant. Si l'association H.T.I. / pegmatitoïde est fréquente dans les corps magmatiques, la présence de l'H.T.I. au sein de niveaux pegmatitoïdiques est tout à fait exceptionnelle (Caroff et al. 2000). Contrairement au cas des pegmatitoïdes rencontrées à Bora Bora (voir plus haut), aucune phase hyaline/microlitique/cryptocristalline n'est observable dans l'échantillon MUG-6B.

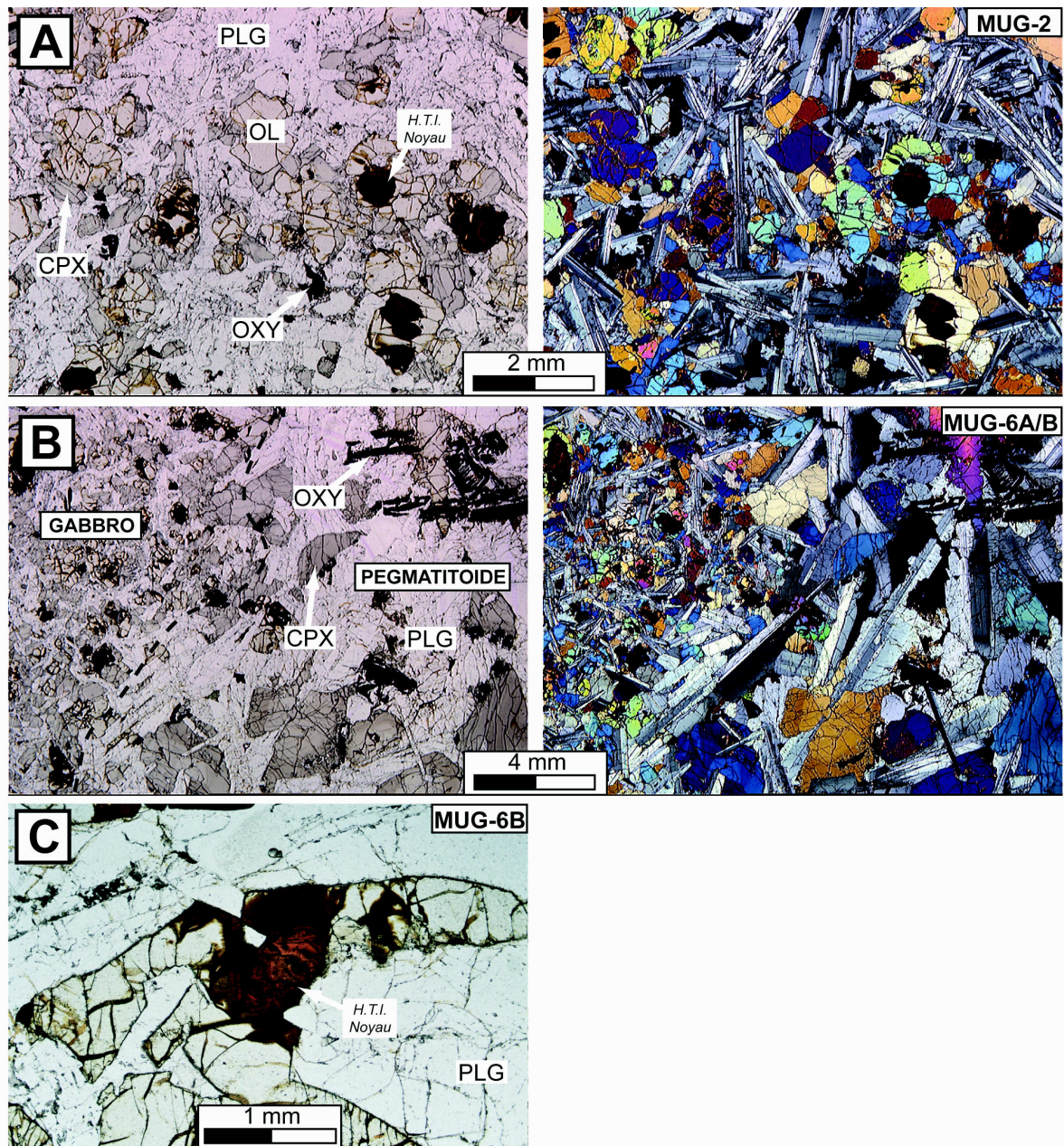


FIG. III.8: Photographies des lames-minces représentatives des deux faciès de l'intrusion gabbroïque du Faataufi (Maupiti):
 A - Gabbro MUG-2 à texture équilibrée. L'H.T.I. se présente en noyaux au coeur de certains cristaux d'olivine.
 B - Pegmatite trachy-basaltique MUG-6B en contact (trait pointillé) avec le gabbro encaissant MUG-6A. Cette pegmatite semble d'affinité oïco-cristique.
 C - Détail de la pegmatite MUG-6B montrant un cristal xénomorphe d'olivine qui comporte en son coeur un noyau d'H.T.I. semblable à ceux remarqués dans le gabbro hôte.

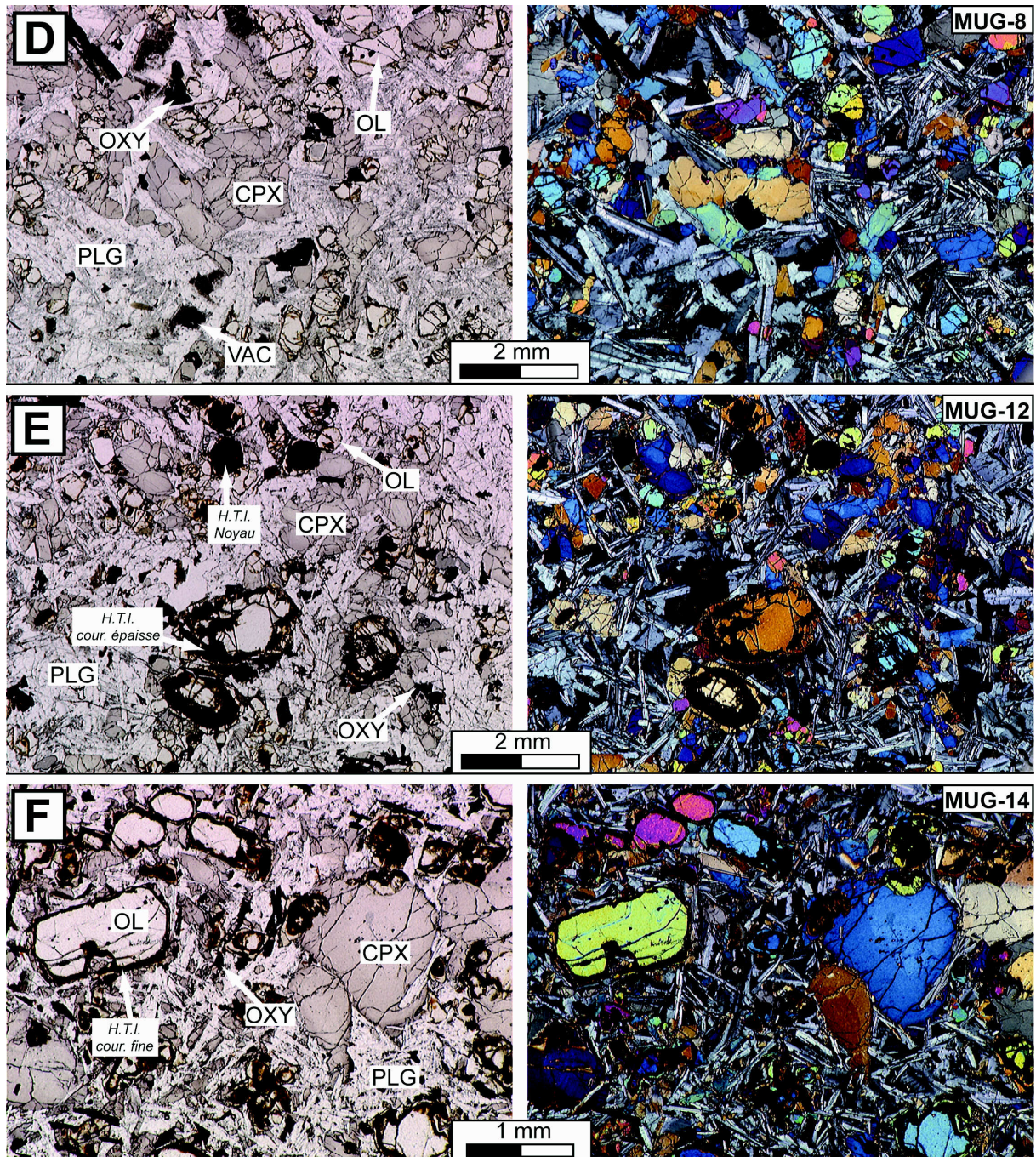


FIG. III.8 - suite: Photographies des lames-minces représentatives des deux faciès de l'intrusion gabbroïque de la Barque de Hiro (Maupiti):

D - Gabbro MUG-8 à texture équi-granulaire. L'olivine ne présente pas d'H.T.I.

E - Gabbro MUG-12 à texture équi-granulaire. L'H.T.I. se présente à la fois en noyaux aux coeurs des olivines et en couronnes épaisses dans le cas des plus grands cristaux.

F - Gabbro MUG-14 à texture intergranulaire et à granulométrie plus fine que le reste du massif. L'H.T.I. affecte toutes les olivines et se présente sous la forme de couronnes fines.

Chapitre IV

CHIMIE des PRINCIPAUX MINERAUX des ROCHES à TEXTURE GROSSIERE de l'ARCHIPEL de la SOCIETE

Chimie des principales phases minérales rencontrées dans les roches à texture grossière de l'Archipel de la Société

Dans ce chapitre, nous présentons de manière très synthétique les données minéralogiques acquises sur les principales phases minérales présentes dans les roches à texture grossière de l'Archipel de la Société: clinopyroxènes, amphiboles, feldspaths alcalins et plagioclases, oxydes de Fe-Ti (et leurs relations très courantes avec la biotite) et olivines. La minéralogie des olivines et de l'H.T.I. des intrusions gabbroïques de l'île de Maupiti est développée dans un chapitre particulier (chapitre V).

La formule structurale des minéraux (ANNEXES 2) a été calculée à partir des analyses chimiques déterminées *in situ*, sur lame-mince métallisée (= couverte d'une couche conductrice de carbone 10 à 30 nm d'épaisseur), par microsonde électronique. Le minéral à analyser est bombardé par un faisceau d'électrons (quelques μm de large) qui provoque l'excitation des atomes du volume analysé. Les rayons X produits lors du retour à l'état stable des atomes sont alors analysés par une série de spectromètres focalisants. La microsonde électronique utilisée (Microsonde Ouest, de modèle CAMECA SX-50) est installée au centre de l'IFREMER de Brest et placée sous la direction de M. Marcel BOHN. Les analyses sont effectuées avec une tension courante de 15 kV et un courant de 15 à 20 nA; le temps de comptage est de 6 secondes par cycle. Dans le cas d'une analyse courante de silicate, la précision est de l'ordre de 1% pour les éléments majeurs et d'une centaine de ppm pour les éléments en traces fortement concentrés dans certaines phases (Ni, Cr, La,...).

A – Les clinopyroxènes

Les clinopyroxènes sont des inosilicates, c'est à dire des silicates "en chaînes", qui cristallisent dans le système monoclinique. La formule structurale des clinopyroxènes est de forme générale:



Le site tétraédrique T (2 cations en tout, coordinence IV) est rempli par Si^{4+} et très souvent complété par Al^{3+} , plus rarement Fe^{3+} .

Le site octaédrique M_1 (1 cation chacun en coordinence VI) est d'abord rempli par l'excédent de Al^{3+} et Fe^{3+} , puis par Ti^{4+} , Cr^{3+} , Ti^{3+} et enfin par Mg^{2+} , Fe^{2+} et Mn^{2+} . L'excédent de Mg^{2+} , Fe^{2+} et Mn^{2+} remplit le site M_2 (1 cation), qui est ensuite complété par Ca^{2+} et Na^+ .

La nomenclature des clinopyroxènes (Morimoto 1988) est en particulier basée sur la proportion variable de Na^+ dans la formule structurale. Si $[2(Na^+) / (2 Na^+ + Mg^{2+} + Fe^{2+} + Ca^{2+})] \geq 0,2$, le minéral étudié appartient à la série des clinopyroxènes calco-sodiques; dans le cas contraire, il appartient à la série des clinopyroxènes ferro-magnésiens (classification dans le triangle Wollastonite-Ferrosilite-Enstatite: Fig. IV.1A).

Toutes les roches à texture grossière dans l'Archipel de la Société contiennent des clinopyroxènes en proportions modales variables. Tous les clinopyroxènes rencontrés appartiennent au groupe des clinopyroxènes ferro-magnésiens, à l'exception de ceux contenus dans les vésicules de ségrégation V4 des pegmatitoïdes de Bora Bora.

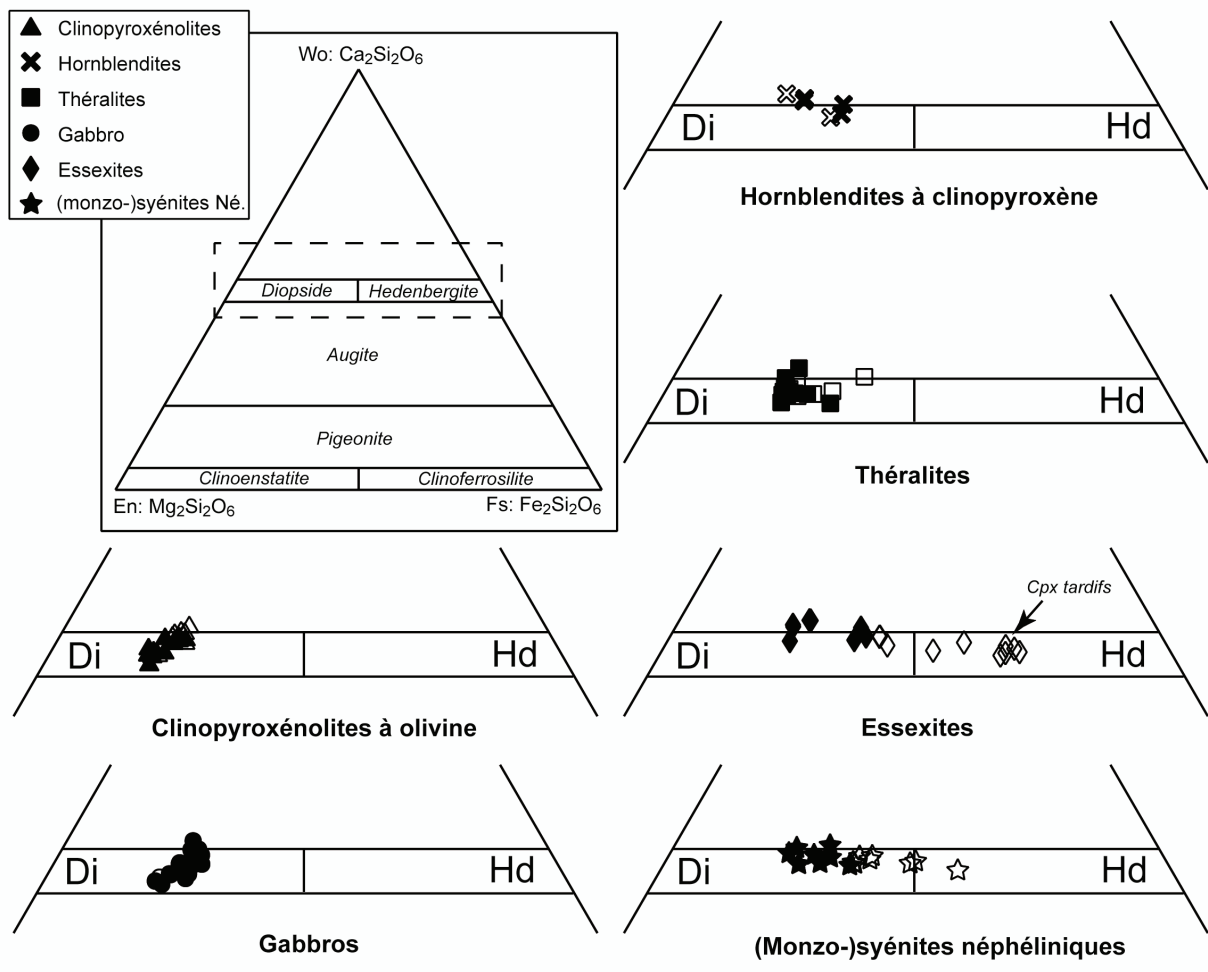
1 – Le massif grenu de Ahititera (Tahiti Nui)

a) Roches mafiques: clinopyroxénolites, hornblendites, gabbros, théralites.

La Fig. IV.1A présente la composition chimique des clinopyroxènes du massif de Ahititera dans la classification des pyroxènes ferro-magnésiens établie par Morimoto (1988). Les clinopyroxènes des roches mafiques du massif ont tous une composition de diopside.

L'évolution chimique des cristaux est symbolisée par la variation du Mg# (rapport $Mg^{2+}/[Mg^{2+}+Fe^{2+}]$ exprimé en pourcentages). Dans le cas des clinopyroxénolites, la gamme de variation est la même pour les cœurs et les bordures des cristaux ($81 < Mg\# < 89$) avec une valeur moyenne proche de 85. Cette valeur moyenne du Mg# avoisine 80 dans le cas des gabbros, avec une gamme de variation comprise entre 76 et 87, sans qu'il y ait là aussi de

A CHIMIE DES CLINOPYROXENES DANS LES ROCHES GRENUES DU MASSIF DE AHITITERA (TAHITI NUI)



B CHIMIE DES CLINOPYROXENES DANS LES GABBROS ET THERALITES DU MASSIF DE FAAROA (RAIATEA)

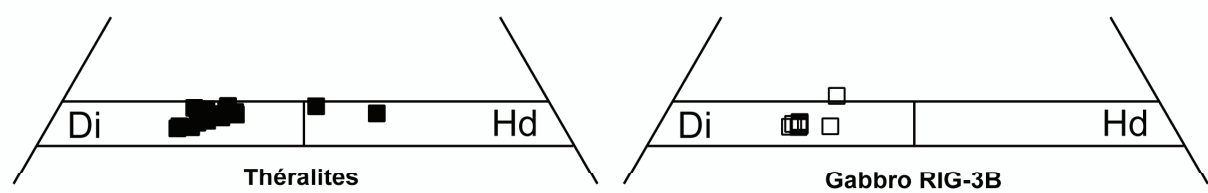


FIG. IV.1: Classification des clinopyroxènes ferro-magnésiens des roches à texture grossière des massifs de Tahiti Nui et Raiatea. A - Clinopyroxènes de Tahiti Nui: en *encadré* figure le schéma général de classification des pyroxènes ferro-magnésiens (Morimoto 1988). Les analyses sont reportés, pour chaque type de roche, dans un extrait du diagramme délimité par un trait pointillé dans l'encadré. Les coeurs des cristaux sont représentés par les symboles pleins, et les bords par des symboles vides. B - Clinopyroxènes de Raiatea: Les analyses sont reportés dans le même extrait du diagramme de classification que dans le cas de Tahiti Nui. Les clinopyroxènes des théralites sont représentées par les carrés pleins et ceux du gabbro RIG-3B par les carrés vides.

différence notable entre les cœurs et les bords des cristaux analysés. Les gammes de variations de Mg# des hornblendites et des théralites sont, quant à elles, assez voisines: $77 < \text{Mg\#} < 89$ dans le cas des hornblendites, $74 < \text{Mg\#} < 90$ dans le cas des théralites.

Il convient de remarquer également que les clinopyroxènes des hornblendites et des théralites montrent une tendance à l'enrichissement en sodium, puisqu'ils peuvent contenir jusqu'à 1,6% de Na_2O alors que les pyroxènes des clinopyroxénolites et des gabbros en contiennent systématiquement moins de 1%. Les cœurs des clinopyroxènes-cumulus des pyroxénolites sont caractérisés par un enrichissement remarquable en chrome, puisqu'ils contiennent entre 0,39 et 1% de Cr_2O_3 . Dans les bordures de ces mêmes pyroxènes comme dans les cristaux des autres roches mafiques à texture grossière tahitiennes, $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0,21\%$.

b) Les clinopyroxènes des roches felsiques (essexites, monzosyérites et syénites néphéliniques) et leur transformation.

Sur la Fig. IV.1A sont également représentées, dans des extraits du diagramme de classification de Morimoto (1988), les compositions des clinopyroxènes des roches évoluées du massif de Ahititera, les essexites et les (monzo-)syénites néphéliniques. Contrairement à ceux des roches mafiques, les clinopyroxènes des roches évoluées montrent une franche évolution chimique. Les cœurs des clinopyroxènes analysés dans les essexites ou les (monzo)syénites néphéliniques ont une composition de diopside caractérisée par $73 < \text{Mg\#} < 93$, plutôt proche de celle déjà remarquée dans le cas des hornblendites et des théralites. Par contre, les bordures des cristaux montrent une composition nettement plus ferrifère ($50 < \text{Mg\#} < 73$) marquée par une coloration verte plus prononcée (Fig. IV.2A). Dans la classification de Morimoto (1988, Fig. IV.1A), ces bordures évoluent entre des compositions de diopside ferrifère et d'hédenbergite. Les essexites comportent une génération, vraisemblablement plus tardive encore, de petits cristaux verts d'hédenbergite ($40 < \text{Mg\#} < 45$) rencontrés souvent en bordure des grandes amphiboles automorphes.

Dans les essexites et les (monzo-)syénites néphéliniques, les clinopyroxènes montrent systématiquement deux types de transformation partielle en amphibole. La plus courante se traduit par l'apparition dans les cristaux de pyroxène de paillettes d'amphibole brune associées à des petits grains d'oxydes de Fe-Ti (magnétite). Ce type de transformation affecte variablement les pyroxènes des bordures vers les cœurs des cristaux selon un "front de déstabilisation" mais ne semble concerner que les cœurs de diopside magnésien (Fig. IV.2B). La croissance des bordures vertes de diopside ferrifère ou d'hédenbergite semble postérieure à

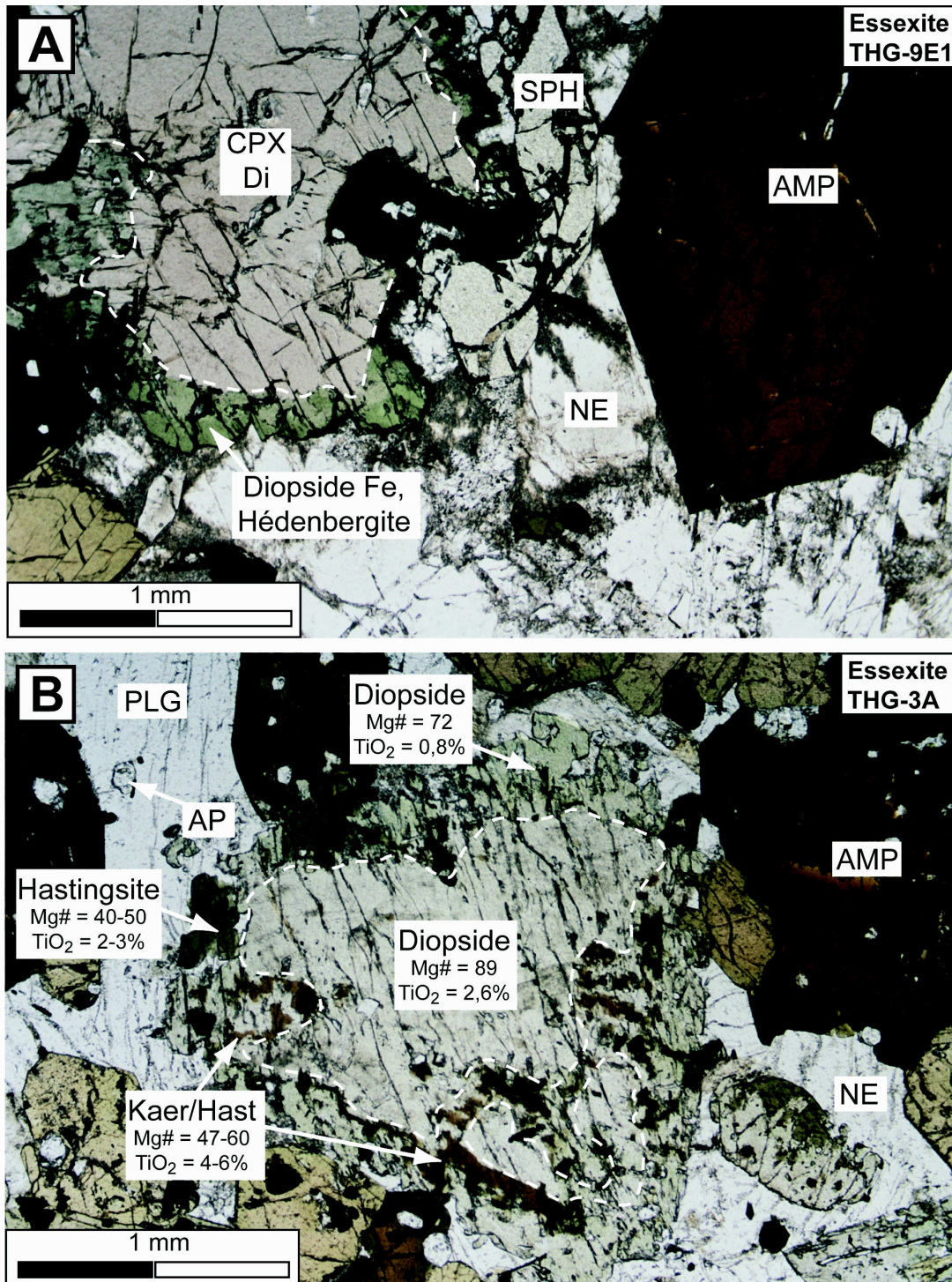


FIG. IV.2: Photographies des essexites THG-9E1 et THG-3A montrant l'évolution minéralogique et la transformation du clinopyroxène en amphibole calcique:

A - Cristal de diopside montrant une franche bordure verte de diopside ferrifère / hédenbergite. La limite séparant les deux zones est nette.

B - Cristal de diopside présentant les deux types de transformation en amphibole (ouralitisation): les paillettes d'amphibole brune affectant sa partie magnésienne et la transformation de ses bordures ferrifères en hastingsite. Kaer: kaersutite, Hast: hastingsite. Le trait pointillé délimite la partie magnésienne préservée du clinopyroxène.

l'étape de déstabilisation. Ces bordures ferrifères sont elles-mêmes (beaucoup plus rarement) transformés en plages d'amphibole verte de type hastingsite. La Fig. IV.2B montre un exemple (représentatif) de cristaux de clinopyroxène affectés par ces deux transformations dans l'essexite THG-3A. Les paillettes sont composées d'une amphibole calcique brune (hastingsite – kaersutite, $4\% < \text{TiO}_2 < 6\%$) nettement plus riche en titane que le clinopyroxène-hôte (de 2,6 à 0,8% de TiO_2) et également clairement moins magnésienne. L'amphibole verte de transformation des bordures est une hastingsite faiblement titanifère (2-3% TiO_2). La transformation du diopside ou de l'augite en amphibole calcique (usuellement appelée "ouralitisation") semble un phénomène assez commun dans les roches plutoniques alcalines (e.g., Moresco Danni 1974, Giret et al. 1980, Giret 1983), les gabbros océaniques (e.g., Gillis et Meyer 2001) ou même les roches ultrabasiqes (e.g., Francis 1976). L'ouralitisation peut être totale (couronne plus ou moins épaisse de un ou plusieurs cristaux d'amphibole autour d'un cœur de clinopyroxène) ou partielle (paillettes ou lamelles d'amphibole au sein d'un clinopyroxène) mais cette transformation sub-solidus paraît toujours tardive et liée à l'action de fluides hydrothermaux ou à la hausse de la concentration en volatiles dans le liquide résiduel lors des dernières étapes de la cristallisation des corps magmatiques (déstabilisation/altération: Deer et al. 1963, Papike et al. 1969, Buseck et al. 1980, Gillis et Meyer 2001). La transformation du clinopyroxène en amphibole a également été parfois interprétée comme résultant d'un phénomène d'exsolution (existence d'une solution solide entre les deux phases: Smith 1977).

2 – Les théralites et les gabbros de Faaroa (Raiatea)

Tous les clinopyroxènes analysés dans les gabbros et les théralites du massif grenu de la Vallée de Faaroa sont des clinopyroxènes ferro-magnésiens (Fig. IV.1B).

Dans le gabbro RIG-3B, la composition chimique des pyroxènes, très homogène, est celle de diopsides caractérisés par $76 < \text{Mg}\# < 79$. Il n'y a pas de différence entre les cœurs et les bordures des cristaux analysés.

Les oikocristaux de pyroxène des théralites (RIG-2A et –4A analysés) présentent une zonation diffuse et une gamme de compositions chimiques donc beaucoup plus étalée que dans le gabbro décrit précédemment. Les bordures des oikocristaux ont des compositions de diopside ferrifère ($69 < \text{Mg}\# < 74$) alors que les parties centrales sont en moyenne plus magnésiennes ($73 < \text{Mg}\# < 81$) et se rapprochent ainsi des compositions analysées dans le

gabbro. Nous avons également mis en évidence de rares petits cristaux plus tardifs à composition d'hédenbergite (Fig. IV.1B).

3 – Les pegmatitoïdes de la Cloche de Hiro (Bora Bora)

La Fig. IV.3A présente la composition des clinopyroxènes présents dans les pegmatitoïdes de l'intrusion de la Cloche de Hiro (Bora Bora).

Les clinopyroxènes des échantillons non-pegmatitoïdique et intermédiaire (BBG-10 et BBG-6A, respectivement) présentent globalement les mêmes gammes de composition chimique. En effet, dans les deux cas, il s'agit de diopsides dont les bords ($72 < \text{Mg\#} < 83$) sont en moyenne légèrement moins magnésiens que les cœurs ($77 < \text{Mg\#} < 87$).

Dans le cas des échantillons pegmatitoïdiques (BBG-3B et -5), en revanche, les clinopyroxènes apparaissent très franchement zonés (Fig. IV.3A). Les cœurs des cristaux sont des diopsides dont le Mg#, très variable, évolue entre 78 et 62. Les bordures, ainsi que les petits grains tardifs sont en moyenne nettement plus ferrifères (jusqu'à des composition d'hédenbergite avec $\text{Mg\#} > 34$).

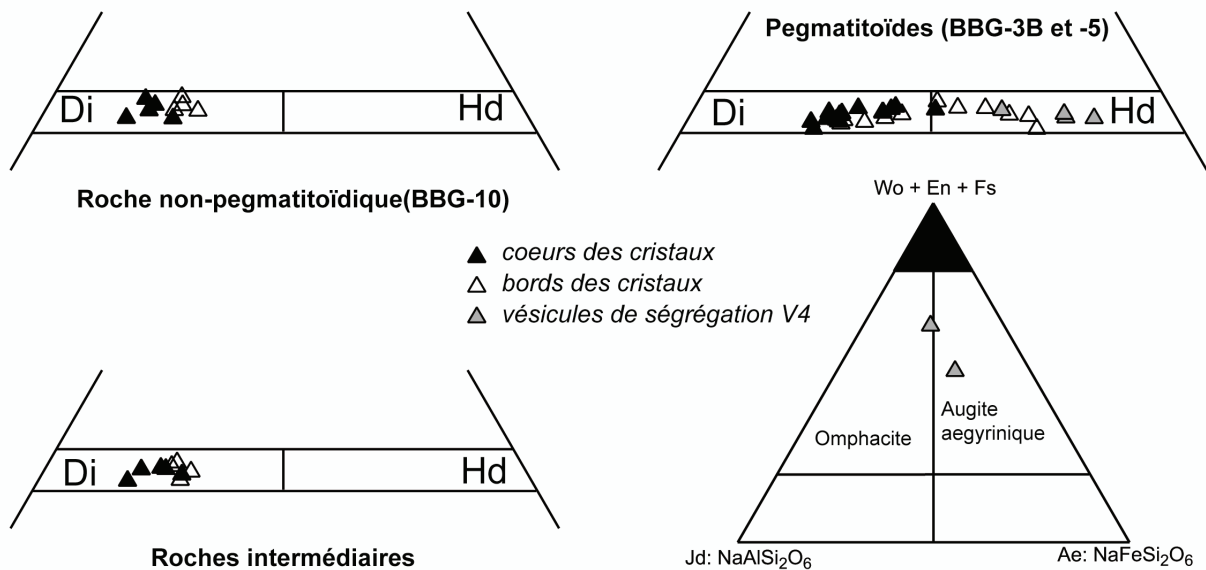
Les petits clinopyroxènes verts présents dans les vésicules de ségrégation V4 dans les pegmatitoïdes est figurée en symboles grisés dans la Fig. IV.3A. Leur composition chimique reflète le caractère vraisemblablement évolué du liquide résiduel piégé dans les vésicules, puisqu'il s'agit exclusivement d'hédenbergites ($20 < \text{Mg\#} < 40$) ou d'augites aegyriennes. Ces dernières sont alors figurés dans le diagramme triangulaire de classification prévu pour les pyroxènes calco-sodiques (Morimoto 1988, Fig. IV.3A).

4 – Les intrusions gabbroïques de Maupiti

La Fig. IV.3B présente, dans des extraits du diagramme de classification, la composition des clinopyroxènes ferro-magnésiens présents dans les deux intrusions gabbroïques de l'île de Maupiti.

Si l'on excepte les minéraux appartenant à la poche pegmatitoïdique MUG-6B dans l'intrusion du Faataufi, les clinopyroxènes analysés sont tous des diopsides qui ont des compositions voisines dans les deux massifs ($78 < \text{Mg\#} < 89$). Seuls les petits pyroxènes intergranulaires du faciès de contact (MUG-14) dans l'intrusion de la Barque de Hiro sont légèrement plus ferrifères (Mg# peut avoisiner 72).

A CHIMIE DES CLINOPYROXÈNES DANS LES PEGMATITOÏDES DE L'INTRUSION DE LA CLOCHE DE HIRO (BORA BORA)



B CHIMIE DES CLINOPYROXÈNES DANS LES INTRUSIONS GABBROÏQUES DE MAUPITI

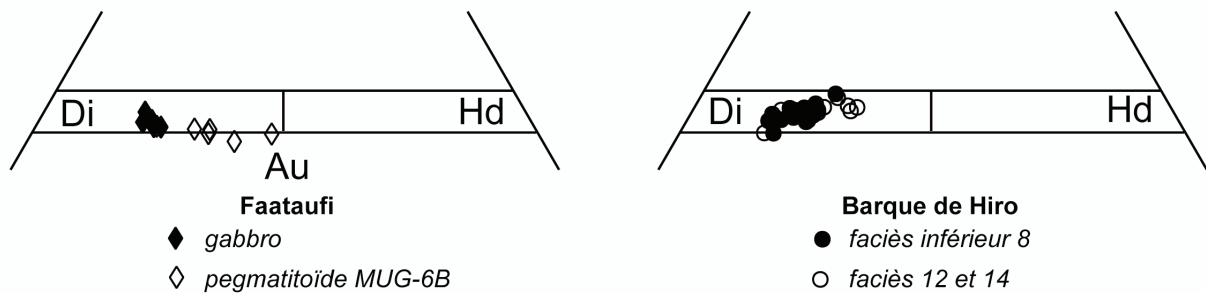


FIG. IV.2: Classification des clinopyroxènes des roches à texture grossière des intrusions de Bora Bora et Maupiti.
 A - Clinopyroxènes de Bora Bora: Les analyses sont reportés, pour chaque type textural (non-pegmatitoïde, pegmatitoïde, intermédiaire), dans un extrait du diagramme de classification des clinopyroxènes de Morimoto (1988). Les coeurs des cristaux sont représentés par les symboles pleins, les bords par des symboles vides et les cristaux des vésicules de ségrégation V4 par des symboles grisés. Dans ce dernier cas, les cristaux appartenant à la série des clinopyroxènes calco-sodiques sont reportés dans le diagramme approprié (Morimoto 1988).
 B - Clinopyroxènes des massifs gabbroïques de Maupiti: Les analyses sont reportés dans le même extrait du diagramme de classification que dans le cas de Bora Bora.

Les différences entre les pyroxènes des deux intrusions sont relatives à leurs concentrations en titane et en aluminium. En effet, les clinopyroxènes de la Barque de Hiro apparaissent en moyenne plus concentrés en ces deux éléments que ceux du Faataufi:

Barque de Hiro: $1,2\% < \text{TiO}_2 < 3,4\%$	Faataufi: $\text{TiO}_2 < 1,8\%$
Barque de Hiro $2,5\% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 5,5\%$	Faataufi: $\text{Al}_2\text{O}_3 < 3,5\%$

Les clinopyroxènes de la pegmatitoïde du Faataufi MUG-6B, par rapport à ceux du gabbro encaissant, sont toujours des diopsides mais sont visiblement moins magnésiens puisque $57 < \text{Mg\#} < 79$ (Fig. IV.3B).

B – Les amphiboles

Comme les clinopyroxènes, les amphiboles sont des inosilicates. La formule structurale générale de ces minéraux est établie sur la base de 23 oxygènes et 13 cations et comprend 8 sites tétraédriques. Les amphiboles sont des minéraux hydroxylés qui peuvent également contenir d'autres éléments volatils (Cl, F par exemple). La formule structurale des amphiboles est de forme suivante:



Les sites tétraédriques T (8 cations en tout, coordination IV) est rempli par Si^{4+} et très souvent complété par Al^{3+} , beaucoup plus rarement Fe^{3+} .

Les sites octaédriques C contiennent l'excès d' Al^{3+} , mais aussi Ti^{4+} , Cr^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} et Mn^{2+} .

Le site octaédrique B contient deux cations: l'excès de Fe^{2+} , Mg^{2+} et Mn^{2+} , complété éventuellement par Ca^{2+} et Na^+ .

Enfin, le site A est rempli par des cations alcalins monovalents: excès de Na^+ et K^+ .

Dans le présent travail, nous dénommons les amphiboles en suivant la nomenclature reconnue par l'I.M.A. (International Mineralogical Association) et établie par Leake et al. (1997). Celle-ci repose fondamentalement sur la répartition des cations entre les sites octaédriques (cations B et C).

A l'occasion de l'étude des affleurements de roches à texture grossière dans l'Archipel de la Société, nous n'avons rencontré des amphiboles que dans les massifs grenus de Tahiti Nui et de Raiatea. Dans tous les cas, quelle que soit la nature de la roche considérée, toutes les

amphiboles appartiennent au groupe des amphiboles "calciques", caractérisées par un remplissage du site B essentiellement calcique puisque $(Ca+Na)_B \geq 1,34$ et $Na_B < 0,67$.

Dans le cas du massif grenu de Ahititera (Tahiti Nui), les amphiboles sont très marginales (en regard des clinopyroxènes) dans les clinopyroxénolites à olivine, les gabbros et les théralites (< 4% modal). Par contre, elles sont en proportion modale importante dans les hornblendites (36-61%) et les essexites (18-38%). Dans les (monzo-)syénites néphéliniques, plus évoluées que les roches précédentes, leur proportion redevient plus faible (2-12%).

La Fig. IV.4A montre l'évolution de la composition chimique des amphiboles au sein des roches grenues du massif de Ahititera. Comme c'est le cas pour beaucoup de complexes alcalins sous saturés (e.g., Le Maître 1969, Moresco Danni 1974, Neumann 1976, Giret 1983), les amphiboles du massif de Ahititera sont majoritairement fortement titanifères. Il s'agit de kaersutites (amphiboles calciques avec $Ti > 0,5$: Fig. IV.4A) qui peuvent éventuellement présenter dans les essexites et les (monzo-)syénites néphéliniques une franche zonation vers des compositions moins titanifères et moins magnésiennes (ferro-kaersutite ou hastingsite/pargasite). Cette évolution est liée à la substitution classique $Mg^{2+} \leftrightarrow Fe^{2+}$, mais aussi au remplacement du titane par du fer oxydé (conditions de fugacité d'oxygène plus élevée dans les dernières étapes de la cristallisation: Giret 1983) dans les sites octaédriques.

L'évolution de la composition chimique des amphiboles, dans le diagramme $Ca+Al^{IV}$ vs. $Si+Na+K$ (Fig. IV.4B), définit une tendance globale tout à fait caractéristique des roches plutoniques alcalines sous-saturées en silice ($Ca+Al^{IV} > 2,5$: Giret et al. 1980, Stephenson et Upton 1982, Giret 1983) et qui est gouvernée, en liaison avec le degré de différenciation de la roche, par les substitutions couplées:

$Ca \leftrightarrow Na$ dans les sites octaédriques B

$Al^{IV} \leftrightarrow Si$ dans les sites tétraédriques

Dans les roches à texture grossière de Tahiti Nui, on observe également une relation plus générale entre la "position texturale" et la composition des amphiboles, et ce indépendamment de la composition chimique de la roche considérée (Fig. IV.4B). En effet, on constate par exemple que les kaersutites des théralites et des clinopyroxénolites, en plages intercumulus ou oïcristaux tardifs respectivement, sont plus riches en $Si+Na+K$ que la plus grande partie des cœurs des grandes amphiboles automorphes (donc précoces dans l'histoire de la cristallisation) des essexites, qui sont pourtant des roches plus siliceuses et plus alcalines.

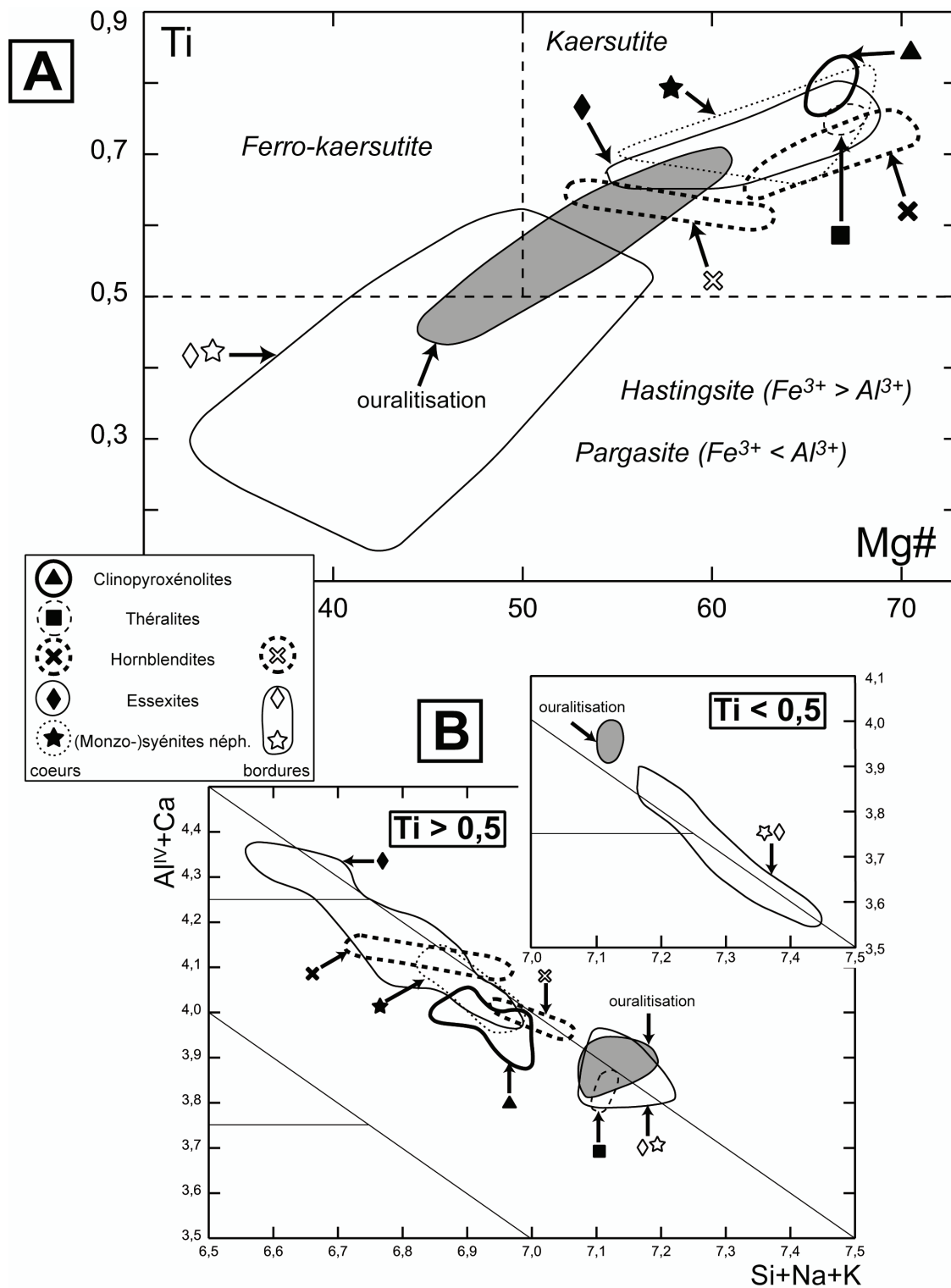


FIG. IV.4: Evolution de la composition chimique des amphiboles du massif grenu de Ahititera (Tahiti Nui).
 A - Diagramme Mg# vs. Ti (nombre de cations dans la formule structurale). Ce diagramme permet d'inscrire l'évolution des compositions chimiques des amphiboles tahitiennes dans les champs de classification de ces minéraux. Le champ dénommé "ouralitisation" correspond aux paillettes d'amphibole calcique analysées dans les bordures des clinopyroxènes des essexites et (monzo-)syénites néphéliniques (cf. paragraphe sur les clinopyroxènes).
 B - Composition chimique des amphiboles reportée dans le diagramme $Ca+Al^{IV}$ vs. $Si+Na+K$. Les amphiboles de Tahiti Nui définissent une tendance similaire à celle déjà reconnue pour d'autres roches plutoniques alcalines sous-saturées (Giret et al. 1980).

Dans le cas du massif grenu de la Vallée de Faaroa, à Raiatea, les amphiboles sont très rares et s'observent habituellement en surcroissance tardive des diopsides. Il s'agit, comme à Tahiti Nui, d'amphiboles calciques généralement fortement titanifères dont la composition évolue entre celle des kaersutites et des pargasites ($0,45 < \text{Ti} < 0,65$ et $20 < \text{Mg\#} < 57$). Le caractère tardif de ces amphiboles semble appuyé par $\text{Si}+\text{Na}+\text{K}$ élevé (7,15 à 7,37), soit des valeurs équivalentes à celles rencontrées dans les bordures des amphiboles des essexites et (monzo-)syénites tahitiennes.

C – Les oxydes de Fe-Ti

Dans les roches à texture grossière de l'Archipel de la Société, tous les types de roches rencontrées comportent à la fois des ilménites et des titano-magnétites. La formule structurale des titano-magnétites est calculée sur la base de 3 cations et 4 oxygènes et celle des ilménites est calculée avec 2 cations et 3 oxygènes. La nomenclature des oxydes de Fe-Ti est établie grâce au diagramme triangulaire $\text{FeO}-\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Buddington et Lindsley 1964), dans lequel il est possible de positionner les séries courantes que sont les hémio-ilménites (Ilménite FeTiO_3 à hématite Fe_2O_3) et les titano-magnétites (Ulvöspinelle Fe_2TiO_4 à magnétite Fe_3O_4).

Dans toutes les roches à texture grossière étudiées, les ilménites présentent une composition proche de celle du pôle pur. Ces ilménites apparaissent toutefois plus riches en titane, ce qui semble être une caractéristique commune aux roches alcalines sous-saturées en silice (Giret 1983).

Dans la plupart des roches basiques et intermédiaires étudiées (à l'exception des pegmatitoïdes de Bora Bora), la grande majorité des oxydes de Fe-Ti, lorsqu'ils ne sont pas en inclusions dans les minéraux ferro-magnésiens (pyroxènes, amphiboles) ont subi des rééquilibrages tardifs. Ils montrent, au microscope en lumière réfléchie, tous les signes de phénomènes d'oxydation de degré variable postérieurs à leur cristallisation (Haggerty 1976). En effet, les titano-magnétites comportent fréquemment des lattes d'exsolution d'ilménite, caractéristiques de phénomènes d'altération à haute température (Buddington et al. 1963, Ade-Hall et Lawley 1970). Lorsque l'oxydation est poussée, les titano-magnétites sont complètement dissociées et apparaissent comme des assemblages "en treillis" de magnétite et d'ilménite.

Dans les roches très felsiques du massif de Tahiti Nui (monzosyénites et syénites néphéliniques, syénite alcaline), les oxydes de Fe-Ti rencontrés sont uniquement des titano-

magnétites nettement plus pauvres en ulvöspinelle que celles rencontrées dans les roches plus mafiques (gabbros, théralites).

D – Les biotites

Les micas noirs (biotites s.l.) se retrouvent dans l'ensemble des roches à texture grossière de l'Archipel de la Société. Les biotites sont des phyllosilicates complexes dont la formule structurale comprend 4(OH, Cl, F). Elle est calculée sur la base de 22 oxygènes et de la forme générale:



Le remplissage du site X par Ca et les alcalins (Na, K) est rarement complet. Les sites octaédriques Y peuvent comprendre Al, Fe²⁺, Mg, Mn, Ti et Cr tandis que les sites tétraédriques Z sont remplis par Si mais on y retrouve également Al, Ti et Fe³⁺. Foster (1960) et Deer et al. (1966) ont constitué la nomenclature des biotites s.l. dans le diagramme Fe/(Fe+Mg) vs. Al^{IV}-2, qui permet de séparer les micas phlogopitiques des micas biotitiques s.s. (Fig. IV.5). Ce diagramme permet également de mettre en évidence les deux substitutions majeures qui gouvernent la chimie de ces minéraux:



Dans les roches à texture grossière de l'Archipel de la Société, la biotite s.l. constitue la seconde phase minérale ferro-magnésienne hydroxylée après l'amphibole. Ces deux phases semblent s'exclure mutuellement dans les roches étudiées: en effet, lorsque l'amphibole calcique précoce est en proportion modale importante (essexites ou syénites néphéliniques tahitiennes), la biotite est absente ou exceptionnelle. A l'inverse, la biotite est systématique dans les gabbros et les théralites (Maupiti, Raiatea, Tahiti), des roches où l'amphibole calcique est absente ou très rare (et en position texturale tardive). Il s'agit d'un phénomène qui avait déjà été noté dans les cas des complexes plutoniques alcalins sous-saturés des Iles Kerguelen (Giret 1983).

Les diagrammes de la Fig. IV.5 (A et B) permettent d'établir que la composition des biotites des roches à texture grossière de la Société évolue entre celle des phlogopites et celle des biotites, moins magnésiennes. Giret (1983) propose que cette variation, si elle a lieu au sein d'un même groupe de roches, soit à mettre en relation avec le degré d'évolution des

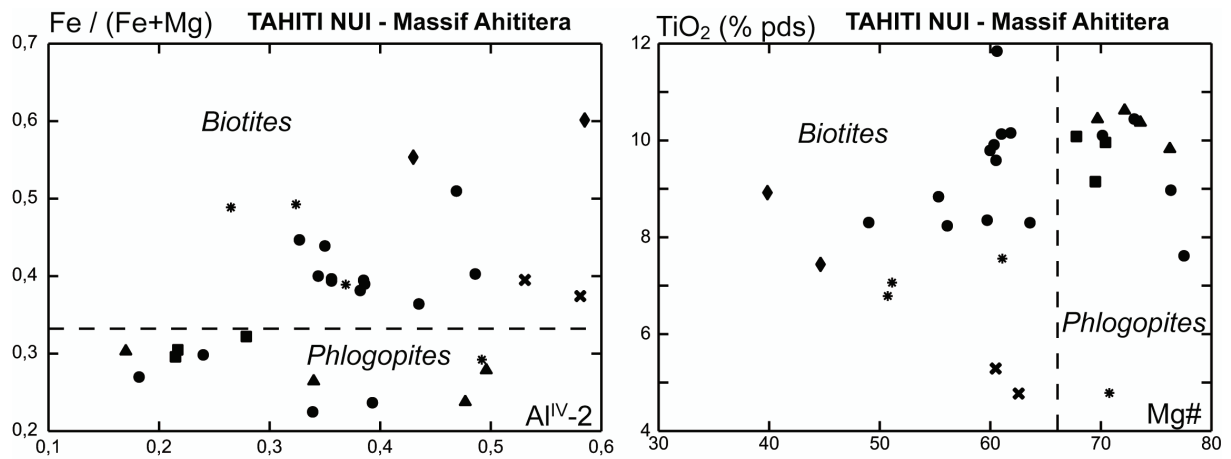
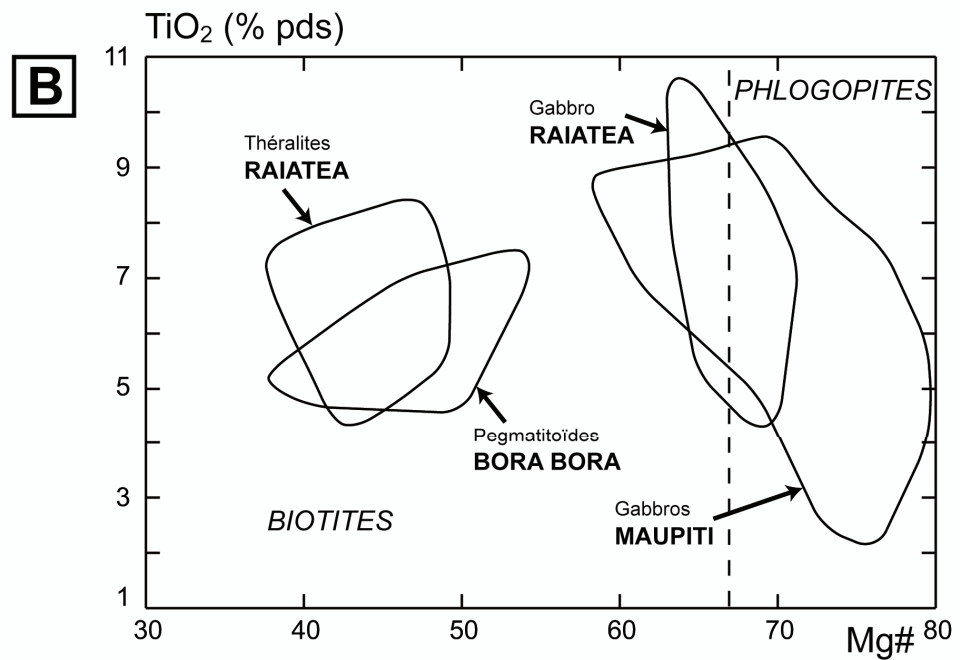
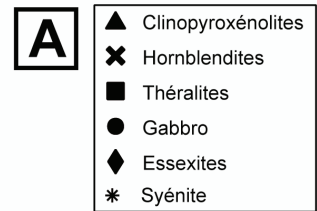


FIG. IV.5: Evolution de la composition chimique des micas des roches à texture grossière de l'Archipel de la Société.

A - A gauche: composition chimique des micas du massif grenu de Tahiti Nui reportée dans le diagramme Al^{IV-2} vs. $Fe/(Fe+Mg)$ qui permet la distinction entre les biotites et les phlogopites (Deer et al. 1966). A droite: variation de la teneur en titane (en % pondéral d'oxyde) des micas du massif de Ahititera.

B - Variation de la teneur en titane des micas analysés dans les roches à texture grossière de Raiatea, Bora Bora et Maupiti.



roches considérées. Ce lien peut être invoqué pour expliquer les différences chimiques (traduites par les évolutions du Mg#) qui existent entre les biotites des théralites et celles du gabbro de Raiatea (Fig. IV.5B) ou, de manière très globale, entre celles des roches felsiques (essexites, syénite) et celles des roches mafiques (théralites, clinopyroxénolites) dans le massif de Ahititera (Tahiti Nui).

Dans tous les cas étudiés, la cristallisation de la biotite est tardive. Elle apparaît en petites lattes interstitielles dans les gabbros et les théralites ou en produit résiduel de la déstabilisation complète de minéraux ferro-magnésiens (amphiboles ou biotites) dans la syénite alcaline THG-9B (Tahiti Nui). Mais la très grande majorité des biotites analysées dans les roches à texture grossière de la Société se présentent en auréoles de réaction autour des oxydes de Fe-Ti (ilménite ou titano-magnétite) et semblent particulièrement développées au contact entre ces oxydes et les feldspaths les plus interstitiels, donc les plus tardifs et les plus riches en alcalins. Ceci expliquerait les teneurs en titane exceptionnelles relevées pour la plupart des analyses (6 à 12% de TiO₂ en moyenne: Fig. IV.5A et B). Moresco Danni (1974) établit ainsi des réactions d'équilibre entre les oxydes de Fe-Ti et la biotite, faisant intervenir les alcalins présents dans le liquide résiduel, qui est alors particulièrement enrichi en fluides (augmentant ainsi la stabilité de la biotite: Rutherford 1969):

- $\text{FeTiO}_3 + \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{KFeTiAlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 3\text{O}_2$
Ilménite + Orthose + eau ↔ biotite rouge (clivages peu visibles)
- $\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{KAlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + \frac{1}{2} \text{O}_2$
Magnétite + Orthose + eau ↔ biotite brune (lattes à clivage visible)

Ces deux réactions permettent ainsi de faire l'hypothèse d'une connexion entre la nature de l'oxyde de Fe-Ti affecté et la teneur en titane observée dans la biotite auréolaire (plus importante si une hémioilménite est déstabilisée que s'il s'agit d'une titano-magnétite).

E – Les feldspaths alcalins et les plagioclases

Dans la très grande majorité des roches à texture grossière de l'Archipel de la Société (à l'exception bien sûr des cumulats ferro-magnésiens de Tahiti Nui), les feldspaths alcalins et les plagioclases sont les phases minérales majoritaires. Les plagioclases dominent très largement la minéralogie des gabbros et théralites de Raiatea et de Maupiti, ainsi que celle des pegmatitoïdes de Bora Bora; leur disparition progressive corrélée à l'augmentation de l'importance modale des feldspaths alcalins marque la différence entre des roches basiques ou

intermédiaires (gabbros, théralites) et les roches felsiques (syénites néphéliniques) dans le massif grenu de Tahiti Nui.

La formule structurale des feldspaths s.l. est établie sur 5 cations et 8 oxygènes et les analyses sont positionnées dans le diagramme (Fig. IV.6) classique Anorthite (An) – Albite (Ab) – Orthose (Or) qui permet de distinguer les feldspaths alcalins (intermédiaires Ab-Or) des plagioclases (intermédiaires An-Ab).

1 – Le massif grenu de Ahititera (Tahiti Nui)

Les plagioclases xénomorphes intercumulus des cumulats du massif de Ahititera (Tahiti Nui) semblent avoir une composition différente (Fig. IV.6A), selon qu'il s'agisse d'une clinopyroxénolite (THG-10B) ou d'une hornblendite (THG-14). En effet, la gamme de composition des plagioclases des pyroxénolites s'étend de An80 à An55 pour les plages les plus tardives. Dans les hornblendites, les plagioclases les plus calciques sont An55 et les feldspaths alcalins (Or58) sont rares alors qu'ils sont absents dans les pyroxénolites.

Les roches mafiques non-cumulatives de Tahiti Nui (gabbros et théralites) se différencient par la nature des feldspaths s.l. qu'on peut y observer (Fig. IV.6A). Dans les gabbros, en effet, seuls des plagioclases ont été analysés (An80 à An50 pour les cœurs des cristaux, jusqu'à An10 et Or15 pour les minéraux les plus tardifs). Par contre, si les théralites montrent une gamme de composition des plagioclases équivalente à celle des gabbros, elles comportent également et systématiquement des feldspaths alcalins interstitiels (Or98, vraisemblablement secondaire, à Or30).

Les feldspaths s.l. des roches plus évoluées du massif grenu de Ahititera (essexites, monzosyénites et syénites néphéliniques) ne montrent plus, comme dans les cas des roches mafiques précédentes, des compositions recouvrant pratiquement l'ensemble du champ possible dans le diagramme mais au contraire trois "compositions-types" bien déterminées et séparées sur le diagramme An-Ab-Or (Fig. IV.6A). En parallèle, on ne constate que peu de différences entre essexites et (monzo-)syénites néphéliniques. Les plagioclases ont une composition An78 (cœurs) à An43 (bords), tandis que les feldspaths alcalins sont Or73-Or42. Le troisième groupe de composition feldspathique est voisin du pôle albite (Ab pure à An20). Il s'agit sans doute de transformations tardi-magmatiques du feldspath alcalin ou, éventuellement, du plagioclase calcique ("albitisation"), cette altération intervenant en ce cas

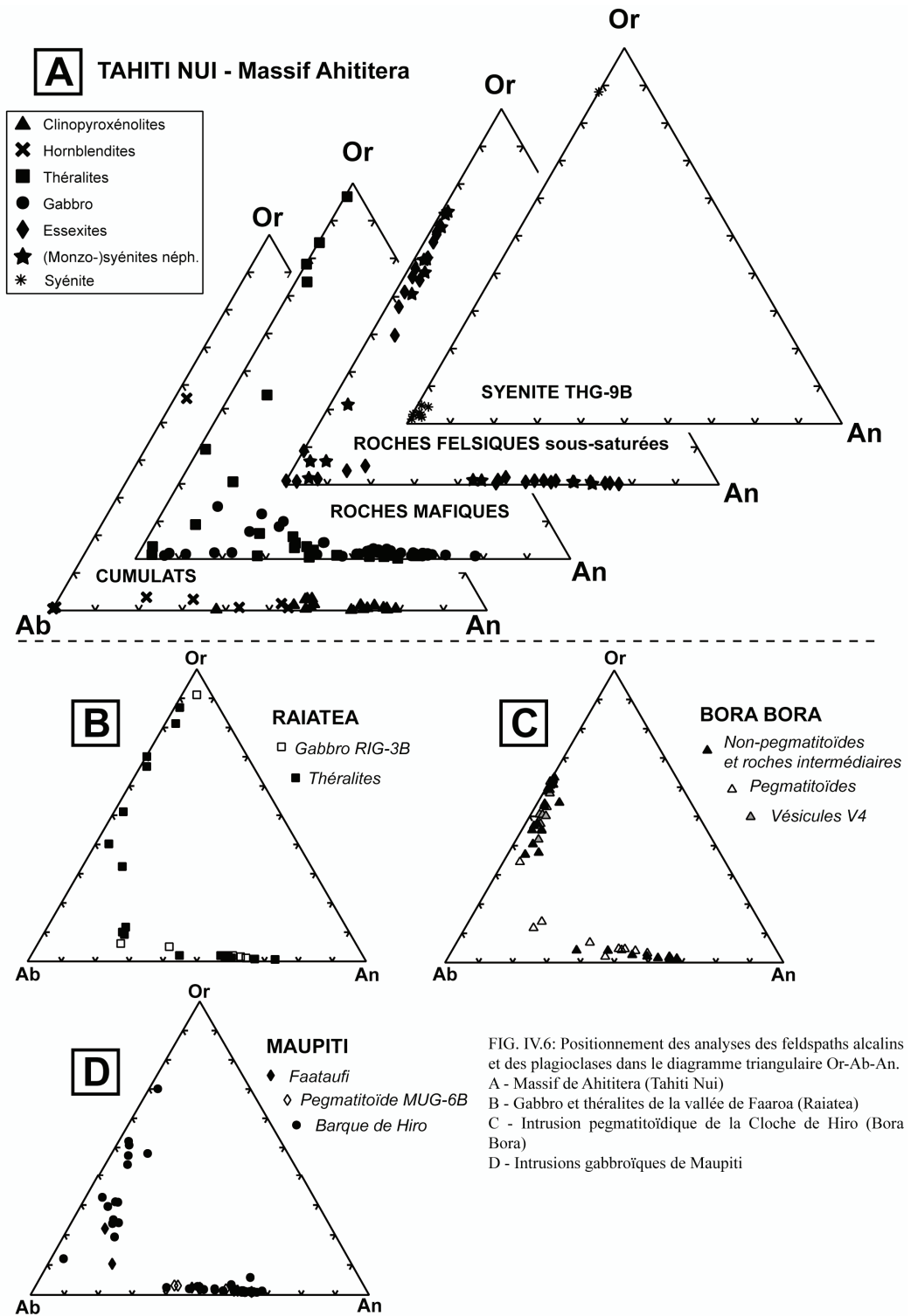


FIG. IV.6: Positionnement des analyses des feldspaths alcalins et des plagioclases dans le diagramme triangulaire Or-Ab-An. A - Massif de Ahititera (Tahiti Nui) B - Gabbro et théralites de la vallée de Faaroa (Raiatea) C - Intrusion pegmatitoïdique de la Cloche de Hiro (Bora Bora) D - Intrusions gabbroïques de Maupiti

sous l'influence des fluides concentrés lors des dernières étapes de la cristallisation (altération "deutérique", selon la définition de Sederholm 1929).

Comme le laisse penser son aspect textural recristallisé, la syénite alcaline THG-9B a subi l'action de fluides hydrothermaux. En effet, les feldspaths analysés sont de rares feldspaths alcalins (Or88) et, majoritairement, de l'albite presque pure (jusqu'à An5). Ceci est caractéristique d'une "albitisation" tardive et presque totale (Bowden 1974), l'albite deutérique remplaçant les feldspaths alcalins (et les amphiboles). Martin (1969) propose que l'action des fluides à l'origine de l'albitisation se produit à des températures de 300 à 400°C

2 – Les roches à texture grossière de Bora Bora, Raiatea et Maupiti

Comme dans le cas des roches mafiques de Tahiti Nui, il existe du point de vue des feldspaths analysés une différence notable entre les théralites et le gabbro RIG-3B du massif de Faaroa (Raiatea: Fig. IV.6B). En effet, si les théralites présentent une large gamme de compositions feldspathiques (depuis les plagioclases An74 jusqu'aux feldspaths alcalins interstitiels Or90), les feldspaths s.l. des gabbros sont très majoritairement des plagioclases (An65-An28) et le feldspath alcalin interstitiel (Or95) est exceptionnel.

Dans le cas du massif pegmatitoïdique de Bora Bora (Fig. IV.6C), il n'existe que peu de différences entre les roches pegmatitoïdiques franches et celles qui ne le sont pas, du point de vue des compositions chimiques des feldspaths. Les plagioclases ont des compositions qui évoluent entre An70 et An30, tandis que les feldspaths alcalins interstitiels (cristallisant en bordures des grands plagioclases dans les pegmatitoïdes) ont une composition Or62-37. Il est à noter que les microlites de feldspath alcalin analysés dans les vésicules de ségrégation V4 des roches pegmatitoïdiques et associées alors à l'hédenbergite ou l'augite aegyrienne (voir plus haut) ont une composition homogène Or60-Or45 et voisine de ceux de la roche encaissante.

Les gabbros de Maupiti montrent une gamme de composition feldspathique caractéristique de celles décrites pour d'autres roches mafiques à texture grossière dans l'Archipel de la Société (Fig. IV.6D), sans que l'on constate de différence franche entre le massif du Faataufi et celui de la Barque de Hiro. Les plagioclases varient entre An70 et An40, tandis que les feldspaths alcalins interstitiels évoluent entre Or70 et Or10. Dans la

pegmatitoïde du Faataufi MUG-6B, nous n'avons pas détecté de feldspaths alcalins; les grands plagioclases sont alors An₅₈-An₄₂.

F – Les olivines dans le cas des roches à texture grossière de Tahiti Nui, Raiatea et Bora Bora

Dans la majorité des échantillons de roche à texture grossière étudiés (dans les massifs de Tahiti Nui, Raiatea et Bora Bora), les olivines sont présentes mais ne constituent pas une phase minérale majeure (voir les proportions modales présentées au chapitre précédent). La Fig. IV.7 montre les gammes de composition chimique des olivines (en pourcentages du pôle Forstérite: Fo) analysées dans les roches à texture grossière des massifs cités ci-dessus.

Dans le massif de Ahititera (Tahiti Nui), les olivines ont été reconnues dans cinq types pétrographiques (chapitre III et Tab. III.1): les clinopyroxénolites (25-28% modal), les hornblendites (rares cristaux non-analysés), les gabbros (0-7% modal sauf THG-1A: 26%), les théralites (0-2% modal sauf THG-2A: 12%) et les essexites (seulement 2 cristaux partiellement déstabilisés y ont été identifiés).

Les olivines des clinopyroxénolites (Fo₇₄₋₇₈) ont une composition notablement plus magnésienne que celles des gabbros (Fo₅₇₋₇₀) ou des théralites (Fo₆₄₋₇₀). En revanche, les très rares cristaux rencontrés dans les essexites sont les plus magnésiens analysés dans les roches à texture grossière de Tahiti Nui (Fo₇₈ et Fo₈₃). La composition de ces cristaux (plutôt caractéristique d'olivines en équilibre avec un liquide basaltique), montrant de surcroît des signes nets de déstabilisation, permet de penser qu'ils sont probablement en déséquilibre par rapport au liquide essexitique.

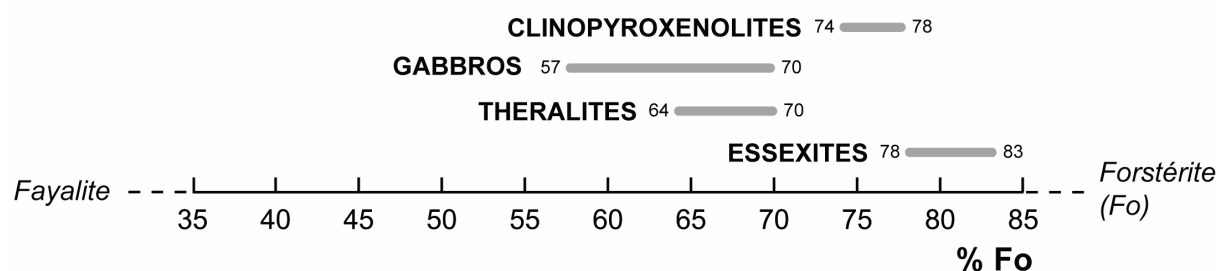
Dans le cas du massif de roches grenues de la vallée de Faaroa, à Raiatea, la chimie des olivines est dissemblable entre les deux types pétrographiques rencontrés (Fig. IV.7). En effet, dans le gabbro RIG-3B (où elles représentent 4% modal: Tab. III.2), les olivines sont plus magnésiennes (Fo₅₈₋₆₄) que celles rencontrées dans la théralite RIG-2A (Fo₄₆₋₅₅), où elles constituent 3% modal.

Dans l'intrusion pegmatitoïdique de la Cloche de Hiro, la composition chimique des olivines apparaît corrélée à la variabilité texturale observé au long de l'aire d'affleurement

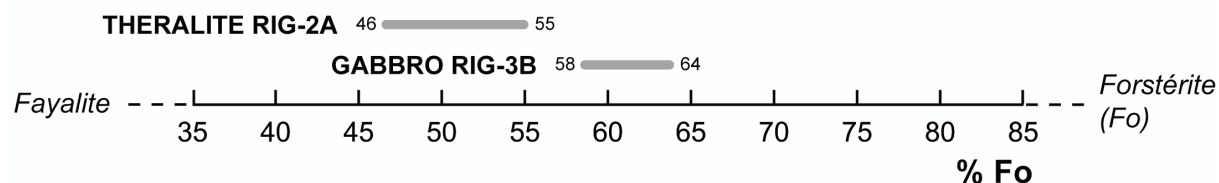
(Fig. IV.7). Dans les échantillons non pegmatitoïdiques à texture hétérogranulaire BBG-8 et BBG-10, les olivines sont en proportion modale très variable (5% et 18%, respectivement: Tab. III.3). Les analyses ponctuelles effectuées sur les olivines de BBG-10 montrent qu'elles ont une composition magnésienne Fo_{57-78} . En revanche, dans les échantillons franchement pegmatitoïdiques (BBG-3B et -5) l'olivine, présentant un type original de cristallisation (cristaux xénomorphes, allongés, voire aciculaires représentant 2 à 4% modal), a une composition notablement plus ferrifère (FO_{37-59}).

**CHIMIE DES OLIVINES DANS LES ROCHES A TEXTURE GROSSIERE
DE TAHITI NUI, RAIATEA et BORA BORA**

A MASSIF DE AHITITERA (TAHITI NUI)



B MASSIF DE FAAROA (RAIATEA)



C INTRUSION DE LA CLOCHE DE HIRO (BORA BORA)

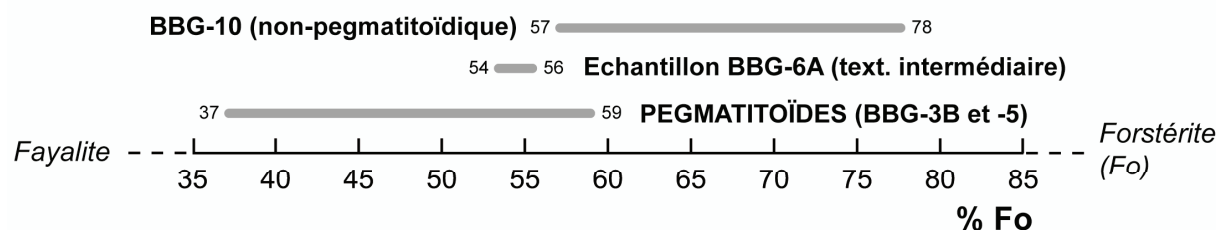


FIG. IV.7: Diagrammes permettant de visualiser la composition chimique des olivines (indiquée en pourcentages du pôle Forstérite) dans les roches à texture grossière rencontrées à Tahiti Nui, Raiatea et Bora Bora.

Chapitre V

Les OLIVINES des INTRUSIONS GABBROIQUES de MAUPITI et leur "IDDINGSITISATION" de HAUTE TEMPERATURE

Les olivines des intrusions gabbroïques de MAUPITI et leur "Iddingsitisation" de Haute Température (H.T.I.)

Les deux intrusions gabbroïques de Maupiti se caractérisent par la présence d'H.T.I. (High Temperature Iddingsite ou "iddingsite de haute température": Goff 1996) qui affecte les olivines de manière variable (tant du point de vue des faciès que de l'importance de l'iddingsitisation) selon les affleurements. L'étude de cette altération/oxydation de l'olivine à très haute température (= iddingsite "primaire") est l'un des trois axes majeurs du présent travail. Elle a été menée par un examen de détail des lames minces des deux intrusions et par la confrontation des résultats fournis par plusieurs méthodes analytiques: microsonde électronique, sonde RAMAN, microscope électronique à balayage (MEB) et diffraction de rayons X.

A – L'H.T.I.: état des connaissances

1 – Caractérisation

Dans une étude générale sur l'iddingsite, Edwards (1938) avait évoqué des phénocristaux d'olivine, dans des basaltes, qui présentaient des cœurs frais entourés par de l'"iddingsite fibreuse", elle-même ceinturée par une zone périphérique d'olivine non-altérée. Toutefois, l'iddingsite de haute température (H.T.I. = High Temperature Iddingsite) a été mentionnée explicitement pour la première fois par Goff (1996), qui a nommé abusivement cette altération de l'olivine "iddingsite" par analogie de couleur avec l'iddingsite commune de basse température (L.T.I. = Low Temperature Iddingsite). Goff (1996) décrit en effet l'H.T.I. comme des fines couronnes d'altération rouge-orange qui affectent la partie périphérique des phénocristaux d'olivine (Fe_{88-80}) dans des coulées basaltiques alcalines et tholéitiques (3 – 10

m d'épaisseur) de l'Ouest des Etats-Unis et de Nouvelle Zélande (Fig. V.1). A part dans les bordures figées de ces coulées, les couronnes d'H.T.I. sont elles-mêmes ceinturées par des couronnes de surcroissance d'olivine fraîche (qui cristallise alors exactement selon les axes cristallographiques des cœurs) de composition ferrifère Fo_{65-28} , semblable à celle des microcristaux (qui ne sont pas, eux-mêmes, affectés par l'H.T.I.).

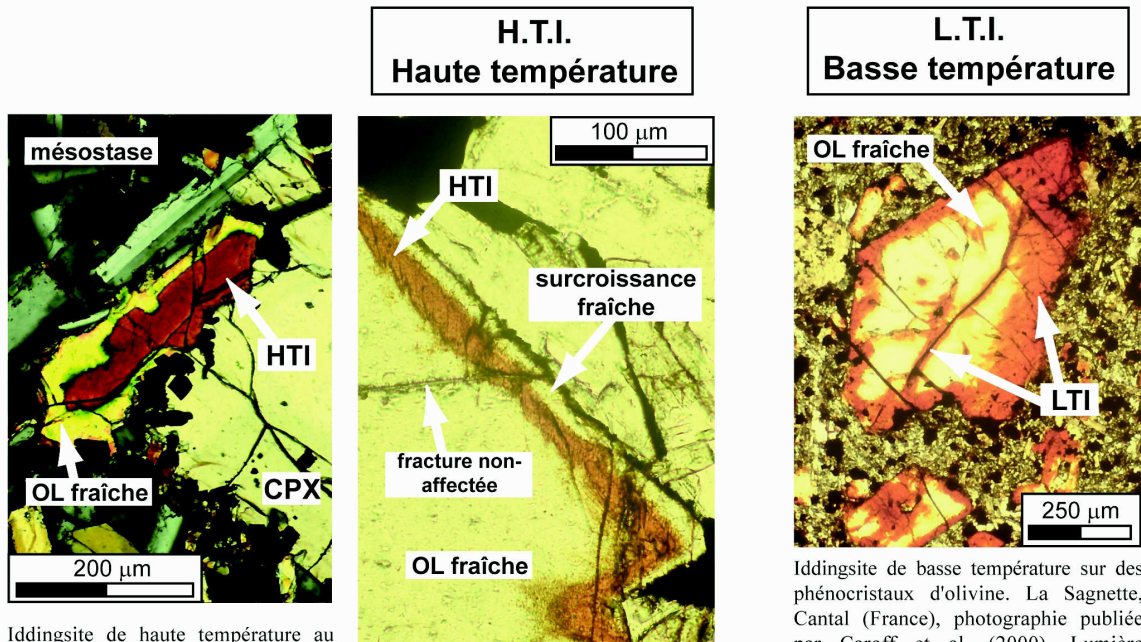
Caroff et al. (1997, 1999, 2000) fournissent de nouvelles observations qui concernent des coulées pouvant être plus épaisses (2 à 20 m) que celles décrites par Goff (1996) et mises en place dans des contextes géodynamiques variés. Caroff et al. (1997, 1999) montrent que les fractures de refroidissement des olivines ne sont pas affectées par l'altération. Le choc thermique à l'origine de cette fracturation est donc postérieure à l'iddingsitisation de haute température. Caroff et al. (2000) remarquent, dans ces coulées, que l'H.T.I. n'affecte pas seulement les phénocristaux mais aussi parfois les cœurs des plus grands (donc vraisemblablement les plus précoces) microcristaux présents dans la mésostase (Fig. V.1). Caroff et al. (2000) publient en outre les premières analyses chimiques de l'H.T.I., déterminées ponctuellement à la microsonde électronique (coulées de Le Battut et Bouzentès, Cantal, France). La balance cationique d'une olivine fraîche apparaît conservée dans la couronne d'oxydation (ferrifère Fe_{62}) et le total analytique bas, voisin de 93%, révèle, selon les auteurs, l'incorporation d'eau ou de volatiles lors de la formation de l'H.T.I.

2 – Nature minéralogique de l'H.T.I. et différences avec la L.T.I.

Goff (1977) livre les résultats d'analyses effectuées par diffractométrie de rayons X sur l'H.T.I.: elle serait ainsi constituée d'un agrégat cryptocristallin d'orthopyroxène, cristoballite, silice amorphe, maghémite ($\gamma-Fe_2O_3$) et hématite ($\alpha-Fe_2O_3$).

Il s'agit là d'une composition minéralogique tout à fait différente de celle qui caractérise l'iddingsite commune de basse température (L.T.I.). L'iddingsite secondaire est en effet le produit majeur de l'altération des olivines, qui sont la phase minérale des paragenèses mafiques la plus sensible à l'altération (Mas 2000). La L.T.I. est un mélange intime de silicates de fer et de magnésium hydratés (goethite, montmorillonite, illite, chlorite: Gay et Le Maître 1961, Fawcett 1965, Lemaître et al. 1966). Dans le cas d'un cristal d'olivine Fe_{90} , Schandl et al. (1990) en donnent l'analyse chimique suivante: 36 à 37% SiO_2 ; 0,2 à 0,3% TiO_2 ; 6 à 6,5% Al_2O_3 ; 24 à 26% FeO ; 23 à 20% MgO ; 0,85% CaO et 0,5 à 1% K_2O .

FIG V.1 - L'H.T.I. et l'iddingsite de basse-température: comparaison, état des connaissances



Iddingsite de haute température au coeur d'un microphénocristal d'olivine en partie englobé dans un phénocristal de clinopyroxène. L'olivine fraîche ne se développe en surcroissance qu'au contact avec la mésostase. Ua Huka, Archipel des Marquises (Polynésie française), photographie publiée par Caroff et al. (2000). Lumière polarisée analysée.

Iddingsite de haute température sur un phénocristal d'olivine. Eiao, Archipel des Marquises (Polynésie française), photographie publiée par Caroff et al. (1999). Lumière naturelle.

Iddingsite de basse température sur des phénocristaux d'olivine. La Sagnette, Cantal (France), photographie publiée par Caroff et al. (2000). Lumière naturelle.

RECONNAISSANCE

Couronnes couramment rouges ceinturées d'une fine surcroissance fraîche. L'H.T.I. n'affecte pas les fractures de rétraction thermique.

Bords des cristaux d'olivine et fractures de refroidissement affectés. Couleur habituelle ocre-brune.

COMPOSITION MINERALOGIQUE

agrégat cryptocristallin d'orthopyroxène, cristoballite, silice amorphe, maghémite ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) et hématite ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$)

goethite, montmorillonite, illite, chlorite => silicates hydratés de fer et magnésium.

TEMPERATURE DE FORMATION

supérieure à 1075°C => précoce (Goff 1996)

inférieure à 200°C => tardif (Schandl et al. 1990).

ORIGINE DES FLUIDES D' ALTERATION

sursaturation du magma en:
 - eau météorique (Goff 1996) ou en
 - eau juvénile (Caroff et al. 2000).

- hydrothermale (Lemaître et al. 1966).
 - deutérique (Schandl et al. 1990).

L'H.T.I., de couleur rouge-orange (Goff 1996), se différencie notablement de la L.T.I. qui, elle, est de couleur brun-ocre, par la présence quasi-systématique d'une surcroissance fraîche autour des zones oxydées (sauf dans les laves vitreuses) et par le fait que les fractures de rétraction thermique ne sont jamais affectées (voir plus haut et Fig. V.1). En effet, la L.T.I. est une altération intervenant postérieurement à la formation des fractures de refroidissement de l'olivine, lesquelles servent de conduits permettant la propagation de l'iddingsitisation depuis les bords vers les cœurs des cristaux (Fig. V.1). Selon Lemaître et al. (1966), l'iddingsite de basse température résulterait de l'évolution métasomatique hydrothermale d'une lave traversée par les gaz volcaniques. Pour Schandl et al. (1990), en revanche, elle est le produit de l'altération deutérique des olivines à des températures inférieures à 200°C. La distinction entre les deux types d'altération (LTI et HTI) se révèle toutefois être délicate dans certains cas de figures (voir Caroff et al. 2000 pour de plus amples détails), surtout quand la L.T.I. se surimpose à une iddingsitisation de haute température.

3 – Structures de ségrégation associées dans les coulées

Dans tous les cas décrits jusqu'à présent, l'iddingsite de haute température (H.T.I.) est présente dans des coulées fortement vacuolaires (jusqu'à 11 à 13% selon les cas) à texture couramment diktytaxitique (Goff 1996). Selon Caroff et al. (2000), la présence d'H.T.I. est l'indice clair que la coulée considérée a subi un phénomène de différenciation interne induite par la vapeur et l'H.T.I. se trouve alors associée systématiquement à différents types de structures de ségrégation à degré de vésicularité très élevé (10-30%: Goff 1996) et de composition chimique plus différenciée que celle des laves encaissantes: cylindres et (plus rares) lits vésiculés de 2 à 20 cm d'épaisseur dans les coulées fines décrites par Goff (1996), lits pegmatitoïdiques dans la coulée épaisse (20 m) de Bouzentès (Caroff et al. 1997), cylindres et/ou lits vésiculés (selon l'épaisseur de la coulée concernée) à texture couramment G.A.C. (Glassy with large Acicular Crystals) dans des coulées comportant des vésicules de ségrégation (Caroff et al. 2000). L'individualisation de telles structures est due à la migration, lorsque la coulée concernée a atteint un certain degré de cristallisation, du liquide résiduel dans des zones riches en vacuoles (générées juste au-dessus du front de solidification inférieur) par un phénomène de filtre-pressé induit par la vapeur (Goff 1996, Sisson et Bacon 1999, Caroff et al. 2000). L'exceptionnelle richesse en vacuoles est liée à un épisode de

vésiculation secondaire intense dans un magma originellement riche en éléments volatiles dissous, permettant l'exsolution des gaz.

4 – Interprétations génétiques de l'H.T.I.

Goff (1996) interprète l'H.T.I. comme le produit de l'altération des olivines à plus de 1075°, intervenue avant la mise en place de la coulée (dans la cheminée d'alimentation ou dans la chambre magmatique elle-même), sous des conditions de fugacité d'oxygène temporairement élevées (tampon magnétite-hématite); la susaturation du magma en volatiles serait alors due à l'injection précoce d'eau météorique.

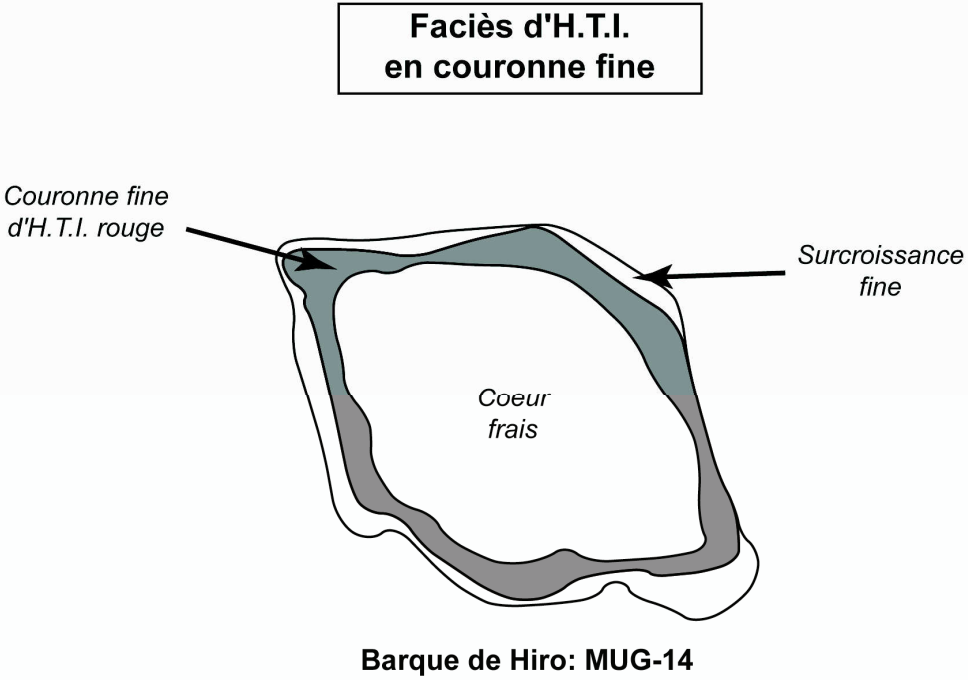
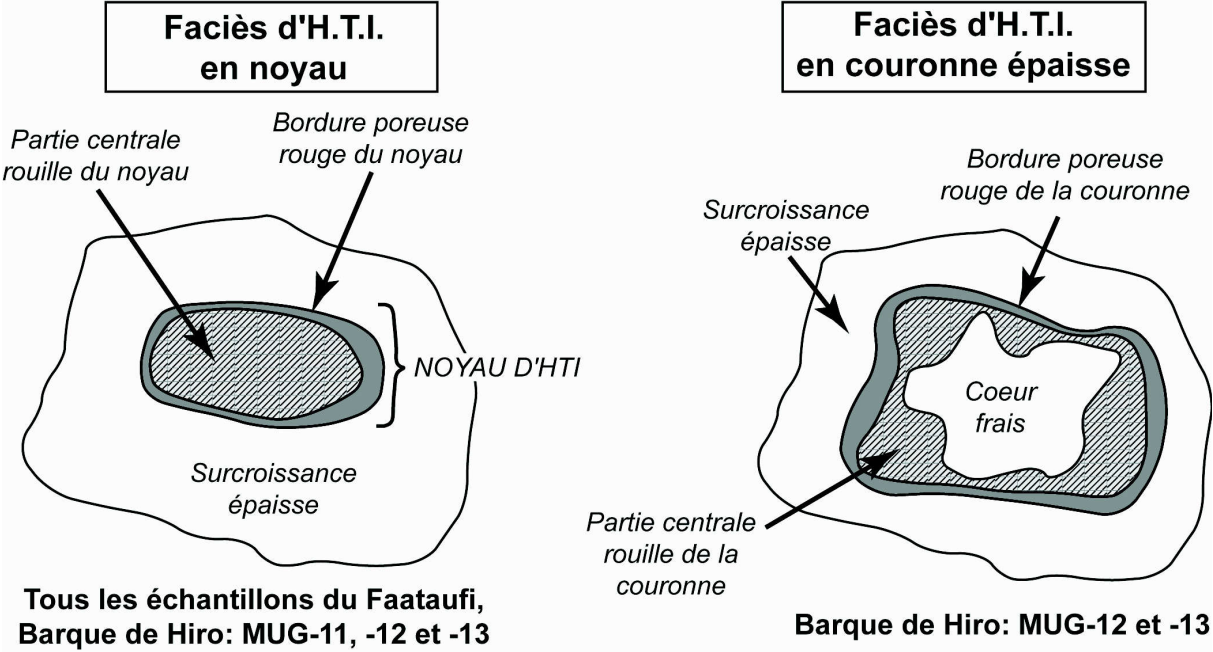
L'observation de grands microcristaux d'olivine affectés par l'H.T.I. conduit Caroff et al. (2000) à penser, au contraire, que les conditions de fugacité d'oxygène élevées peuvent perdurer après l'éruption et que l'H.T.I. peut continuer à se former après la mise en place de la coulée de lave. Les auteurs suggèrent que l'eau à l'origine des conditions de fugacité d'oxygène élevées peut avoir une origine juvénile, à condition d'envisager une remontée rapide du magma dans la cheminée volcanique. Ce fait permet en effet à la lave de se mettre en place en surface sans s'être significativement dégazée, donc sous des conditions de sursaturation en volatiles à pression atmosphérique.

L'étude de la répartition du fer et du magnésium dans les cristaux d'olivine a permis à Caroff et al. (2000) de montrer que l'H.T.I. (dans le cas étudié: $F_{O_{62}}$) est en équilibre avec le liquide (de composition intermédiaire) qui constitue les lits de ségrégation. Ce fait démontre le caractère synchrone des deux évènements, formation de l'H.T.I. et migration du liquide résiduel pour former les structures de ségrégation. L'intense vésiculation secondaire entraîne un retour à des conditions de fugacité d'oxygène normales (en dessous du tampon FMQ: Goff 1996) et marque du même coup l'arrêt de l'iddingsitisation primaire de l'olivine (formation des surcroissances fraîches).

B – Les différents types d'H.T.I. observés à Maupiti

La présence d'H.T.I. a été notée dans les deux intrusions gabbroïques de l'île de Maupiti. L'étude de détail (nos descriptions utilisant la nomenclature de la Fig. V.2) montre que l'H.T.I. de Maupiti possède plusieurs caractères originaux par rapport aux cas dont les descriptions ont été publiées:

FIG V.2 - Nomenclature utilisée dans la description de l'H.T.I. des intrusions gabbroïques de Maupiti



- A notre connaissance, il s'agit de la première description de l'H.T.I. au sein d'intrusions. Les observations publiées font toutes mention d'H.T.I. dans des coulées d'épaisseurs variées.
- Nos observations de terrain montrent que l'H.T.I. ne semble, dans le cas de l'intrusion de la Barque de Hiro), associée à aucune structure de ségrégation (cylindres ou lits vésiculés, vésicules de ségrégation). Par contre, dans le cas du Faataufi, nous avons constaté la présence d'une poche métrique clairement pegmatitoïdique (MUG-6B: voir chapitre II).
- Dans le cas de l'intrusion de la Barque de Hiro, l'H.T.I. se présente sous trois aspects différents, dont la répartition au sein d'une même intrusion est apparemment fonction de la localisation (altitude) de l'échantillon considéré.

Dans le cas de l'intrusion du Faataufi, l'H.T.I. se présente partout en noyaux translucides généralement de forme "ovoïde" et de couleur rouille (Fig. V.2 et V.3A) qui occupent les cœurs de certaines olivines. La Fig. V.3A montre qu'il est possible de trouver plusieurs noyaux d'H.T.I. au sein d'un même cristal d'olivine. Seule une minorité des 31% modal d'olivines comporte de tels noyaux d'H.T.I., ceux-ci représentant 4% modal de la roche (en moyenne, l'olivine du Faataufi est donc iddingsitisée à hauteur de 13%). Un noyau d'H.T.I. typique du Faataufi comporte une partie centrale de couleur rouille entourée d'une bordure plus diffuse, beaucoup plus opaque, de couleur rouge sombre (Fig. V.2 et V.3A). L'H.T.I. a déjà été mentionnée (voir paragraphe A) au cœur des olivines par Caroff et al. (2000) mais elle affectait des microcristaux/microphénocristaux (qui étaient associés à des phénocristaux présentant le faciès d'H.T.I. commun "en couronnes"), et non des cristaux plurimillimétriques. En outre, les noyaux d'H.T.I. alors observés étaient de taille importante vis à vis de celle de l'olivine affectée. Dans le cas du Faataufi, au contraire, les noyaux d'H.T.I. sont entourés d'une zone de surcroissance très épaisse (Fig. V.3A).

Dans le cas de l'intrusion de la Barque de Hiro, il existe une corrélation nette entre le faciès de l'H.T.I. et l'altitude du prélèvement (Fig. V.4A). En effet, d'ouest en est (soit de 50 à 110 m d'altitude), on rencontre successivement:

**FIG V.3 - Variation du faciès de l'H.T.I. (High Temperature Iddingsite)
dans les gabbros de MAUPITI**

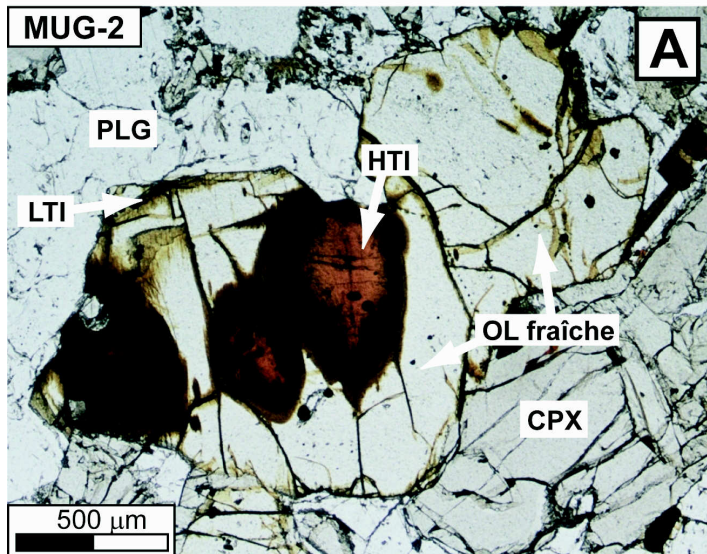


FIG. V.3A: L'Iddingsite de Haute Température, dans le gabbro MUG-2 (massif du Faataufi). Elle se présente en noyaux "ovoïdes" translucides de couleur rouille, dont les bordures sont rouges très sombre, au cœur de cristaux millimétriques d'olivine fraîche. Comme le montre cette vue de détail, on peut trouver au sein d'un unique cristal d'olivine (ici de plus de 1 mm de diamètre) plusieurs noyaux d'H.T.I. On en compte trois dans l'olivine figurée sur la photographie. Dans le massif du Faataufi, l'H.T.I. ne montre que ce faciès.

FIG. V.3B: L'Iddingsite de Haute Température, dans le gabbro MUG-12 (massif de la Barque de Hiro: faciès "pustulleux"). Alors qu'on la rencontre uniquement en noyaux (type MUG-2) dans l'échantillon MUG-11, le gabbro MUG-12 montre deux types d'H.T.I. Les petits cristaux d'olivine comportent l'HTI "en noyaux" (cristal en bas à droite) et les plus grands présentent des couronnes d'HTI très épaisses (à partie centrale translucide) ceinturant un cœur d'olivine préservée et entourées elles-même d'une surcroissance fraîche.

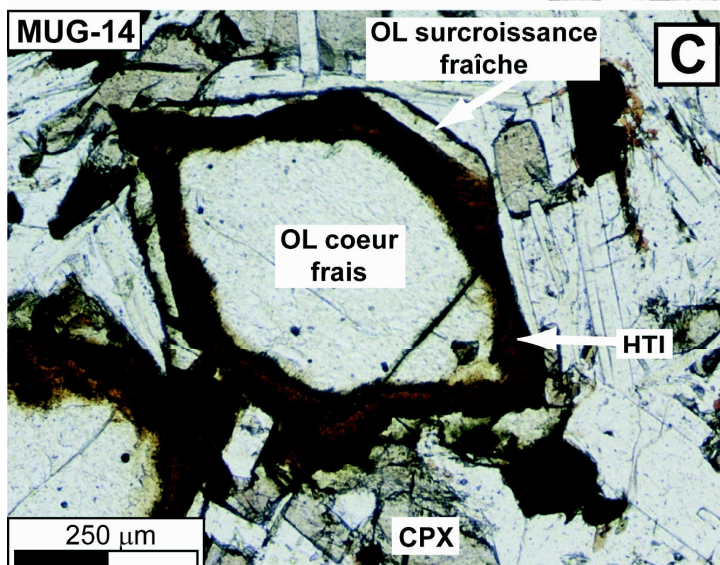
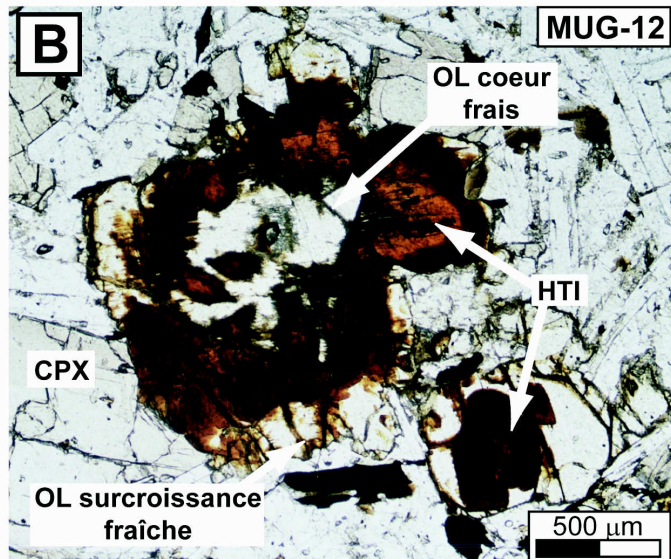


FIG. V.3C: L'Iddingsite de Haute Température, dans le gabbro MUG-14 (massif de la Barque de Hiro: faciès "de contact"). Elle se présente en fines couronnes (40 à 50 µm de large) isolant un cœur d'olivine préservée et ceinturées elles-même d'une surcroissance d'olivine fraîche. Il s'agit d'un faciès similaire au seul type d'H.T.I. jusqu'alors décrit dans la littérature (Goff 1996, Caroff et al. 1997).

FIG V.4 - Carte simplifiée de l'intrusion gabbroïque de la Barque de Hiro (MAUPITI)

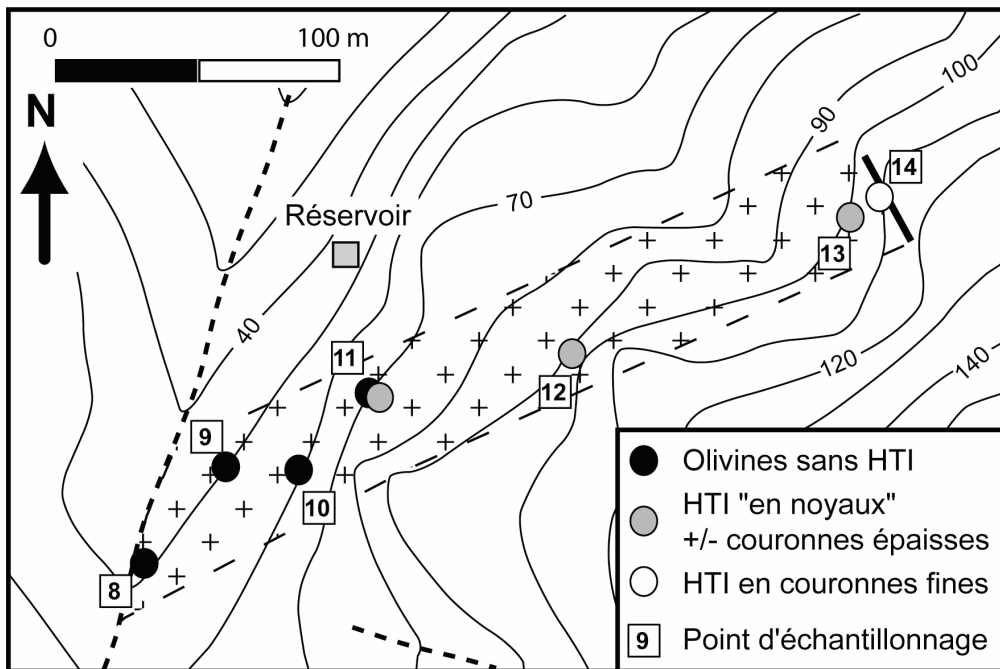


FIG. V.4A: Carte géologique très simplifiée du massif gabbroïque du Vallon de la Barque de Hiro. La carte fait apparaître la variation spatiale (d'ouest en est) de l'aspect de l'idingsitisation primaire de l'olivine. Cette variation est également corrélée à l'altitude du point d'échantillonnage.

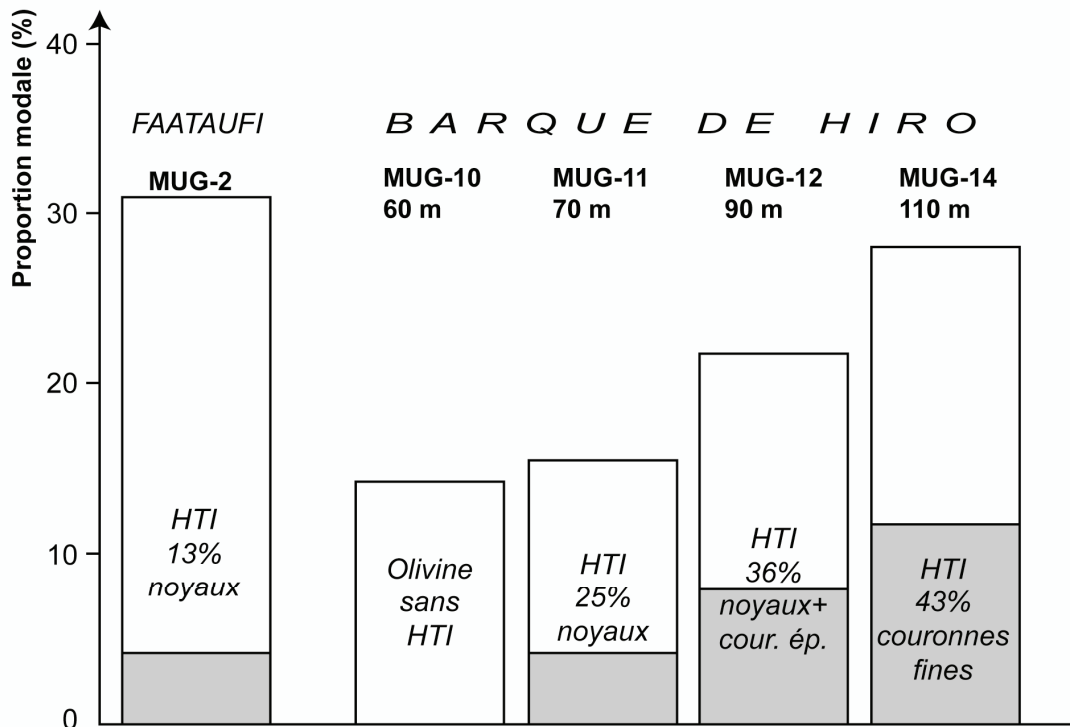


FIG. V.4B: Diagramme montrant, de manière simplifiée (sous forme de barres), l'évolution des proportions modales d'olivine et d'H.T.I. dans les intrusions du Faataufi et de la Barque de Hiro (Maupiti). La proportion d'H.T.I. (zone grisée) par rapport à celle de l'olivine (barre totale) pour un échantillon donné est indiquée en toutes lettres sur le diagramme.

- Dans le "**faciès inférieur**" (MUG-8 et -10, 50 à 70 m d'altitude: Fig. III.8D): l'olivine ne présente pas d'H.T.I.. Les cristaux (500 μm – 1 mm en moyenne) représentent 14% modal (Fig. V.3B) et montrent uniquement une iddingsitisation classique de basse température (LTI).
- Dans le **faciès pustuleux** en contact avec le faciès inférieur à l'affleurement 11 (MUG-11, 70 m d'altitude: Fig. II.28), l'olivine présente une iddingsitisation de haute température dont l'aspect est très semblable à ce qui est observable dans l'intrusion du Faataufi (Fig. V.2 et V.3A): une minorité des 16% d'olivine comportent des noyaux d'H.T.I. (4% modal).
- Dans le **faciès pustuleux MUG-12** (90 m d'altitude), l'olivine représente 22% modal dont 8% sont constitués par l'H.T.I. L'olivine est donc iddingsitisée à hauteur de 36% en moyenne (Fig. V.4B). Contrairement à l'échantillon MUG-11, la majeure partie des cristaux d'olivine est cette fois affectée par l'H.T.I., qui s'observe alors sous deux aspects (Fig. V.4B): dans les cristaux les plus petits (500 μm – 1 mm), l'H.T.I. se présente en noyaux semblables à ceux décrits plus haut; dans les cristaux les plus grands, l'H.T.I. forme une couronne très épaisse, translucide (couleur rouille) dans sa partie centrale, qui isole un cœur d'olivine frais (Fig. V.2 et V.3B).
- Dans le **faciès de contact** (MUG-14, 110 m d'altitude: Fig. III.8F), toutes les olivines (28% modal) comportent de l'H.T.I. La forme de l'iddingsitisation est ici tout à fait semblable à celle déjà été décrite par Goff (1996) et Caroff et al. (1997, 2000), c'est à dire des couronnes rouge-sombre fines isolant des cœurs d'olivine fraîche (12% modal soit 43% de l'olivine: Fig. V.4B) et bordées elles-mêmes d'une fine zone de surcroissance fraîche formée selon les mêmes axes cristallographiques que les cœurs (angles d'extinction et biréfringence similaires en lumière polarisée, Fig. V.2 et V.3C). Les plus petites olivines (de l'ordre de 100 μm), ne possèdent pas de cœur frais, à l'image de celles décrites par Caroff et al. (2000) dans des coulées basaltiques.

La variation du faciès de l'H.T.I. s'accompagne, dans le massif de la Barque de Hiro, d'une évolution de la morphologie des inclusions d'olivine dans les clinopyroxènes. En effet, on trouve très occasionnellement jusqu'aux cœurs des pyroxènes des échantillons MUG-11 et MUG-12 des inclusions de noyaux d'H.T.I. Dans le gabbro MUG-13, dont l'olivine présente une iddingsitisation de haute température similaire à celle décrite dans le cas de MUG-12, les

pyroxènes apparaissent sensiblement plus grands que précédemment. Ils peuvent comprendre en leur coeur de petites inclusions d'olivine ne comportant pas d'H.T.I. Celle-ci apparaît par contre en noyaux isolés en périphérie des pyroxènes. Enfin, dans le gabbro MUG-14 (au contact avec l'encaissant basaltique), les pyroxènes les plus grands comportent souvent des inclusions d'olivine, mais toujours en leur périphérie. Elles sont parfois iddingsitisées précocement, mais ne comportent alors jamais de surcroissance fraîche.

C – Précision de la nature minéralogique de l'H.T.I.

Si la composition minéralogique de l'iddingsite de basse température est bien connue, celle de l'H.T.I. n'a fait jusqu'ici l'objet que d'une étude menée par diffractométrie de rayons X par Goff (1977). Le but des analyses que nous avons réalisé était donc de confirmer ou d'infirmer les résultats publiés par Goff (1977). Nous avons testé deux méthodes: l'une non-destructrice (la spectrométrie RAMAN) l'autre destructrice (la diffraction de rayons X, déjà utilisée par Goff 1977).

1 – Essai par spectrométrie RAMAN

La diffusion Raman (ou "effet Raman", découvert en 1930) est due à la modulation de la polarisabilité électronique des molécules par les vibrations des atomes qui les constituent. Cela se traduit par une modulation de fréquence de la lumière monochromatique excitatrice (un rayon laser Argon ionisé) par les modes vibratoires propres aux liaisons moléculaires et aux différents atomes constituant le matériel analysé. Ainsi, chaque raie du spectre Raman obtenu, grâce à son décalage en fréquence par rapport à celle de la lumière laser excitatrice, est caractéristique d'une liaison particulière dans une configuration moléculaire spécifique. On peut donc avoir accès à la nature chimique des liaisons dans le matériel analysé et à leur configuration structurale; autrement dit, à la nature cristallographique du matériel analysé.

Pour mener notre tentative à bien, en décembre 2000, nous avons bénéficié de la collaboration de M. Bernard Lasnier (Professeur à l'Université de Nantes - UMR 6112 "Planétologie et Géodynamique") et eu accès à la sonde RAMAN installée à l'Institut des Matériaux de Nantes (IMN). Très adaptée à l'étude des gemmes et des inclusions fluides (Burke 2001), ne nécessitant aucune préparation préalable de l'échantillon (travail sur lames minces), la technique a été testée avec succès sur une olivine fraîche mais n'a pas fourni de

résultat concluant sur l'H.T.I. L'échec est dû d'abord à la coloration importante de l'H.T.I., qui absorbe la lumière au lieu de la diffuser, mais aussi à sa trop grande concentration en fer.

2 – Résultats de la diffractométrie de Rayons X

La méthode d'analyse minéralogique par diffraction de rayons X nécessite le broyage fin du matériel analysé. La poudre ainsi obtenue est déposée dans une lame creusée en évitant toute orientation préférentielle des particules. Ce type de préparation permet de caractériser l'ensemble des espèces minérales présentes dans un échantillon donné à partir des réflexions sur les plans (hkl). L'hypothèse de base est que, parmi tous les cristaux présents dans la poudre analysée, il s'en trouvera suffisamment pour présenter des faces cristallines telles que les diffractions des rayons X d'un faisceau monochromatique pourront se faire selon l'angle 2θ de Bragg.

L'appareillage utilisé est un diffractomètre Philips PW1729 (radiation Cu $K\alpha$, 40 kV, 40 mA) couplé à un système d'acquisition numérique qui permet le pilotage pas à pas du goniomètre. Nous avons mené à bien nos analyses à l'Ecole Supérieure d'Ingénieurs de Poitiers, en octobre 2001, sous la direction de M. Patrick Dudoignon, Professeur à l'Université de Poitiers (UMR 6532 "HydrASA").

La mise en oeuvre de la méthode a nécessité la séparation (grâce à un séparateur magnétique) et le broyage des olivines iddingsitisées de deux échantillons de l'intrusion gabbroïque de la barque de Hiro:

- **MUG-12**: fraction granulométrique 500 μm – 1 mm = olivines comportant l'H.T.I. en noyaux +/- couronnes épaisses. L'olivine fraîche n'est pas en proportion importante.
- **MUG-14**: fraction granulométrique 160 μm – 315 μm = olivines avec couronnes fines d'H.T.I. L'olivine fraîche représente une fraction importante de la poudre.

Les diffractogrammes bruts résultant de l'analyse des deux poudres sont reportés sur un même diagramme (Fig. V.5). Les conclusions majeures retirées de l'examen attentif des deux spectres (raies déterminées grâce à l'"Inorganic Index to the Powder Diffraction File 1967", ASTM publication PD1S-171, American Society for Testing and Materials) sont les suivantes:

FIG V.5 - Diffractogrammes RX bruts obtenus par analyse de l'H.T.I. des gabbros de Maupiti

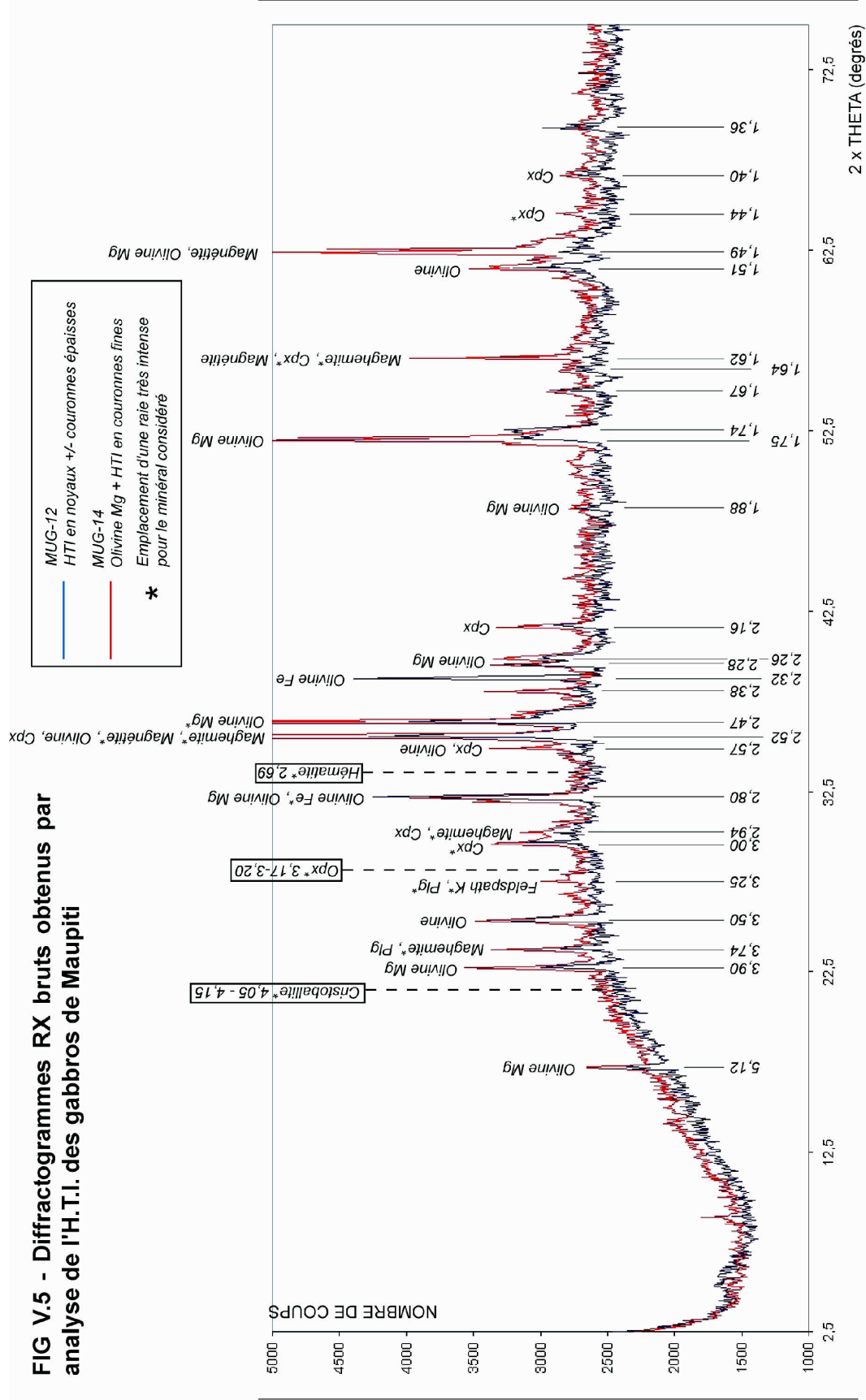


FIG. V.5: Spectres bruts obtenus par diffractométrie de rayons X sur des poudres non-orientées d'olivines iddingsitiques (H.T.I.) broyées. En bleu le diffractogramme des olivines de l'échantillon MUG-12. (cristaux 500 µm - 1 mm); gros noyaux d'H.T.I. +/- coeurs magnésiens préservés. En rouge le diffractogramme des olivines de l'échantillon MUG-14 (cristaux 160 µm - 315 µm); olivine magnésienne + couronne fine H.T.I. + surcroissance d'olivine ferreuse. Il est à noter que la préparation de MUG-14 bénéficiait de plus de matériel que MUG-12. Les valeurs d'indexation de la

- Les fractions analysées ne sont pas totalement pures. Les diffractogrammes laissent apparaître, quoi que de manière très discrète, les raies intenses du clinopyroxène ferromagnésien (type diopside), du plagioclase et du feldspath alcalin. La présence dans nos préparations de ces minéraux, constituants majoritaires des gabbros, est due très vraisemblablement à l'imperfection de la séparation minérale ("pollution").
- *Les deux diffractogrammes sont dominés clairement par les raies de l'olivine, et ce quels que soient le type d'H.T.I. et la proportion d'olivine fraîche* présents dans la préparation analysée. Les spectres laissent apparaître toutes les raies intenses et la grande majorité des raies moyennes de l'olivine (exemple: raies à 2,26 et 2,28 Å). Toutefois, ces raies n'apparaissent pas avec la même intensité dans les deux diffractogrammes: certaines raies attribuables à l'olivine ferrifère (ex: raies à 2,32 ou 2,80 Å) ont une forte amplitude dans le cas de MUG-12; dans le cas de MUG-14, les raies à forte amplitude sont celles de l'olivine magnésienne (1,75 Å par exemple).
- Il est vraisemblable que la forte amplitude de certaines raies (ex: 1,62 Å) soit due à la présence dans les préparations d'oxydes de fer en quantité importante (maghémite et/ou magnétite). L'importante amplitude des raies des oxydes de fer, comparée à celles des minéraux de "pollution" (plagioclase, clinopyroxène) permet d'exclure l'hypothèse selon laquelle ces oxydes seraient des artefacts liés à une mauvaise séparation minérale. Nous pensons qu'il s'agit d'oxydes de fer intimement liés aux cristaux d'olivine séparés.
- Les deux diffractogrammes obtenus ne montrent pas les raies des minéraux présentés par Goff (1977, 1996) comme constituants de l'H.T.I. En particulier, on ne trouve aucune des raies intenses (emplacements indiqués sur la Fig. V.5) de la cristobalite, de l'orthopyroxène ou de l'hématite.

D – Observations au microscope électronique à balayage (M.E.B.)

Le microscope électronique à balayage (M.E.B.) permet de faire des observations précises à de plus forts grossissements que le microscope optique. Le principe du M.E.B. repose sur le balayage de la surface de l'échantillon par un faisceau d'électrons finement focalisé et dévié à travers des lentilles électromagnétiques. L'interaction électrons / matière

donne naissance, en tous points de la surface balayée, à l'émission d'électrons rétrodiffusés, d'électrons secondaires, d'électrons transmis, de photons lumineux et de rayons X. L'exploitation de ces émissions permet de restituer la morphologie de l'échantillon et d'en fournir éventuellement (et très ponctuellement) l'analyse élémentaire. Les observations ont été réalisées grâce à un M.E.B. de modèle JEOL 6400 (sous la direction de M. Patrick Dudoignon, à l'Université de Poitiers) sur des lames minces préalablement recouvertes d'un film de carbone (métallisation) pour faciliter la conduction des électrons. Les images présentées sur la Fig. V.5 ont été prises en mode "électrons rétrodiffusés" (images A et B) afin de visualiser les contrastes chimiques (le taux d'émission de ces électrons étant fonction du poids atomique moyen de chaque minéral) ou en mode "électrons secondaires" (image C) pour des observations morphologiques précises.

La Fig. V.6A (échantillon MUG-2, Faataufi) permet d'établir qu'il existe un contraste chimique important entre un noyau d'H.T.I. et son environnement. En effet, la partie centrale rouille du noyau d'H.T.I. présenté sur l'image V.6A apparaît beaucoup plus dense (clair sur l'image) que la surcroissance épaisse d'olivine fraîche (en grisé). Puisque les résultats de l'analyse par diffractométrie de rayons X ont démontré que l'H.T.I. restait constituée très majoritairement d'olivine (diffractogramme MUG-12, Barque de Hiro, Fig. V.5), la Fig. V.6A permet de montrer que le noyau d'H.T.I. présenté est formé très vraisemblablement d'une olivine nettement plus ferrifère (plus dense) que l'olivine de la surcroissance épaisse fraîche environnante. Les noyaux d'H.T.I. apparaissent affectés par un système propre de fractures, qui semblent disposées parallèlement les unes aux autres et qui s'atténuent et disparaissent au niveau des contacts avec l'olivine de surcroissance encaissante. La Fig. V.6B montre que la bordure rouge-sombre des noyaux correspond à une zone fortement poreuse, dont la partie interne semble affectée par un réseau très régulier de microfissures radiales (Fig. V.6C). Le noyau d'H.T.I., comme sa bordure rouge poreuse, apparaissent "limpides" en mode "électrons secondaires" (Fig. V.6C), ce qui exclue l'hypothèse qu'ils soient constitués d'un agrégat cryptocristallin.

La Fig. V.6B montre également que la bordure poreuse des noyaux d'H.T.I. est limitée (partie externe) par un réseau de fines microfractures parallèles au contact avec la surcroissance fraîche. Nous supposons que ces microfractures peuvent servir de voies de propagation pour l'iddingsite de basse température. Dans les gabbros de Maupiti, en effet, les noyaux d'H.T.I. sont bordés fréquemment par des couronnes brun-ocre dont les contacts avec l'H.T.I. sont nets (Fig. V.7A et C). Nous interprétons ces couronnes ocres comme étant constituées d'iddingsite de basse température. La L.T.I. est, dans les cristaux concernés,

FIG V.6 - Observation des noyaux d'H.T.I. au microscope électronique à balayage (MEB)

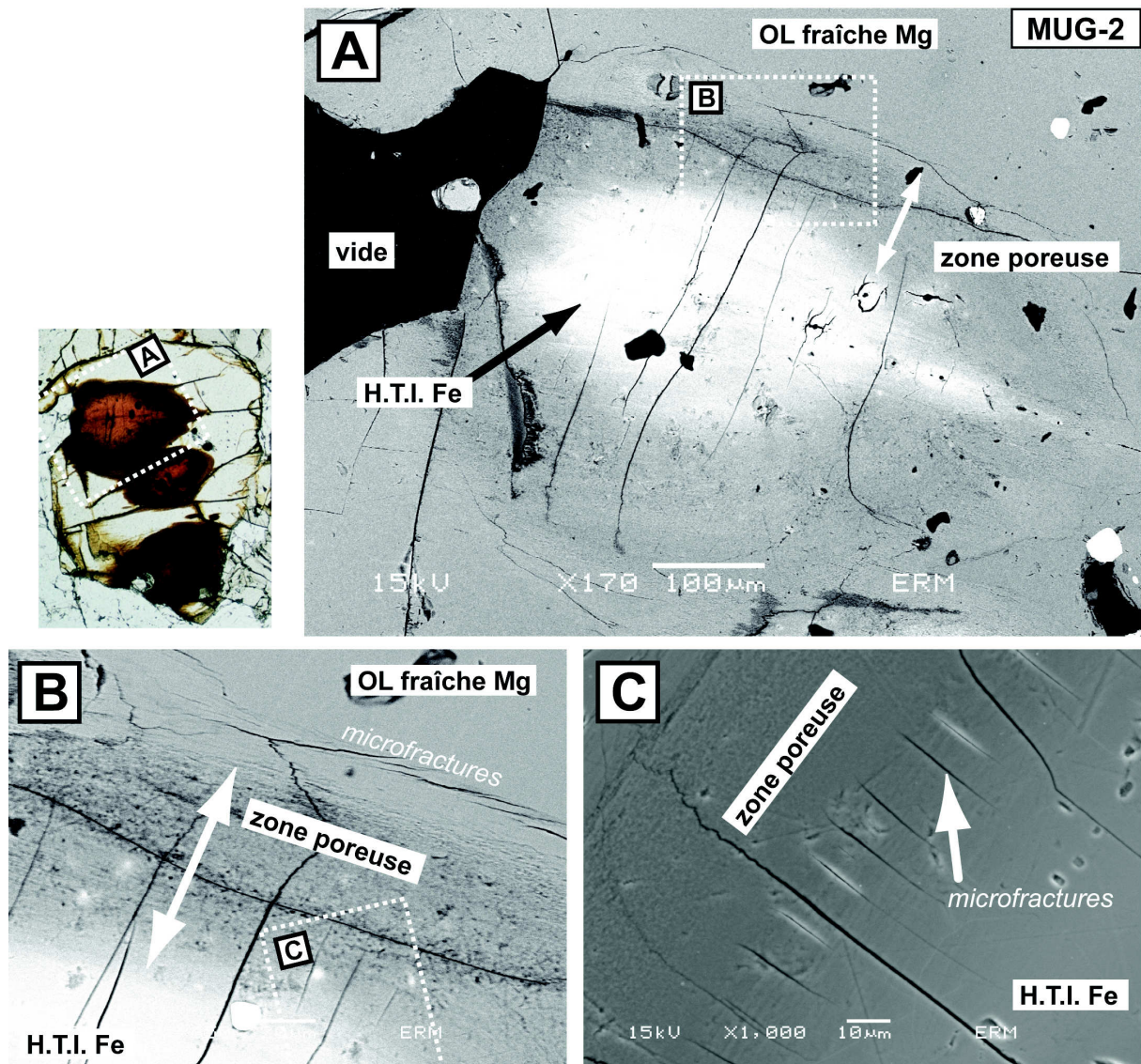


FIG. V.6: Photographies prises au Microscope Electronique à Balayage (M.E.B.) d'un noyau d'H.T.I. dans un cristal d'olivine de l'échantillon MUG-2 (intrusion du Faataufi).

A - L'emplacement du noyau d'H.T.I. photographié au MEB est indiqué (trait pointillé) sur la vue générale du cristal d'olivine prise au microscope optique en lumière naturelle. L'image A correspond à la rétrodiffusion des électrons. La variation du niveau de gris est fonction des variations de densité du matériel analysé. Plus précisément, les zones les plus claires correspondent au matériel le plus dense. Le noyau d'H.T.I. photographié apparaît ainsi nettement plus dense (ferrifère) que son environnement d'olivine magnésienne fraîche.

B - Vue de détail de la couronne poreuse (correspondant à la bordure rouge sombre du noyau d'H.T.I. sur l'image au microscope optique) qui la partie centrale d'H.T.I. ferrifère du reste de l'olivine magnésienne. L'image fait bien apparaître les microfractures qui limitent le noyau d'H.T.I.

C - Vue de détail (mode "électrons secondaires") de la partie interne de la zone poreuse, recoupée perpendiculairement par des fissures (10 - 30 µm de long) espacées d'une dizaine de mm et disposées de manière radiaire par rapport à la partie centrale du noyau d'H.T.I.

FIG V.7 - Différence optique entre les deux types d'iddingsite (Haute et Basse température - H.T.I. et L.T.I.)

FIG. V.7B: Détail de la photographie A montrant le contact entre les cristaux d'olivine et une vacuole tardi-magmatique dont le pourtour est tapissé de minéraux argileux. L'iddingsite de basse-température (L.T.I. - Low Temperature Iddingsite) se développe particulièrement au niveau de ces contacts et se propage vers l'intérieur des cristaux d'olivine.

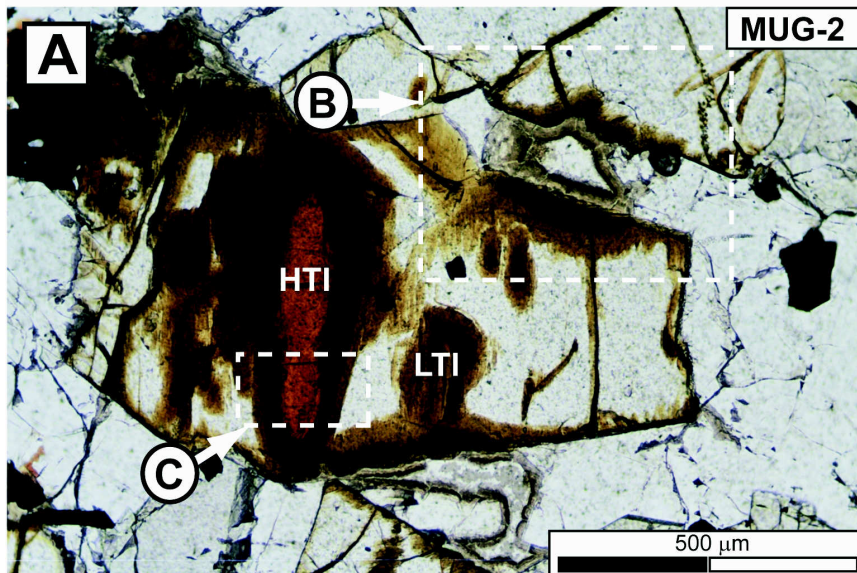
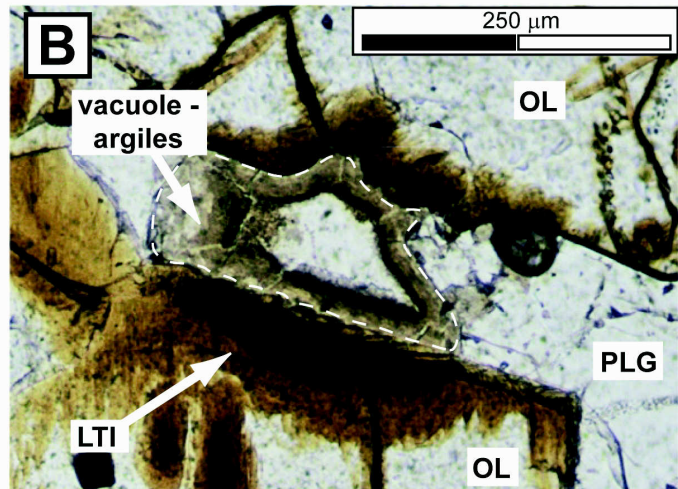
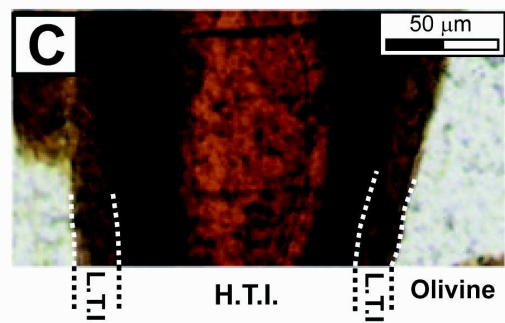


FIG. V.7A: Cristal d'olivine millimétrique (échantillon MUG-2 - intrusion du Faataufi) montrant à la fois l'iddingsite de haute température (H.T.I.) et celle de basse température (L.T.I.).

FIG. V.7C: Détail de l'image A montrant la différence entre l'iddingsite de basse température (L.T.I.) et celle de haute température (H.T.I.). La LTI est de couleur brune alors que l'HTI est franchement rouge sombre. Elles sont séparées l'une de l'autre par une limite nette (traits pointillés). La LTI, tardive, se développe vraisemblablement à la faveur des microfractures séparant le noyau d'HTI du reste de l'olivine.



d'aspect similaire à celle qui se développe tout spécialement au niveau des contacts entre les cristaux d'olivine et des vides diktytaxitiques, particulièrement nombreux dans les gabbros de l'intrusion du Faataufi (Fig. V.7A et B). Ces vides apparaissent remplis en partie par des minéraux argileux qui sont supposés se former, à partir d'une saumure résiduelle de la cristallisation du magma, à des températures inférieures à 325° (Mas 2000).

E – Analyses chimiques à la microsonde électronique et au M.E.B.

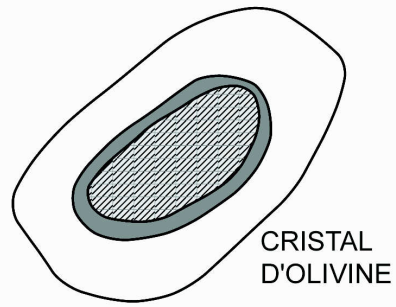
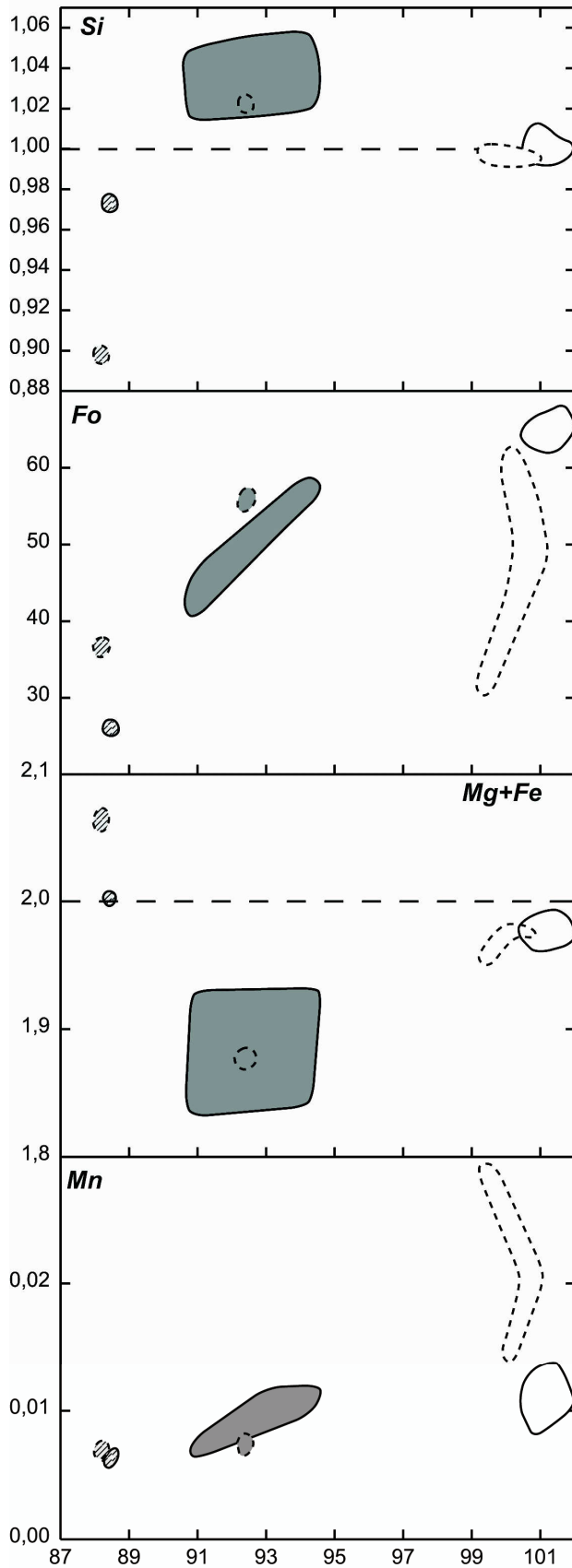
1 – Résultats obtenus par microsonde électronique

Les Figures V.8 et V.9 présentent, de manière synthétique, les résultats de l'ensemble des analyses chimiques effectuées par microsonde électronique sur les olivines et l'H.T.I. des gabbros du Faataufi et de la Barque de Hiro. Les données sont présentées en ANNEXE 2-13. Etant donné que les investigations menées par diffractométrie de rayons X et les observations au M.E.B. ont montré que l'H.T.I. était très majoritairement constituée d'olivine, tous nos résultats sont présentés en nombre de cations dans la formule structurale de l'olivine, en fonction du total de l'analyse chimique (% pondéral d'oxyde). Ce dernier paramètre permet en effet de discriminer systématiquement l'H.T.I. de l'olivine fraîche.

Les principales conclusions que nous pouvons retirer de l'examen des données acquises à la microsonde électronique sont les suivantes:

- Chimiquement, l'H.T.I. analysée dans les échantillons gabbroïques du Faataufi et celle analysée dans la poche pegmatitoïdique associée (MUG-6B) apparaissent similaires. De ce point de vue, nous remarquons aussi que l'H.T.I. analysée dans les gabbros du Faataufi est semblable à celle étudiée dans l'intrusion de la Barque de Hiro.
- Le total de l'analyse chimique boucle systématiquement entre 91 et 96% pour les bordures rouges des noyaux d'H.T.I. et les couronnes fines de MUG-14 (intrusion de la Barque de Hiro), et entre 67 et 88% pour les parties centrales rouilles-translucides des noyaux. Les investigations complémentaires ciblées à la microsonde montrent qu'aucun élément en trace (qui serait en ce cas non-détecté par l'analyse "en routine") ne peut expliquer ce déficit. La présence d'eau (eau libre ou ions hydroxyles OH⁻) dans l'olivine même, non détectée à la microsonde électronique, est une hypothèse pouvant rendre compte de ce résultat. Elle sera discutée plus loin (chapitre IX).

FIG V.8 - Chimie des olivines et de l'H.T.I. dans le massif gabbroïque du FAATAUFI - analyses microsonde



Surcroissance d'olivine fraîche
 Partie centrale du noyau d'H.T.I. (translucide, rouille)
 Bordure rouge-sombre du noyau

Les champs limités par des pointillés désignent les analyses des olivines de la pegmatitoïde MUG-6B

FIG. V.8: Compositions chimiques des olivines et des noyaux d'H.T.I. (parties centrales rouille et leurs bordures rouge-sombre) dans l'intrusion gabbroïque du Faataufi. Les champs en pointillés représentent les analyses effectuées dans la pegmatitoïde MUG-6B.

Les paramètres représentés sont, en fonction du total de l'analyse chimique (en % pondéral d'oxydes): Si (nombre de cations dans la formule structurale), le paramètre Fo ($=Mg/[Mg+Fe]$) ainsi que le nombre de cations en Mg+Fe, et Mn dans la formule structurale de l'olivine. La droite pointillée horizontale matérialise la valeur-repère correspondant à celle attendue théoriquement pour une olivine (pour Si, Mg+Fe).

Total analyse chimique (% pondéral)

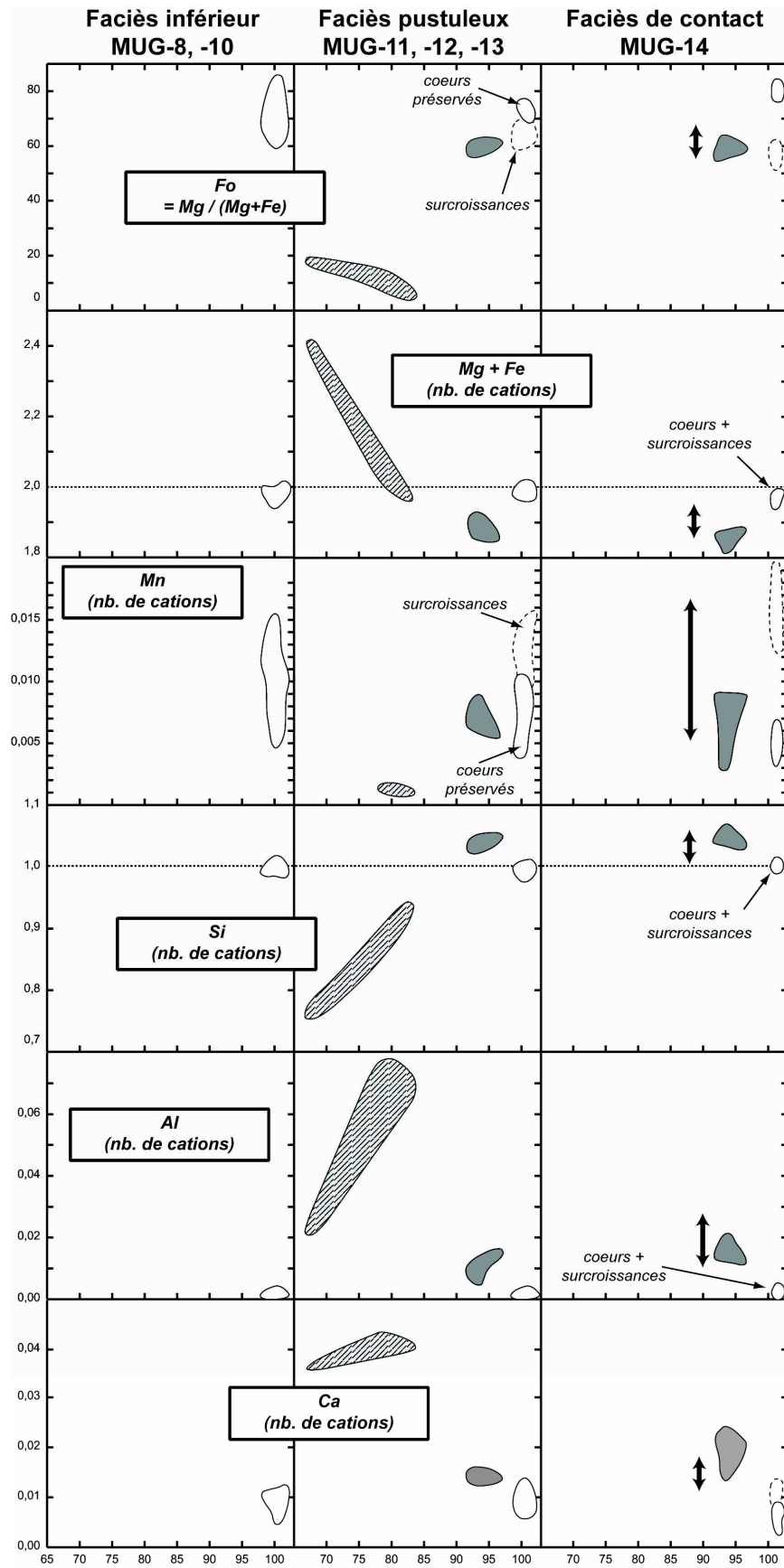


Fig. V.9: Chimie des olivines dans le massif gabbroïque de la BARQUE DE HIRO (Maupiti).

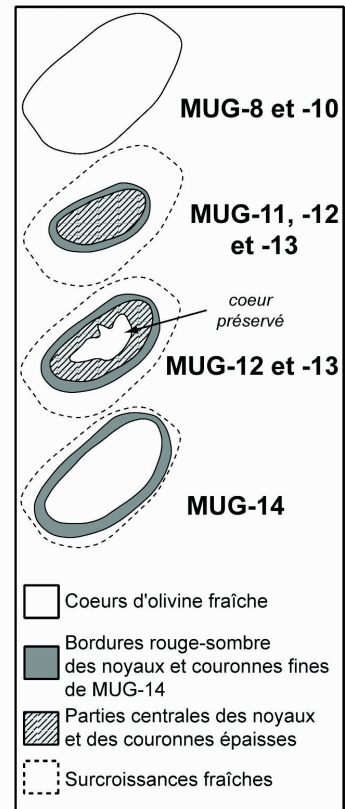


FIG. V.9: Compositions chimiques des olivines, des noyaux et des couronnes d'H.T.I. (parties centrales ferrifères et leurs couronnes rouge-sombre) dans l'intrusion gabbroïque de la Barque de Hiro. Les paramètres représentés sont, en fonction du total de l'analyse chimique (en % pondéral d'oxydes): le paramètre Fo ($=Mg/[Mg+Fe]$) ainsi que le nombre de cations en Mg+Fe, Mn, Si, Al et Ca dans la formule structurale de l'olivine. La droite pointillée horizontale matérialise pour certains paramètres représentés, la valeur-repère correspondant à celle attendue théoriquement pour une olivine (pour Si, Mg+Fe). La double-flèche en colonne de droite indique la gamme de valeurs déterminées par Caroff et al. (2000) et M. Caroff (comm. pers.) sur des couronnes d'H.T.I. d'un faciès comparable à celles de MUG-14 et dont le total analytique atteint 91,5 à 95%. Les parties fraîches des olivines correspondantes ont des compositions chimiques très semblables à celle des olivines de

Total analyse chimique (% pondéral)

- Le paramètre Fo (% du pôle "Forstérite" dans l'olivine analysée) confirme les résultats de l'imagerie M.E.B. (voir Fig. V.6A: échantillon MUG-2, Faataufi): les noyaux d'H.T.I. ont une composition très ferrifère. La valeur du paramètre Fo ($4 < Fo < 36$) confère aux *noyaux d'H.T.I. une nature fayalitique*. En parallèle, les analyses effectuées dans les bordures rouge-sombre des noyaux de MUG-12 et -13 (Barque de Hiro) fournissent des résultats comparables à celles effectuées dans les couronnes fines d'H.T.I. de MUG-14 (Barque de Hiro; Fig. V.8): des compositions $53 < Fo < 65$, pratiquement équivalentes à celles de l'olivine fraîche des surcroissances épaisses et fines, respectivement. Les cœurs d'olivine fraîche ceinturés par des couronnes d'H.T.I. (épaisses, MUG-12 et -13; fines, MUG-14: Barque de Hiro) apparaissent, eux, clairement plus magnésiens (Fo couramment supérieur à 70 et pouvant atteindre 85 pour MUG-14).
- A quelques nuances (toutefois importantes) près, la balance cationique déterminée grâce aux analyses chimique est, dans tous les cas, celle de l'olivine. Le nombre de cations de Si est, dans les parties d'H.T.I., proche de 1 pour une valeur de Mg+Fe voisine de 2. Les nuances importantes qui permettent de distinguer l'H.T.I. de l'olivine fraîche "normale" sont les suivantes:
 - Les parties centrales fayalitiques des noyaux d'H.T.I. (Fig. V.8 et V.9) ont systématiquement Si inférieur à 1 alors que les bordures rouge-sombre de ces noyaux et les couronnes fines d'H.T.I. de MUG-14 (Fig. V.9), au contraire, montrent $Si > 1$.
 - Dans les parties fayalitiques des noyaux d'H.T.I., $Mg+Fe \geq 2$ alors que les bordures rouge-sombre de ces noyaux et les couronnes fines d'H.T.I. de MUG-14 (Fig. V.9), au contraire, montrent des valeurs remarquablement similaires de Mg+Fe et toujours inférieures à 2.
- Pourtant aussi riches en fer (voir paramètre Fo) que les parties surcroissances des olivines, les bordures rouge-sombre de noyaux et les couronnes fines d'H.T.I. (MUG-14) apparaissent appauvris par rapport à elles en Mn (Fig. V. 8 et V.9) et présentent plutôt, en cet élément, des teneurs voisines de celles des olivines fraîches pourtant beaucoup plus magnésiennes.
- L'examen des teneurs en Al et Ca montre que les parties centrales des noyaux d'H.T.I. (fayalitiques) sont très nettement enrichies (ils peuvent contenir jusque 1% CaO et 1,7% Al₂O₃: Fig. V.9) en ces éléments par rapport aux bordures rouges de ces noyaux

et aux couronnes fines de MUG-14 (Barque de Hiro), qui sont elles-mêmes clairement enrichies par rapport aux olivines fraîches associées.

- L'examen de l'ensemble des paramètres chimiques montre qu'il existe une très grande similarité entre les bordures rouge-sombre des noyaux fayalitiques et les couronnes fines d'H.T.I. de MUG-14 (Fig. V.9).
- Enfin, la composition chimique (quel que soit l'élément ou le paramètre considéré) des couronnes d'H.T.I. du faciès de contact MUG-14 (Barque de Hiro) apparaît très similaire à celle des couronnes d'aspect semblable décrites dans des olivines de coulées basaltiques du Massif Central français (Neirebrousse, Le Battut, Bouzentès: Caroff et al. 2000; Martial Caroff, comm. pers.: Fig. V.9 colonne de droite).

2 – Profil chimique dans un noyau d'H.T.I. fayalitique au M.E.B.

La Fig. V.10 présente un profil de composition chimique effectué grâce au Microscope électronique à balayage (M.E.B.) de l'Université de Poitiers, qui permet des analyses quantitatives ponctuelles. Les 34 points analytiques sont positionnés sur une image M.E.B. en mode "électrons rétrodiffusés". Le profil recoupe un noyau fayalitique rouille d'H.T.I. de l'échantillon MUG-2 (Faataufi), sa bordure poreuse rouge-sombre et la surcroissance épaisse d'olivine fraîche encaissante Fo_{65} .

Pour tous les paramètres représentés, la bordure poreuse du noyau d'H.T.I. semble jouer le rôle d'une zone de transition entre la partie fayalitique dense de composition remarquablement constante (Fo_5) et l'olivine de la surcroissance épaisse magnésienne encaissante. Cette zone poreuse est marquée, en fonction du rapprochement du point analysé de la zone fayalitique, par la chute progressive du total de l'analyse chimique et la hausse progressive des teneurs en Al.

La comparaison des profils obtenus sur les nombres de cations en Si et Mg+Fe (Fig. V.10) montre que les évolutions de ces deux paramètres sont en parfaite opposition: les teneurs en Si augmentent ($Si > 1$) quand Mg+Fe devient inférieur à 2 dans les bordures poreuses. La tendance s'inverse dans la partie centrale fayalitique du noyau d'H.T.I. Ces résultats confirment parfaitement les données acquises à la microsonde électronique.

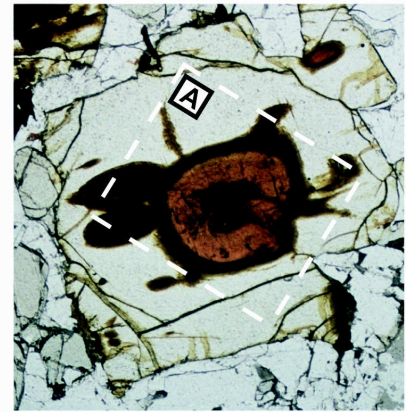
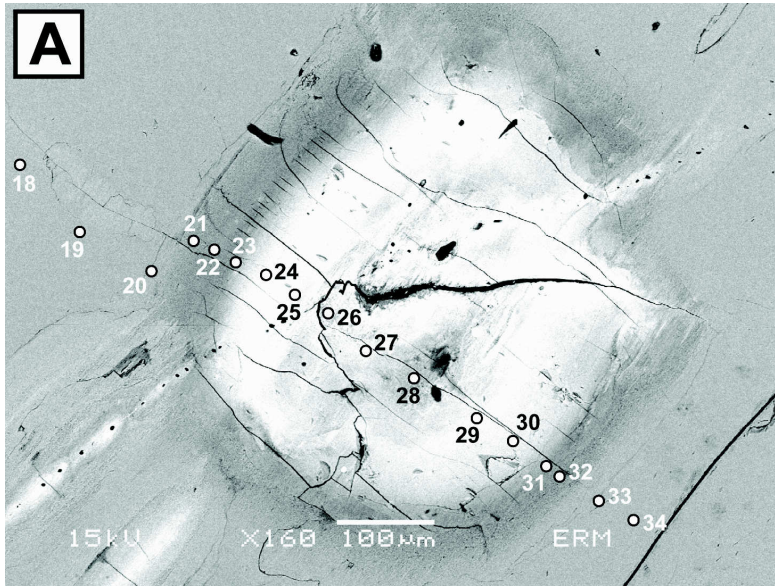
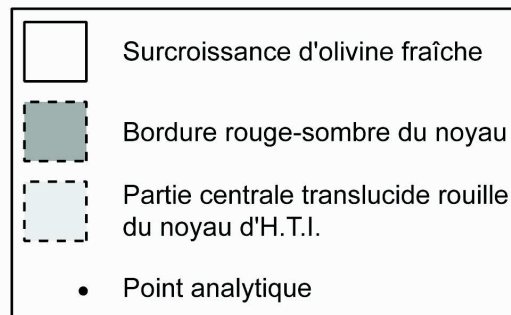
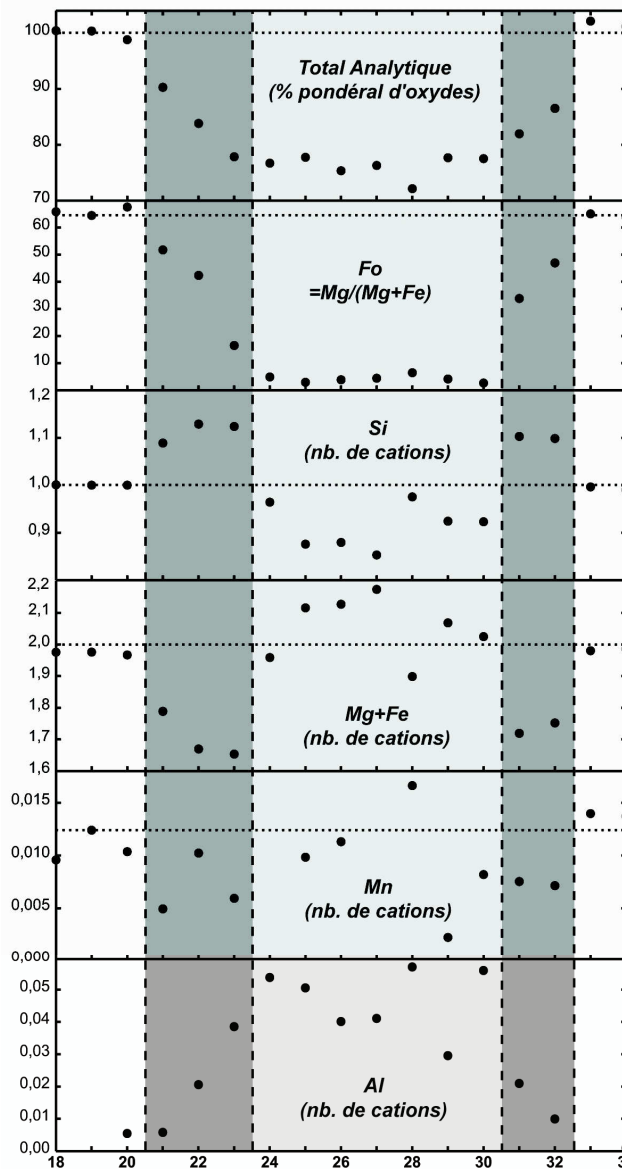


FIG V.10 - Variations chimiques observées le long d'un profil dans un noyau d'H.T.I. - Analyses ponctuelles au

Micro-scope Electronique à Balayage (M.E.B.)

FIG. V.10: Variations chimiques observées le long d'un profil dans un noyau d'H.T.I. du gabbro MUG-2 (intrusion du Faataufi). Les analyses ont été effectuées ponctuellement par microscopie électronique à balayage.

Les paramètres représentés sont, de haut en bas: le total de l'analyse chimique (en % pondéral d'oxydes), le paramètre Fo ($=Mg/[Mg+Fe]$) ainsi que le nombre de cations en Si, Mg+Fe, Mn et Al dans la formule structurale de l'olivine. La droite pointillée horizontale matérialise, pour certains paramètres (Total, Si, Mg+Fe), la valeur-repère correspondant à celle attendue théoriquement pour une olivine.



Numéro du point d'analyse dans le profil

Chapitre VI

DONNEES GEOCHIMIQUES

***Géochimie des éléments majeurs et en trace,
géochimie isotopique Sr-Nd des roches à texture
grossière de l'Archipel de la Société***

Dans ce chapitre, nous présentons de manière très synthétique les nouvelles données géochimiques (ANNEXES 3) acquises sur les roches à texture grossière de l'Archipel de la Société. L'analyse des concentrations en éléments majeurs et en élément en trace a été effectuée sur une sélection de 24 roches grenues du massif de Ahititera (Tahiti Nui) recouvrant l'ensemble des types pétrographiques rencontrés, 8 gabbros / théralites du massif de Faaroa (Raiatea), 8 pegmatitoïdes de l'intrusion de la Cloche de Hiro (Bora Bora) recouvrant l'ensemble de la gamme texturale observée, et 14 échantillons gabbroïques (et pegmatitoïdique) des deux intrusions de l'île de Maupiti.

Huit échantillons sur cet ensemble ont été ensuite sélectionnés pour l'analyse des rapports isotopiques en Sr et Nd; ces valeurs sont les premières données de ce type acquises sur des échantillons de roches à texture grossière provenant de l'Archipel de la Société. Les huit échantillons ont été choisis en tant que représentatifs chacun d'un groupe pétrographique (au sein d'un massif donné) ou d'une intrusion dans son ensemble: 3 roches grenues du massif de Tahiti Nui, 1 gabbro et 1 théralite du massif de Raiatea, 1 pegmatitoïde représentative de l'intrusion de Bora Bora et 2 gabbros issus des deux intrusions de Maupiti.

Dans l'objectif de mieux cerner la chronologie de la mise en place du complexe massif de Ahititera, à Tahiti Nui, nous avons procédé également à l'analyse en éléments majeurs et en trace de 13 échantillons laviques, sélectionnés sur la base d'un état de fraîcheur apparent satisfaisant, qui sont soit des dykes intrusifs dans le massif de roches grenues, soit des clastes échantillonnés dans les dépôts brèchiques environnants. Sur deux de ces échantillons (un dyke, un claste), nous avons déterminé les rapports isotopiques Sr-Nd.

Eléments majeurs et en trace

Les analyses ont été effectuées par M. Joseph Cotten (UMR 6538 "Domaines Océaniques"), à l'Université de Bretagne Occidentale (Brest), par la méthode ICP - AES.

La méthode d'analyse mise au point par Joseph Cotten et le fonctionnement de l'ICP - AES (spectromètre Perkin-Elmer 5000) sont décrits par Cotten et al. (1995). La méthode de préparation et de mise en solution des échantillons ne sera donc rappelée ici que brièvement. Les échantillons à analyser sont très finement broyés dans un broyeur en agate. La mise en solution est effectuée en attaquant 250 mg de poudre avec 4 ml d'un mélange concentré HF - HNO₃ dans un bêcher en Téflon. Ensuite, on complète par 96 ml de H₃BO₃ en solution aqueuse (25 g/l de H₃BO₃ et 0,5 g/l de CsCl) pour neutraliser HF en excès et dissoudre les fluorures précipités, CsCl agissant comme un tampon du phénomène d'ionisation dans la flamme et le plasma d'argon.

A – Les roches grenues du Massif de Ahititera (Tahiti Nui)

Le groupe des 24 échantillons de roches grenues tahitiennes analysées se compose de 2 clinopyroxénolites, 6 gabbros, 4 théralites, 3 hornblendites, 5 essexites, 5 (monzo-)syénites néphéliniques et 1 syénite.

1 – Eléments majeurs (Fig. VI.1)

La Fig. VI.1 présente l'évolution, en fonction de la teneur en silice, des concentrations (en % pondéraux d'oxydes) de quelques éléments majeurs. En règle générale, l'état de fraîcheur des échantillons se révèle satisfaisant puisque la perte au feu est inférieure à 2,5 à l'exception de la clinopyroxénolite (THG-10B) et des deux (monzo-)syénites néphéliniques (THG-3B et -19) présentant une perte au feu (P.F.) comprise entre 3,25% et 4,34%.

Les hornblendites à clinopyroxène forment un groupe chimiquement plutôt homogène et sont caractérisés par les teneurs en silice les plus faibles parmi les roches à texture grossière tahitiennes (de 36 à 39%). Elles se différencient de la plupart des autres échantillons mafiques

**Géochimie des éléments majeurs dans les roches grenues
du Massif de Ahititera (Tahiti Nui)**

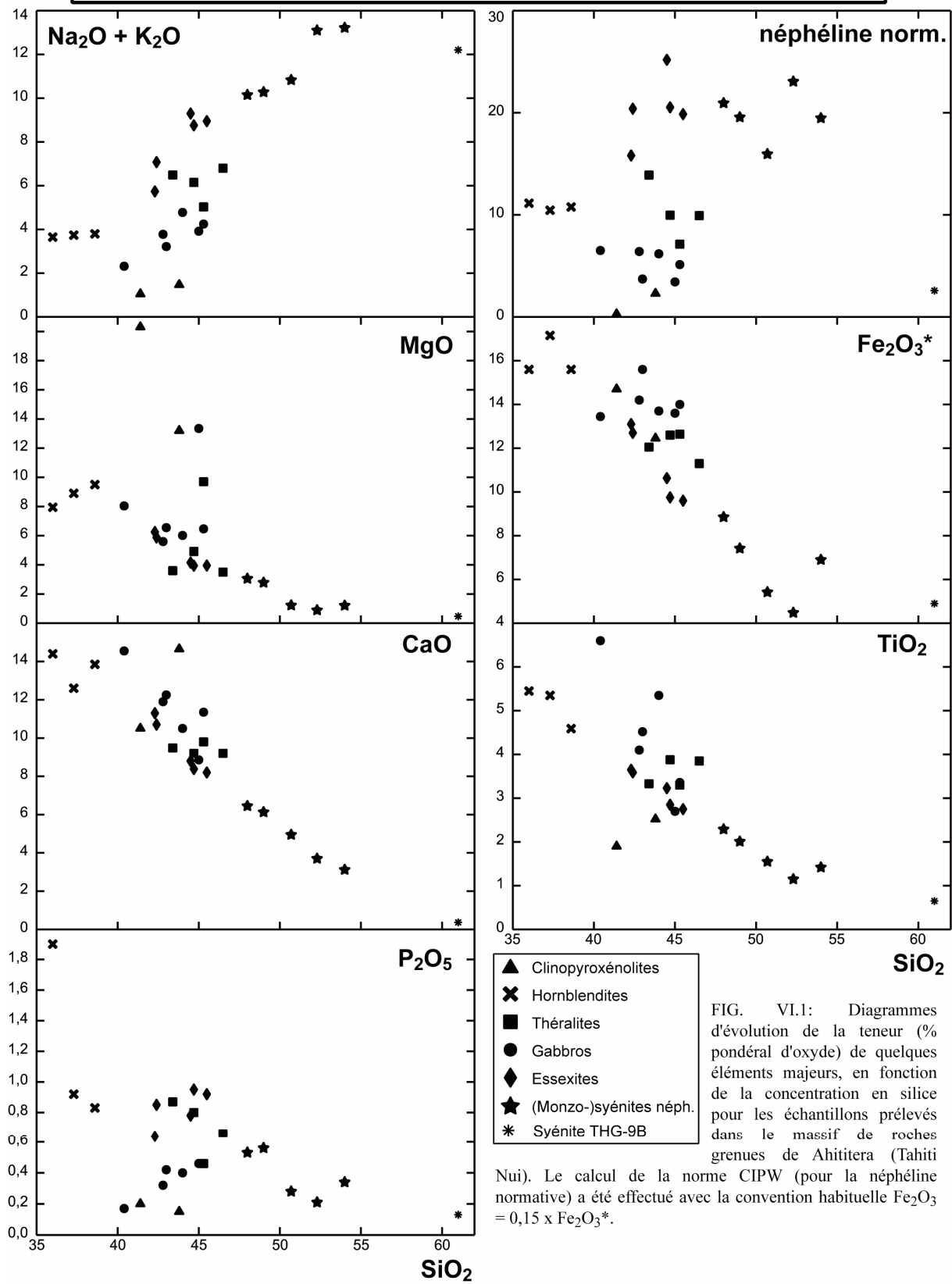


FIG. VI.1: Diagrammes d'évolution de la teneur (% pondéral d'oxyde) de quelques éléments majeurs, en fonction de la concentration en silice pour les échantillons prélevés dans le massif de roches grenues de Ahititera (Tahiti Nui). Le calcul de la norme CIPW (pour la néphéline normative) a été effectué avec la convention habituelle $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,15 \times \text{Fe}_2\text{O}_3^*$.

(clinopyroxénolites, gabbros, théralites) par des concentrations en Fe_2O_3^* et CaO clairement plus élevées. Les clinopyroxénolites, quant à elles, s'individualisent par des teneurs très élevées en MgO (supérieures ou égales à 13%, indices du phénomène de cumulation en minéraux mafiques, pyroxènes et olivines) et très basses en alcalins ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) et P_2O_5 . Par rapport aux autres roches mafiques, ces roches possèdent aussi des teneurs plus faibles en TiO_2 ($\leq 2,52\%$).

Il est possible de distinguer gabbros et théralites par la teneur en néphéline normative, comprise entre 3,44 et 6,51% dans le cas des gabbros et entre 7,13 et 13,9% dans le cas des théralites. Pour des teneurs en silice sensiblement équivalentes (40,4 à 46,5%), les théralites sont, par rapport aux gabbros, plus riches en alcalins ($\geq 5\%$), en Fe_2O_3^* ($\geq 11,3\%$) et moins riches en CaO ($\leq 9,2\%$).

De même, plusieurs paramètres permettent de dissocier les essexites des (monzo-)syénites néphéliniques. Les deux types pétrographiques sont caractérisés par des teneurs en néphéline normative élevées mais équivalentes ($\geq 15,8\%$). Toutefois, Les (monzo-)syénites néphéliniques sont toujours, par rapport aux essexites, enrichies en alcalins ($> 10\%$) et moins riches en Fe_2O_3^* ($\leq 8,85\%$), en MgO ($\leq 3,05\%$), en CaO ($\leq 6,45\%$) et en P_2O_5 ($\leq 0,56\%$).

Il est à noter que seul l'examen de la concentration en néphéline normative permet de distinguer chimiquement les essexites, très néphélinifères, des théralites. Dans les essexites, la composition en éléments majeurs se révèle extrêmement sensible à la proportion modale d'amphibole calcique qui évolue entre 18 et 38% (Tab. II.1). Dans les roches très riches en amphiboles (THG-3A et -11A), il est en effet possible qu'une fraction de ces minéraux ait été accumulée, perturbant ainsi les teneurs initiales en fer, magnésium, calcium et titane (car les amphiboles formées sont principalement des kaersutites riches en Ti: voir chapitre IV).

2 – Éléments en trace (Fig. VI.2 et 3)

La Fig. VI.2 présente, pour les roches grenues du massif de Ahititera, les variations des teneurs (en ppm) en quelques éléments en trace en fonction de la concentration en Th. Cet élément peut être considéré comme très incompatible (e.g., Villemant et al. 1981, Villemant et Treuil 1983), compte tenu des minéraux observés en lame mince dans les roches tahitiennes (voir chapitres III et IV), lesquels sont peu susceptibles de l'incorporer. La Fig. VI.3 présente les spectres de terres rares normalisés aux chondrites moyennes (composition donnée par Sun

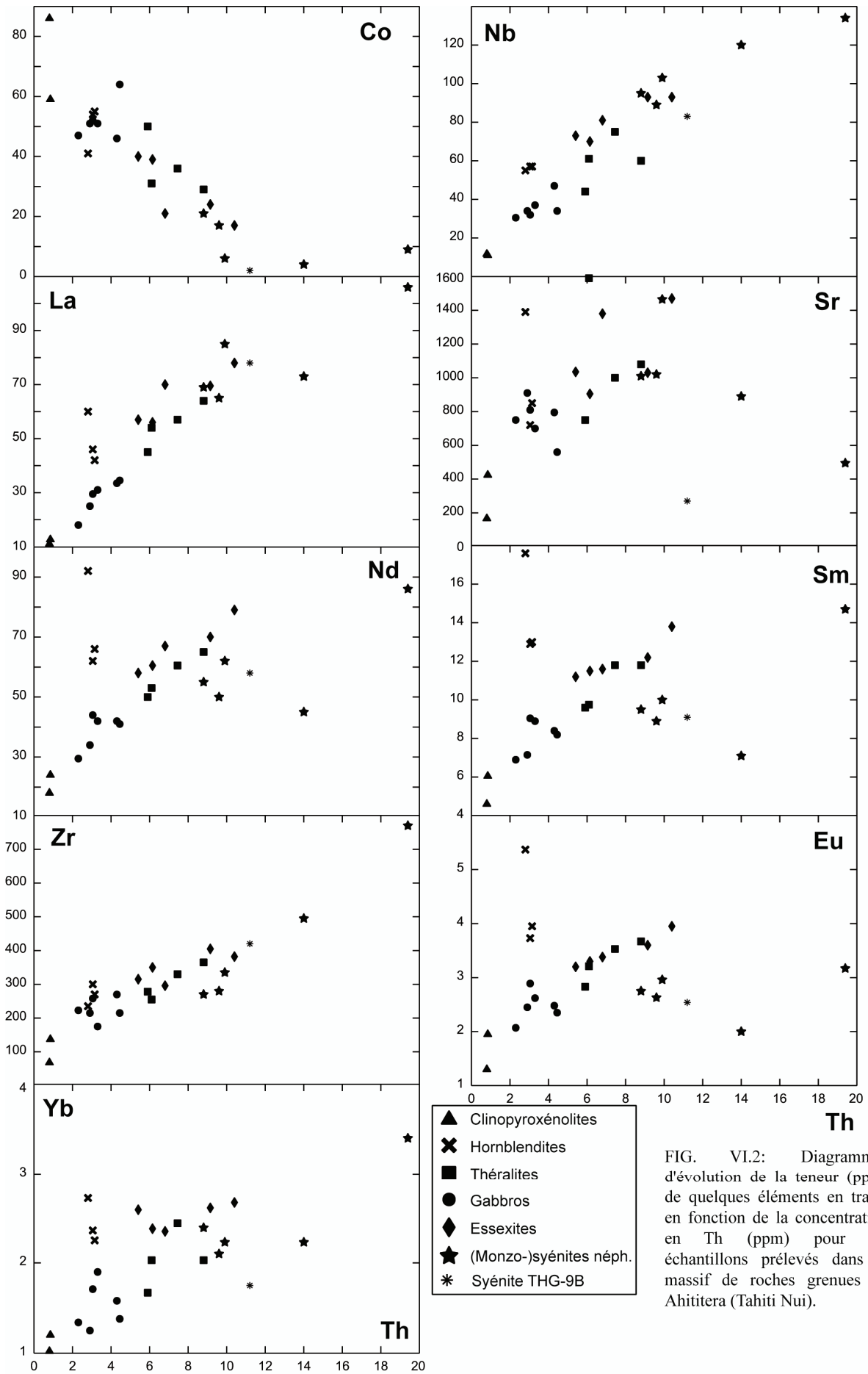


FIG. VI.2: Diagrammes d'évolution de la teneur (ppm) de quelques éléments en trace, en fonction de la concentration en Th (ppm) pour les échantillons prélevés dans le massif de roches grenues de Ahititera (Tahiti Nui).

**Spectres de terres rares normalisés aux chondrites
pour certaines roches du massif de Ahititera (Tahiti Nui)**

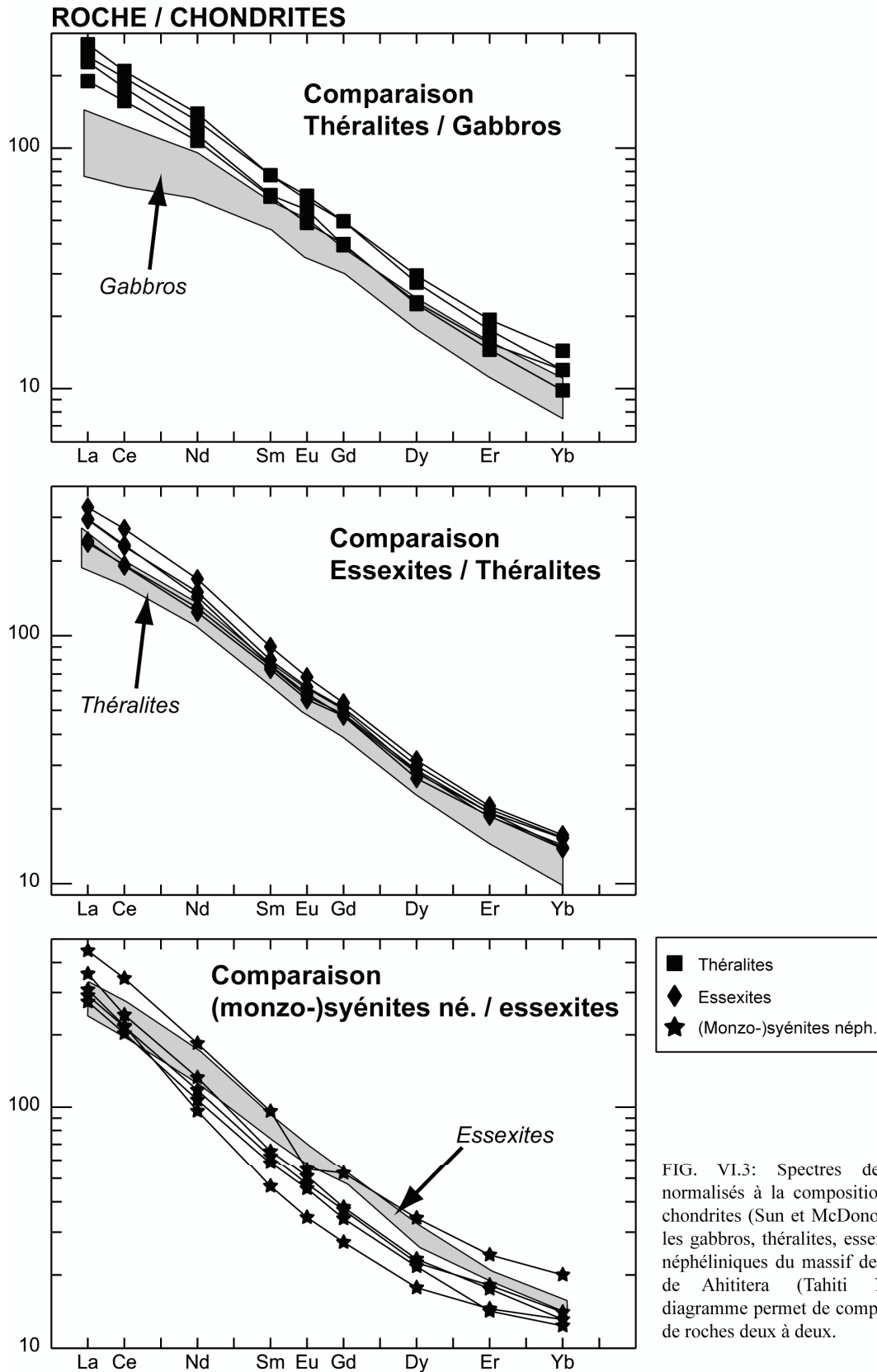


FIG. VI.3: Spectres de terres rares normalisés à la composition moyenne des chondrites (Sun et McDonough 1989) pour les gabbros, théralites, essexites et syénites néphéliniques du massif de roches grenues de Ahititera (Tahiti Nui). Chaque diagramme permet de comparer les groupes de roches deux à deux.

et McDonough 1989) des quatre types pétrographiques les plus représentés dans notre échantillonnage (gabbros, théralites, essexites et syénites néphéliniques).

La teneur en Co, élément en trace compatible dans les minéraux ferro-magnésiens, est corrélée négativement avec celle du thorium. Les cumulats clinopyroxénolitiques sont, logiquement, très riches en Co (jusque 87 ppm). Les gabbros ont des teneurs en Co comprises entre 46 et 64 ppm et en moyenne supérieures à celles relevées dans les théralites.

De manière globale, les théralites montrent des concentrations plus élevées en éléments en trace incompatibles que les gabbros (Fig. VI.2 et VI.3). Les spectres de terres rares de la Fig. VI.3 montrent que la différence est particulièrement marquée dans le cas des terres rares légères (La à Nd): $18 \leq La \leq 34,5$ ppm pour les gabbros, $45 \leq La \leq 64$ ppm pour les théralites.

La différence entre les théralites et les essexites est faible (Fig. VI.3). De manière générale, à teneur en Th équivalente, une essexite montre des concentrations en éléments en trace incompatibles sensiblement supérieures à celles d'une théralite (par exemple La, Nd et Nb, Fig. VI.2). Les spectres de terres rares (Fig. VI.3) des deux types pétrographiques sont globalement parallèles.

La distinction, du point de vue des concentrations en éléments en trace incompatibles, entre les deux principaux types de roches les plus sous-saturées (essexites et syénites néphéliniques) est nette (Fig. VI.2). Pour les HFSE (Nb, Zr, Th), les (monzo-)syénites ont des concentrations systématiquement supérieures à celles des essexites: il existe une corrélation linéaire positive dans les diagrammes HFSE vs. Th. Pour La ou Yb, les concentrations ne semblent, en moyenne, pas augmenter d'un type pétrographique à l'autre. En revanche, dans le cas des terres rares moyennes (Sm et Eu), les teneurs sont systématiquement inférieures dans les (monzo-)syénites néphéliniques. Ceci explique l'allure des spectres de terres rares représentés en Fig. VI.3: par rapport à ceux des essexites, les spectres des (monzo-)syénites sont incurvés au niveau des terres rares moyennes.

Du point de vue des concentrations en éléments en trace, les hornblendites à clinopyroxène sont atypiques. Pour des teneurs en Th (faibles) voisines de celles mesurées dans les gabbros, les orthocumulats hornblenditiques présentent des concentrations en terres rares moyennes et lourdes (Nd, Sm, Eu, Yb) exceptionnellement élevées.

B – Quelques éléments sur la chimie des dykes et clastes laviques échantillonnés à Tahiti Nui

La Fig. VI.4 présente la variation de quelques paramètres rendant compte, brièvement, de la diversité géochimique des échantillons effusifs collectés dans l'aire d'affleurement du massif de roches grenues de Ahititera. Les échantillons analysés sont au nombre de 13. Il s'agit des 2 grands dykes de puissance décamétrique observés aux marges du massif grenu (THG-12B et -15A: voir chapitre II), de 5 dykes intrusifs dans les formations grenues (clinopyroxénolites, essexites et syénite) et de 6 clastes échantillonnés au sein des formations bréchiques épiciastiques. L'état de fraîcheur des échantillons est globalement satisfaisant: les valeurs de la perte au feu sont comprises entre 0,4 et 3,3% (THG-10D).

La Fig. VI.4A montre que 8 laves échantillonnées ont une composition mafique, 3 sont intermédiaires et 2 évoluées. Apparemment, il n'existe aucune relation entre le type pétrographique et le lieu d'échantillonnage de chaque roche. Nous recensons:

- 3 basaltes alcalins: THG-12B, -20 et -21A;
- 1 trachybasalte potassique: THG-15A;
- 2 téphrites: THG-16C et 9C4;
- 5 basanites: THG-9C1, -9D6, -10D, -18A et -18B; et
- 2 phonotéphrites: THG-5A et -10A.

De manière générale, il semble qu'on puisse dissocier les laves mafiques en deux ensembles bien distincts dans le diagramme Ne_N vs. SiO_2 (Fig. VI.4B). En effet, il est possible clairement d'individualiser un groupe de laves très sous-saturées ($Ne_N \geq 6\%$ et $SiO_2 < 45\%$) et un groupe de laves modérément sous-saturées ($Ne_N < 4\%$ et $SiO_2 > 45\%$).

C – Les théralites et gabbro du Massif de Faaroa (Raiatea)

La Fig. VI.5 présente l'évolution, en fonction de la teneur en silice, des concentrations (en % pondéraux d'oxydes) de quelques éléments majeurs pour les gabbros et les théralites du Massif de Faaroa. Nous avons également reporté sur la Fig. VI.5, à titre comparatif, les champs correspondant aux compositions en éléments majeurs des différents groupes de laves mafiques répertoriées à Raiatea (basaltes alcalins et tholéitiques, basanites et téphrite). L'état de fraîcheur des échantillons de roches grenues analysés dans le cadre de notre travail se révèle très bon puisque la perte au feu est toujours comprise entre 0 et 1%.

Paramètres géochimiques des clastes et dykes échantillonnés à Tahiti Nui

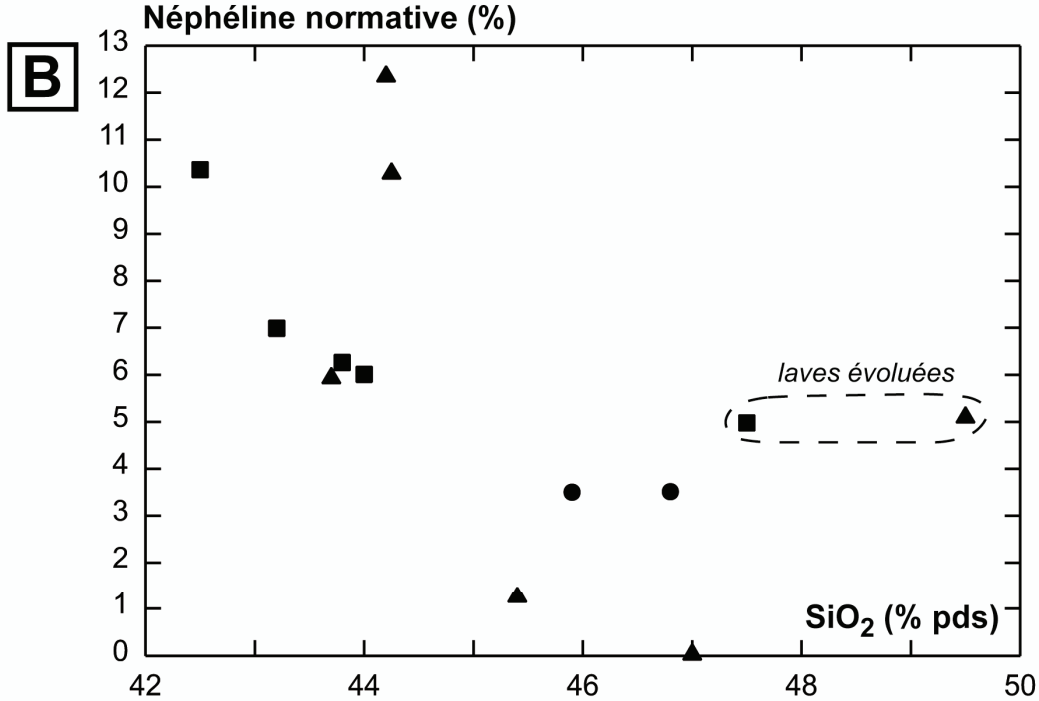
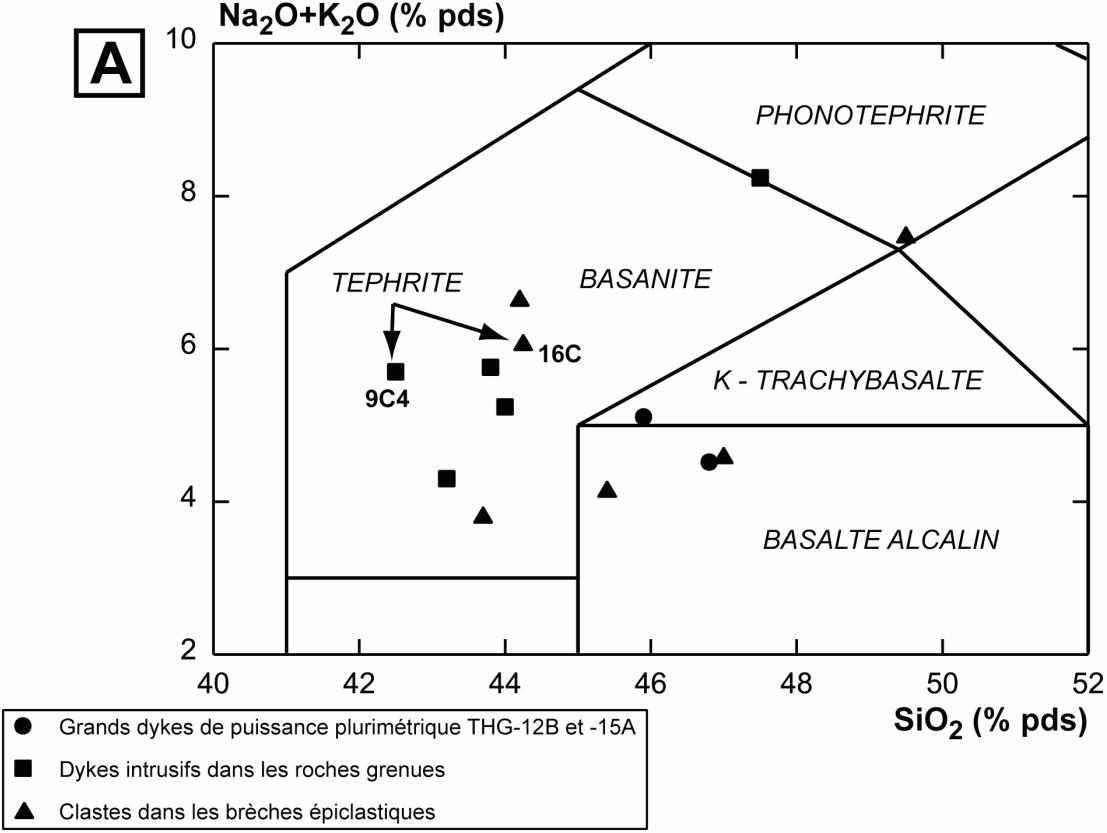
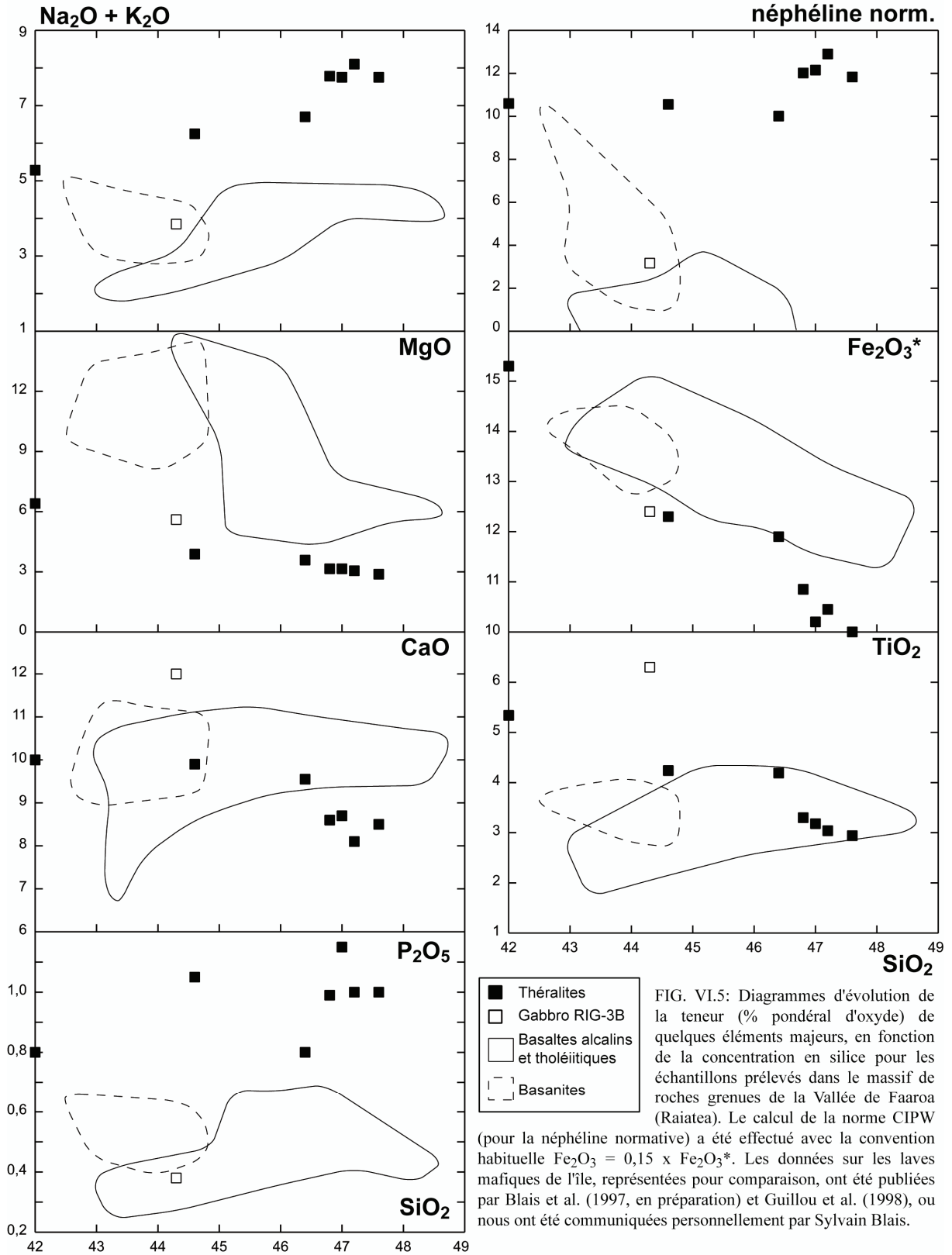


FIG. VI.4: Quelques paramètres géochimiques (éléments majeurs) relatifs aux échantillons laviques de Tahiti Nui, dans le diagramme T.A.S.
 A - Classification des échantillons dans le diagramme T.A.S. de Le Bas et al. (1986).
 B - Evolution de la proportion de néphéline normative.

**Géochimie des éléments majeurs dans les théralites et gabbros
du Massif de Faoroa (Raiatea)**



Les 7 échantillons théralitiques apparaissent relativement atypiques par rapport aux laves mafiques de l'île (Fig. VI.5). Les théralites se révèlent plus sous-saturées en silice ($Ne_N > 10\%$) que les basaltes et les basanites mais aussi, en moyenne, nettement plus alcalines ($Na_2O + K_2O > 5\%$), plus riches en phosphore ($P_2O_5 \geq 0,8\%$), et moins magnésiennes ($MgO < 6,5\%$).

Le gabbro RIG-3B se différencie nettement des théralites pour la plupart des éléments (Fig. VI.5). Il est en effet moins sous-saturé ($Ne_N = 3,16\%$) et moins alcalin, mais il est aussi clairement plus calcique et plus titanifère ($TiO_2 = 6,3\%$ et toujours inférieur à $5,5\%$ dans le cas des théralites) et beaucoup moins riche en phosphore. Le gabbro RIG-3B présente des compositions en éléments majeurs qui sont proches de celles analysées dans les basaltes de Raiatea (excepté pour CaO et TiO_2 , éléments pour lesquels les teneurs gabbroïques sont plus élevées).

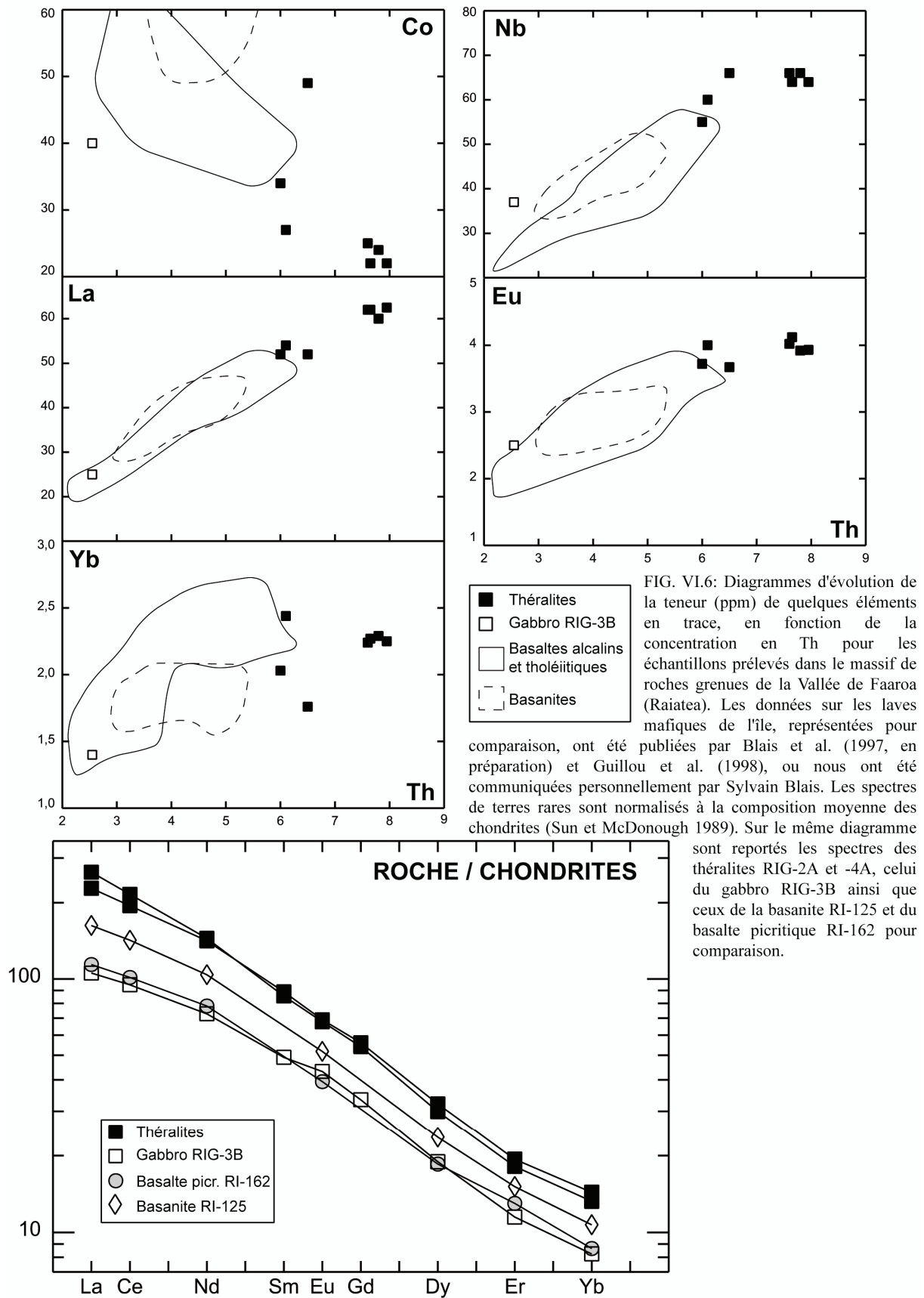
La Fig. VI.6 présente l'évolution, en fonction de la teneur Th (ppm), des concentrations de quelques éléments en trace pour les gabbros et les théralites du Massif de Faaroa. La figure comprend également les spectres de terres rares déterminés pour deux théralites et le gabbro RIG-3B, et comparés à ceux d'échantillons effusifs de compositions similaires.

Comme dans le cas des éléments majeurs, les théralites sont atypiques par rapport aux basaltes et basanites de Raiatea. La plupart des éléments en trace suivent le comportement du La et du Nb (dans le cas des éléments en trace incompatibles) ou du Co (dans le cas des éléments compatibles): en règle générale, les teneurs en élément en trace incompatibles sont supérieures à celles relevées dans les laves mafiques et il existe une corrélation globale positive entre les évolutions du Th et celles des autres éléments incompatibles.

Le gabbro RIG-3B se différencie très nettement des théralites par des teneurs en éléments en trace incompatibles inférieures.

Les teneurs en certains éléments (Co, Nb, Th, La: Fig. VI.6) permettent de distinguer deux groupes au sein des théralites. Le premier groupe (3 théralites dont RIG-4A et RIG-1E) est en effet caractérisé par des teneurs en Co supérieures et en La, Th et Nb inférieures (ou égales) à celles analysées dans un second groupe (4 théralites dont RIG-2A). Cette distribution n'a aucun lien apparent avec la localisation géographique. En effet, RIG-1E et RIG-1B, échantillonnés à quelques mètres de distance sont caractérisés pourtant par des teneurs en Co, Th, La et Nb différentes. L'échelle utilisée pour la représentation des spectres de terres rares (Fig. VI.6) ne permet pas, sauf dans le cas du La, de visualiser la distinction

Géochimie des éléments en traces dans les théralites et gabbros du Massif de Faaroa (Raïatea)



entre les deux groupes de théralites (exemples: RIG-2A et RIG-4A). Le gabbro RIG-3B, quant à lui, possède un spectre de terres rares clairement différent de celui des théralites, mais semblable à celui de plusieurs basaltes, tel que celui de la picrite RI-162, représenté à titre de comparaison sur la Fig. VI.6.

D – L'intrusion pegmatitoïdique de la Cloche de Hiro (Bora Bora)

Malgré la présence indiscutable de minéraux secondaires en remplissage de vésicules ou des vides diktytaxitiques (voir chapitre III), la perte au feu des échantillons de l'intrusion pegmatitoïdique de Bora Bora a une valeur satisfaisante, toujours supérieure à 1% mais inférieure dans tous les cas à 2,5%. La Fig. VI.7 présente l'évolution, en fonction de la teneur en silice, des concentrations (en % pondéraux d'oxydes) de quelques éléments majeurs pour ces échantillons: 3 pegmatitoïdes, 3 échantillons non-pegmatitoïdiques et 2 échantillons texturalement intermédiaires. La classification de ces roches (dans le diagramme T.A.S. de Le Bas et al. 1986) est présentée dans la Fig. III.6B. Nous avons également reporté sur la Fig. VI.7, à titre comparatif, le champ correspondant aux compositions en éléments majeurs des basaltes alcalins et légèrement tholéiitiques (à olivine) échantillonnés dans le reste de l'île.

Les roches à texture grossière de Bora Bora se révèlent plus sous-saturées que toutes les laves échantillonnées jusqu'alors dans l'île ($1,5\% < Ne_N < 5,5\%$) alors que les basaltes alcalins ont systématiquement des teneurs en néphéline normative inférieures à 1,5%. Elles sont également plus alcalines et (à l'exception de l'échantillon non-pegmatitoïdique BBG-10), moins magnésiennes.

Si la gamme de concentration en silice des roches de l'intrusion pegmatitoïdique est plutôt restreinte (de 45,4 à 47,4%), l'évolution des teneurs en la plupart des éléments majeurs semble en revanche corrélée avec la nature texturale. En effet, la transition texturale depuis les échantillons non-pegmatitoïdiques jusqu'aux pegmatitoïdes coïncide avec l'augmentation des teneurs en $Fe_2O_3^*$ (10,2 – 14,1%), en P_2O_5 (0,43 – 0,86%) et en TiO_2 (2,57 – 4,57%).

L'évolution des teneurs en éléments en trace des échantillons de l'intrusion pegmatitoïdique de Bora Bora est figurée sur les diagrammes de la Fig. VI.8. De manière générale, tous les éléments en trace incompatibles (voir à titre d'exemples La, Nb, Sm, Er: Fig. VI.8) suivent un schéma de variation identique. On constate en effet une augmentation des teneurs en ces éléments corrélée linéairement à celle de Th. Cette évolution, comme c'est le

Géochimie des éléments majeurs des pegmatitoïdes de l'intrusion de la Cloche de Hiro (Bora Bora)

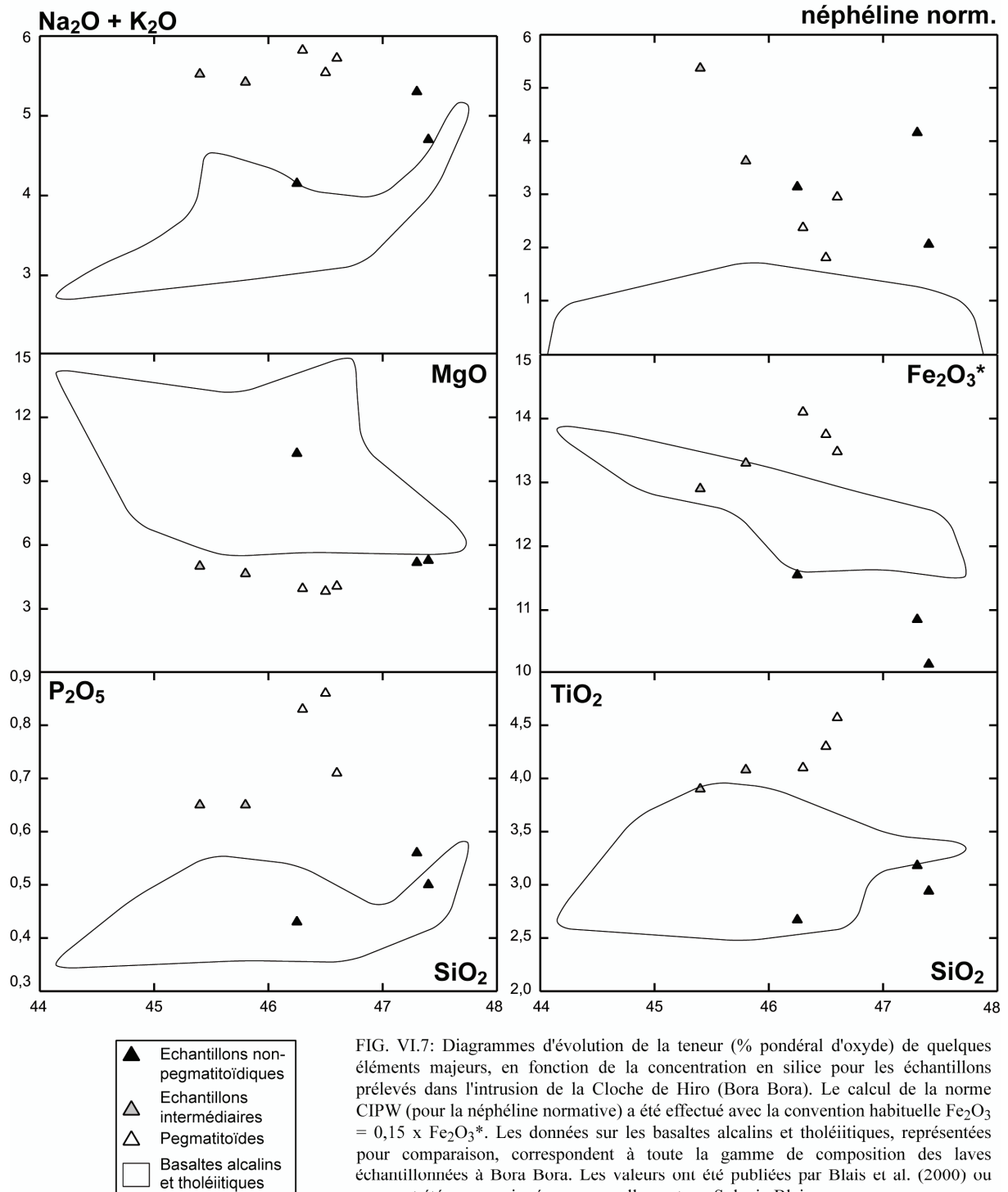


FIG. VI.7: Diagrammes d'évolution de la teneur (% pondéral d'oxyde) de quelques éléments majeurs, en fonction de la concentration en silice pour les échantillons prélevés dans l'intrusion de la Cloche de Hiro (Bora Bora). Le calcul de la norme CIPW (pour la néphéline normative) a été effectué avec la convention habituelle $Fe_2O_3 = 0,15 \times Fe_2O_3^*$. Les données sur les basaltes alcalins et tholéiitiques, représentées pour comparaison, correspondent à toute la gamme de composition des laves échantillonnées à Bora Bora. Les valeurs ont été publiées par Blais et al. (2000) ou nous ont été communiquées personnellement par Sylvain Blais.

Géochimie des éléments en traces dans les pegmatitoïdes de l'intrusion de la Cloche de Hiro (Bora Bora)

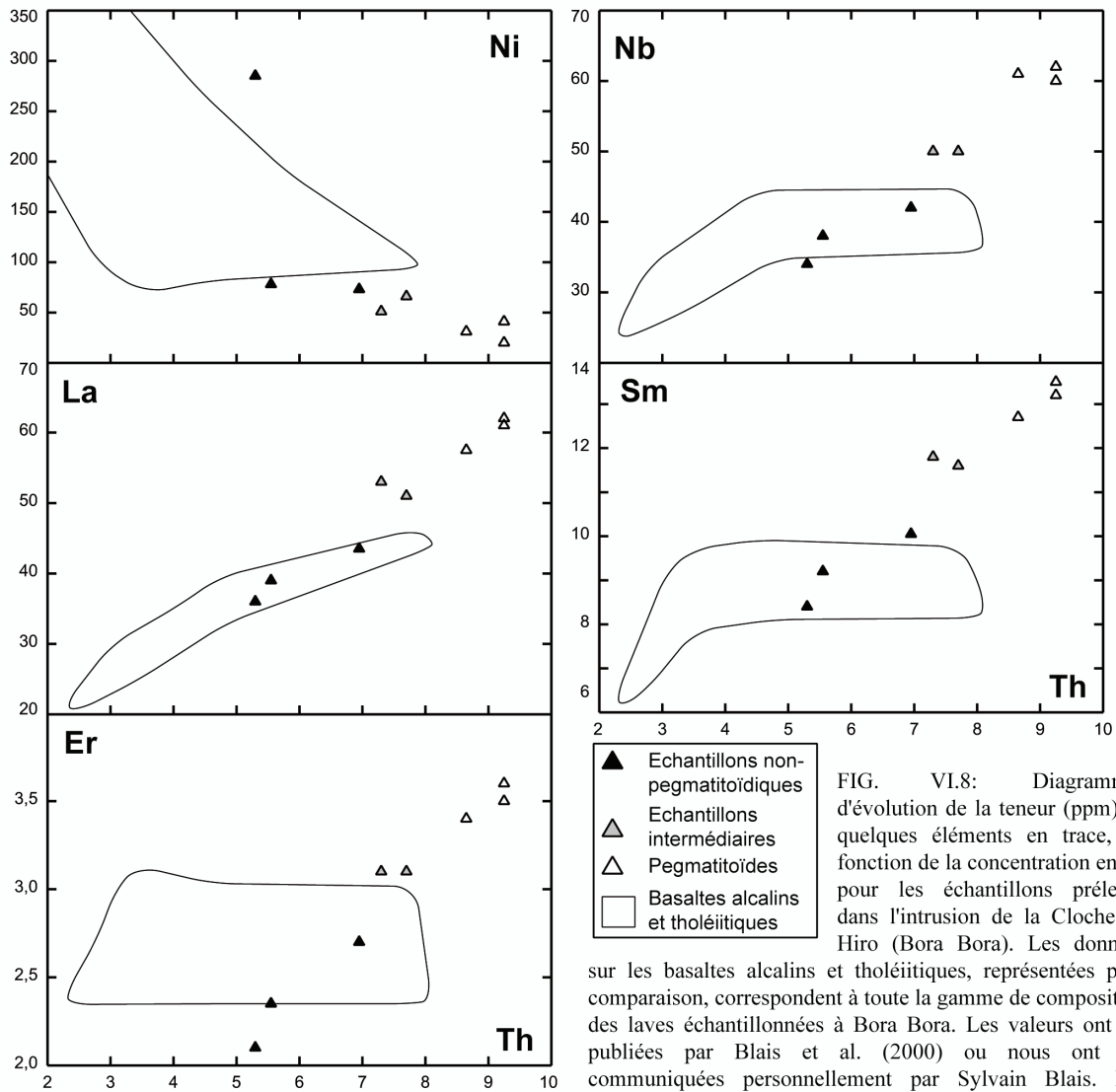
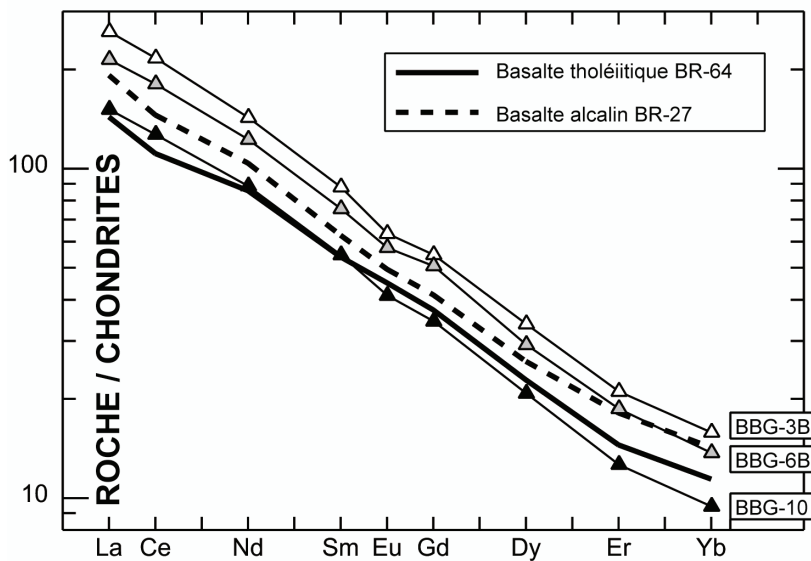


FIG. VI.8: Diagrammes d'évolution de la teneur (ppm) de quelques éléments en trace, en fonction de la concentration en Th pour les échantillons prélevés dans l'intrusion de la Cloche de Hiro (Bora Bora). Les données sur les basaltes alcalins et tholéitiques, représentées pour comparaison, correspondent à toute la gamme de composition des laves échantillonnées à Bora Bora. Les valeurs ont été publiées par Blais et al. (2000) ou nous ont été communiquées personnellement par Sylvain Blais. Les spectres de terres rares sont normalisés à la composition moyenne des chondrites (Sun et McDonough 1989). Sur le même diagramme sont reportés les spectres de la pegmatitoïde BBG-3B, de l'échantillon non-pegmatitoïdique BBG-10 et de la roche texturalement intermédiaire BBG-6B. A titre comparatif, le diagramme comporte également les spectres du basalte alcalin BR-27 et celui du basalte tholéitique BR-64.



cas pour les éléments majeurs, est très bien reliée à la variation texturale: les échantillons franchement pegmatitoïdiques forment un groupe chimiquement homogène de roches qui sont systématiquement les plus enrichies en éléments incompatibles. Les échantillons non-pegmatitoïdiques sont, quant à eux, les plus appauvris.

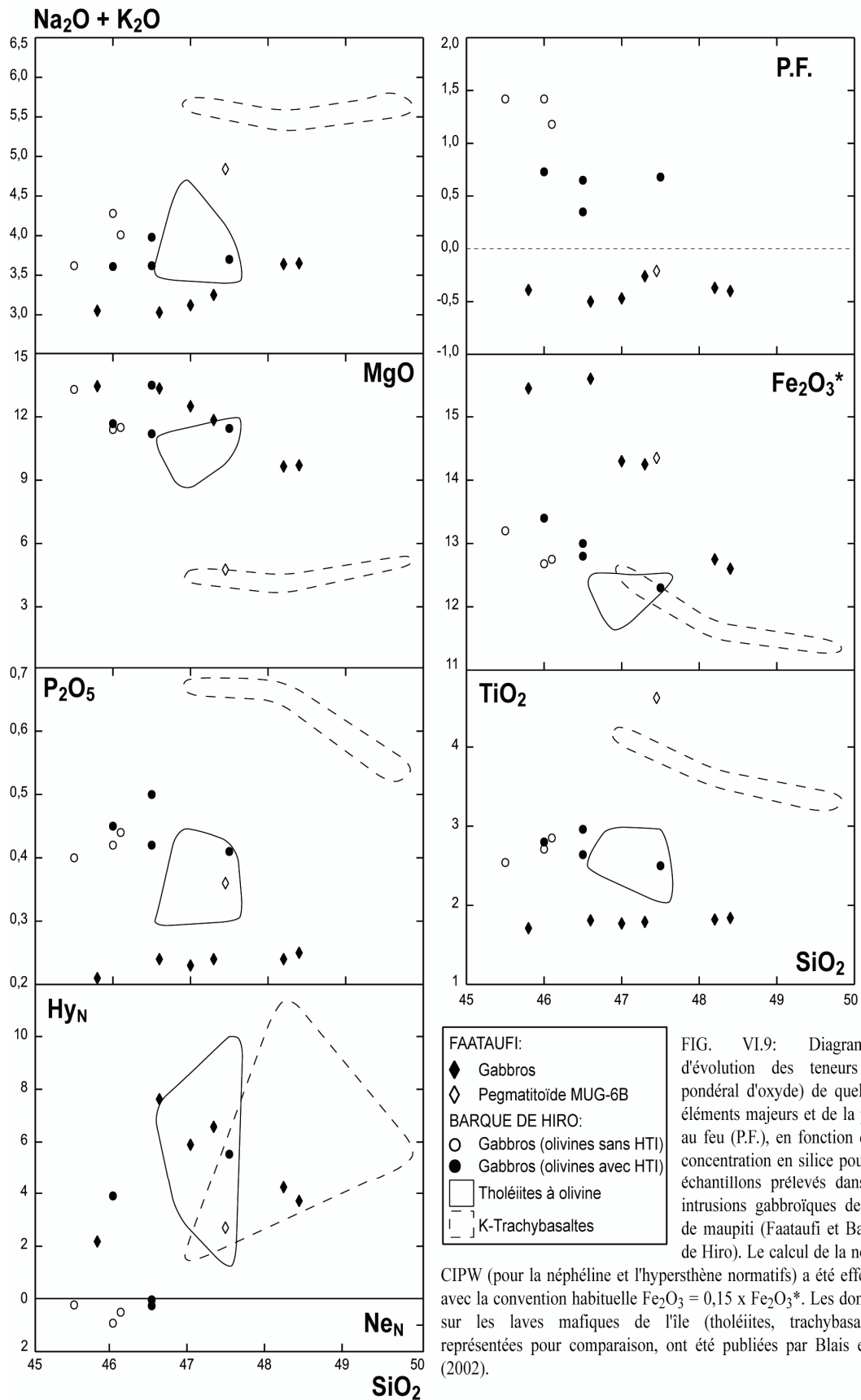
Cette distribution particulière se retrouve à l'examen des spectres de terres rares (Fig. VI.8). En effet, depuis l'échantillon intergranulaire BBG-10 jusqu'à la pegmatitoïde franche BBG-3B, tous les spectres de terres rares des échantillons de la Cloche de Hiro sont remarquablement parallèles entre eux. Il est à noter que la pente des spectres de ces échantillons est assez nettement différente (plus forte) de celle de basaltes (alcalin et tholéiitique), pourtant de compositions proches, échantillonnés dans le reste de l'île.

E – Les intrusions gabbroïques de Maupiti: Faataufi et Barque de Hiro

Les Fig. VI.9 et VI.10 présentent les données (éléments majeurs et en trace) acquises par ICP-AES sur les échantillons gabbroïques et pegmatitoïdique des intrusions de l'île de Maupiti (Faataufi et Barque de Hiro). Les données sont comparées, sur les diagrammes, avec celles déterminées par Blais et al. (2002) sur les laves mafiques de l'île: basaltes tholéiitiques à olivine et trachybasaltes potassiques.

L'examen des valeurs de la perte au feu dans les roches grenues de Maupiti révèle, pour ce paramètre, une distribution tout à fait originale. En effet, tous les échantillons de l'intrusion du Faataufi sont systématiquement caractérisés par une perte au feu négative comprise entre -0,25 et -0,50% et ceci malgré la présence dans les gabbros de biotite, d'argiles en remplissage de vides dyktitaxytiques (voir chapitres III et V) ou d'H.T.I. (dont les analyses minéralogiques semblent montrer qu'elles contiennent une fraction d'eau: chapitre V). L'échantillon collecté par Blais et al. (2002) avait fourni le même résultat. Une perte au feu négative équivaut à un gain de masse de l'échantillon acquis lors du chauffage à 1050°C. On attribue généralement ce phénomène, dans une roche très faiblement altérée, à l'oxydation à chaud du Fe^{2+} en Fe^{3+} conduisant à l'incorporation d'oxygène. Dans les gabbros du Faataufi (Fig. VI.9), on constate que la valeur de la perte au feu pour un échantillon donné n'est pas corrélée avec la teneur en $Fe_2O_3^*$. Dans le cas de l'intrusion de la Barque de Hiro, la valeur de la perte au feu semble liée à la nature des olivines des gabbros: comprise entre 1,18% et

Géochimie des éléments majeurs dans intrusions gabbroïques de l'île de Maupiti (Faataufi et Barque de Hiro)



Géochimie des éléments en traces dans intrusions gabbroïques de l'île de Maupiti (Faataufi et Barque de Hiro)

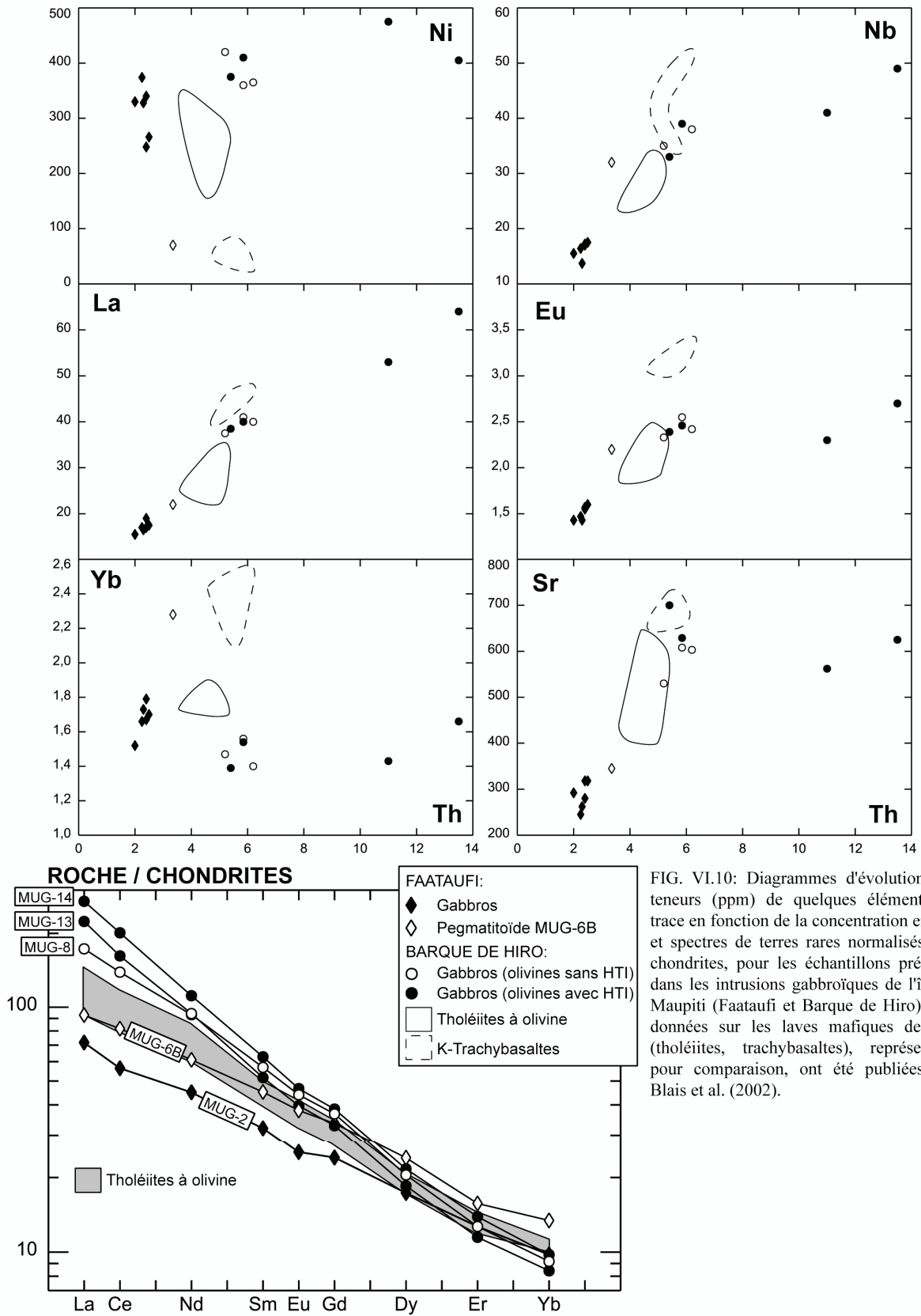


FIG. VI.10: Diagrammes d'évolution des teneurs (ppm) de quelques éléments en trace en fonction de la concentration en Th, et spectres de terres rares normalisés aux chondrites, pour les échantillons prélevés dans les intrusions gabbroïques de l'île de Maupiti (Faataufi et Barque de Hiro). Les données sur les laves mafiques de l'île (tholéiites, trachybasaltes), représentées pour comparaison, ont été publiées par Blais et al. (2002).

1,42% dans les échantillons dépourvus d'H.T.I., elle est systématiquement plus faible ($0,35\% \leq P.F. \leq 0,73\%$) dans les échantillons où l'olivine est iddingsitisée. Il est à remarquer que cette distribution est inverse de celle qui avait été notée par Caroff et al. (1997) dans le cas de la coulée épaisse de Bouzentès (Massif central, France): pour des roches ne montrant pourtant pas de minéraux d'altération secondaire, ces auteurs avaient noté que les laves dépourvues d'H.T.I. (structures de ségrégation hawaïtiques) avaient une perte au feu systématiquement plus faibles que les basaltes associés (comportant de l'H.T.I.).

Les gabbros de la Barque de Hiro sont les roches mafiques les plus sous-saturées de l'île. Ce sont les seules, en effet, qui comportent de la néphéline normative. Même si, à l'échelle d'une intrusion, les teneurs en silice présentent une gamme de valeurs légèrement étalée (entre 45,5% et 48,5%), la variation constatée n'est corrélée (négativement) à celle des autres éléments majeurs que pour $Fe_2O_3^*$ et MgO dans le cas des gabbros du Faataufi (Fig. VI.9). Les gammes des teneurs en alcalins ($Na_2O + K_2O$), en $Fe_2O_3^*$ et MgO sont généralement étroites et comparables d'une intrusion à l'autre. Les teneurs en MgO, généralement supérieure à 10%, sont symptomatiques de magmas basaltiques primitifs. En revanche, ces intrusions sont distinguables du point de vue de leurs concentrations en P_2O_5 et TiO_2 , éléments pour lesquels les gabbros de la Barque de Hiro apparaissent systématiquement enrichis par rapport à ceux du Faataufi. Il est à préciser qu'il n'y a pas de différence au niveau de la chimie des éléments majeurs, au sein du massif de la Barque de Hiro, entre les échantillons dont les olivines sont iddingsitisées précocement et ceux dont les olivines sont fraîches.

La pegmatitoïde MUG-6B (Faataufi) se distingue clairement des gabbros encaissants: de nature hawaïtique, elle est nettement appauvrie en MgO, enrichie en alcalins et en P_2O_5 et très enrichie en TiO_2 .

Du point de vue des éléments en trace (Fig. VI.10), les gabbros de l'intrusion du Faataufi forment un groupe remarquablement homogène qui est systématiquement appauvri en éléments incompatibles par rapport aux tholéiites à olivine de l'île (excepté en Yb). La pegmatitoïde hawaïtique MUG-6B s'écarte nettement du reste de ce groupe, car elle présente des teneurs supérieures en tous les éléments en trace incompatibles.

Par rapport au groupe également homogène formé par les gabbros de la Barque de Hiro (olivines iddingsitisées précocement ou non), les échantillons MUG-13 et MUG-14 se distinguent par un enrichissement notable en Th, La et Nb. A part en Yb, les gabbros de la

Cloche de Hiro apparaissent en moyenne sensiblement plus riches que les tholéiites à olivine de Maupiti en éléments en trace incompatibles.

De manière générale, excepté pour Yb, les diagrammes de variation des éléments en trace (Fig. VI.10) montrent que les gabbros de la Barque de Hiro affichent des teneurs en élément en trace incompatibles 1,5 à 3 fois supérieures à celles des gabbros du Faataufi.

Dans le diagramme de terres rares de la Fig. VI.10 sont représentés les spectres des échantillons représentatifs de chaque intrusion: MUG-2 et MUG-8 pour le Faataufi et la Barque de Hiro, respectivement. La Fig. VI.10 présente en parallèle les spectres des échantillons MUG-6B, -13 et -14, dont les teneurs en terres rares s'écartent notablement de celles des autres roches, et le domaine de variation des tholéiites à olivine de l'île de Maupiti. Les spectres de terres rares des échantillons représentatifs des deux intrusions se croisent au niveau de l'erbium et sont caractérisés par des pentes clairement différentes. Les spectres des tholéiites à olivine ont, quant à eux, une position médiane entre les deux précédents groupes. On ne peut donc directement rapprocher l'une ou l'autre des intrusions, du point de vue de la chimie des terres rares tout au moins, des tholéiites à olivine. Par rapport celui de l'échantillon MUG-2, représentatif des gabbros du Faataufi, le spectre de la pegmatitoïde hawaïitique MUG-6B est clairement parallèle. Les spectres de terres rares des échantillons MUG-13 et MUG-14 apparaissent pratiquement confondus à celui de l'échantillon MUG-8 (représentatif des gabbros de la Barque de Hiro), mis à part au niveau de La et Ce (et Nd dans une moindre mesure), éléments pour lesquels MUG-13 et -14 sont sensiblement enrichis par rapport à MUG-8.

Rapports isotopiques de Sr et Nd

Les rapports isotopiques de Sr et Nd ont été mesurés en mars 2001 au Laboratoire de Géochimie Isotopique de l'UMR 6538 "Domaines Océaniques" de l'Université de Bretagne Occidentale (Brest). Les 10 échantillons sélectionnés pour les analyses isotopiques sont constitués de 8 roches à texture grossière et 2 laves.

On ne décrira brièvement ci-après que la méthode de préparation chimique des échantillons. Le spectromètre de masse à source solide (6 collecteurs dont 5 mobiles) utilisé, de type FINNIGAN MAT 261, est installé au centre IFREMER de Brest et placé sous la direction de Mme Laure Dosso (DR CNRS). Nous avons bénéficié également de l'assistance précieuse de M. Christophe Hémond (MCF U.B.O.) et de Mme Claire Bassoullet (Ingénieur d'Etude CNRS). L'utilisation de l'appareil et le mode opératoire sont détaillés par Dosso et al. (1991) et Vlastelic (1998).

Le protocole de séparation chimique est effectué en salle blanche de "classe 10000" (moins de 10000 particules de plus de 0,5 μm de diamètre par pied cubique), en parallèle des échantillons proprement dits, sur des blancs de chimie destiné à mesurer le degré de pollution dû aux acides et aux réactifs utilisés.

A – Protocole analytique

On procède d'abord au "leaching" (lavage) de quelques centaines de mg de poudre d'échantillon à l'acide chlorhydrique 2,5N, rincée ensuite abondamment à l'eau distillée ultrapure. Compte tenu des concentrations élevées en Sr et Nd des échantillons analysés (245 à 1380 ppm de Sr et 21 à 69 ppm de Nd), l'attaque acide n'est effectuée que sur quelques centaines de mg de poudre dans un bêcher en Téflon, avec un mélange 1 ml HBr + 4 ml HF. La dissolution complète des silicates à chaud (étuve) prend 36 heures.

1) Séparation du strontium: L'opération utilise la résine anionique DOWEX AG50X8 200-400 mesh, réutilisable après lavage et conditionnée en HCl 2,5N dans des grandes colonnes (16 cm de long). Chaque colonne a été calibrée (détermination du profil d'élution), car de la quantité de résine introduite dans la colonne et de la forme de celle-ci dépend le

volume d'acide nécessaire à l'élution complète. Le résidu d'évaporation, est repris et chargé sur la colonne en HCl 2,5N. On procède d'abord à l'élution du Sr en HCl 2,5N, puis à l'élution des terres rares en HNO₃ 4N.

2) Séparation du Nd des autres terres rares: La résine utilisée dans ce cas est la même que précédemment mais les colonnes utilisées sont de plus faible dimension. La résine est conditionnée en HCl 0,18N. Après les opérations d'élution du Sr, le résidu d'évaporation est repris et chargé sur la colonne en HCl 0,18N. L'élution des éventuels autres éléments et des terres rares jusqu'au Nd (suivant le profil d'élution) a lieu en HCl 0,18N et le Nd est ensuite élué en HCl 0,25N.

3) Dépôt sur filaments: Les éléments purifiés à analyser sont déposés sur des filaments métalliques, préalablement dégazés: filaments en tungstène pour le Sr et en rhénium pour le Nd.

B – Résultats

Le Tab. VI.1 et la Fig. VI.11 présentent les compositions isotopiques déterminées sur les 8 échantillons à texture grossière et les deux laves dans le diagramme classique ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Ces résultats sont comparés au champ général des valeurs obtenues sur les laves de l'Archipel de la Société ainsi qu'aux valeurs particulières aux îles de Tahiti Nui, Raiatea, Bora Bora et Maupiti.

ILE	Nature	#	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd
TAHITI	<i>essexite</i>	THG-9E1	0,703971 ± 9	0,512892 ± 10
TAHITI	<i>gabbro</i>	THG-10C	0,704659 ± 9	0,512769 ± 7
TAHITI	<i>théralite</i>	THG-13A	0,704147 ± 10	0,512884 ± 8
TAHITI	<i>K-trachybasalte</i>	THG-15A	0,704485 ± 10	0,512799 ± 8
TAHITI	<i>basanite</i>	THG-18B	0,703954 ± 10	0,512892 ± 7
RAIATEA	<i>théralite</i>	RIG-1B	0,704367 ± 10	0,512823 ± 9
RAIATEA	<i>gabbro</i>	RIG-3B	0,704433 ± 10	0,512819 ± 10
BORA BORA	<i>pegmatitoïde</i>	BBG-4	0,705103 ± 10	0,512771 ± 9
MAUPITI	<i>gabbro Faataufi</i>	MUG-2	0,705802 ± 9	0,512700 ± 10
MAUPITI	<i>gabbro Barque de Hiro</i>	MUG-12	0,705349 ± 11	0,512715 ± 10

TABLEAU VI.1: Compositions isotopiques Sr-Nd des échantillons collectés en 1999 à Tahiti Nui, Raiatea et Maupiti. Les rapports isotopiques en Sr et Nd ont été mesurés en mode dynamique. Les rapports isotopiques du Sr sont corrigés du fractionnement de masse par rapport à ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr = 8.375209 et référencés à la valeur moyenne du standard NBS SRM987 = 0.710252 ± 0.00013 (n = 30). Les rapports isotopiques du Nd sont corrigés du fractionnement de masse par rapport à ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.721903 et référencés à la valeur moyenne du standard J-Nd-1 = 0.512101 ± 0.000008 (n = 25).

Composition isotopique Sr-Nd des roches à texture grossière de l'Archipel de la Société

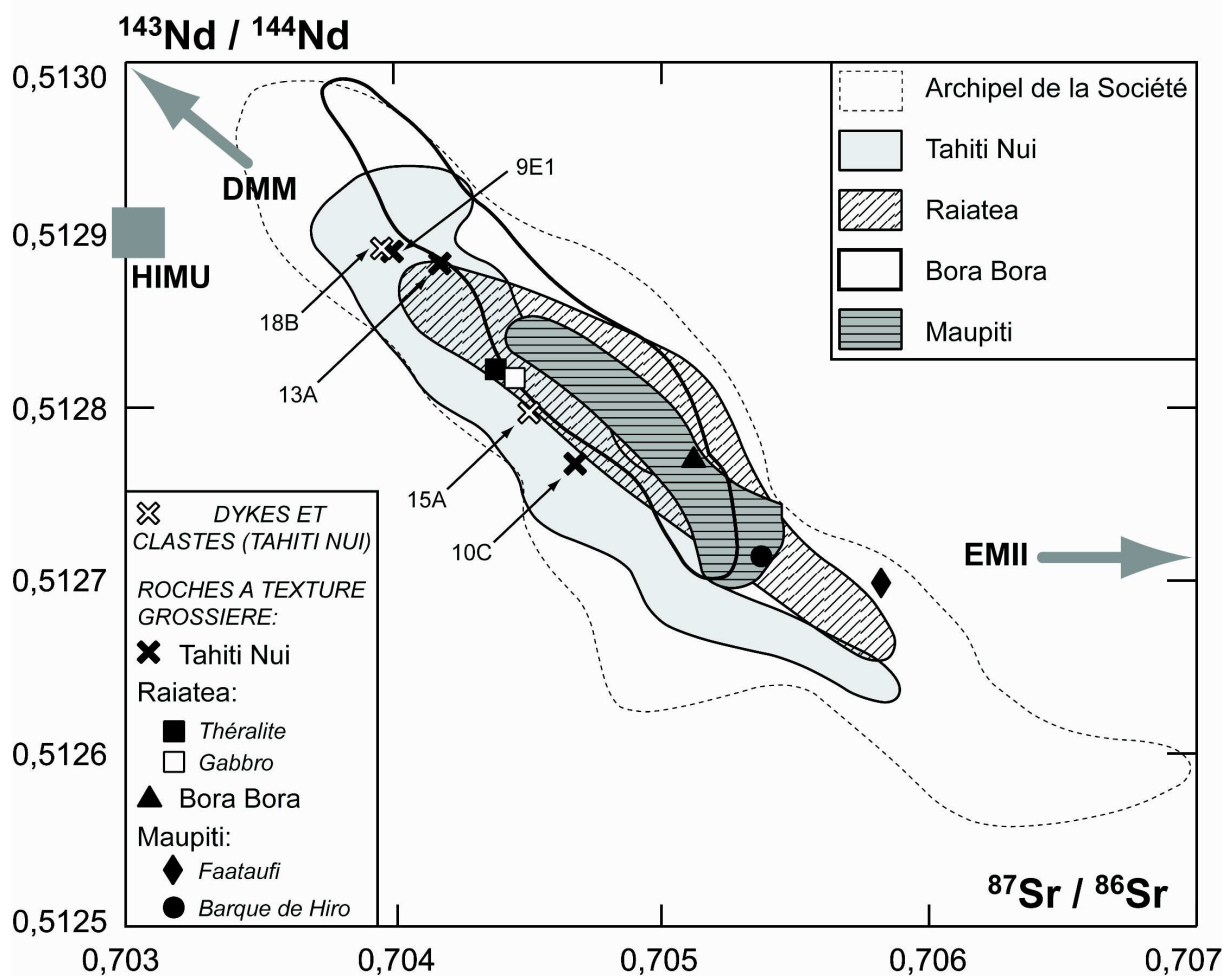


FIG. VI.11: Compositions isotopiques des échantillons (roches à texture grossière + laves) collectés en octobre 1999 à Tahiti Nui, Raiatea et Maupiti. Le diagramme comporte également les indications de la position des pôles mantelliques DMM (Depleted MORB Mantle), HIMU (High MU, μ désignant usuellement le rapport U/Pb) et EMII (Enriched Mantle 2), dont les compositions ont été définies par Zindler et Hart (1986) et Hart (1988). Les champs des compositions isotopiques correspondant aux îles de Tahiti Nui, Raiatea, Bora Bora et Maupiti résultent d'une compilation de données bibliographiques:

Tahiti Nui: White et Hofmann (1982), Cheng et al. (1993), Hémond et al. (1994), Le Roy (1994), White et Duncan (1996)

Raiatea: Sylvain Blais (comm. pers.)

Bora Bora: White et Hofmann (1982), White et Duncan (1996), Blais et al. (2000), Sylvain Blais (comm. pers.)

Maupiti: White et Duncan (1996), Blais et al. (2002), Sylvain Blais (comm. pers.)

Les laves de toutes les îles de la Société sont interprétées comme les produits de la fusion partielle d'une source mantellique hétérogène qui s'écarte très largement de celle des MORB, même enrichis (e.g., Vidal et al. 1984, Chauvel et al. 1992, Hémond et al. 1994, White et Duncan 1996). L'alignement global des points représentatifs des compositions isotopiques des laves de l'Archipel définissant ainsi une tendance propre à la Société reflète le caractère composite de cette source. Sa composition, extrêmement variable, serait le résultat du mélange complexe entre le manteau appauvri DMM et un pôle enrichi théorique EMII, dont la composition isotopique traduirait l'incorporation ancienne ($> 1,5$ Ga) dans le manteau profond de croûte continentale ou de sédiments détritiques en dérivant (e.g., Chauvel et al. 1992, McKenzie et O'Nions 1995).

Toutes les compositions isotopiques Sr-Nd obtenues sur les échantillons choisis pour cette étude s'intègrent dans le champ général des roches volcaniques de l'ensemble de l'Archipel (Fig. VI.11).

Dans le cas des échantillons du massif de Ahititera, il est possible de constituer deux ensembles: i) la théralite THG-13A, l'essexite THG-9E1 et le claste basanitique THG-18B, dont les compositions isotopiques sont du même ordre et proches de l'extrémité appauvrie du champ isotopique de Tahiti Nui; ii) le gabbro THG-10C et le dyke trachybasaltique THG-15A dont les compositions isotopiques sont très clairement plus radiogéniques.

Pourtant nettement différents chimiquement et pétrographiquement, le gabbro RIG-3B et la théralite RIG-1B sont caractérisés par des compositions isotopiques remarquablement similaires qui s'intègrent dans le champs des compositions des roches effusives de l'île. Les deux intrusions de l'île de Maupiti, quant à elles, divergent clairement l'une de l'autre de ce point de vue. Elles ont des signatures isotopiques en Nd voisines qui correspondent à celles des laves les plus enrichies analysées dans l'île. Par contre, elles montrent des compositions isotopiques en Sr nettement distinctes. Le gabbro MUG-2 (caractéristique de l'intrusion du Faataufi) affiche une signature plus radiogénique qui s'écarte notablement de la gammes des compositions caractéristiques de celles de Maupiti. Dans le cas de l'intrusion pegmatitoïdique de la Cloche de Hiro, à Bora Bora, l'échantillon représentatif BBG-4 est positionné dans le diagramme de la Fig. VI.11 à proximité de l'extrémité radiogénique du champ de composition des laves.

Chapitre VII - discussion

MISE EN PLACE DES MASSIFS et INTRUSIONS GRENUES et PEGMATITOÏDIQUES de l'ARCHIPEL de la SOCIÉTÉ

Formation du massif grenu de Ahititera (Tahiti Nui): une mise en place en deux étapes

Le modèle de mise en place du massif de Ahititera ébauché par Nitecki Novotny (1975) puis proposé par Bardintzeff et al. (1988) insistait sur l'évolution des paramètres thermodynamiques et rhéologiques durant la différenciation (température et pression, de cristallisation, fugacité d'oxygène, viscosité,...). En revanche, ce modèle restait très imprécis sur des problèmes clés tels que la chronologie relative de la mise en place des deux séries de différenciation qu'il définissait ou bien sa position temporelle et structurale par rapport à l'ensemble du volcan de Tahiti Nui.

La mission menée en octobre 1999 sur le massif de roches grenues de Ahititera (Tahiti Nui), complémentaire de celle effectuées en 1970 par R. Brousse et G. Guille, a permis de réaliser de nouvelles observations de terrain, complétées par une étude pétrographique détaillée des échantillons et par de nouvelles données radiochronologiques, minéralogiques et géochimiques. Ces résultats nous ont conduit à proposer des réponses plus précises aux questions soulevées par les précédents auteurs. En particulier, ces résultats ont permis d'établir des connexions entre les différents types pétrographiques rencontrés et de proposer en conséquence un modèle de mise en place en deux étapes principales, pour lesquelles nous donnons une fourchette d'âges vraisemblables. Ils permettent en parallèle d'insister sur le problème des relations entre les roches grenues et leur environnement volcanique (effusif, bréchiq), qui jusqu'à présent était très mal connu.

A – Le modèle proposé par Bardintzeff et al. (1988)

A partir de l'étude des échantillons prélevés sur le massif de Ahititera lors de la mission de terrain effectuée en 1970 par Robert Brousse et Gérard Guille et des blocs collectés dans le lit de la Papenoo en 1981 par Jacques-Marie Bardintzeff, Bardintzeff et al.

(1988) et Bonin et Bardintzeff (1989) ont proposé un modèle de mise en place et d'évolution des roches grenues, basé sur les données analytiques acquises par Nitecki Novotny (1975).

La carte géologique et la coupe interprétatives présentées (Fig. VII.1) par Bardintzeff et al. (1988) sont basées essentiellement sur les altitudes de prélèvement des échantillons de chaque type pétrographique (carte d'échantillonnage, Chapitre II, Fig. II.2 et II.4). Les auteurs aboutissent à un modèle de type "coupole volcanique". Cette carte interprétative a conduit Bardintzeff et al. (1988) à proposer une "composition volumétrique" du massif grenu, qui serait ainsi constitué de 43% de théralites, 4,8% d'essexites, 3,1% de syénites néphéliniques, 35% de gabbros, 11,6% de monzonites, 1,3% de syénites, et 1,2% de clinopyroxénolites.

Nitecki Novotny (1975) et Bardintzeff et al. (1988) ont identifié dans les roches grenues du massif de Ahititera deux séries de différenciation. L'une, faiblement sous-saturée en silice, regrouperait gabbros, monzonites (que nous n'avons pas échantillonnées) et syénites. Elle serait ainsi caractérisée par une lacune importante au niveau des roches intermédiaires. L'autre, fortement sous-saturée en silice, regrouperait théralites, essexites, monzosyénites et syénites néphéliniques. Le modèle d'évolution par cristallisation fractionnée à partir des termes basiques conduirait théoriquement à la formation de faibles volumes de cumulats, que Bardintzeff et al. (1988) identifient aux clinopyroxénolites observées aux marges du massif de Ahititera.

Le massif grenu est ainsi considéré par Bardintzeff et al. (1988) et Bonin et Bardintzeff (1989) comme une petite chambre magmatique stratifiée mise à l'érosion et dont l'évolution aurait eu lieu en système clos. Les deux séries de différenciation seraient issues d'un même liquide-parent, de composition proche de celle d'un basalte à augite et olivine analysé par McBirney et Aoki (1968) et considéré par ces derniers auteurs comme étant le magma le plus primitif formé à Tahiti Nui.

La mise en place de la série faiblement sous-saturée aurait précédé de très peu celle de la série fortement sous-saturée. Le principal argument avancé par Bardintzeff et al. (1988) est d'ordre géographique, les affleurements de la seconde étant situés systématiquement à des altitudes plus élevées que ceux de la première (Fig. VII.1).

Le massif grenu de Tahiti Nui est considéré par Bardintzeff et al. (1988) comme s'étant formé après la formation de la dépression de 8 km de diamètre qui occupe le centre de l'île. La gamme d'âges avancée par les auteurs comme étant celle de la mise en place du massif est relativement imprécise (3,75 – 0,5 Ma).

**Carte interprétative du Massif de roches grenues de Ahititera:
le modèle de Bardintzeff et al. (1988)**

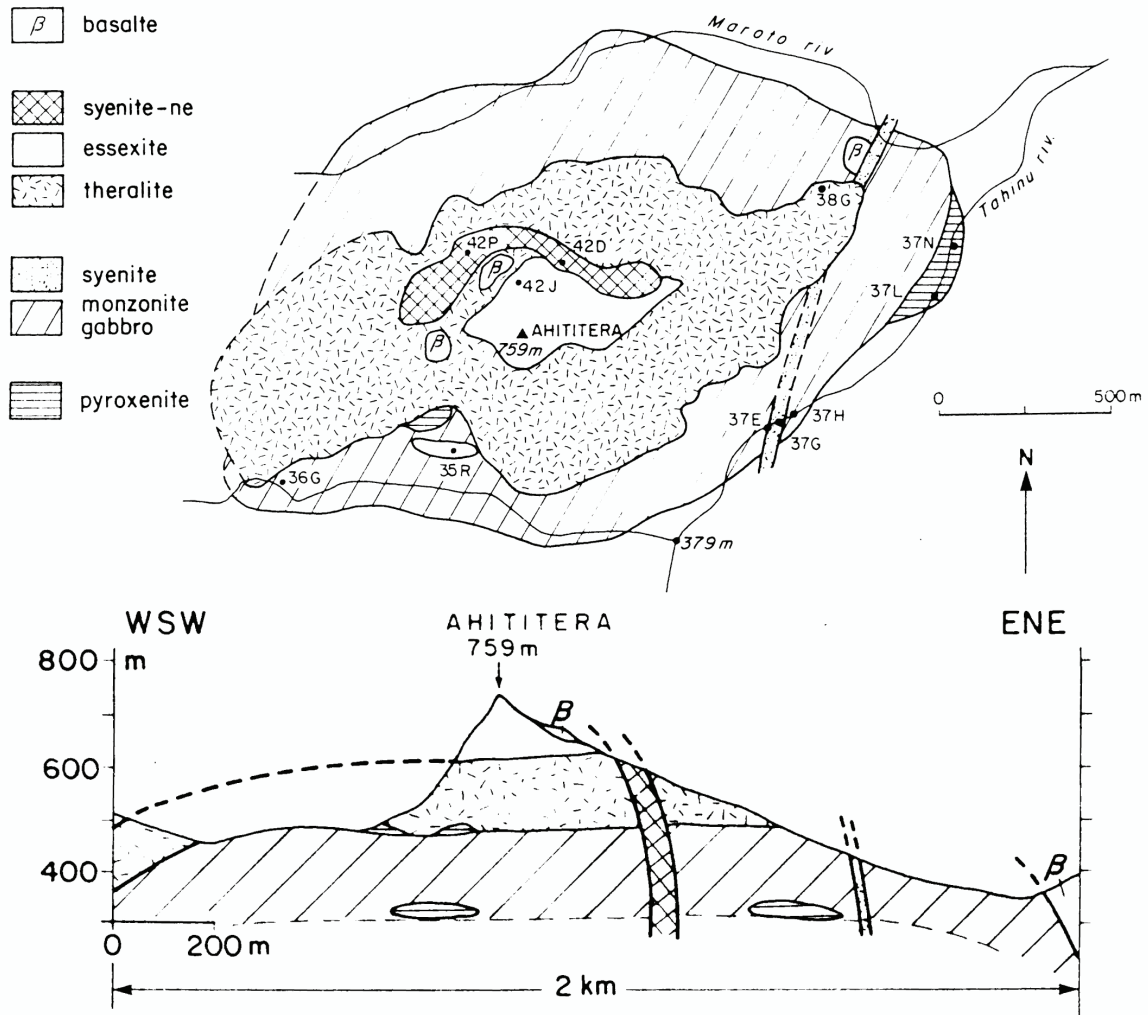


FIG. VII.1: Carte et coupe géologiques interprétatives du massif de roches grenues de Ahititera (Tahiti Nui) proposée par Bardintzeff et al. (1988). Sur la coupe, les échelles verticale et horizontale sont équivalentes.

B – Mise en place et environnement du massif de roches grenues: détermination de trois sous-ensembles pétrographiques

A l'aide des observations effectuées sur le terrain et en lame mince (tant sur les roches grenues elles-mêmes que sur leur environnement effusif et bréchique) ainsi que des nouvelles données minéralogiques, géochimiques (éléments majeurs et éléments en trace) et radiochronologiques acquises sur les échantillons laviques ou les roches grenues, il nous est possible de proposer une chronologie relative et absolue de la mise en place des différentes unités pétrographiques. Dans ce qui suit, nous nous attacherons d'abord à présenter l'environnement géologique du massif de roches grenues au sein de la dépression centrale de Tahiti Nui, à le caler chronologiquement et à fournir une interprétation des dépôts épicalastiques qui le circonscrivent. Ensuite, nous montrerons qu'il est possible de définir des liens (géologiques, chronologiques ou géochimiques) entre les différents types pétrographiques pour les regrouper en trois sous-ensembles.

1 – Les brèches d'avalanche de débris: caractérisation, âge, formation connectée à la mise en place des roches grenues

Article actuellement sous presse au *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Epiclastic deposits and "horseshoe-shaped" calderas in Tahiti (Society Islands) and Ua Huka (Marquesas archipelago), french Polynesia



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-

shoes-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: jpcllemen@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, groundwater 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 Taiarapu) 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 Iefatautau 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

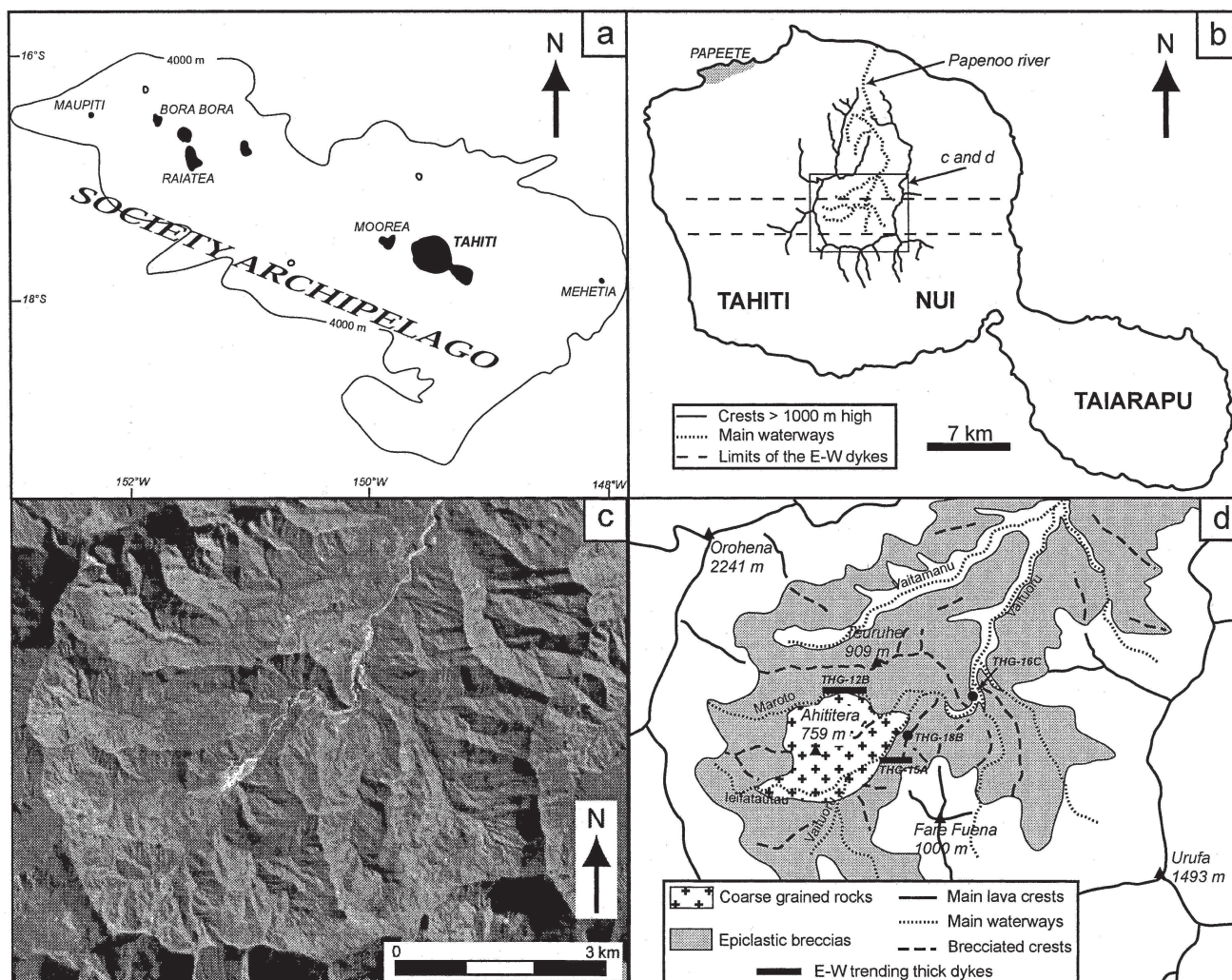


Fig. 1. (a) Simplified map of Society Archipelago. (b) Cartographic sketch of Tahiti showing the central depression and the limits of the east–west dykes (Le Roy, 1994). (c) Extract of the SPOT image KJ 502–385 showing the central depression. Copyright CNES, 1991. Distribution SPOT IMAGE. (d) Geological 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

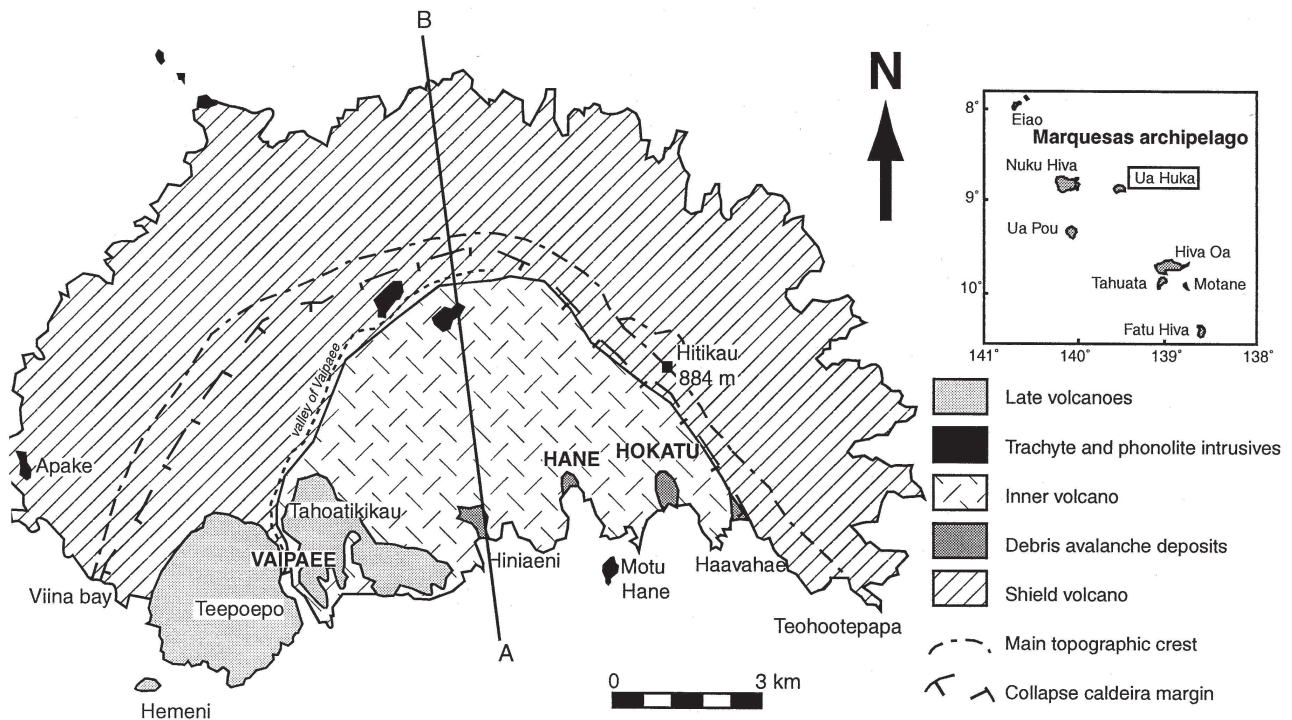


Fig. 2. Geological sketch map of Ua Huka (inset: Marquesas Archipelago).

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

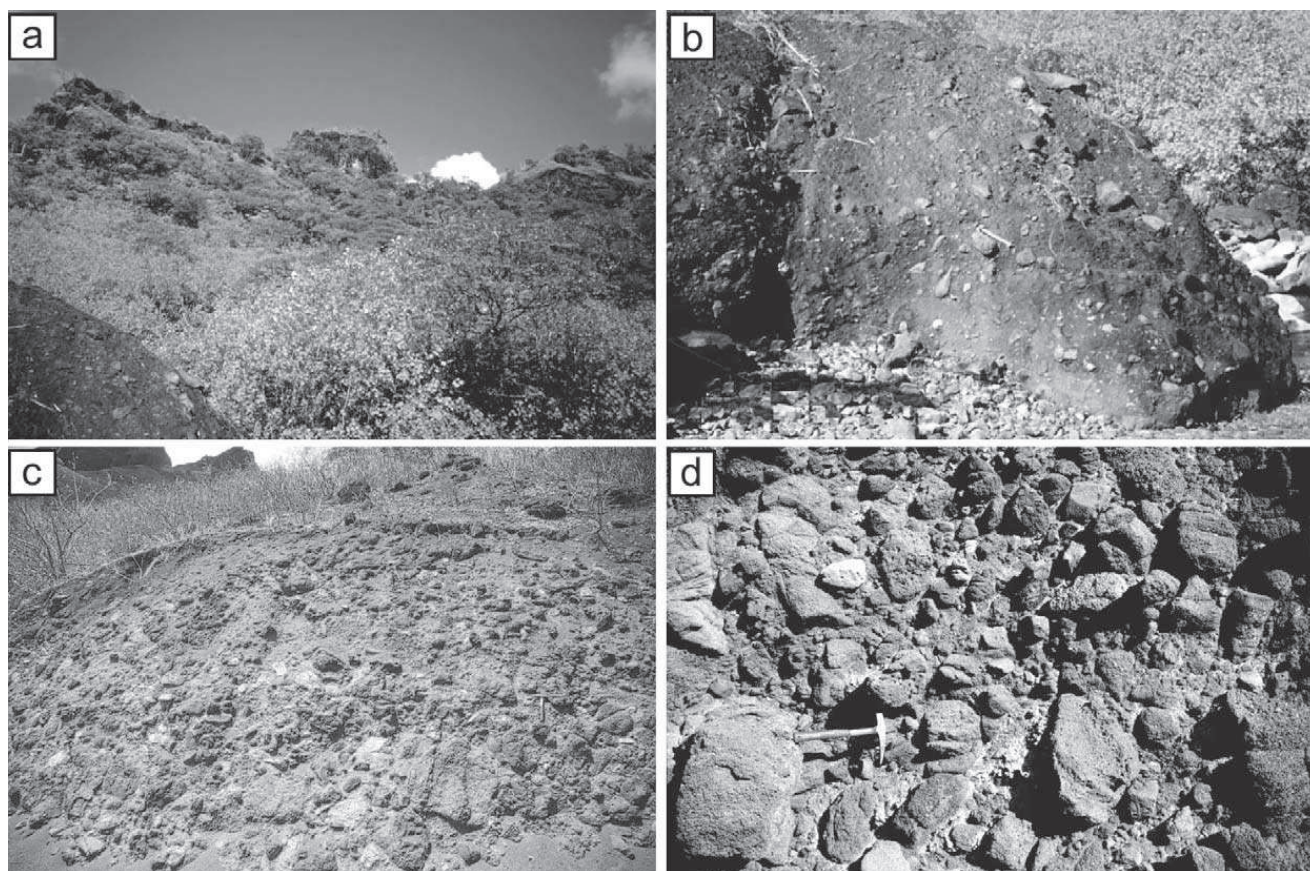


Fig. 3. Photographs of debris avalanche deposits in Tahiti Nui and Ua Huka. (a) Brecciated crest within the central caldera of Tahiti. In the foreground, view of a block probably fallen from the crest. (b) Block fallen into the bed of Vaituoru River (Tahiti). Size of the clasts is up to one meter. Hammer 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	<i>Dilute streamflow</i>	<i>Hyperconcentrated flow</i>	<i>Debris flow</i>	<i>Mixed facies</i>	<i>Block facies</i>
H ₂ O content	← <i>high</i>				<i>low</i> →
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
			<i>blocks / matrix</i> →		

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 SiO₂ 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 Cassinot technique) used to determine the isotopic compositions of Ar and Ar contents are described in Cassinot 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.

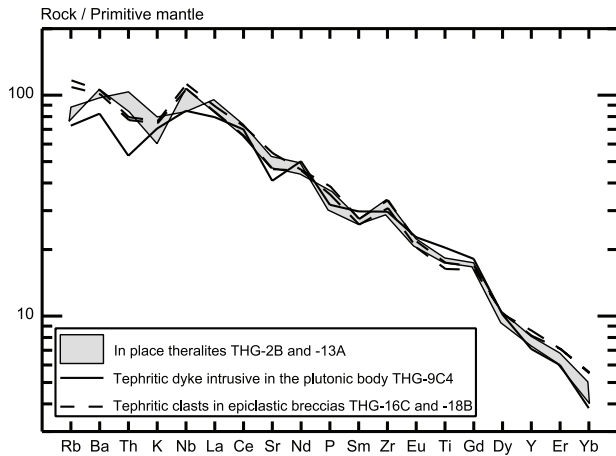


Fig. 5. Primitive mantle-normalised trace element patterns of representative theralites, tephrites and basanites from Tahiti Nui. Normalisation values from Sun and McDonough (1989).

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

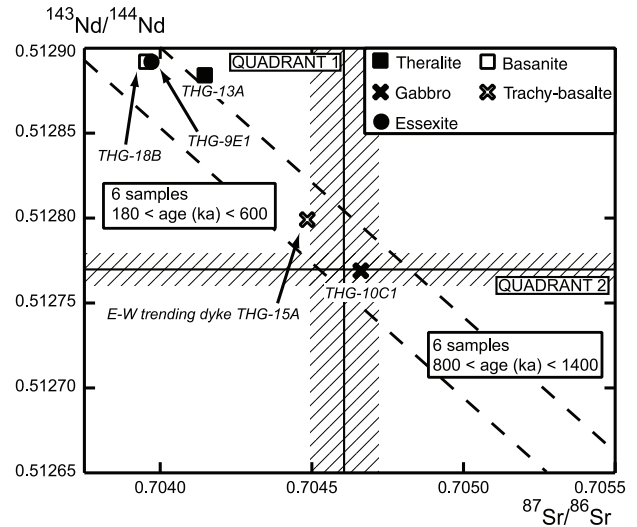


Fig. 6. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram for coarse-grained rocks and lava samples from Tahiti Nui. The dashed lines border the compositional trend of the Tahitian lavas (Cheng et al., 1993; Le Roy, 1994; White and Duncan, 1996). The hatched zones correspond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

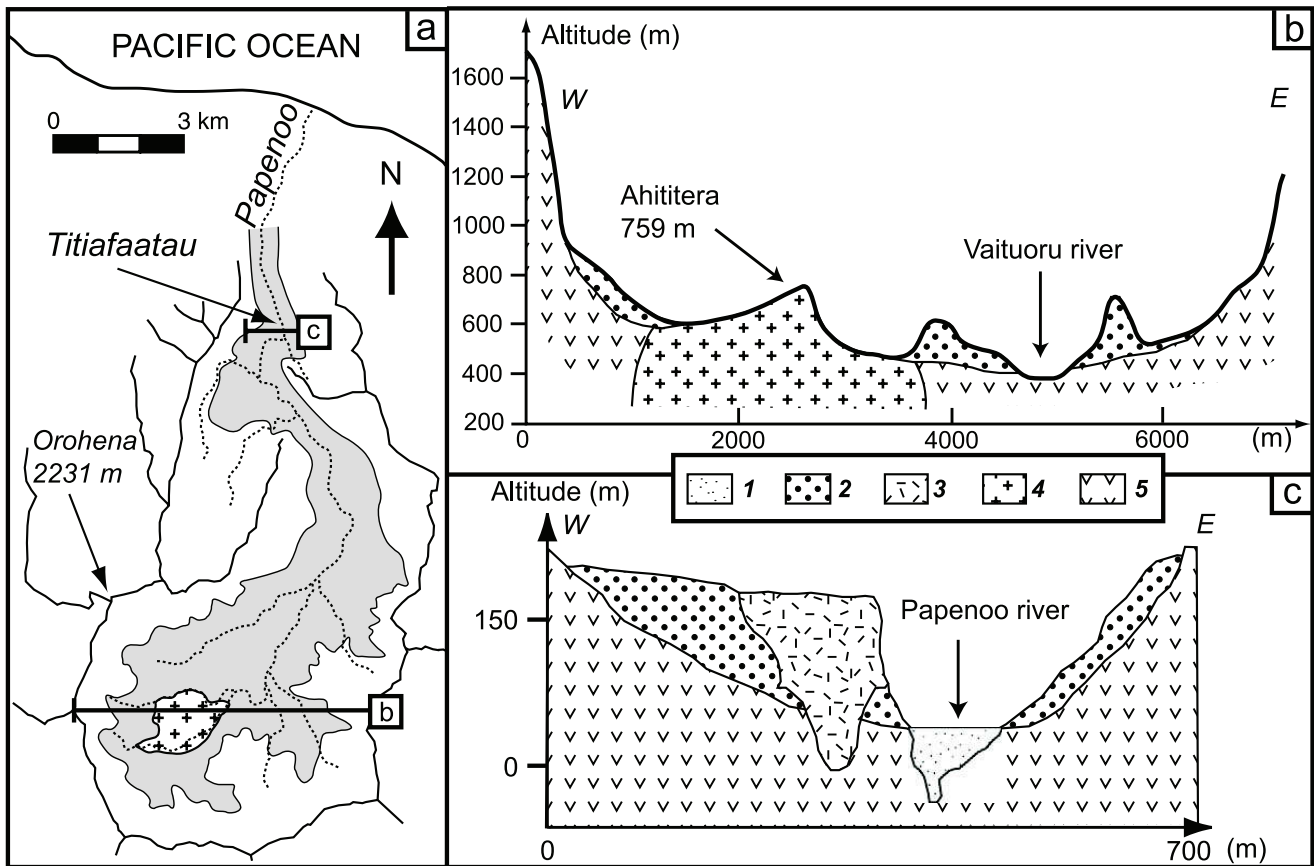


Fig. 7. (a) Simplified map of the central caldera and the Papenoo Valley. The grey area corresponds to the present-day extent of debris avalanche deposits (with their screens) in the depression and its continuation. (b) West-east sketch cross section through the caldera. (c) West-east sketch cross section 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

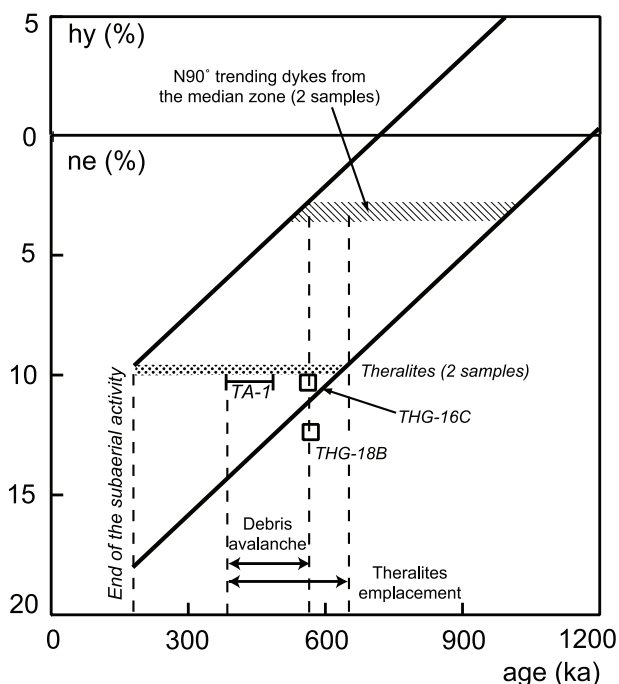


Fig. 8. CIPW hypersthene (hy) and nepheline (ne) versus K–Ar age for Tahitian lavas and theralites. The lines delimit the compositional trend of 46 lavas analysed by Le Roy (1994). See text for explanation.

(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-

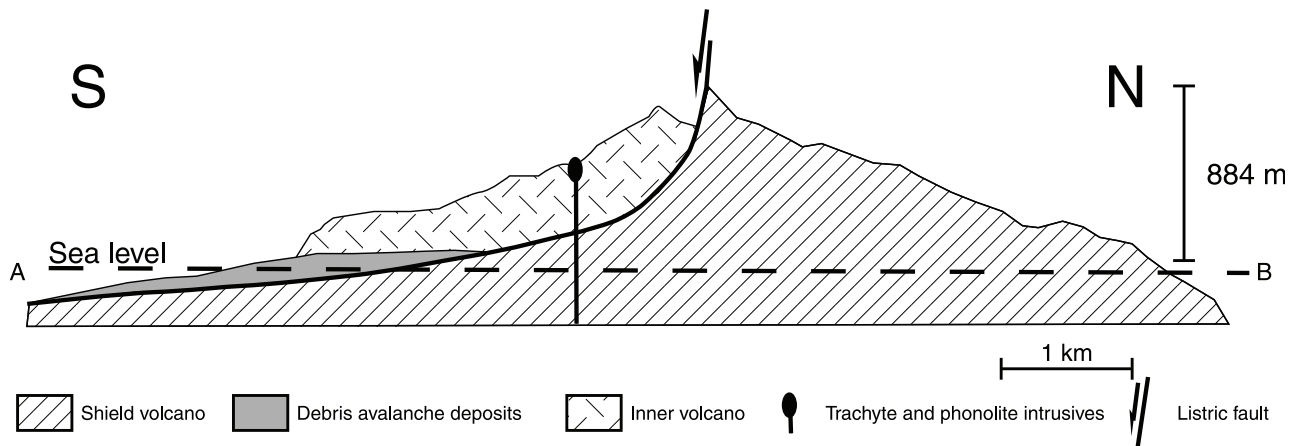


Fig. 9. South–north geological cross section through the island of Ua Huka along the A–B profile (Fig. 2).

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° 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

- Bachèlery, 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. Achemical 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., Hugué, 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.

2 – Etablissement de connexions entre les différents types de roches grenues – Détermination de trois sous-ensembles

Dans le paragraphe précédent, les données géochimiques (compositions isotopiques principalement) nous ont permis d'avancer l'hypothèse selon laquelle la théralite THG-13A et l'essexite THG-9E1, échantillons que nous estimons représentatifs des deux groupes pétrographiques correspondants, se seraient mises en place de manière sub-contemporaine entre 600 et 390 ka, avant l'évènement à l'origine des dépôts d'avalanche de débris. Nous avons suggéré en parallèle que le gabbro THG-10C aurait cristallisé bien antérieurement à la théralite THG-13A et à l'essexite THG-9E1 (probablement entre 800 et 1000 ka). En l'absence de données isotopiques concernant les autres principaux groupes pétrographiques (clinopyroxénolites, syénites néphéliniques, syénite), seule la confrontation des observations de terrain avec la minéralogie et la géochimie élémentaire peut apporter des contraintes permettant l'établissement de connexions temporelles et/ou génétique avec les théralites, essexites ou gabbros.

Quels liquides mafiques à l'équilibre avec les clinopyroxénolites?

Nos investigations sur le terrain ont montré que des cumulats clinopyroxénolitiques affleuraient en place dans le lit de la rivière Ieifatautau (Fig. II.4 et II.7). Dans cette partie du massif, ils constituent de loin le principal faciès observé et ne semblent pas montrer de variation texturale ou minéralogique significatives (comme l'indique l'observation comparée des échantillons THG-10B et THG-11D: voir chapitre II). Des clinopyroxénolites a priori semblables, si l'on en croit les descriptions pétrographiques de Nitecki Novotny (1975), ont également été échantillonnées par R. Brousse et G. Guille en 1970 dans le lit de la rivière Vaituoru à l'est du massif (Fig. II.4). A l'affleurement n°5, nous avons également identifié des clastes clinopyroxénolitiques (échantillon témoin THG-5C), d'un faciès proche de celui en place dans le lit de la Ieifatautau, en grand nombre dans le niveau de brèche épicalastique (Fig. II.4 et II.10B).

N'ayant pas été reconnues dans le lit de la Ieifatautau lors de la mission de 1970, l'abondance volumétrique des clinopyroxénolites à olivine nous semblent donc être bien plus grande que les 1,2% estimés par Bardintzeff et al. (1988). Dans le lit de la rivière Ieifatautau (affleurements 10 et 11), les clinopyroxénolites montrent des contacts nets mais lobés

(photographie Fig. II.7) avec un gabbro dont l'échantillon représentatif est THG-10C. Le lien entre les gabbros et les clinopyroxénolites n'est pas établi dans le modèle proposé par Bardintzeff et al. (1988), puisque ces cumulats sont simplement rapprochés (par les proportions modales des minéraux) de ceux obtenus "théoriquement" lors de la modélisation du processus de cristallisation fractionnée (aussi bien dans le cas de la série fortement sous-saturée que dans celui des roches faiblement sous-saturées).

Les analyses minéralogiques effectuées à la microsonde électronique sur les cœurs des cristaux d'olivine dans les deux échantillons clinopyroxénolitiques THG-10B et THG-5C (ANNEXE 2-12) montrent que ces minéraux ont, dans ces roches, une gamme de composition relativement restreinte comprise entre Fo₇₄ et Fo₇₈ (voir chapitre IV et Fig. IV.7).

Le coefficient de répartition (K_D) reliant la distribution du fer et du magnésium entre l'olivine et le liquide est calculé de la façon suivante:

$$K_D = [(X_{FeO}^{Ol}) / (X_{FeO}^{Liq})] \cdot [(X_{MgO}^{Liq}) / (X_{MgO}^{Ol})]$$

Roeder et Emslie (1970) ont démontré qu'un cristal d'olivine peut être considéré comme à l'équilibre avec un liquide magmatique donné si $K_D = 0,30 \pm 0,03$. Dans le diagramme de la Fig. VII.2, nous avons reporté les teneurs en MgO et FeO des échantillons gabbroïques et théralitiques du massif de Ahititera. Puisque les analyses chimiques sur roche totale effectuées par ICP-AES ne permettent pas de distinguer l'état réduit de l'état oxydé du fer, nous avons fait la supposition couramment admise dans le cas de magmas mafiques (e.g., Middlemost 1989) que 85% du fer total se trouve sous forme réduite. Nous avons reporté également dans le diagramme de la Fig. VII.2 les compositions des cœurs d'olivine analysés dans les clinopyroxénolites, ce qui permet de montrer que les cristaux d'olivine des cumulats clinopyroxénolitiques sont vraisemblablement à l'équilibre avec un liquide de composition gabbroïque et non avec un liquide théralitique. L'étude des olivines suggère donc un lien génétique probable entre le groupe des gabbros et les clinopyroxénolites. Ceci est vrai, en particulier, dans le cas du gabbro en place THG-10C, en contact avec la clinopyroxénolite THG-10B dans le lit de la rivière Ieifatautau. L'aspect du contact entre ces deux derniers échantillons (net, mais lobé, pas de changement granulométrique visible à proximité dans le gabbro ou la clinopyroxénolite) nous permet en outre de suggérer que les roches se sont mises en place vraisemblablement de manière contemporaine et à l'état visqueux.

Détermination du liquide en équilibre avec les coeurs des cristaux d'olivine des clinopyroxénolites

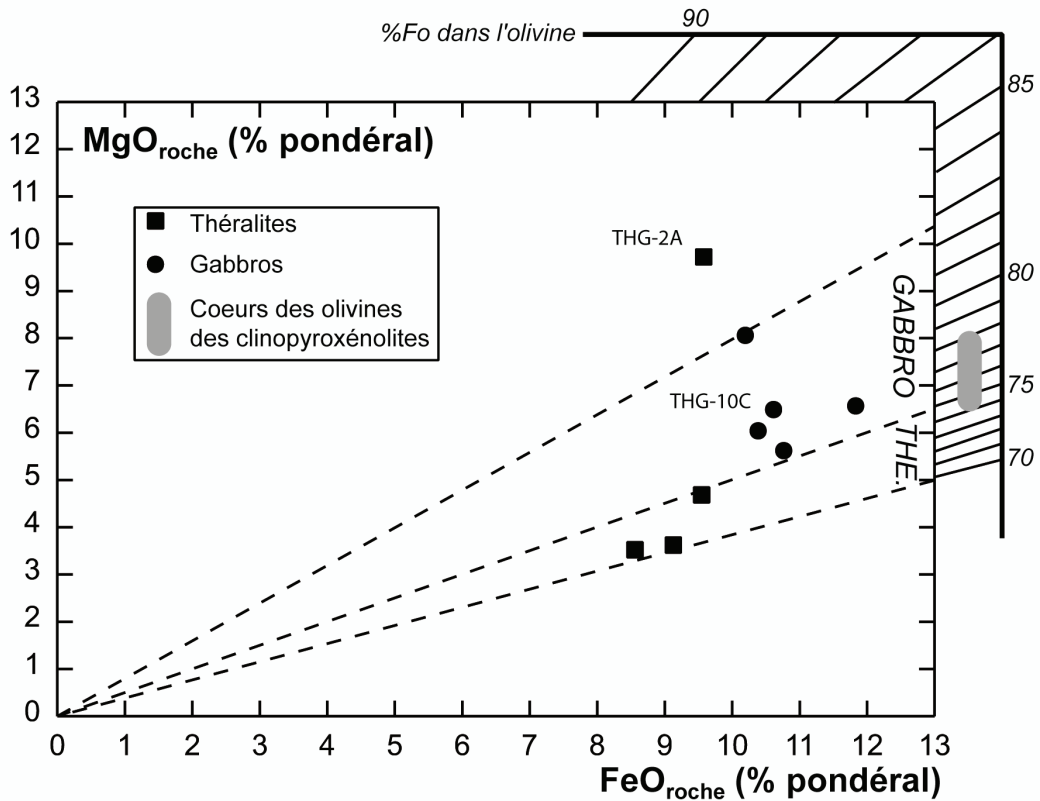


FIG. VII.2: Diagramme permettant de déterminer la nature du liquide, de composition basaltique, en équilibre avec les coeurs des cristaux d'olivine des clinopyroxénolites. Les lignes tiretées séparent le domaine des olivines théoriquement en équilibre avec les liquides gabbroïques de celui des olivines théoriquement en équilibre avec les liquides de composition théralitique. La composition du gabbro THG-1A, sans doute modifiée par un phénomène d'accumulation en olivines, n'est pas reportée. Le diagramme est construit d'après Roeder et Emslie (1970). L'accumulation en clinopyroxènes peut être à l'origine de la modification de la composition chimique de la théralite THG-2A. Celle-ci comporte en effet 41% modal de clinopyroxènes (chapitre III, Tab. III.1) zonés lorsqu'ils sont de grande taille.

Connexion entre essexites et (monzo-) syénites néphéliniques

Avec les clinopyroxénolites à olivine de la rivière Ieifatautau, les essexites constituent le type pétrographique que nous avons pu observer en place le plus largement, en particulier au pied du barrage édifié sur la Vaituoru au sud du massif de roches grenues (affleurement 9E: Fig. II.4). En outre, dans le lit de la Maroto (affleurements 2 et 12: Fig. II.4) comme dans celui de la Vaituoru (affleurements 14, 15 ou 22) ou celui de la Ieifatautau (affleurements 10 et 11), les essexites constituent une part importante des blocs éboulés, qui peuvent parfois dépasser la dizaine de mètres de diamètre (voir chapitre II). En revanche, les (monzo-)syénites néphéliniques nous sont apparues beaucoup plus rares, et nous ne les avons pas observées en place. Notre échantillonnage n'est constitué que de clastes collectés dans les dépôts d'avalanche de débris (affleurements 6 et 19: Fig. II.4) ou de blocs éboulés de taille importante (affleurements 3 et 4).

L'étude du bloc plurimétrique observé à l'affleurement n°3 (Fig. II.2) nous permet pourtant de montrer que la mise en place des syénites néphéliniques peut être mise en relation avec celle des essexites. En effet, nous observons dans ce bloc une veine de syénite néphélinique (THG-3B) de 10 cm de puissance au sein d'une essexite riche en amphibole (THG-3A). La Fig. VII.3A présente (vu en lame mince) le détail du contact lobé et diffus entre les deux types pétrographiques. Ce contact n'est marqué par aucune fracture ni aucune bordure figée mais apparaît principalement matérialisé (de THG-3A à THG-3B) par une chute brutale de la proportion modale de minéraux ferromagnésiens (pyroxènes, amphiboles) et par une hausse très subtile de la granulométrie des feldspaths. L'aspect de la transition entre l'essexite et la syénite néphélinique permet donc de penser que les deux roches ont été en contact à chaud à l'état visqueux. Ceci implique également que les mises en place de THG-3A et -3B ont été simultanées.

Le bloc éboulé à l'affleurement 3 nous permet en parallèle de visualiser, à partir de deux roches que nous estimons donc contemporaines, les différences chimiques entre les essexites et les syénites néphéliniques. Bardintzeff et al. (1988) modélisaient la formation des syénites néphéliniques à partir des essexites par un processus de cristallisation fractionnée nécessitant la résorption et la dissolution d'une fraction importante d'amphibole ("effet amphibole": Bardintzeff et Bonin 1986, 1987). Pourtant, l'observation des deux roches en contact dans le bloc de l'affleurement 3 (Fig. VII.3A) montre qu'aucune d'entre elles ne porte de trace visible d'un tel phénomène (par exemple des fantômes d'amphiboles,...: voir descriptions et photographies des autres échantillons au chapitre III). Les spectres de terres

Le bloc éboulé à l'affleurement 3: preuve de la connexion pouvant exister entre les essexites et les (monzo-)syénites néphéliniques dans le massif de Ahititera (Tahiti Nui)

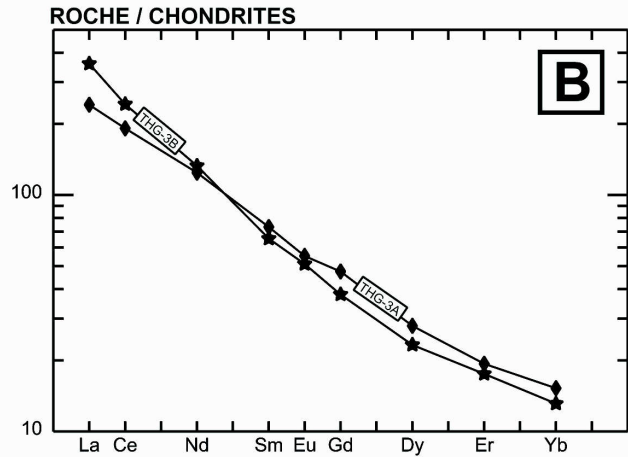
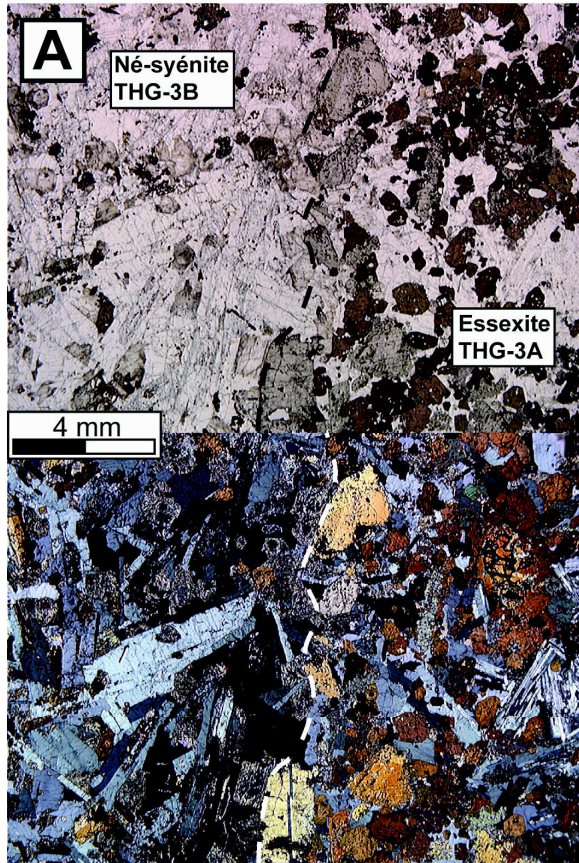


FIG. VII.3: Présentation des différences optique et chimique entre l'essexite THG-3A et la syénite néphélinique THG-3B dans le bloc éboulé à l'affleurement 3 (Fig. II.4).

A - Photographies en lame mince (en haut: lumière naturelle, en bas: lumière polarisée analysée) du contact entre l'essexite THG-3A et la syénite néphélinique THG-3B. Ce contact est souligné par une ligne tiretée.

B - Spectres de terres rares des échantillons THG-3A et -3B. Les teneurs en terres rares sont normalisées aux chondrites moyennes (Sun et McDonough 1989).

rare des deux échantillons THG-3A et -3B (Fig.VII.3B) sont à l'image de ceux des autres essexites et syénites néphéliniques (Fig. VI.3C). En effet, ils apparaissent nettement différents et se croisent entre Nd et Sm: la syénite néphélinique THG-3B est enrichie en LREE mais appauvrie en les autres terres rares par rapport à l'essexite THG-3A. Même s'il nous est impossible d'apporter des arguments pour infirmer définitivement le modèle proposé par Bardintzeff et al. (1988), il nous paraît toutefois très probable que les différences chimiques entre l'essexite THG-3A et la syénite néphélinique THG-3B (et, généralement, entre les essexites et les syénites néphéliniques) puissent s'expliquer plutôt par la mise en jeu de minéraux agissant variablement sur les terres rares (amphibole calcique, apatite ou sphène), susceptibles d'incorporer fortement ces éléments (e.g., Irving 1978, Wörner et al. 1983, Henderson 1984, Caroff et al. 1993), et qui sont présents sous la forme de minéraux idiomorphes dans les deux types pétrographiques considérés (Chapitre III, Tab. III.1).

Le cas de la syénite affleurant au sud du massif

La syénite (échantillon THG-9B) forme une falaise d'une cinquantaine de mètres de hauteur sur la marge sud de l'aire d'affleurement des roches grenues, en rive droite de la Vaituoru (Fig. II.4 et II.6). Cette falaise sert de support à l'extrémité est et à l'écluse du barrage-tas édifié au confluent avec la Ieifatautau.

Bardintzeff et al. (1988) interprétaient cette masse syénitique comme le produit ultime de la différenciation de la série faiblement sous-saturée (gabbro-monzonite-syénite), ainsi caractérisée par une importante lacune au niveau des roches intermédiaires. Ils considéraient que la roche s'était mise en place tel un dyke très épais recoupant la partie orientale du massif selon la direction nord-sud (Fig. VII.1).

Si nous n'avons pas d'argument pour remettre en cause l'interprétation pétrogénétique de Bardintzeff et al. (1988), nos observations de terrain ne sont en revanche pas compatibles avec leur hypothèse de mise en place. La zone d'affleurement de la syénite paraît avoir une extension spatiale très limitée. Si la roche affleure très bien en rive droite de la Vaituoru, nous n'en avons retrouvé aucune trace en rive gauche (à l'ouest et au nord-ouest), au niveau des points d'affleurement 8, 14 ou 15 (Fig. II.4). En outre, au nord et au sud, la falaise syénitique s'interrompt pour laisser place aux dépôts de brèches d'avalanche de débris (voir plus haut). Ces formations épicycliques surmontent également la falaise elle-même au-dessus du replat bien apparent sur la Fig. II.6. Nous pensons donc que la syénite s'est mise en place, non pas sous forme d'un dyke, mais comme une intrusion ponctuelle constituant peut être la racine

d'un ancien dôme en surface. En ce cas, le replat formant le sommet de la falaise (Fig. II.6) représenterait un niveau d'arasement à la base des formations épiciastiques.

La syénite THG-9B est relativement atypique à l'échelle du volcan tahitien puisqu'elle constitue en effet la roche de loin la plus siliceuse (61% SiO₂) analysée jusqu'à présent à Tahiti Nui. Par contre, la syénite THG-9B est, tant du point de vue des éléments majeurs que des rapports entre éléments en trace, proche des trachytes échantillonnés sur le volcan de Taravao (intrusions syn-caldeira, Léotot 1988, p. 344-345, échantillon Br1K).

Sur l'ensemble de la zone d'affleurement de la syénite, la roche présente une pâtine jaunâtre, indice d'une altération hydrothermale (Fig. II.6). En outre, l'étude en lame mince d'un échantillon syénitique (THG-9B: photographie Fig. III.4J) ainsi que celle de plusieurs dykes recoupant la falaise (THG-9C1 et -9C4) a montré que tous portent les traces prononcées d'une l'influence hydrothermale postérieure à la cristallisation: texture de recristallisation partielle ou totale, albitisation secondaire importante, déstabilisation des minéraux ferromagnésiens, présence dans la roche de grains de sulfures, pâtine d'altération riche en cristaux de pyrite (voir détails aux chapitres II, III et IV). Affleurant pourtant au voisinage immédiat de la falaise syénitique, l'essexite THG-9E1 (Fig. II.4) ne présente aucune trace de telles transformations.

La confrontation de ces diverses observations nous laisse penser que la falaise syénitique constitue une section dans une intrusion ponctuelle. Après son refroidissement, cette intrusion a été recoupée lors de la mise en place de la masse essexitique et a vraisemblablement subi l'action des fluides hydrothermaux issus de la cristallisation de l'essexite.

3 – Chronologie de la mise en place des unités pétrographiques

En prenant en compte principalement les altitudes de prélèvements des échantillons collectés en 1970, Bardintzeff et al. (1988) avaient proposé que la mise en place des gabbros et des clinopyroxénolites avait de peu précédé celle du groupe théralites-essexites-syénites néphéliniques. Nos nouvelles observations et données montrent au contraire que, si cette chronologie relative est respectée, les deux groupes de roches se sont mis en place en deux étapes distinctes dans le temps.

Les observations de terrain, les compositions chimiques et isotopiques de certains échantillons nous permettent de suggérer que les mises en place des théralites, des essexites et des (monzo-)syénites néphéliniques sont vraisemblablement connectées et contemporaines les unes des autres. Dans la partie 1 (article sous presse au *Journal of Volcanology and Geothermal Research*), nous avons montré que la théralite THG-13A et l'essexite THG-9E1 s'étaient mises en place entre 600 et 390 ka. Nous proposons de généraliser cette gamme d'âge à l'ensemble du groupe des roches fortement sous-saturées.

De la même façon, nous suggérons que la fourchette d'âges proposée pour la mise en place des gabbros (entre 1000 et 800 ka: paragraphe 1) soit également celle de la formation des clinopyroxénolites, avec lesquelles ils sont très probablement à l'équilibre (voir partie 2).

Le caractère contemporain de la cristallisation des types de roches d'un même groupe (peu et très sous-saturé) nous permet donc de proposer que le massif de roches grenues de Ahititera se soit construit en deux grandes étapes: les clinopyroxénolites et les gabbros se sont formés probablement entre 1000 et 800 ka, tandis que la série des roches fortement sous-saturées (théralites, essexites, syénites néphéliniques) s'est mise en place entre 600 et 390 ka. Au minimum, les intrusions des deux groupes pétrographiques sont donc séparées dans le temps d'environ 200 000 ans.

C – Proposition d'une nouvelle carte géologique interprétative du massif de Ahititera (Tahiti Nui)

A la suite des conclusions précédentes, la carte interprétative (Fig. VII.4) du massif de roches grenues de Ahititera (Tahiti Nui) peut être construite de la façon suivante.

- Les limites de l'aire d'affleurement des roches grenues sont celles qui ont été déduites de l'examen de l'image SPOT de la caldeira (voir détails au paragraphe B-1). Cette image, combinée aux observations de terrain effectuées dans le lit de la Vaituoru en contrebas du relais de la Maroto, a permis également de délimiter les zones d'affleurement des brèches d'avalanche de débris et des coulées basaltiques qui encaissent et surmontent (au sud-est: Fig. VII.4) le massif de roches grenues.
- Parmi les roches très alcalines du groupe fortement sous-saturé, les essexites dominent très largement sur les (monzo-)syénites néphéliniques du point de vue de la fréquence des blocs rencontrés dans les lits des différentes rivières (voir chapitre II). En outre, les syénites néphéliniques sont souvent intimement associées aux essexites au niveau

de l'affleurement puisqu'on rencontre les premières sous forme de filons dans les secondes (échantillons THG-3A et -3B, descriptions de Nitecki Novotny 1975). Nous les avons donc regroupées sur la carte interprétative (Fig. VII.4) sous un même figuré.

- Nous avons également décidé de regrouper sous un même figuré les gabbros et les cumulats clinopyroxénolitiques, dont les mises en place sont associées dans le temps.
- L'intrusion syénitique, en rive droite de la Vaituoru au sud du massif, est considérée comme recoupée par l'unité essexites/syénites néphéliniques.

La délimitation interprétative des zones d'affleurement est contrainte par la position des échantillons en place appartenant aux différentes unités pétrographiques ainsi identifiées (gabbros/clinopyroxénolites, théralites, essexites/syénites néphéliniques) et collectés lors des missions de 1970 et 1999 (Fig. II.4). Nous avons choisi de construire les limites entre les formations en nous appuyant sur la géomorphologie de la zone cartographiée: orientation des différentes crêtes, changements de direction du tracé des cours d'eau, etc...

Même si les données de terrain sont trop parcellaires pour nous permettre de définir la géométrie des contacts entre les différentes unités, donc de proposer une image précise de la géométrie en profondeur du massif, la carte interprétative ainsi obtenue (Fig. VII.4) amène plusieurs observations.

- La zone d'affleurement des roches grenues (essentiellement celles des clinopyroxénolites/gabbros) est largement recouverte, y compris sur les pentes même du Mont Ahititera, par les dépôts d'avalanche de débris ou leurs éboulis.
- Le massif apparaît comme deux larges intrusions "emboîtées" l'une dans l'autre, mais dont les limites ne semblent pas être en coïncidence. L'observation, à peu près à la même altitude (entre 450 et 350 m: lits de la Ieifatautau et de la Vaituoru) d'affleurements en place d'essexites et de clinopyroxénolites est incompatible, du moins dans cette zone, avec le modèle d'un massif stratifié (Fig. VII.1).
- Dans le cas de l'intrusion fortement sous-saturée, le groupe des roches intermédiaires à felsiques (essexites/syénites néphéliniques) affleure beaucoup plus largement que les théralites, ces dernières apparaissant au cœur de cette seconde intrusion.

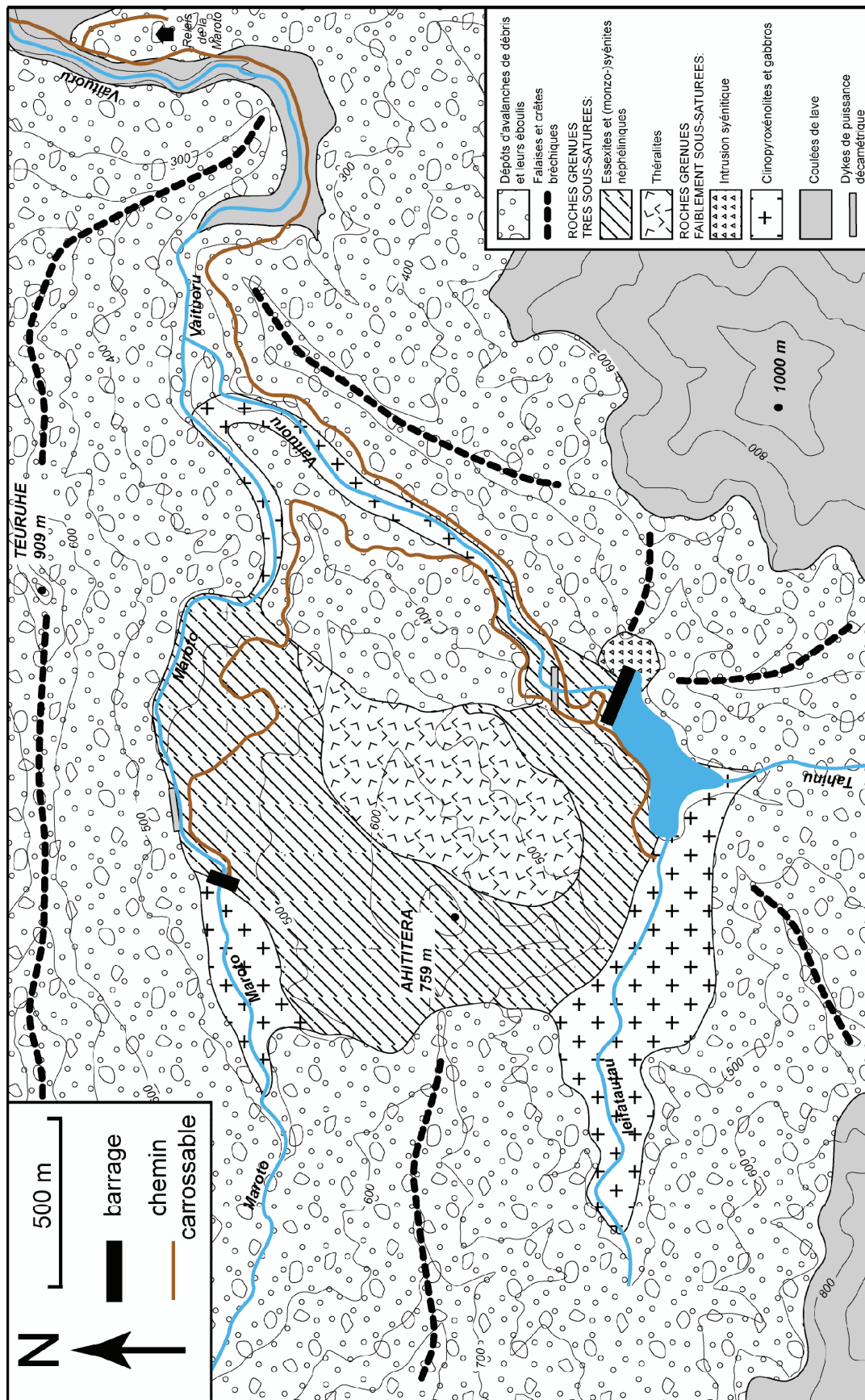


FIG. VII.4: Carte interprétative de la zone d'affleurement du massif de roches grenues de Ahittera (Tahiti Nui). La carte montre principalement les roches grenues subdivisées en 4 sous-groupes (essexites/syénites néphéliniques, théralites, pyroxénolites/gabbros, syénite). L'aire d'affleurement des brèches d'avalanche de débris ainsi que celle des coulées de laves en place. Le sommet résiduel du massif, le Mont Ahittera (759 m), est ainsi formé de la masse d'essexite en place.

D – Proposition de liens génétiques possibles entre les différents types pétrographiques

1 – *Théralites et gabbros: deux sources mantelliques différentes?*

A l'exception des cumulats (clinopyroxénolites et hornblendites), les deux groupes de roches mafiques sont les gabbros et les théralites, chacun d'entre eux pouvant être défini par des caractéristiques géochimiques et minéralogiques particulières. Les principales différences entre les gabbros et les théralites sont au nombre de trois.

- Les compositions isotopiques de Sr et Nd déterminées sur deux échantillons jugés représentatifs chacun d'un des deux groupes (gabbro THG-10C et théralite THG-13A) sont très nettement divergentes (Fig. VII.5A). Au sein du champ des compositions de l'ensemble des laves de Tahiti Nui, la théralite THG-13A montre ainsi une signature isotopique faiblement radiogénique bien plus proche du pôle DMM (Depleted MORB Mantle: voir Fig. VII.5A) que celle (radiogénique) du gabbro THG-10C.
- Les gabbros sont systématiquement moins sous-saturés en silice que les théralites (Fig. VI.1) à teneurs en silice pourtant du même ordre ($40\% < \text{SiO}_2 < 47\%$). En effet, la teneur en néphéline normative des premiers est toujours inférieure à 6,51% (la néphéline modale est alors absente) tandis que celle des secondes est supérieure à 7,13% (la néphéline modale présente). Cette différence est corrélée avec le contraste relatif aux teneurs en alcalins des deux groupes. Ainsi, les théralites apparaissent toujours plus alcalines que les gabbros ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \geq 5\%$ pour théralites, $< 5\%$ pour les gabbros).
- Les théralites apparaissent systématiquement plus riches en éléments en trace fortement incompatibles que les gabbros (Fig. VI.2). Les éléments permettant le mieux de discriminer les deux types pétrographiques sont Th, La, Nd ou Sm.

La Fig. VII.5B présente, pour les deux groupes pétrographiques précédemment identifiés, les valeurs du rapport Th/Nb en fonction des teneurs en Th. Les théralites et les gabbros sont des roches dans lesquelles l'amphibole a une importance marginale; elle n'est présente qu'en position texturale tardive (voir Chapitre III). Th et Nb peuvent donc être

Illustration de la différence chimique entre les gabbros et les théralites dans le massif de roches grenues de Ahititera

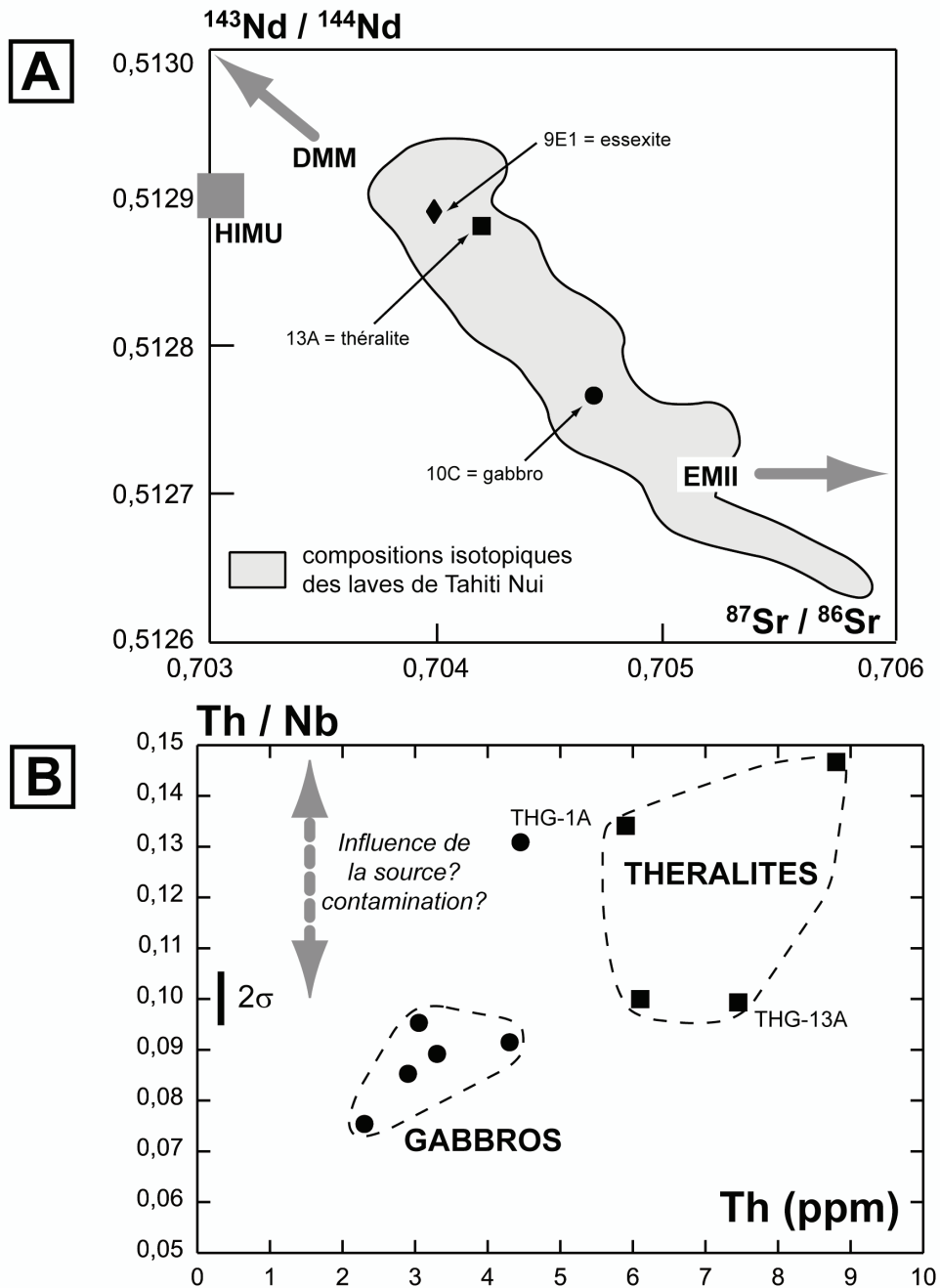


FIG. VII.5: Diagrammes illustrant la différence chimique existante entre les gabbros et les théralites du massif de Ahititera. A - Compositions isotopiques de Sr et Nd des échantillons représentatifs des roches à texture grossière. Le diagramme comporte également les indications de la position des pôles mantelliques DMM (Depleted MORB Mantle), HIMU (High μ , μ désignant le rapport U/Pb) et EMII (Enriched Mantle 2), dont les compositions ont été définies par Zindler et Hart (1986) et Hart (1988). Le champ des compositions isotopiques correspondant à l'ensemble des laves de Tahiti Nui (références sur la Fig. VI.11) est également reporté. B - Diagramme montrant, pour les deux groupes de roches mafiques non-cumulatives échantillonnées dans le massif de Ahititera, la variation du rapport Th/Nb en fonction de Th (ppm). L'écart type sur la valeur du rapport (10%: Joseph Cotten, communication personnelle) est également indiqué.

considérés en ce cas comme des éléments caractérisés par des degrés élevés et très voisins d'incompatibilité (ce sont tous les deux des HFSE: High Field Strength Elements). Ainsi, le rapport entre les teneurs de ces deux éléments ne sera que peu susceptible d'être influencé par des processus tels que la cristallisation fractionnée ou la fusion partielle. Les différences de la valeur du rapport Th/Nb d'un groupe de roche mafique donné à un autre peut donc être interprété soit comme le reflet de différences quant à la zone-source mantellique des liquides, soit comme l'indice que les liquides ont subi une contamination de degré variable.

Le groupe des gabbros est caractérisé par des valeurs du rapport Th/Nb comprises entre 0,072 et 0,096 alors que celui des théralites présente une gamme de valeurs en Th/Nb nettement plus étendue ($0,10 \leq \text{Th/Nb} \leq 0,15$) mais toujours plus élevées que celles des gabbros (Fig. VII.2). Par rapport au reste des gabbros, l'échantillon THG-1A constitue une anomalie. En effet, en relation avec la teneur en Th, il est caractérisé par une valeur du rapport Th/Nb plus élevée et proche de celles déterminées pour les théralites. Sa teneur très élevée en MgO (voisine de 13%: Fig. VI.1) corrélée à sa richesse en olivine (26% modal: Tab. III.1) par rapport au reste des gabbros révèle vraisemblablement un phénomène d'accumulation en ce minéral, mais qui ne peut être origine potentielle de perturbations des teneurs ou des rapports en éléments en trace dans la roche.

Les différences existantes entre les compositions isotopiques (Fig. VII.5A) et les gammes de valeurs du rapport Th/Nb caractérisant les deux groupes (présentées sur la Fig. VII.5B) montrent donc que les gabbros et les théralites ne peuvent être simplement les produits de taux de fusion partielle variables d'une source mantellique identique. Pour expliquer les divergences chimiques et isotopiques entre les deux groupes de roches mafiques, il devient nécessaire de faire appel à une variation de la nature de la source mantellique. Toutefois, nous ne pouvons pas écarter totalement l'hypothèse que ces différences soient le produit de degrés variables de contamination des liquides mafiques.

Nos résultats sont, tout au moins, incompatibles avec le modèle d'évolution des roches proposé par Bardintzeff et al. (1988). Ce modèle, en effet, faisait l'hypothèse d'un unique liquide basaltique primitif (voir plus haut) à l'origine de l'ensemble des deux séries de différenciation. A partir de l'estimation de l'importance volumique de chaque type pétrographique dans le massif, cette supposition reposait sur le calcul de la composition chimique globale du massif de roches grenues, proche de celle du basalte primitif analysé par McBirney et Aoki (1968).

2 – Le lien génétique entre les théralites et les essexites: confirmation du modèle de Bardintzeff et al. (1988)?

Avec les clinopyroxénolites à olivine de la rivière Ieifatautau, les essexites constituent le type pétrographique que nous avons pu observer en place le plus largement, en particulier au pied du barrage édifié sur la Vaituoru au sud du massif de roches grenues (affleurement 9E: Fig. II.4). Bardintzeff et al. (1988) modélisent la formation des essexites à partir des théralites par un processus de cristallisation fractionnée donnant naissance à un cumulat résiduel de nature gabbroïque (pyroxènes et plagioclases). L'examen des compositions isotopiques de Sr et Nd ainsi que des nouvelles données concernant les teneurs en éléments en trace dans les essexites et les théralites permet, dans une certaine mesure, d'apporter une confirmation à ce qui n'était qu'une hypothèse de départ dans le modèle proposé par Bardintzeff et al. (1988).

En effet, les deux échantillons représentatifs des théralites (THG-13A) et des essexites (THG-9E1), que nous estimons s'être mis en place de manière contemporaine (voir plus haut) présentent des compositions isotopiques de Sr et Nd très voisines ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,7041$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \approx 0,5129$: Fig. VII.5A). La proximité des points représentatifs des deux échantillons sur la Fig. VII.5A est l'indice qu'il existe un lien génétique fort entre les deux roches.

Cependant, tant du point de vue des éléments majeurs que de celui des éléments en trace, la distinction entre les théralites et les essexites n'apparaît pas simple (Fig. VI. 1 et VI.2). En effet, pour un élément donné, la gamme de variation des essexites recouvre souvent en partie celle des théralites. Seules les proportions de néphéline normative permettent de discriminer les deux types pétrographiques (Fig. II.2). Cette observation est confirmée par l'examen des spectres de terres rares: le champ délimitant les spectres de terres rares des essexites et celui des théralites se recouvrent en partie (nous présentons à nouveau ces spectres en Fig. VII.6A). La Fig. VII.6B, présentant les spectres de terres rares des échantillons dont nous possédons la composition isotopique (la théralite THG-13A, l'essexite THG-9E1 et, pour comparaison, le gabbro THG-10C), montre que les spectres de la théralite THG-13A et de l'essexite THG-9E1 sont pratiquement confondus (excepté pour les terres rares légères).

La similitude entre les compositions isotopiques des échantillons représentatifs des théralites et des essexites (Fig. VII.5A) nous permet d'avancer l'hypothèse qu'il existe entre les

deux groupes pétrographiques une forte connexion d'ordre génétique, sans doute suivant un processus de cristallisation fractionnée.

**Illustration des différences et similarités chimiques existantes
entre gabbros et essexites**

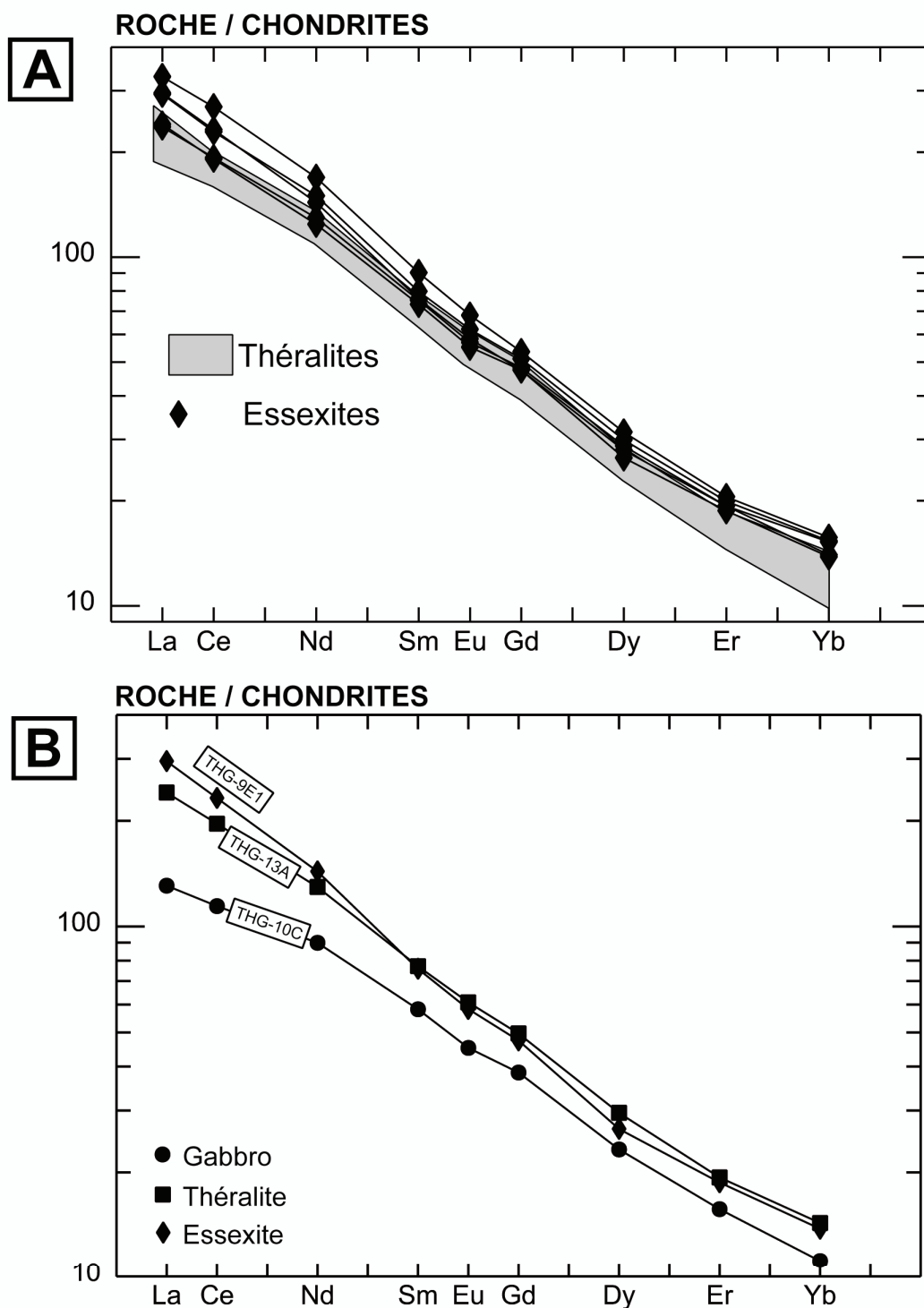


FIG. VII.6: Diagrammes présentant les spectres de terres rares des essexites et des théralites. Les teneurs en terres rares sont normalisées aux chondrites moyennes (Sun et McDonough 1989).
 A - Spectres de terres rares de l'ensemble des échantillons des deux types pérographiques.
 B - Spectres des trois échantillons dont nous possédons la composition isotopique: Le gabbro THG-10C (représenté pour comparaison), la théralite THG-13A et l'essexite THG-9E1.

Les deux intrusions gabbroïques de Maupiti, Faataufi et Barque de Hiro. Mise en place, relations avec les laves de l'île

Les deux massifs gabbroïques de l'île de Maupiti (Faataufi, Barque de Hiro) n'avaient jusqu'à présent fait l'objet d'aucune étude particulière. Les travaux les plus récents concernant Maupiti (Blais et al. 2002) décrivent le Faataufi et la Barque de Hiro comme deux intrusions distinctes mises à l'érosion sans donner plus de précision sur leur mode de mise en place.

La mission de terrain réalisée en octobre 1999 à Maupiti nous a permis d'acquérir de nouvelles données concernant la fracturation et les variations, ce qui nous a permis de mieux contraindre le mode de mise en place des intrusions du Faataufi et de la Barque de Hiro, ainsi que d'appréhender les relations entre les gabbros et les roches effusives de l'île.

A – Géométrie des deux intrusions – mode de mise en place

1 – L'intrusion du Faataufi

La zone d'affleurement de l'intrusion du Faataufi, au bord du lagon au nord-ouest de Maupiti (Fig. II.21 et VII.7), constitue une crête de 160 m de long sur environ 45 m de large qui culmine à 109 d'altitude (voir chapitre II et Fig. VII.7) et est orientée globalement est-ouest. Seule la partie sommitale de la crête est formée du gabbro en place, émergeant des éboulis qui tapissent ses pentes jusqu'aux rives du lagon (Fig. II.21). Si l'on excepte la poche pegmatitoïdique métrique (échantillon MUG-6B, collectée au niveau du piton marquant

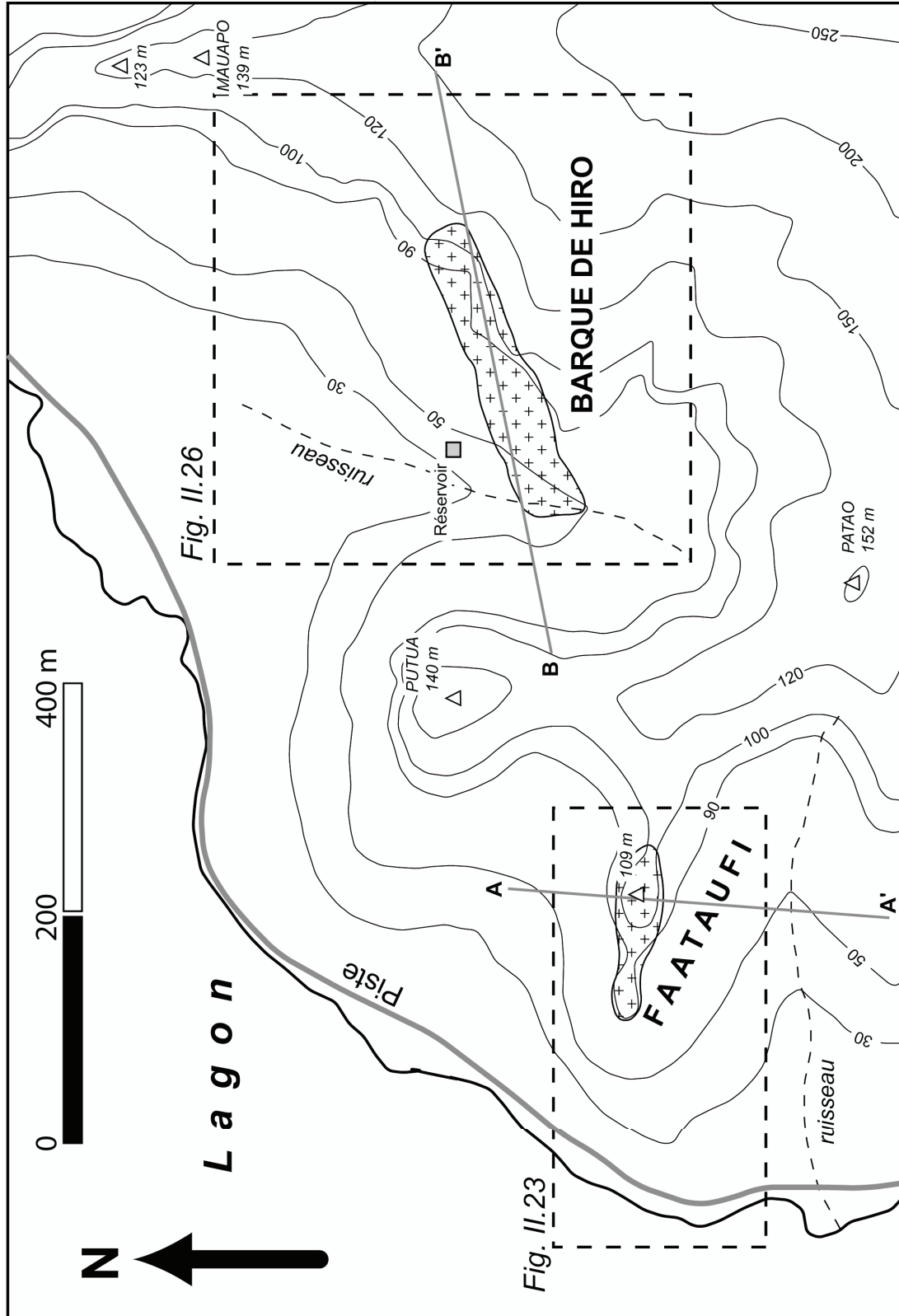


FIG. VII.7: Carte topographique simplifiée du quart nord-ouest de l'île de Maupiti, construite d'après la carte topographique au 1/5000 du cœur de Maupiti, éditée par le Service de l'Urbanisme du Ministère des Affaires Foncières et Administratives de Polynésie Française (1987). Elle montre en traits pointillés le contour des cartes géologiques figurées sur les Fig. II.23 et II.26 ainsi que les traits des coupes des Fig. VII.8A (A - A') et VII.B (B - B').

l'extrémité ouest de la crête), la texture équi-granulaire du gabbro apparaît homogène quel que soit le point de prélèvement (voir chapitre III, photographie de la Fig. III.8A).

Les mesures de la fracturation effectuées tout au long de l'aire d'affleurement du gabbro en place ont révélé deux systèmes de fractures.

- Un débit en prismes grossiers, qui apparaît le plus nettement dans la partie orientale de la crête du Faataufi. Les prismes, horizontaux, ont une orientation pratiquement constante N70° à N80° E (photographie Fig. II.25) qui est donc proche d'une direction *parallèle* à l'axe de la crête.
- Un débit en lames verticales, dont l'orientation varie le long de l'axe de l'aire d'affleurement entre N150° et N30° E sans relation apparente avec la position au sein de l'intrusion. La direction de ce débit peut être considérée comme marquant celle de l'écoulement du magma au sein de l'intrusion.

Dans les corps filoniens mafiques (e.g., Caroff et al. 1995), la prismation est liée au refroidissement (rétraction thermique) et se développe habituellement perpendiculairement aux épontes, donc parallèlement à la direction de propagation du front de solidification. La direction des prismes de rétraction thermique est donc fonction de la géométrie du front de solidification, donc de celle du corps magmatique considéré. Dans le cas de l'intrusion du Faataufi, la direction de la prismation (N70° à N80°E) n'est pas perpendiculaire à la direction de la crête (est-ouest), comme cela aurait pu être le cas si celle-ci avait par exemple matérialisé la partie axiale d'un dyke très épais (Fig. II.23).

La carte géologique de l'île de Maupiti (Blais et al. 2002) signale des coulées basaltiques à l'affleurement 300 m au nord et au sud de la crête du Faataufi et une centaine de mètres à l'est. Ces affleurements basaltiques encadrent, de manière large, la zone d'affleurement de l'intrusion. La direction de la prismation nous laisse penser que l'intrusion du Faataufi ne s'est pas mise en place tel un dyke épais orienté est-ouest. La couverture d'éboulis dissimule sans doute une partie du massif, dont la géométrie d'ensemble est vraisemblablement différente de la celle de la crête du Faataufi (coupe interprétative Fig. VII.8 positionnée sur la Fig. VII.7). Celle-ci ne constitue donc sans doute que la partie résiduelle, en relief, d'un corps magmatique intrusif notablement plus vaste.

Coupe interprétative de l'intrusion gabbroïque du Faataufi (Maupiti)

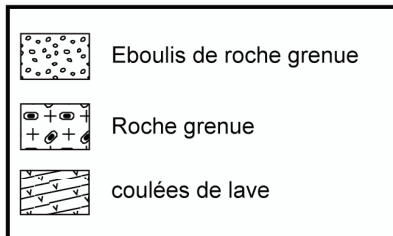
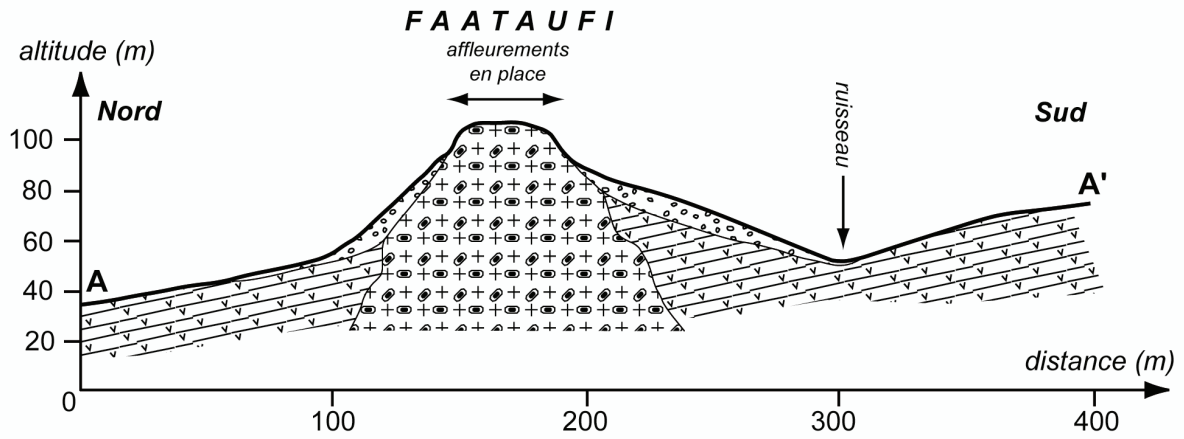


FIG. VII.8: Coupe interprétative de l'intrusion gabbroïque du Faataufi, à Maupiti. Le trait de coupe A - A' est positionné sur la Fig. VII.7.

2 – L'intrusion de la barque de Hiro

Les mauvaises conditions d'affleurements rendent ardue l'identification du mode de mise en place de l'intrusion de la Barque de Hiro. Depuis 40 à 50 m jusqu'à 110 à 120 m d'altitude, le gabbro de la barque de Hiro apparaît en effet dans le fond d'un vallon (Fig. VII.7 et II.26). Toutefois, les points d'affleurement sont répartis d'une façon tout à fait particulière, puisqu'ils s'alignent sur 250 à 300 m selon une direction globale N50° E.

Encadrant l'aire d'affleurement du massif, des coulées basaltiques sont mentionnées par Blais et al. (2002) une centaine de mètres à l'ouest de la position du réservoir (Fig. VII.7) et environ 60 m au nord des affleurements gabbroïques. Contrairement au cas de l'intrusion du Faataufi, nous avons identifié un contact du gabbro avec l'encaissant basaltique au niveau de l'extrémité nord-est de l'aire d'affleurement. Ce contact, vertical et orienté N152° E (voir chapitre II et Fig. II.26), recoupe à l'emporte pièce les coulées basaltiques. Dans le gabbro lui-même, la proximité du contact est marquée par un passage progressif de la texture équi-granulaire (commune à l'ensemble de l'intrusion) à une texture intergranulaire beaucoup plus fine (échantillon MUG-14: photographie Fig. III.8F). Dans les corps intrusifs mafiques, cette texture intergranulaire (un des pôles texturaux du groupe des textures doléritiques: voir chapitre VIII) est généralement considérée comme indicatrice d'une cristallisation intervenue avec un taux de refroidissement élevé (e.g., Gray 1970, Coish et Taylor 1979) au voisinage d'un encaissant plus froid.

Si aucun débit en prismes n'est clairement visible, le gabbro de la Barque de Hiro est en revanche découpé en dalles par un réseau de fractures parallèles, que nous interprétons comme la marque du sens de l'écoulement magmatique au sein de l'intrusion. Ce débit est vertical et orienté N30° E dans la partie inférieure de zone d'affleurement (Fig. II.26), selon une direction qui est voisine de celle de la "bande d'affleurement" définie par l'alignement des points de prélèvement. Le débit n'est plus horizontal mais penté au sud-ouest dans la partie supérieure de l'intrusion (affleurement 12: Fig. II.26).

Ces observations nous permettent de suggérer que le gabbro de la Barque de Hiro s'est mis en place tel un dyke épais (sans doute plus de 50 m de large, mais le chiffre est difficile à préciser) orienté N50° E (voir coupe interprétative présentée plus loin et positionnée sur la Fig. VII.7). La terminaison nord-est de ce dyke est contrainte par le contact avec l'encaissant basaltique (affleurement 14), et il s'interrompt probablement au sud-ouest (40-50 m d'altitude) au niveau du ruisseau. A l'affleurement 12 (Fig. II.26) le changement d'orientation du débit

indicateur de l'écoulement magmatique nous laisse penser que la partie supérieure de l'aire d'affleurement correspond à une zone qui devait se situer vraisemblablement à proximité du toit de l'intrusion.

B – Relations des gabbros avec les laves de l'île de Maupiti – la spécificité des gabbros

1 – Les similitudes avec les basaltes: une source mantellique identique?

La Fig. VII.9A présente la composition isotopique de Sr et Nd d'échantillons représentatifs des deux intrusions gabbroïques (Faataufi: MUG-2, Barque de Hiro: MUG-12). Les échantillons effusifs de Maupiti (White et Duncan 1996, Blais et al. 2002), pour lesquels les compositions isotopiques ont été publiées, sont également reportés. Pour chacun de ces échantillons, nous avons, quand cela était possible, indiqué également l'âge (Ma) déterminé par la méthode K-Ar sur mésostase séparée. Comme Blais et al. (2002) l'avaient déjà remarqué, il n'y a pas de corrélation entre la composition isotopique d'un échantillon donné et son âge; cette constatation vaut d'ailleurs pour l'ensemble des paramètres géochimiques déterminés sur les laves de Maupiti. Il n'est donc pas possible de contraindre, grâce aux paramètres géochimiques, l'âge de la mise en place des deux intrusions gabbroïques.

Sur la Fig. VII.9A, la composition isotopique en Sr et Nd de l'échantillon représentatif de l'intrusion de la Barque de Hiro apparaît très voisine de celle de la majorité des échantillons basaltiques. Si le gabbro du Faataufi présente également un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ proche à la fois de l'échantillon MUG-12 et des basaltes, il est par contre caractérisé par une valeur de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (= 0,705802) qui s'en écarte franchement ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0,705349 pour MUG-12). Il est à remarquer qu'à la fois l'échantillon MUG-2 (Faataufi) et l'échantillon MUG-12 (Barque de Hiro) contiennent des olivines à H.T.I. En conséquence, la différence isotopique entre eux ne peut être mise en relation avec cette particularité minéralogique.

Les teneurs élevées en MgO ($\geq 10\%$) ou en éléments en traces incompatibles (Ni ≥ 250 ppm) des échantillons des deux intrusions gabbroïques (voir chapitre VI) confèrent à ces roches un franc caractère primitif (à l'exception de la pegmatitoïde MUG-6B, Faataufi). La Fig. VII.9B présente, pour les échantillons des deux intrusions ainsi que pour les basaltes de l'île, les valeurs du rapport Th/Nb en fonction des teneurs en Th. Pour des roches mafiques

Similitudes chimiques entre les intrusions du Faataufi et de la Barque de Hiro: une zone-source similaire?

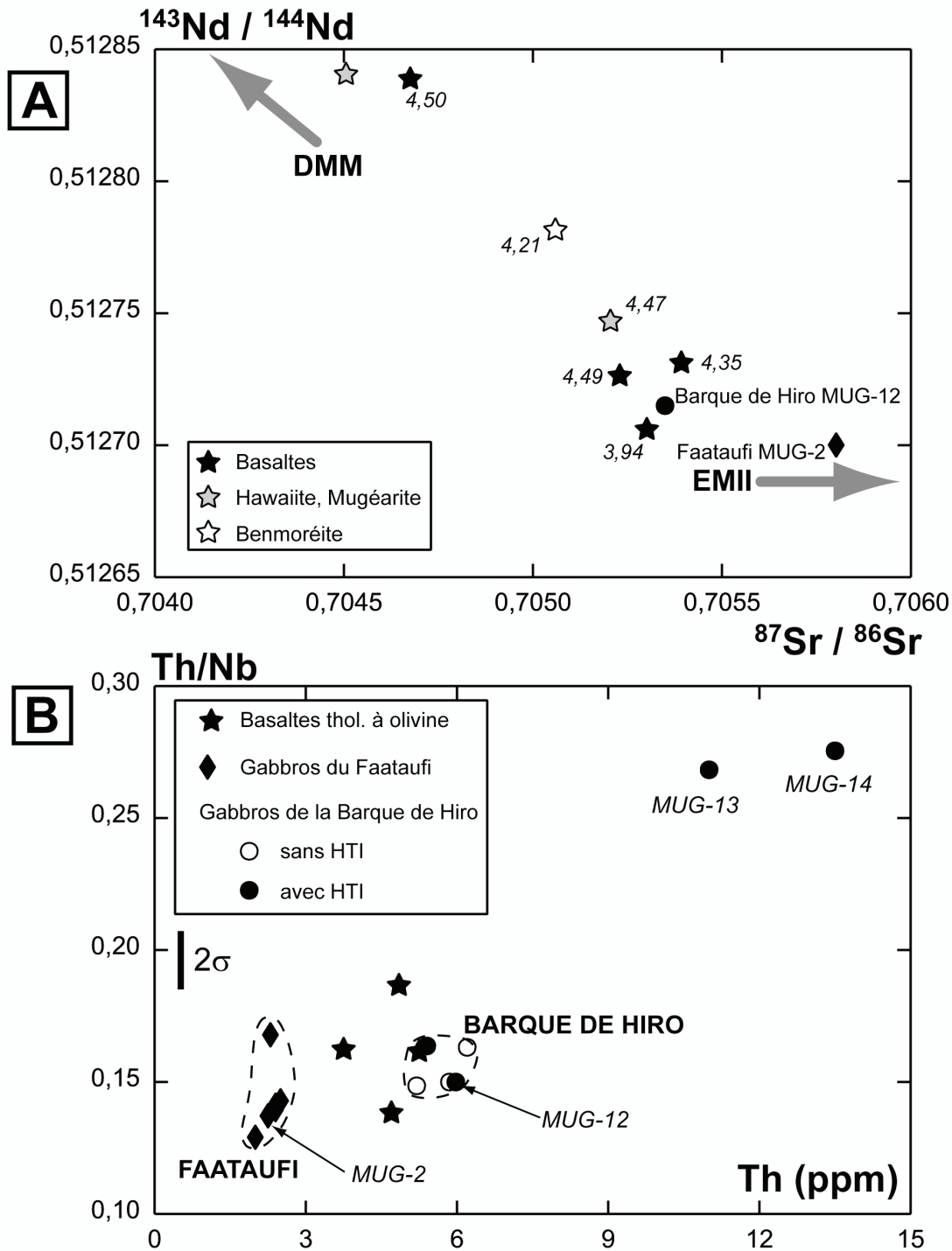


FIG. VII.9:

A - Compositions isotopiques des échantillons de roches à texture grossière collectés en octobre 1999 à Maupiti. Le diagramme comporte également les indications de la position des pôles mantelliques DMM (Depleted MORB Mantle) et EMII (Enriched Mantle 2), dont les compositions ont été définies par Zindler et Hart (1986) et Hart (1988). Les compositions isotopiques et, s'il y a lieu, les âges K-Ar (Ma) des roches effusives de l'île sont également indiquées (White et Duncan 1996, Blais et al. 2002).

B - Diagramme montrant, pour les deux intrusions de Maupiti et les basaltes tholéïtiques à olivine de l'île, la variation du rapport Th/Nb en fonction de Th (ppm). L'écart type sur la valeur du rapport (10%: Joseph Cotten, communication personnelle) est également indiqué.

primitives ne portant pas d'indice minéralogique d'un quelconque fractionnement d'amphibole (voir chapitre II), Th et Nb peuvent donc être considérés comme des éléments caractérisés par des degrés élevés et très voisins d'incompatibilité (ce sont tous les deux des HFSE). Ainsi, le rapport entre les teneurs de ces deux éléments sera très peu susceptible d'être influencé par des processus tels que la cristallisation fractionnée ou la fusion partielle. A l'exception des échantillons MUG-13 et MUG-14 (Barque de Hiro) caractérisés par des teneurs élevées en Th (cette particularité géochimique sera discutée au chapitre IX), les échantillons de chaque intrusion s'inscrivent dans une gamme de valeurs du rapport Th/Nb très étroite, équivalant pratiquement à celle de la barre d'erreur (Fig. VII.9B). Comparés aux basaltes tholéïtiques à olivine de Maupiti, les gabbros du Faataufi et ceux de la Barque de Hiro sont caractérisés par des valeurs du rapport Th/Nb remarquablement similaires.

Nous suggérons donc que les deux intrusions, caractérisées par des compositions isotopiques en Nd (Fig. VII.9A) et des rapport Th/Nb voisins (Fig. VII.9B), puissent dériver d'une source mantellique très similaire à celle des basaltes tholéïtiques à olivine échantillonnés à Maupiti. Ceci n'est, en revanche, pas le gabbro du Faataufi, à moins que le caractère plus radiogénique de sa composition en Sr soit à mettre au compte de l'incorporation d'une faible quantité d'eau de mer (caractérisée par une composition isotopique de Sr très radiogénique: Palmer et Edmond 1989) dans un magma de type Barque de Hiro au moment de sa remontée.

1 – Les différences avec les basaltes: des taux de fusion partielle variables?

Si les deux intrusions gabbroïques de la Barque de Hiro et du Faataufi sont caractérisées par des rapports Th/Nb proches (à l'exception des échantillons MUG-13 et MUG-14, massif de la Barque de Hiro), elles sont en revanche très différentes du point de vue des teneurs en la plupart des autres éléments en trace incompatibles (Fig. VI.10). En effet (à l'exception de MUG-13 et -14), les gabbros de la Barque de Hiro sont systématiquement enrichis par rapport aux basaltes de Maupiti pour tous les éléments plus incompatibles que Dy (Fig. VI.10). En ces éléments, ils sont également de 1,5 à 3 fois plus riches que les gabbros du Faataufi qui, eux, sont appauvris par rapport aux basaltes. Il convient de rappeler également que les gabbros de la Barque de Hiro apparaissent comme les roches mafiques les plus sous-

saturées en silice de Maupiti: ce sont les seules à comporter de la néphéline normative (Fig. VI.9).

La Fig. VII.10 montre l'évolution des rapports La/Yb (en fonction de La: Fig. VII.10A) et Nd/Yb (en fonction de Th/Nb, dont la signification a été discutée plus haut: Fig. VII.10B) pour les échantillons gabbroïques et les basaltes tholéitiques de Maupiti. La et Nd sont caractérisés, dans les liquides mafiques, par des degrés d'incompatibilités très différents de celui de Yb. Au sein d'une même intrusion, la valeur des rapports La/Yb et Nd/Yb reste remarquablement constante (à l'exception de MUG-13 et -14, Barque de Hiro, enrichis en La par rapport aux autres échantillons de l'intrusion). Pour les trois groupes de roches représentés sur la Fig. VII.10A (les deux intrusions et les basaltes), la valeur du rapport La/Yb est corrélée positivement avec les teneurs en La. L'intrusion de la Barque de Hiro est caractérisée par des valeurs de La/Yb et Nd/Yb plus élevées que les basaltes, eux-mêmes affichant des rapports plus élevées que les gabbros du Faataufi (Fig. VII.10A et B).

Pour des roches mafiques primitives issus d'une source mantellique similaire, comme c'est le cas pour les deux intrusions gabbroïques et les basaltes (constance du rapport Th/Nb, Fig. VII.10B, voir plus haut), de telles variations peuvent être interprétées comme le signe de variations du taux de fusion partielle de la source mantellique. Ainsi, nous suggérons que le taux de fusion partielle de la source ait été clairement plus faible dans le cas des gabbros de la Barque de Hiro (sous-saturés en silice, La/Yb et Nd/Yb élevés) que dans celui des gabbros du Faataufi. Les taux de fusion partielle encadreraient celui caractérisant les basaltes de Maupiti.

Différences chimiques entre les intrusions du Faataufi et de la Barque de Hiro: des taux de fusion partielle différents?

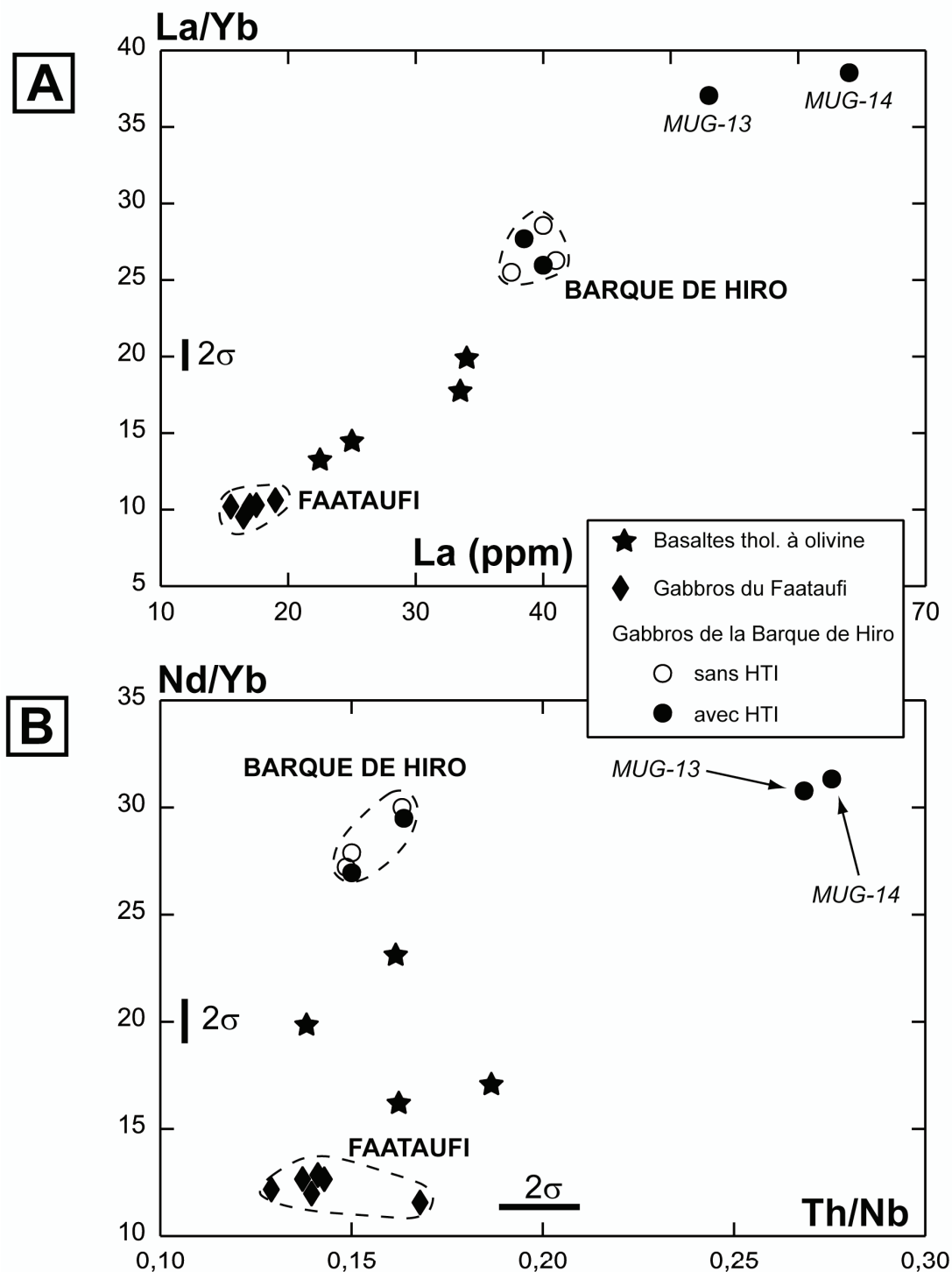


Fig. VII.10: Diagrammes montrant, pour les deux intrusions de Maupiti et les basaltes tholéïtiques à olivine de l'île, la variation des rapports La/Yb (Figure A) en fonction de La (ppm) et de Nd/Yb (Figure B) en fonction de Th/Nb. L'écart type sur les valeurs des rapports (10%: Joseph Cotten, communication personnelle) est également indiqué.

Mise en place des gabbros et théralites de la Vallée de Faaroa (Raiatea)

Les roches grenues de la Vallée de Faaroa sont caractérisées par de très mauvaises conditions d'affleurement (voir Chapitre II). Les pointements gabbroïques et théralitiques n'émergent que très localement du mamu (= sols ferrallitiques) et il est donc très difficile d'appréhender les modalités de la mise en place des roches.

A – Hypothèses concernant le mode de mise en place

La Fig. VII.11A montre la position de la zone d'affleurement des roches grenues de Raiatea par rapport à la moitié méridionale de l'île. La Fig. VII.11B rappelle que nous n'avons pu identifier que trois sites d'affleurement où les roches grenues (théralites et gabbros) ont été reconnues en place et non-altérées (voir Chapitre II). En parallèle, nous avons repéré de vastes zones (lits de rivière, chemin, butte topographique) où des roches grenues intensément altérées (pétrographie donc indéfinissable) sont à l'affleurement.

La Fig. VII.11B montre que l'on peut encadrer les sites d'affleurement des roches grenues par un rectangle (indiqué en tiretés) d'approximativement 1300 x 800 m. Nous n'avons identifié aucun contact des gabbros ou théralites avec un quelconque encaissant effusif ni aucun autre affleurement de ces roches en place et il n'est donc pas possible de savoir si le rectangle que nous définissons correspond à leur zone d'exposition réelle. Nous pouvons néanmoins avancer qu'il s'agit là des dimensions minimales de l'aire d'affleurement des roches grenues.

Au sein de cette zone d'affleurement rectangulaire (Fig. VII.11B), les pointements de roche grenue peuvent être interprétés soit comme plusieurs dykes très épais (concentrés

Positionnement du massif de roches grenues de la Vallée de Faaroa (Raiatea) par rapport aux limites de la caldeira

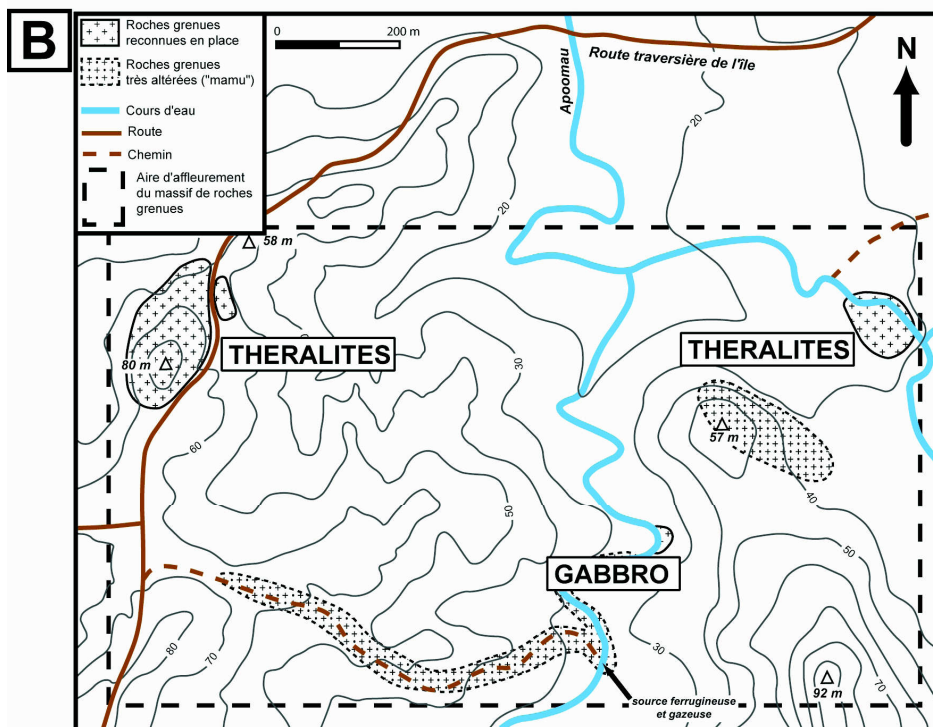
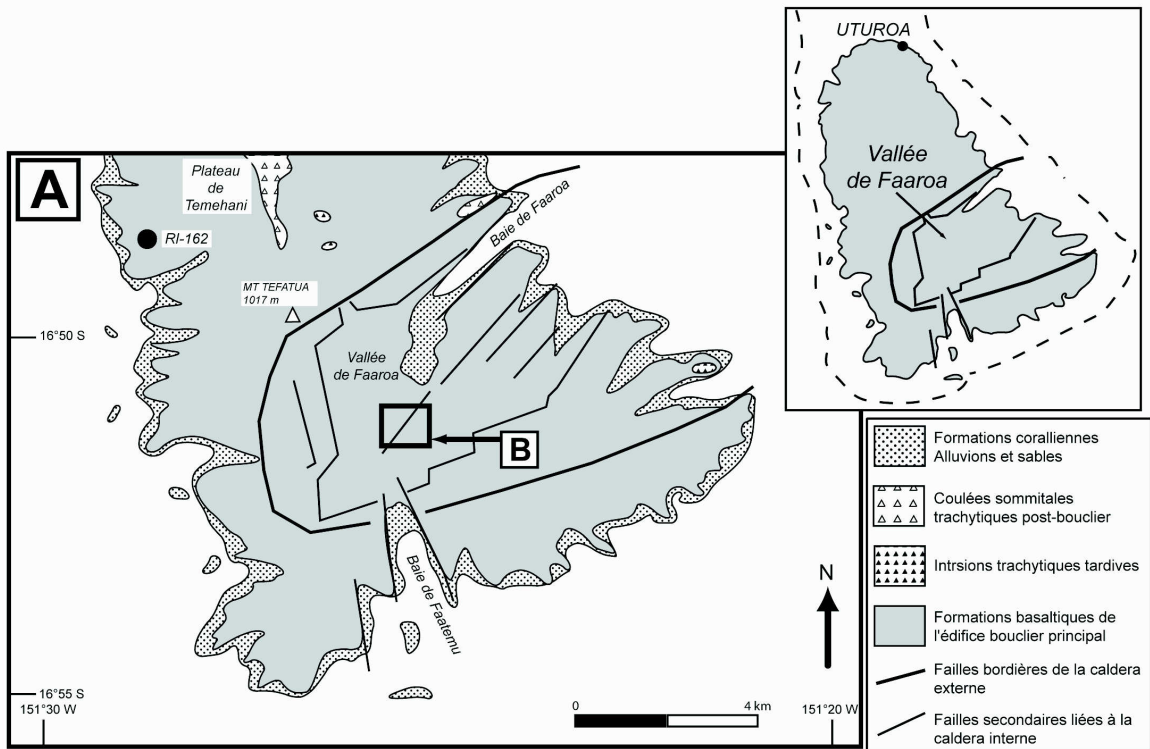


FIG. VII.11: Cartes présentant (A) la localisation de l'aire d'affleurement des gabbros et théralites de Faaroa par rapport aux failles limitant les calderas internes et externes, (B) les dimensions possible de cette zone d'affleurement (rectangle en traits tirés) compte tenu de la position des lieux où les roches grenues ont été reconnues en place. Sur la Figure A, la position du basalte picritique RI-162 est également indiqué.

spatialement dans une étroite zone géographique) mis à l'érosion, soit comme appartenant à une même et vaste intrusion (qui affleurerait alors sur au minimum 1,04 km²) et dont la géométrie nous est inconnue. Nous penchons plutôt en faveur de la seconde hypothèse. En effet, les similarités pétrographiques (texture, minéralogie: voir chapitre III et IV) et chimiques (voir chapitre VI) existant entre les théralites collectées tant à l'est qu'à l'ouest de l'aire d'affleurement (Fig. II.13) plaident en faveur de leur appartenance à un corps magmatique unique. Si l'affleurement gabbroïque y est également intégré, le corps magmatique devient alors polyolithologique et doit être probablement considéré comme zoné.

Ce corps magmatique de grande dimension affleurerait au centre de la caldeira emboîtée de Faaroa (Fig. VII.11A), non loin d'une fracture considérée par Blais et al. (1997) et Dauteuil et al. (1998) comme appartenant au système de failles de la caldeira interne (système découpant le fond plat de la Vallée de Faaroa en "touches de piano": Blais et al. 1997). La caldeira externe, la plus vaste, est limitée par une ligne de crêtes culminant à 1017 m. Les deux caldeiras dissymétriques de Raiatea sont ouvertes sur le lagon sur 5,2 km et leur formation a été située par Guillou et al. (1998) à la fin de la phase bouclier. Alors que Blais et al. (1997) interprètent ces deux caldeiras comme la marque d'un vaste glissement sectoriel, Dauteuil et al. (1998) estiment qu'elles se sont plutôt formées consécutivement à un effondrement.

B – Connexions avec l'encaissant effusif

La Fig. VII.12A présente les compositions isotopiques des échantillons représentatifs des théralites et gabbro du massif de roches grenues de Faaroa (RIG-1B et RIG-3B, respectivement) ainsi que celles des basaltes, basanite et trachytes échantillonnés dans le reste de l'île (Sylvain Blais, comm. pers.). Les gabbros et théralites apparaissent caractérisés par des compositions isotopiques remarquablement similaires ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,7044$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \approx 0,51282$: voir chapitre VI). Ce fait constitue un argument supplémentaire confortant l'hypothèse que gabbros et théralites appartiennent à une intrusion unique de grande dimension. La composition des roches grenues de la Vallée de Faaroa s'inscrit dans le champ de variation des basaltes alcalins et tholéïtiques échantillonnés dans le reste de l'île.

Comme dans le cas de l'île de Maupiti, et à l'inverse de ce qui a été récemment mis en évidence par Le Roy (1994) à Tahiti Nui (voir plus haut), il n'y a pas de corrélation entre l'âge K-Ar d'un échantillon lavique (Blais et al. 1997, Guillou et al. sous presse) et sa composition

Relations entre les roches effusives de l'île de Raiatea et les gabbros et théralites de la Vallée de Faaroa

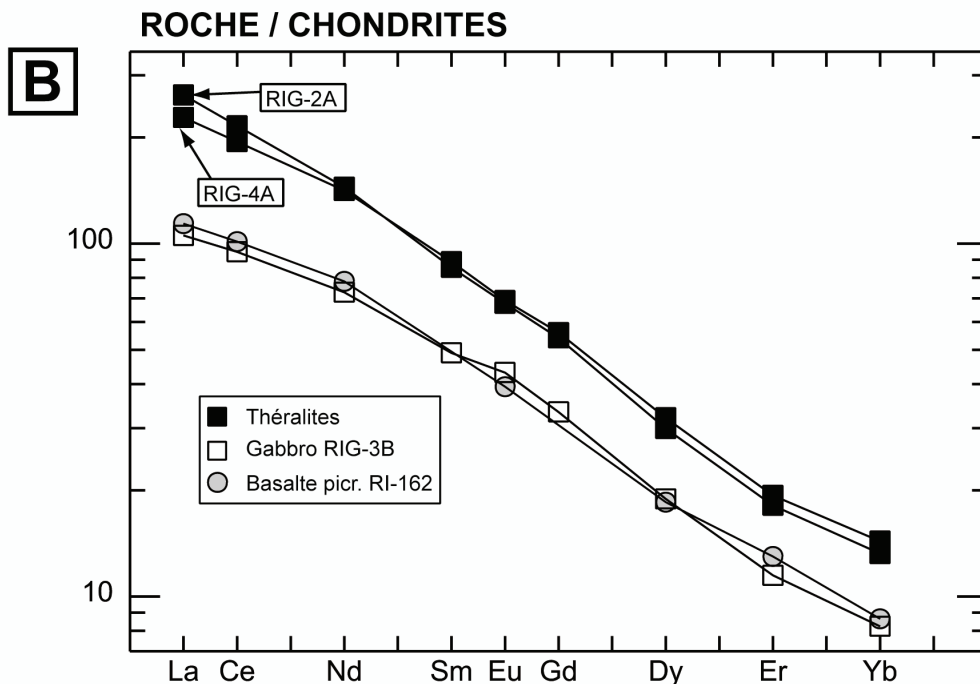
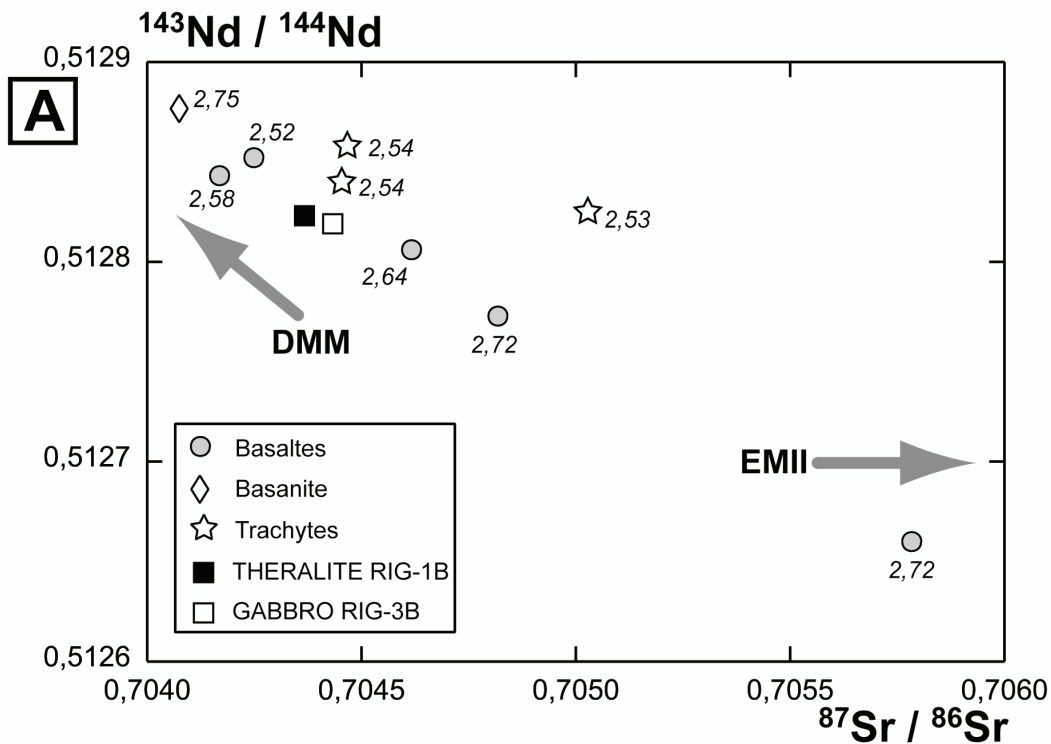


FIG. VII.12:

A - Compositions isotopiques des échantillons représentatifs des gabbros et théralites collectés en octobre 1999 à Raiatea. Le diagramme comporte également les indications de la position des pôles mantelliques DMM (Depleted MORB Mantle) et EMII (Enriched Mantle 2), dont les compositions ont été définies par Zindler et Hart (1986) et Hart (1988). Les compositions isotopiques et, s'il y a lieu, les âges K-Ar (Ma) des roches effusives de Raiatea sont également indiquées (isotopes: Sylvain Blais, comm. pers.; âges: Blais et al. 1997 et Guillou et al. sous presse).

B - Spectres de terres rares sont normalisés à la composition moyenne des chondrites (Sun et McDonough 1989). Sur le même diagramme sont reportés les spectres des théralites RIG-2A et -4A, celui du gabbro RIG-3B ainsi que celui du basalte picritique RI-162 (localisé sur la Fig. VII.11A) pour comparaison.

isotopique (Sylvain Blais, comm. pers.). Nous ne pouvons donc par ce moyen fournir une estimation indirecte de l'âge de la mise en place du massif de roches grenues. Tout juste pouvons-nous avancer que l'intrusion a sans doute cristallisé avant la formation des deux caldeiras, un événement qui a été daté à 2,53 Ma par Guillou et al. (1998). Le volcanisme aérien de Raiatea, quant à lui, a perduré pendant 320 000 ans (de 2,75 à 2,44 Ma: Blais et al. 1997, Guillou et al. 1998, Guillou et al. sous presse).

Si les compositions isotopiques (similaires: Fig. VII.12A) des gabbros et théralites du massif de roches grenues de Faaroa sont en accord avec leur appartenance à un corps magmatique unique, les résultats géochimiques concernant les éléments majeurs et en traces ont montré que les deux types pétrographiques ne pouvaient pas être tous les deux rapprochés d'un groupe de roches effusives (spectres de terres rares rappelés en Fig. VII.12B, analyses chimiques en ANNEXES 3). En effet, nous n'avons pas identifié d'équivalent lavique des théralites, qui sont, semble-t-il, le type pétrographique majoritaire dans le massif de Faaroa. Ceci fait des théralites des roches chimiquement atypiques à l'échelle de l'île. Par contre, le gabbro RIG-3B (quoique isotopiquement distinct: Fig. VII.12A) est comparable à certains échantillons basaltiques échantillonnés dans le reste de l'île. En particulier, nous avons montré que RIG-3B est très proche du basalte picritique RI-162 (localisé sur la Fig. VII.11A). Ceci mériterait cependant être confirmé par l'analyse isotopique de cette lave. De même, la datation K-Ar du basalte RI-162 pourrait permettre de pousser plus avant nos investigations concernant la position temporelle du massif de Faaroa dans l'histoire du volcanisme aérien de Raiatea.

Chapitre VIII - discussion

DIVERSITE TEXTURALE des ROCHES à TEXTURE GROSSIERE de l'ARCHIPEL de la SOCIETE

***La diversité texturale des roches à texture grossière
de l'Archipel de la Société: proposition d'une
nouvelle classification texturale semi-quantitative
pour les roches à texture grossière non-cumulatives
et les pegmatitoïdes***

Tout autant que par leur variété chimique et minéralogique, les roches à texture grossière de l'Archipel de la Société apparaissent caractérisées par une extrême diversité texturale. Globalement, chaque massif ou intrusion de Tahiti Nui, Raiatea, Bora Bora ou Maupiti possède une ou des "affinité(s)" texturale(s) qui permettent de le démarquer des autres. En outre, la variété texturale est telle qu'il est possible, à partir de l'étude au cas par cas des roches des cinq corps magmatiques, de recouvrir l'ensemble des types de textures grossières (à l'exception des pegmatites) mentionnés dans la littérature (voir chapitre III): textures de cumulat, textures granulaires et doléritiques, texture pegmatitoïdique. L'intrusion de Bora Bora permet même, de manière originale, l'observation de transitions entre les textures doléritiques et pegmatitoïdiques. Les intrusions et massifs décrits dans le présent travail constituent donc des objets d'étude particulièrement intéressants dans le cadre d'un travail ayant pour objectif d'examiner les connections existantes entre les variétés connues de textures grossières.

Dans ce chapitre, nous évoquons d'abord, de manière synthétique, la diversité texturale des roches étudiées dans le présent travail en rappelant, pour chaque massif ou intrusion, l'ensemble des types texturaux rencontrés (la nomenclature texturale existante a été exposée au début du chapitre III). Nous proposons ensuite un nouveau schéma tétraédrique de classification des textures grossières non cumulatives intégrant les textures pegmatitoïdiques, à partir d'échantillons sélectionnés au sein de chacune des intrusions étudiées. Cette

classification semi-quantitative est fondée sur des paramètres établis à partir de mesures cristallographiques effectuées par analyse d'images digitalisées des lames minces de ces échantillons. Elle fait l'objet d'une publication qui est actuellement soumise au *Journal of Petrology*.

A – Diversité texturale des massifs et intrusions de Tahiti Nui, Raiatea, Bora Bora et Maupiti

Au sein du massif de roches grenues de Ahititera, à Tahiti Nui, les types texturaux que nous avons reconnus semblent être chacun caractéristiques plutôt d'un ou deux des six groupes pétrographiques identifiés (clinopyroxénolites à olivine, hornblendites à clinopyroxène, gabbros, théralites, essexites et syénites néphéliniques).

Les textures de cumulat sont typiques, dans le massif de Ahititera, des roches ultramafiques: les clinopyroxénolites à olivine sont des mésocumulats (exemple: THG-10B, olivine et clinopyroxène cumulus) et les hornblendites sont des orthocumulats (exemple: THG-14, kaersutite et clinopyroxène cumulus). S'ils sont différents minéralogiquement et géochimiquement, les théralites et les gabbros sont en revanche caractérisés par le même type de textures: les roches des deux groupes sont en effet équigranulaires (exemples: gabbro THG-10C et théralite THG-13A) ou intermédiaires entre les pôles équigranulaires et oïkocrystique (tendance ophitique, exemples: gabbro THG-1DA et théralite THG-9E2). Les deux groupes de roches les plus sous-saturées en silice dans le massif de Ahititera (essexites, syénites néphéliniques) sont caractérisés par une unique tendance texturale. En effet, toutes montrent une texture intergranulaire très grossière qui est alors dite foyaïtique (exemples: essexite THG-9E1 ou syénites néphélinique THG-3B à néphéline en position intergranulaire entre les lattes de feldspath alcalin ou de plagioclase).

Apparemment nettement moins complexe du point de vue pétrologique que le massif de Ahititera, l'intrusion de la Vallée de Faaroa (Raiatea) l'est aussi au niveau textural. Les théralites (le type pétrographique majoritaire dans ce massif) sont toutes caractérisées par une texture oïkocrystique typique (variété ophitique, exemple RIG-2A). Le gabbro RIG-3B, lui, se distingue des théralites par une texture équigranulaire (à très légère tendance oïkocrystique).

La texture est un des points communs entre les deux intrusions grenues de l'île de Maupiti (Faataufi, Barque de Hiro). A deux exceptions près (voir plus loin), les échantillons gabbroïques ont tous une texture équigranulaire typique (exemples: MUG-2 Faataufi, MUG-

12 Barque de Hiro). Les deux exceptions sont constituées par la poche pegmatitoïdique métrique (échantillon MUG-6B) observée au sein de l'intrusion du Faataufi et par le faciès à texture intergranulaire fine identifié au niveau du contact du gabbro de la Barque de Hiro et de son encaissant basaltique (échantillon MUG-14).

L'intrusion de la Cloche de Hiro (Bora Bora) est, du point de vue textural, tout à fait exceptionnelle. L'originalité de ce massif, majoritairement pegmatitoïdique, est double. Il permet l'observation de transitions entre des textures hétérogranulaires (intermédiaires entre les pôles intergranulaires et équigranulaires) et des pegmatitoïdes typiques et comparables à celles que décrivent Caroff et al. (1997, 2000) dans les cas des coulées de Bouzentès ou de Neirebrousse (Cantal, France). Il s'agit ensuite d'un corps pegmatitoïdique de taille exceptionnelle (presque une centaine de mètres d'épaisseur) en regard de ceux qui ont jusqu'à présent été mentionnés (lits de ségrégation dans des coulées pluri-décamétriques < 1 m: Caroff et al. 2000). L'intrusion de Bora Bora constitue, à la suite de la proposition de la classification, l'objet d'une étude semi-quantitative spécifique des transitions entre les textures hétérogranulaires et pegmatitoïdiques.

Après considération de la diversité des textures rencontrée dans les massifs et intrusions de Tahiti Nui, Raiatea, Bora Bora et Maupiti, nous avons sélectionné sept échantillons que nous considérons typiques des pôles texturaux décrits dans la littérature et sur lesquelles nous avons procédé aux mesures cristallographiques. Cette sélection a, en parallèle, l'avantage de réunir des échantillons provenant des quatre îles étudiées dans le présent travail.

- Texture équigranulaire: MUG-12 (gabbro de l'intrusion de la barque de Hiro, Maupiti).
- Texture intergranulaire: THG-3B (syénites néphélinique du massif de Ahititera, Tahiti Nui).
- Texture oikocristique: RIG-2A (théralite du massif de Faaroa, Raiatea).
- Textures pegmatitoïdiques: BBG-3B et BBG-4 (pegmatitoïdes téphritique et trachybasaltique, respectivement, intrusion de la Cloche de Hiro à Bora Bora). Un troisième type est illustré par un échantillon non-polynésien (Bréhec, Massif armoricain, France).

Dans le schéma tétraédrique de classification, nous ferons figurer les photographies de deux échantillons typiques des transitions entre certains pôles texturaux.

- Texture hétérogranulaire (intermédiaire équigranulaire – intergranulaire): BBG-10 (échantillon non-pegmatitoïdique, intrusion de la Cloche de Hiro à Bora Bora).
- Texture granulaire avec relations d'inclusion (intermédiaire équigranulaire – oikocristique): THG-9E2 (théralite du massif de Ahititera, Tahiti Nui).

B – Proposition d'une nouvelle classification texturale semi-quantitative des roches à texture grossière non-cumulatives intégrant les pegmatitoïdes

Article actuellement soumis au *Journal of Petrology*.

A new semi-quantitative textural classification for non-cumulative coarse grained rocks and pegmatoids

Petrogenesis of Coarse-grained Intrusives from Tahiti Nui and Raiatea (Society Islands, French Polynesia)

CAROLE CORDIER^{1*}, JEAN-PHILIPPE CLÉMENT^{1†},
MARTIAL CAROFF¹, CHRISTOPHE HÉMOND¹, SYLVAIN BLAIS²,
JOSEPH COTTEN¹, CLAIRE BOLLINGER¹, PATRICK LAUNEAU³
AND GÉRARD GUILLE⁴

¹UMR6538 «DOMAINES OCÉANIQUES», IUEM, UFR DES SCIENCES ET TECHNIQUES, UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE, 6 AVENUE LE GORGEU, C.S. 93837, 29238 BREST CEDEX, FRANCE

²LABORATOIRE DE PÉTROLOGIE CRISTALLINE, GÉOSCIENCES RENNES, CNRS UMR 6118, UNIVERSITÉ DE RENNES I, 35042 RENNES CEDEX, FRANCE

³UMR 6112 «PLANÉTOLOGIE ET GÉODYNAMIQUE», UFR DES SCIENCES ET TECHNIQUES, UNIVERSITÉ DE NANTES, 2 RUE DE LA HOUSSINIÈRE, 44072 NANTES, FRANCE

⁴CEA/LDG LABORATOIRE DE DÉTECTION ET DE GÉOPHYSIQUE, BP 12, 91680 BRUYÈRES-LE-CHÂTEL, FRANCE

RECEIVED JANUARY 6, 2004; ACCEPTED APRIL 20, 2005

This study is based on a set of coarse-grained igneous rocks collected from two zoned plutons located in the central part of Tahiti Nui and Raiatea. The Ahititera pluton (central depression of Tahiti Nui) comprises a great diversity of rocks, ranging from ultrabasic to felsic in composition. It shows a concentric zonation with nepheline-free rocks in its periphery and nepheline-bearing rocks in its central part. The Faaroa pluton (central depression of Raiatea) is entirely mafic and includes only gabbros and theralites. The two plutons have variable Nd–Sr isotopic signatures, especially the Ahititera rocks, which are subdivided into three groups based on their mineralogy, geochemistry and isotope composition. The isotopic variability probably reflects local heterogeneities in the Society mantle plume. Petrographic and isotopic data have been used to define two magmatic suites in Ahititera, identifiable from their degree of Si undersaturation. The evolution of the mildly Si-undersaturated suite is controlled by simple fractional crystallization, whereas the strongly Si-undersaturated suite requires additional H₂O influx. The third isotopic group includes only theralites. The rare earth element (REE) compositions of the mafic rocks from both plutons do not correlate with their isotopic signature. The REE patterns of the most Si-undersaturated rocks are systematically characterized by steeper slopes. Such features are also observed in lavas from seamounts

located within the present-day hotspot area. It appears that REE concentrations in Society lavas and intrusives are probably mainly governed by variable degrees of partial melting of a garnet-free mantle source and are independent of their isotopic signature.

KEY WORDS: cumulates; fractional crystallization; partial melting; French Polynesia; plutonic rocks; Society Islands; Tahiti; Raiatea

INTRODUCTION

Most studies of ocean island magmatism have focused on the petrology and geochemistry of lavas. These data have allowed discussion of the chemical characteristics of the mantle source (e.g. Gautier *et al.*, 1990; Späth *et al.*, 1996), the influence of crustal assimilation (e.g. Bohrson & Reid, 1995) and the characteristics of the petrogenetic processes (e.g. Nekvasil *et al.*, 2000; Thompson *et al.*, 2001). Over the last 20 years, many such studies have focused on French Polynesia; the most interesting results have highlighted trace element variabilities and isotopic

*Corresponding author: Telephone: 02-98-01-72-89. Fax: 02-98-01-66-20. E-mail: carole.cordier@sdt.univ-brest.fr

†Present address: UMR 5025 'Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines', Université Grenoble 1—Joseph Fourier, Maison des Géosciences, 1381 rue de la Piscine, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France.

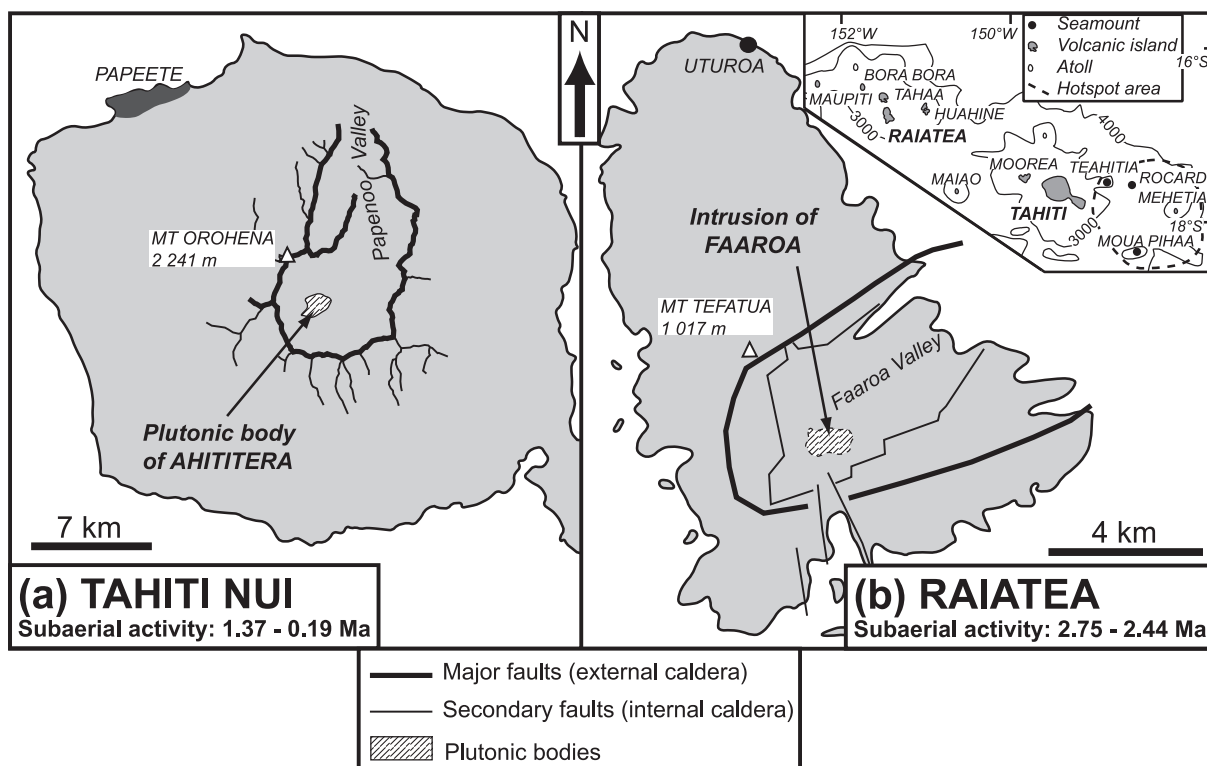


Fig. 1. Sketch maps of Tahiti Nui (a) and Raiatea (b) showing the position of the plutonic bodies of Ahiititera and Faaroa, respectively, within horseshoe-shaped calderas. Inset: location of Tahiti and Raiatea in the Society Archipelago.

heterogeneities at various scales: between archipelagos (e.g. Hémond *et al.*, 1994), individual edifices (e.g. Cheng *et al.*, 1993) or between different volcanic units within a single island (e.g. Ielsch *et al.*, 1998).

Coarse-grained plutonic rocks are relatively uncommon in oceanic intraplate volcanic domains, except as xenoliths (Fodor *et al.*, 1993; Hoover & Fodor, 1997) or as fragments within pyroclastic breccias (e.g. Freundt-Malecha *et al.*, 2001). When intrusive rocks crop out in such contexts, they are generally small bodies, 10–100 m in diameter (Staudigel & Schmincke, 1984), or ‘coherent intrusion complexes’, formed by networks of dykes and/or sheets (Walker, 1992; Schirnack *et al.*, 1999). Exposures of large zoned plutonic bodies such as those occurring in continental settings (e.g. stocks, ring complexes, large sills) are especially rare in ocean islands (Kerguelen: Giret *et al.*, 1988). Such intrusions are generally accessible only through drill holes (La Réunion: Rançon *et al.*, 1989). In addition, although the petrographic types recognized within the plutonic rocks are highly variable, there are only few trace element and isotope data available in literature.

Coarse-grained rocks have been sampled in most of the Society Islands, either as xenolithic blocks (Moorea: Le Dez *et al.*, 1998; Huahine: Legendre *et al.*, 2003),

or *in situ*. Two types of intrusions can be recognized. Small bodies less than 500 m in diameter occur at the periphery of the islands of Bora Bora, Maupiti, and Tahiti (heterogeneous complex of Tairapu Peninsula). Large petrographically zoned plutons, 1–2 km² in surface area, are exposed in the central part of the calderas of Tahiti Nui and Raiatea (Fig. 1). Each of them is made up of more or less strongly silica-undersaturated alkaline intrusives.

The purpose of this paper is to document the petrogenesis of the two large plutons of the Society Archipelago. We have recognized a wide spectrum of petrographic types in the Raiatea and Tahiti Nui plutonic bodies. Detailed textural study allows identification of cumulus and intercumulus phases and these data are used to correct the bulk-rock chemical compositions. Late- and post-magmatic phases are used to analyse the end of the crystallization process. Based on the large set of major and trace element data available for Tahiti Nui, fractionating assemblages have been modelled for each evolutionary stage of both magmatic suites, and the consequences of fluid input during magmatic differentiation examined. The results highlight the role of high-temperature fluids in the evolution of ocean island magmas. Finally, the strongly contrasted isotopic

signatures in the Tahitian plutonic rocks are used to discuss their petrogenesis by variable degrees of partial melting of a heterogeneous mantle source, by a comparison with Society mafic lavas.

GEOLOGICAL CONTEXT

Tahiti and Raiatea in the Society Archipelago

The Society Islands, one of the five linear volcanic chains of French Polynesia, consist of nine major volcanic islands and several atolls and seamounts (Fig. 1 inset). The average ages of the exposed lavas decrease from NW (Maupiti) to SE (Mehetia) (Duncan & McDougall, 1976; Cheng *et al.*, 1993; Blais *et al.*, 2002). The current hotspot zone is located around Mehetia, 50 km SE of Tahiti, as shown by the occurrence of several very young seamounts and by volcano-seismic activity (Binard *et al.*, 1991).

Tahiti (17°30'S, 149°30'W), the largest island of the Society Archipelago, is built on *c.* 3500 m deep ocean crust. Tahiti is made up of two coalescent eroded volcanoes: Tahiti Nui, 2241 m high and 35 km in diameter, and Tairapu (Fig. 1a). The subaerial products of Tahiti Nui, dated between 1367 ± 16 ka and 187 ± 3 ka (Le Roy, 1994; Hildenbrand *et al.*, 2004), are mainly mafic and intermediate lavas which become increasingly silica undersaturated with time (basalts, basanites, foidites and tephrites: McBirney & Aoki, 1968; Cheng *et al.*, 1993; Duncan & Fisk, 1994). Differentiated lavas (trachytes and phonolites) are very sparse. The plutonic body crops out inside a 'horseshoe-shaped' depression which opens towards the NNE. Debris avalanche deposits led Clément *et al.* (2002) to interpret this caldera as the scar of a huge gravity landslide. This event may have been caused by a local edifice destabilization as a consequence of the pluton emplacement between 570 and 390 ka.

Raiatea (16°49'S, 151°15'W), the second largest island of the Society chain, lies 220 km NE of Tahiti and reaches 1017 m above sea level. The shield volcano, made up of picrites, basalts, hawaiites and trachytes, was dated between 2.75 and 2.44 Ma (Blais *et al.*, 1997; Guillou *et al.*, 1998). A late fissural trachytic event has generated the post-shield plateau of Temehani. In the southern part of the island, plutonic rocks crop out inside the 'horseshoe-shaped' Faaroa depression which opens towards the NE (Fig. 1b). The age of the caldera formation has been estimated at about 2.53 Ma and its origin is ascribed either to a mega-landslide or to a collapse (Blais *et al.*, 1997; Dauteuil *et al.*, 1998; Guillou *et al.*, 1998). The age of the Raiatea pluton is unknown.

This study is based on a set of 35 fresh or very slightly altered rocks, sampled during a field trip to Tahiti and Raiatea (October 1999) supported by CEA

(Commissariat à l'Énergie Atomique) and BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières), complemented with five additional samples previously collected.

Geological setting of the two studied plutons

Tahiti Nui

The Ahititera pluton, discovered by J. D. Dana in 1849, was first sampled by R. Brousse and G. Guille in 1971 (Nitecki-Novotny, 1975), a sample set completed by J.-M. Bardintzeff in 1981 (Bardintzeff *et al.*, 1988). It is exposed over an area of 2.1 km² in the central part of a depression 8 km in diameter, 759 m at its highest point (Ahititera Mount, Fig. 2a). It has an 2.6 km east–west elongated shape. The plutonic body is circled by three rivers: Maroto, in the north, Vaituoru in the east and Ieifatautau in the south (Fig. 2a). It is partially covered by epiclastic volcanic breccias bearing a few coarse-grained clasts (Clément *et al.*, 2002; Clément & Caroff, 2004). Deterioration of the outcrops between 1971 and 1999, as a result of the proliferation of *Miconia calvescens*, required us to collect all the samples from the periphery of the pluton, along the river beds. From the 46 samples collected in (or close to) the Ahititera plutonic body during the 1999 field investigations, 26 were selected for this study. We have complemented our sample set with two previously studied rocks (37H and TP6: Nitecki-Novotny, 1975; Bardintzeff *et al.*, 1988). The total sample set (28 samples) includes nine petrographic types. The rocks are found either in place, or as large boulders, or as clasts in the debris avalanche deposits (Table 1, Fig. 2a). A large hydrothermally altered intrusion near the Vaituoru river dam is crosscut by numerous small altered basanitic and tephritic dykes. Two large east–west-trending dykes cut the pluton near the Vaituoru river dam and north of Maroto river, respectively (Fig. 2a).

Raiatea

The plutonic rocks of the Faaroa depression in Raiatea island, first observed by Deneufbourg (1965), were sampled by R. Brousse and E. Berger in the 1970s (Brousse & Berger, 1985) and by S. Blais and co-workers from 1994 to 1996 (Blais *et al.*, 1997). The plutonic rocks are exposed in place within a *c.* 1 km² east–west-trending area (Fig. 2b). The dense vegetation has only allowed sampling of two petrographic types (Table 1). Among the 14 coarse-grained mafic samples we collected in 1999, nine have been analysed for major and trace elements. They have been complemented with three rocks (RI-28, RI-85, and RI-86) sampled by S. Blais in 1994 (Blais *et al.*, 1997), resulting in a total of 12 samples.

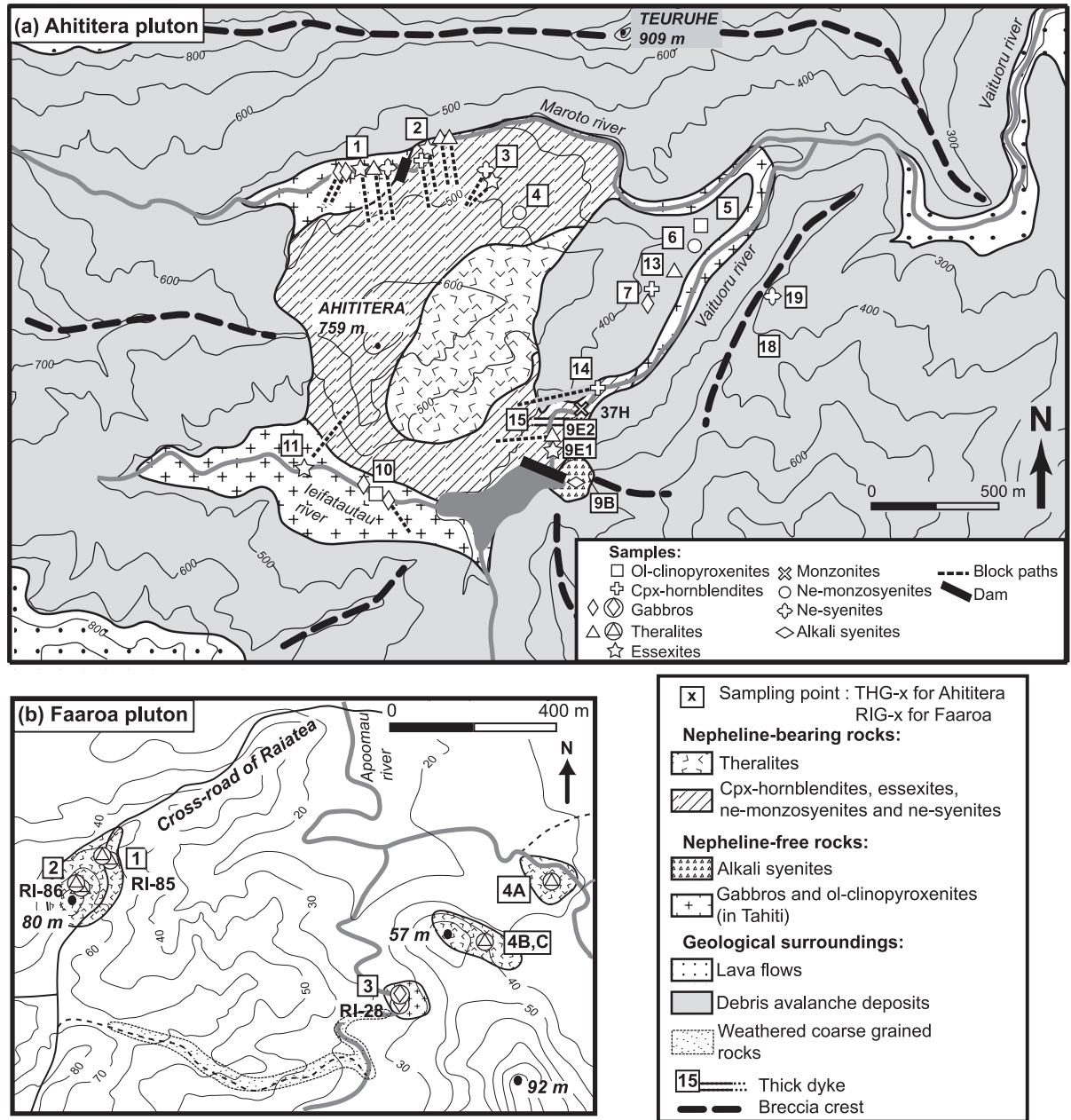


Fig. 2. Location of the studied samples. Four samples were collected during previous field trips [the Ahititera monzonite 37H: Bardintzeff *et al.* (1988) and the Faaroa gabbro RI-28, and theralites RI-85 and RI-86: Blais *et al.* (1997)]. Geological sketch maps of (a) the Ahititera plutonic body (Tahiti Nui) and its surroundings and (b) the Faaroa depression (Raiatea). Circled symbols are Raiatea samples.

PETROLOGY AND MINERALOGY

The nomenclature of the coarse-grained rocks is based on Streckeisen's (1974) classification, modified by Le Bas & Streckeisen (1991). The modal (volumetric) proportions of minerals have been determined by point-counting on representative thin sections. The sample set can be divided into three main groups on the basis of

petrographic criteria: an ultrabasic group and two others, which can be discriminated using the APF (alkali feldspar–plagioclase–feldspathoid) triangle of Fig. 3—a modal nepheline-free group and a modal nepheline-bearing group. Mineral compositions have been determined using a Cameca SX 50 automated electron microprobe (Microsonde Ouest, Brest, France).

Table 1: Set of coarse-grained rocks sampled in Ahititera pluton (Tahiti Nui) and in Faaroa pluton (Raiatea)

Petrographic types	Samples	Outcropping	Location	Textural types	Distinctive features
Ahititera pluton					
<i>Ultrabasic rocks</i>					
Olivine-clinopyroxenite	THG-5C	Clast	East of the pluton	Cumulate	
	THG-10B	In place	leifatautau	Cumulate	Lobate contact with THG-10C
Clinopyroxene-hornblende	THG-2D	Block	Maroto	Cumulate	
	THG-14	Block	Vaituoru	Cumulate	
	THG-7A	Clast	East of the pluton	Cumulate	
<i>Nepheline-free rocks = mildly Si-undersaturated rocks</i>					
Gabbro	THG-1B	Block	Maroto	Non-cumulative	
	THG-1 Da	Block	Maroto	Non-cumulative	Contains THG-1Db as a small dyke
	THG-7B	Clast	East of the pluton	Non-cumulative	
	THG-10C	In place	leifatautau	Non-cumulative	Lobate contact with THG-10B
	THG-10E	Block	leifatautau	Moderately cumulative	Layered
Monzonite	37H	Block	Vaituoru	Non-cumulative	Sampled by R. Brousse and G. Guille in 1971
	TP6	Block	Papenoo	Non-cumulative	Sampled by J.-M. Bardintzeff in 1981
Alkali syenite	THG-9B	In place	Near the Vaituoru dam	Non-cumulative	Hydrothermalized sample
<i>Nepheline-bearing rocks = strongly Si-undersaturated rocks</i>					
Theralite	THG-1A	Block	Maroto	Moderately cumulative	
	THG-2A	Block	Maroto	Moderately cumulative	
	THG-2B	Block	Maroto	Non-cumulative	
	THG-9E2	Block	Vaituoru	Non-cumulative	Layered
	THG-13A	Clast	East of the pluton	Non-cumulative	
Essexite	THG-1E	Block	Maroto	Non-cumulative	
	THG-2C	Block	Maroto	Non-cumulative	
	THG-3A	Block	South of Maroto	Moderately cumulative	Contains THG-3B as a lobate vein
	THG-9E1	In place	Near the Vaituoru dam	Non-cumulative	
	THG-11A	Block	leifatautau	Moderately cumulative	
Nepheline-monzosyenite	THG-4	In place	South of Maroto	Non-cumulative	
	THG-6A	Clast	East of the pluton	Non-cumulative	
Nepheline-syenite	THG-1Db	Block	Maroto	Non-cumulative	Small dyke in THG-1 Da
	THG-3B	Block	South of Maroto	Non-cumulative	Lobate vein in THG-3A
	THG-19	Clast	East of the pluton	Non-cumulative	
Faaroa pluton					
<i>Nepheline-free rocks = mildly Si-undersaturated rocks</i>					
Gabbro	RIG-3B	In place	Apoomau: southern tributary	Non-cumulative	
	RI-28	In place	Apoomau: southern tributary	Non-cumulative	Sampled by S. Blais in 1994
<i>Nepheline-bearing rocks = strongly Si-undersaturated rocks</i>					
Theralite	RIG-1B	In place	East of the crossroad	Non-cumulative	
	RIG-1E	In place	East of the crossroad	Non-cumulative	
	RIG-2A	In place	West of the crossroad	Non-cumulative	
	RIG-2C	In place	West of the crossroad	Non-cumulative	
	RIG-2D	In place	West of the crossroad	Non-cumulative	
	RIG-4A	In place	Apoomau: northern tributary	Non-cumulative	
	RIG-4B	Block	Between the two tributaries	Non-cumulative	
	RIG-4C	Block	Between the two tributaries	Non-cumulative	
	RI-85	In place	East of the crossroad	Non-cumulative	Sampled by S. Blais in 1994
	RI-86	In place	West of the crossroad	Non-cumulative	Sampled by S. Blais in 1994

The clasts have been collected within the debris avalanche deposits partially covering the Ahititera pluton.

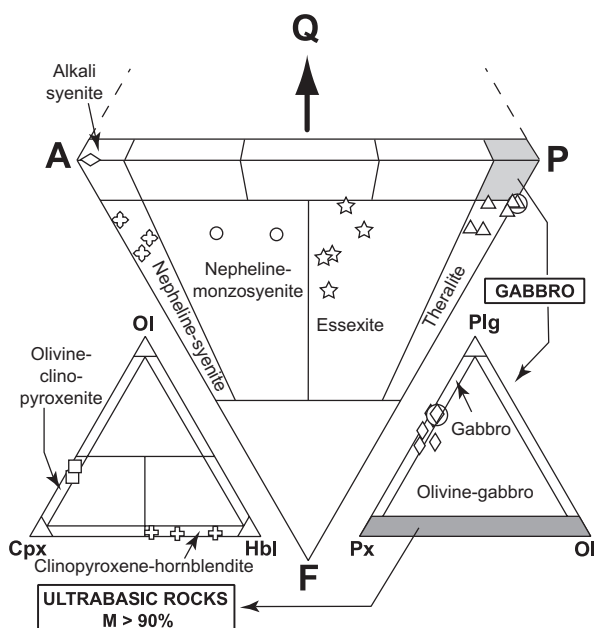


Fig. 3. Classification of the coarse-grained rocks of Ahititera and Faaroa according to their modal mineral contents (volume proportions). Triangle APF for plutonic rocks bearing felsic minerals (Streckeisen, 1974; Le Bas & Streckeisen, 1991); Q, quartz; A, alkali feldspar; P, plagioclase; F, feldspathoid. Triangle Plg–Ol–Cpx for gabbroic rocks (Streckeisen, 1976; Le Bas & Streckeisen, 1991); Plg, plagioclase; Ol, olivine; Cpx, pyroxene. Triangle Ol–Hbl–Cpx for ultrabasic rocks (Streckeisen, 1973; Le Bas & Streckeisen, 1991); M, mafic (non-QAPF) minerals; Hbl, hornblende. Circled symbols are Raiatea samples.

Analytical conditions were 15 kV, 15–20 nA, counting time 6 s, and correction by the ZAF method. Concentrations lower than 0.3 wt % are not considered representative. Modal proportions (transformed into weight percent) are shown in Table 2 and mineral compositions in Table 3 and Fig. 4.

Ultrabasic rocks

Fe–Mg-rich minerals represent more than 90% by volume in five samples, which are, therefore, ultrabasic in composition (Fig. 3). Samples THG-5C and -10B are mainly composed of a framework of sub-euhedral zoned diopside, with a grain size reaching 5 mm (Fig. 5a). Olivine crystals (≤ 3 mm) are euhedral. Fe–Mg K_D values suggest that the olivines crystallized from a gabbroic liquid [equilibrium values of K_D from Roeder & Emslie (1970)]. Their rims and cracks show secondary bowlingite alteration including titanomagnetite and chlorite (Fig. 5a). Inclusions of Cr-spinel have also been found. The other primary minerals present as interstitial phases are anhedral plagioclase (bytownite and labradorite, Fig. 6) with a length less than 2 mm, apatite, and Fe–Ti oxides (≤ 1 mm) displaying exsolution features and occasionally mantled by brown biotite. In the

olivine–clinopyroxene–hornblende ternary diagram of Fig. 3, they plot in the olivine–clinopyroxenite field.

The hornblendes of samples THG-2D, -14, and -7A are brown kaersutites (> 1 cm, Fig. 5b). They include rare olivine, destabilized clinopyroxene, Fe–Ti oxides, and apatite. The amphibole crystals are usually euhedral (THG-14 and -7A), but occasionally subhedral and poikilitic (THG-2D). The rims of diopsidic clinopyroxenes are often partially replaced by brown kaersutite or hastingsite (Fig. 7a). Among the interstitial crystals, plagioclase (andesine, Fig. 6) is the most abundant phase. Others are sparse diopside, Fe–Ti oxides, large apatite (several hundreds of micrometres), nepheline, titanite, and K-feldspar. In the ternary diagram of Fig. 3, these samples plot in the clinopyroxene–hornblende field.

Nepheline-free rocks

In samples RIG-3B (Fig. 5c) and RI-28 from Raiatea, and THG-1B, -1 Da, -7B, -10C, and -10E from Tahiti, the most abundant minerals are sub-euhedral unzoned diopside (≤ 2 mm) and small plagioclase laths (from bytownite to K-bearing oligoclase in composition, Fig. 6). Large, hopper titanomagnetite and haemoilmenite crystals (< 2 mm) are commonly bordered by brown or red biotite. Olivines are subordinate and their rims are usually mantled by radial green biotite plus oxides. The rest of the matrix is made up of primary biotite and apatite. In the layered rock THG-10E, the hydrous phase is amphibole instead of mica. Lack of K-feldspar, quartz, and foids in these rocks leads us to use the pyroxene–olivine–plagioclase diagram of Fig. 3 for classification, where they plot in the gabbro field.

Monzonites 37H and TP6, described by Bardintzeff *et al.* (1988), belong to the only petrographic type that was not recognized during our 1999 field sampling programme. They are made up mainly of Carlsbad-twinning alkali feldspar and plagioclase (Table 2). Giant amphiboles up to a few centimetres long, biotite, Fe–Ti oxides and titanite are their other mineral phases (Bardintzeff *et al.*, 1988).

THG-9B, sampled in the hydrothermalized intrusion near the Vaituoru river dam (Fig. 2a), is an almost monomineralic rock formed of *c.* 83 wt % feldspar (albite and sparser orthoclase, Figs 4 and 6), accompanied by destabilized clinopyroxene, biotite, apatite, titanomagnetite, and especially abundant pyrite ($\geq 1\%$). This mineral association is almost entirely secondary and evidences the occurrence of a hydrothermal process that affected the whole intrusion. THG-9B plots in the alkali syenite field in the APF diagram (Fig. 3).

Nepheline-bearing rocks

Samples RIG-1B, -1E, -2A, -2C, -2D, -4A, 4B, 4C, and RI-85, -86 (Raiatea), THG-1A, -2A, -2B, -9E2, and -13A

Table 2: Modal proportions (recalculated in weight percentages) for each petrographic type of the Tahiti-Nui samples

	Nepheline-free rocks			Nepheline-bearing rocks					
	Ol-Cpxite UB	Gab	Alk-Sye	Cpx-Hblite UB	The	THG-2A	THG-2A'	THG-1A	THG-1A'
	Range (<i>n</i> = 2)	Range (<i>n</i> = 6)	THG-9B	Range (<i>n</i> = 3)	Range (<i>n</i> = 4)				
Olivine	25.4–28.2	0–7.3		Sparse	0–3.5	12.5	13.7	27.6	23.5
Clinopyroxene	57.8–58.4	33.9–41.8	6.0	14.7–32.4	11.3–24.3	42.7	14.0	23.3	14.6
Fe–Ti oxides	4.4	9.7–22.3	8.7	10.3–14.5	5.0–17.4	10.6		10.8	
Plagioclase	7.1–10.4	33.0–49.7		6.2–11.8	46.3–63.6	22.1		33.4	
K–Na feldspars		Sparse	83.0	0–0.8	0–1.7	1.6			
Nepheline				0.8–5.6	4.3–8.6	4.1			
Hornblende	0–1.5	0–8.3		36.5–59.9	0.5–4.5	0.5			
Biotite	0.5–1.8	0–3.0	1.1	0.9	1.1–5.2	3.8		3.8	
Apatite		0–2.1	1.2	3.8–5.8	1.1–4.4	2.0		1.0	
Titanite					Sparse				
Liquid							71.8		62.3
ΣR^2							0.4		0.1

	Nepheline-bearing rocks						
	Ess	THG-3A	THG-3A'	THG-11A	THG-11A'	Ne-Msye	Ne-Sye
	Range (<i>n</i> = 3)					Range (<i>n</i> = 2)	Range (<i>n</i> = 3)
Olivine	Sparse	1.1	1.5	1.1	1.5		
Clinopyroxene	3.4–15.2	9.7	24.6	29.0	19.4	4.6–7.0	3.6–4.7
Fe–Ti oxides	5.0–11.0	6.3	4.7	9.4	4.1	6.7–8.5	3.5–8.5
Plagioclase	16.2–26.8	19.6		16.1		14.6–22.0	0.9–3.8
K–Na feldspars	12.8–18.8	11.1		12.7		32.1–40.1	54.4–63.1
Nepheline	11.1–14.5	6.8		9.3		10.9–12.9	17.2–17.5
Hornblende	21.7–35.7	41.1		19.3		14.0–19.6	2.4–9.4
Biotite							
Apatite	3.1–4.2	3.1		2.1		2.2–2.3	2.4–3.4
Titanite	2.3–3.5	1.1		1.1		1.2	1.2–3.9
Liquid			69.4		74.2		
ΣR^2			0.5		0.3		

Ol-Cpxite, olivine-clinopyroxenite; Gab, gabbro; Alk-Sye, alkali-syenite; Cpx-Hblite, clinopyroxene-hornblendite; The, theralite; Ess, essexite; Ne-Msye, nepheline-monzosyenite; Ne-Sye, nepheline-syenite. *n*, number of samples. UB, ultrabasic rocks. The 'prime' symbol attached to the name of moderately cumulative theralites and essexites indicates theoretical modal compositions, including a liquid phase together with cumulus minerals, reconstructed using the MONA program (see text for explanation). ΣR^2 , sum of the squared residuals.

(Tahiti), display a mineralogical association comparable with that of the gabbros, except for the presence of nepheline, more or less altered to cancrinite and analcite, rare titanite crystals, calcite, and, infrequently, late amphibole replacing clinopyroxene (Table 2 and Fig. 4). The two samples THG-1A and -2A are cumulative in olivine and/or zoned diopside (Table 2). These samples plot in the theralite field in the APF diagram of Fig. 3.

In samples THG-1E, -2C, -3A, -9E1, and -11A, the main Fe–Mg-rich crystals are brown amphibole (a few millimetres in diameter). They are either apatite-rich zoned euhedral kaersutites or late amphiboles, kaersutitic or hastingsitic in composition, replacing clinopyroxene rims (Table 3, Figs 5d and 7). The large clinopyroxene crystals (1–2 mm) are zoned: their chemical composition ranges from brown diopsidic cores to green

Table 3: Selected clinopyroxene, amphibole and plagioclase analyses from Ahititera pluton (Tahiti-Nui)

Mineral:	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Plg	Plg	Plg
	Di	Di	Heden	Heden	Kaer	Fe-Parg	Kaer	Kaer	Mg-Hast	Fe-Kaer	Labrad	Andes	Bytow
	core	core	rim	rim	core	rim	replacing	core	rim	replacing	core	rim	core
Rock:	The	Ess	Ess	Ess	Ess	Ess	Ess	Ne-Msye	Ne-Msye	Ne-Msye	The	The	Ess
Sample:	THG-13A	THG-9E1	THG-9E1	THG-9E1	THG-3A	THG-3A	THG-3A	THG-19	THG-19	THG-19	THG-13A	THG-13A	THG-11A
SiO ₂	51.48	45.45	49.23	48.43	39.30	38.84	39.19	38.94	39.72	38.73	53.15	57.09	50.57
TiO ₂	0.49	3.52	1.20	0.69	7.06	3.08	4.63	6.28	1.29	4.66	0.15	0.15	0.03
Al ₂ O ₃	2.95	7.92	3.04	2.43	12.72	11.73	11.82	12.94	10.10	12.42	29.20	26.67	30.69
FeO	10.03	7.58	15.48	18.93	10.46	19.15	15.88	14.55	21.68	15.62	0.25	0.13	0.49
MnO	0.33	0.19	0.60	1.18	0.24	0.54	0.48	0.39	2.13	0.91	0.01	0.00	0.00
MgO	11.80	11.68	7.95	5.48	11.68	7.93	9.76	10.34	7.04	8.70	0.00	0.02	0.02
CaO	21.94	23.52	21.52	21.00	11.78	11.10	11.66	12.10	10.59	11.43	12.35	9.56	4.66
Na ₂ O	1.17	0.56	1.51	1.63	2.72	2.68	2.68	2.63	2.89	2.67	4.49	6.14	3.37
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	1.33	1.94	1.91	1.57	1.77	1.90	0.03	0.18	0.13
P ₂ O ₅	0.00	0.03	0.02	0.10	0.02	0.03	0.00	0.00	0.07	0.00	0.05	0.00	0.04
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.10	0.00	0.03
NiO	0.00	0.00	0.00	0.17	0.04	0.01	0.06	0.00	0.11	0.00	0.06	0.03	0.00
Total	100.19	100.45	100.55	100.03	97.35	97.06	98.07	99.73	97.41	97.02	99.82	99.96	100.02
Fe ³⁺	0.091	0.118	0.155	0.190	0.000	0.083	0.000	0.000	0.612	0.000	0.009	0.005	0.019
Fe ²⁺	0.22	0.12	0.34	0.43	1.31	2.42	2.03	1.81	2.23	2.01			
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.74	0.84	0.56	0.41	0.67	0.43	0.52	0.56	0.42	0.50			
Wo	47.24	51.31	47.67	47.37									
En	35.34	35.46	24.50	17.19									
Fs	17.42	13.24	27.83	35.43									
An											60.22	45.78	70.11

Fe³⁺ and Fe²⁺ are expressed as cations per formula unit. All the iron of plagioclase is reported as Fe³⁺. For amphibole, the term ‘replacing’ denotes partial replacement of clinopyroxene rim by late hornblende. Abbreviations as in Table 1 and as follows: Cpx, clinopyroxene; Hbl, hornblende; Plg, plagioclase; Di, diopside; Heden, hedenbergite; Kaer, kaersutite; Fe-Parg, ferroan pargasite; Mg-Hast, magnesian hastingsite; Fe-Kaer, ferro-kaersutite; Labrad, labradorite; Andes, andesine; Bytow, bytownite.

ferro-diopsidic–hedenbergitic rims (Table 3). This latter composition is also recorded by small interstitial green clinopyroxenes. Olivines are sparse and altered, with the most magnesian composition of the entire set of olivine analyses (Fo 78–83, Fig. 4). This feature suggests they may be xenocrysts crystallized at the expense of a more mafic liquid. Plagioclase is still the main felsic phase, but its proportion is counterbalanced by that of K-feldspar plus nepheline (Table 2, Fig. 4). These three minerals are relatively altered: plagioclase and alkali feldspar are partially albitized, as shown in Fig. 6, and nepheline is partially transformed into albite plus analcite. Titanite is present as large euhedral crystals, up to 3 mm in length. Carbonates (ankerite and calcite) occur either in an interstitial position or as fillings of dictyotaxitic voids. THG-3A and -11A are cumulative samples, mainly in clinopyroxene (Table 2). These samples plot in the essexite field (Fig. 3).

From essexites to samples THG-4, -6A, -1Db, -3B, and -19, the modal proportions of felsic minerals increase gradually, in contrast to those of Fe–Mg (plus Fe–Ti) minerals; alkali feldspar becomes progressively more abundant with respect to plagioclase (Table 2, Fig. 4). These samples are also characterized by the presence of destabilized titanite crystals and carbonates (calcite and ankerite). Nepheline and feldspars show alteration features similar to those observed in the essexites. Samples THG-4 and -6A are nepheline-monzosyenites whereas samples THG-1Db, -3B, and -19 plot in the nepheline-syenite field (Fig. 3).

Spatial distribution of the petrographic types

Tahiti Nui

Among the ultrabasic rocks, olivine-clinopyroxenites were collected from two distinct sites (Fig. 2a). The

Minerals	Nepheline-free rocks				Nepheline-bearing rocks				
	UB.				UB.				
	Ol-Cpxite	Gab	Monz	Alk-Sye	Cpx-Hblite	The	Ess	Ne-Msye	Ne-Sye
Olivine	Fo 74-78	Fo 57-70				Fo 64-70	Fo 78-83		
Clinopyroxene	Mg# 81-89	Mg# 76-87			Mg# 77-89	Mg# 74-90	Mg# 40-88	Mg# 54-92	Mg# 61-80
Fe-Ti oxides	Ilm + Tmt	Ilm + Tmt	Ilm + Tmt	Tmt	Ilm + Tmt	Ilm + Tmt	Ilm + Tmt	Tmt	Tmt
Plagioclase	An 55-80	An 10-78		An 2-8	An 30-55	An 10-66	An 48-74 + An 2-16	An 66-70 + An 3-7	An 0-3
K Feldspars				Or 83-88		Or 30-96	Or 40-92	Or 51-72	Or 21-93
Nepheline									
Hornblende									
Apatite									
Titanite									
Biotite									
Carbonate									
Sulfide									
Analcime									

Fig. 4. Summary of petrographic data for Tahiti Nui and Raiatea samples: mineral occurrences (continuous lines, main minerals, generally euhedral; dashed lines, accessory minerals; dotted lines, late or secondary minerals) and their compositional range. Mg-number = $100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, where Mg and Fe^{2+} are expressed in number of cations per formula unit. Abbreviations as in Table 1, and Ilm, ilmenite; Tmt, titanomagnetite. UB., ultrabasic rocks.

clinopyroxene-hornblendite group, not recognized prior to this study, does not exhibit clear field relationships with any other type of rock.

The nepheline-free group includes five gabbros, two monzonites, and one alkali syenite (Table 1, Figs 2a and 4). These nepheline-free rocks occur exclusively in the outer part of the outcropping area of the plutonic body, which is consistent with the results of the 1971 sampling reported by Bardintzeff *et al.* (1988).

The third petrographic group, constituted by nepheline-bearing rocks, is mainly found as large boulders coming from the at present unreachable central part of the pluton (Fig. 2a). It is composed of five theralites, five essexites, two nepheline-monzosyenites (not previously recognized), and three nepheline-syenites (Table 1; Fig. 3).

From a petrographic point of view, most of the Ahititera coarse-grained rocks can be regarded as the plutonic equivalents of the neighbouring lavas (ankaramites, alkali basalts, basanites and some intermediate lavas: Bonin & Bardintzeff, 1989; Clément *et al.*, 2002).

Lobate contacts have been observed between olivine-clinopyroxenite THG-10B and gabbro THG-10C, and between essexite THG-3A and nepheline-syenite THG-3B (Table 1). Such associations demonstrate that both magmas were emplaced contemporaneously and they strongly suggest a petrogenetic link between them.

The schematic map of Fig. 2a summarizes our field observations and petrographic determinations, together with those made by Nitecki-Novotny (1975) and Bardintzeff *et al.* (1988). Our map displays some major

differences compared with that of Bardintzeff *et al.* (1988). Both of them are in good agreement regarding the concentric zonation of the pluton (nepheline-bearing rocks in its central part and nepheline-free rocks at its periphery). However, we did not find evidence for vertical layering at the pluton scale: some petrographic types such as essexites and ol-clinopyroxenites crop out at equivalent heights above sea level. The Ahititera pluton seems to be mostly made up of two nested intrusions. The very slow crystallization of the plutonic body and its local alteration preclude any dating on coarse-grained samples. However, the presence of nepheline-bearing rocks in the inner part of the body, together with the additional geochemical arguments developed by Clément *et al.* (2002), suggest a late emplacement of these rocks with respect to the nepheline-free ones. Finally, as previously shown by Clément *et al.* (2002), a large area of the plutonic massif is sealed by a thick epiclastic formation.

Raiatea

Only two petrographic types have been identified and are located on the Fig. 2b map: two nepheline-free gabbros and 10 nepheline-bearing theralites (Table 1, Fig. 3). The gabbros were sampled in the bed of the southern tributary of Apoomau river. The theralites are exposed in three areas: the northern tributary of Apoomau river, on the flank of a 57 m high hill located between the two Apoomau tributaries, and on a 30 m high hill located near the crossroad of the island. The poor outcrop conditions in the Faaroa depression have prevented more precise mapping of the pluton.

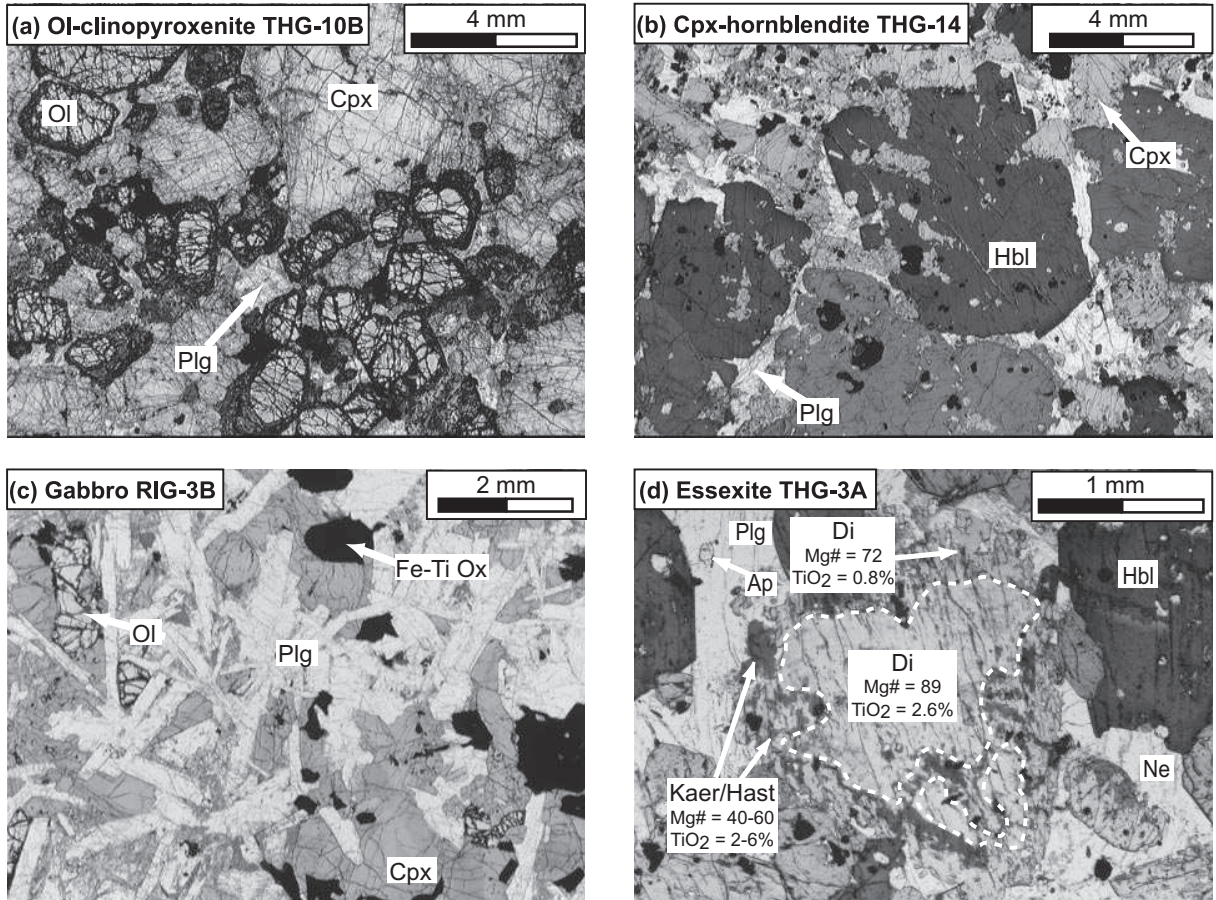


Fig. 5. Photomicrographs of representative samples from Ahititera and Faaroa (plane-polarized light). (a) Olivine-clinopyroxenite THG-10B (Tahiti Nui). Mesocumulate. (Note the partial transformation of cumulus olivines into bowlingite.) (b) Clinopyroxene-hornblende THG-14 (Tahiti Nui). Orthocumulate. The cumulus amphiboles contain various mineral inclusions. (c) Gabbro RIG-3B (Raiatea). Granular texture, close to the oikocrystic end-member. (d) Essexite THG-3A (Tahiti Nui). Intergranular texture, cumulus clinopyroxene and amphibole (these latter may result from cpx replacement). In the early stage of cpx transformation, the secondary hornblende (hastingsite or kaersutite in composition) occurs in the Fe-rich diopsidic margin, either as flakes associated with magnetite grains or as inclusion-free rims. Ap, apatite; Cpx, clinopyroxene; Hbl, hornblende; Ne, nepheline; Ol, olivine; Fe-Ti Ox, Fe-Ti oxides; Plg, plagioclase; Di, diopside; Kaer/Hast, kaersutite/hastingsite.

GEOCHEMISTRY

Inductively coupled plasma atomic emission spectrometry (ICP-AES) analyses of 40 samples from Tahiti and Raiatea are presented in Table 4. The analytical method has been described by Cotten *et al.* (1995). Relative standard deviations are <2% for major elements, Rb and Sr, and <5% for other trace elements. Sr and Nd isotopic analyses have been performed following the procedure described by Dosso *et al.* (1991). To remove alteration effects, the whole-rock powders were leached with 2.5N HCl for 10 min in an ultrasonic bath and rinsed three times in ultrapure water. Sr isotope ratios were measured with a Finnigan MAT 261 mass spectrometer (IFREMER, Brest) in dynamic mode. Sr isotope compositions are corrected for mass fractionation to $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375209$ and referenced to NBS SRM987 = 0.710247 ± 0.00012 ($n = 30$). Nd ratios have been measured with a

ThermoFinnigan Triton T1 mass spectrometer (IUEM, Brest) in static mode. Nd isotope compositions are corrected for mass fractionation to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.721903$ and referenced to La Jolla-Nd = 0.511850 ± 0.000007 ($n = 65$) and to JNd1 = 0.512107 ± 0.000008 ($n = 35$).

Loss on ignition and major element variations

All samples have loss on ignition (LOI) values lower than 2.5 wt %, except the three coarse-grained rocks THG-3B, -10B, and -19 (Table 4). These latter rocks display obvious alteration features: bowlingitization of olivine and damouritization of plagioclase in clinopyroxenite THG-10B, cancrinization of nepheline and/or kaolinization of K-feldspar in ne-syenites THG-3B and -19.

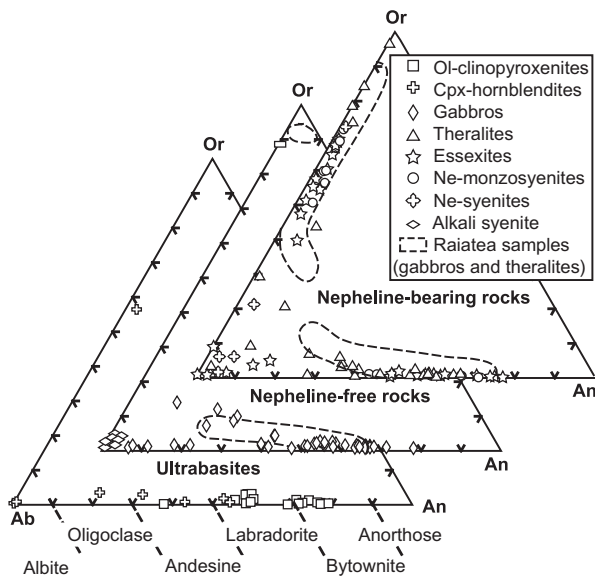


Fig. 6. Classification of feldspars in the orthoclase–albite–anorthite ternary diagram.

The presence or the lack of nepheline in the coarse-grained rocks (including ultrabasites) finds expression in their normative foid contents ($ne + lc$), calculated following the CIPW procedure, with Fe^{3+}/Fe^{2+} ratios assumed to be dependent on the degree of differentiation (Middlemost, 1989). The nepheline-free rocks, together with ol-clinopyroxenites, are mildly silica-undersaturated rocks ($ne + lc < 6.5$ wt %), except the two monzonites that contain normative hypersthene (Table 4). The other rocks, including cpx-hornblendites, are strongly silica undersaturated, even if theralite THG-1A is less rich in normative nepheline ($ne = 3.5$ wt %), as a result of its cumulative characteristics.

Both groups defined on the basis of normative compositions can be also distinguished using the TAS diagram (Fig. 8). For instance, among the ultrabasites, the cpx-hornblendites are shifted towards the low- SiO_2 side, whereas the slightly more siliceous ol-clinopyroxenites are less alkaline. For the whole sample set, alkalinity is strongly coupled with the degree of Si undersaturation.

Selected major element concentrations are presented vs MgO in Fig. 9 for the Ahititera rocks. All samples having MgO concentrations ≥ 10 wt % are either ultrabasites (clinopyroxenites) or moderately cumulative rocks (theralites). The latter samples have SiO_2 , CaO and TiO_2 concentrations fairly similar to those of their non-cumulative theralitic equivalents, but they are shifted towards high MgO values as a result of their abundant accumulated olivine and clinopyroxene. With decreasing MgO (from 10 wt %), concentrations of SiO_2 and Al_2O_3 increase roughly whereas those of CaO and TiO_2 decrease, irrespective of the level of silica undersaturation.

Concentrations of P_2O_5 are more scattered. However, the lowest values correspond to those of the mildly Si-undersaturated rocks, with the exception of the monzonite TP6. Noteworthy features are the particularly high P_2O_5 content of the apatite-rich hornblendite THG-2D (1.90 wt %) and the low value for gabbro THG-10E, also characterized by a high TiO_2 concentration.

Trace element and isotopic variations

Representative REE patterns normalized to C1 chondrites (Sun & McDonough, 1989) are shown in Fig. 10. All the coarse-grained rocks from Tahiti Nui and Raiatea are enriched in light rare earth elements (LREE) with respect to heavy rare earth elements (HREE), a feature characteristic of alkaline ocean island magmas. Ol-clinopyroxenite THG-10B has the lowest REE concentrations and shows the flattest pattern. The other ultrabasite, cpx-hornblendite THG-2D, has high middle REE (MREE) values. Theralites and gabbros from the two islands display comparable HREE concentrations but contrasted LREE concentrations; LREE are more enriched in the most Si-undersaturated rocks (theralites). The syenites have concave-up REE patterns, broadly symmetrical with the hornblendite pattern.

For the Ahititera plutonic samples, Ni, Sr, Nb, La, and Yb are plotted vs Th, regarded as the most incompatible element (Fig. 9). With increasing Th, Ni concentrations display a hyperbolic decreasing trend, except for the two moderately cumulative theralites THG-1A and -2A. Sr and Yb concentrations are very scattered, contrasting with those of Nb and La, which show good positive correlations with Th.

Clément *et al.* (2002) presented the first Sr and Nd isotopic data ever published on Society Islands coarse-grained rocks (three Ahititera plutonic rocks: THG-9E1, -10C, -13A). For this study, 13 additional coarse-grained rocks from Tahiti Nui and Raiatea have been analysed for the same isotopes (Table 4). The data are shown in the $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ diagram of Fig. 11, together with fields for Society seamounts and Raiatea and Tahiti Nui volcanoes. Our new data from Raiatea and Tahiti Nui plot within the previously defined fields for both islands. As for other ocean island suites, lavas from the Society Archipelago define an array with negative slope in the $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ diagram (e.g. White, 1985). This array, extending between the Depleted MORB-Mantle (DMM) and Enriched Mantle II (EMII) end-members, is almost identical to that of the Society seamounts shown in Fig. 11.

Isotope compositions of the Ahititera pluton split into three groups. The first (nine strongly Si-undersaturated samples) plots close to the most depleted edge of the Tahitian trend. The two theralites THG-1A and -2B (Group 3) plot near the most enriched end of the trend. Group 2 is composed of three mildly Si-undersaturated

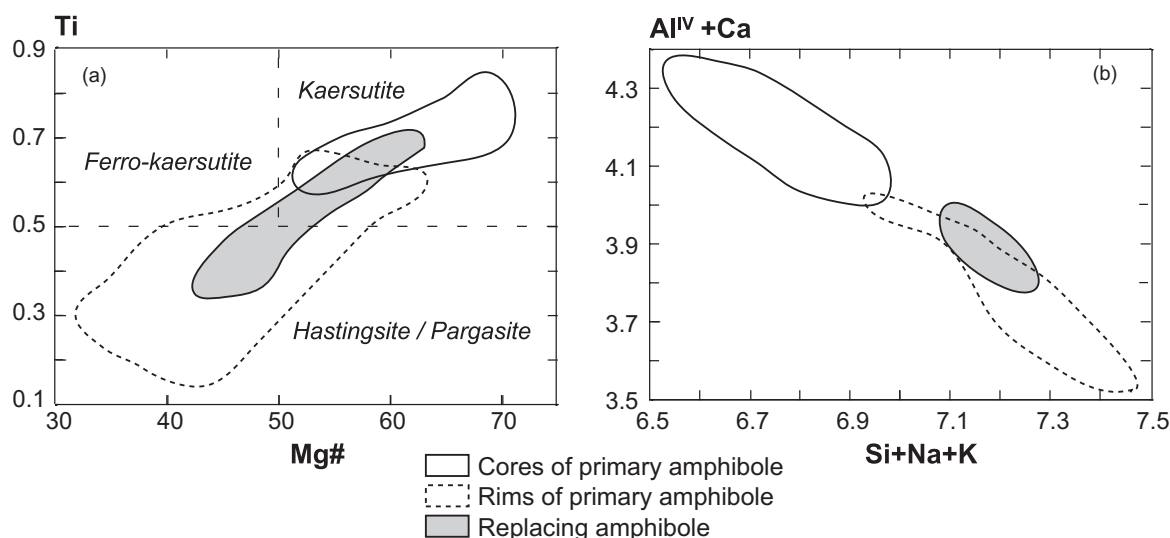


Fig. 7. Classification of Ahititera amphiboles. (a) Ti vs Mg-number (cations per formula unit) classification diagram (Leake *et al.*, 1997). The cores of primary amphiboles plot within the kaersutite quadrant, whereas their rims and the replacement hornblendes extend towards the hastingsite–pargasite quadrant. (b) (Al^{IV} + Ca) vs (Si + Na + K) variation diagram (expressed as cations per formula unit). There is a clear distinction between the early cores and the late amphiboles (rims and replacement minerals).

rocks having intermediate Nd–Sr isotope compositions. Among the lavas analysed by Clément *et al.* (2002), a tephritic clast is related to Group 1 whereas a trachy-basaltic dyke plots near Group 2. Both gabbros and one theralite from Raiatea have similar Nd–Sr isotope compositions, intermediate between those of Groups 1 and 2 of Ahititera, whereas theralite RIG-4C is slightly shifted towards the depleted end of the Raiatea field.

A TEXTURAL CLASSIFICATION

A first textural distinction we can make concerns the presence or lack of cumulus crystals, despite the fact that they are often difficult to identify. Coarse-grained rocks sampled by drilling, or as xenoliths in lavas, are often regarded as cumulates by petrologists (e.g. Augé *et al.*, 1989; Raçon *et al.*, 1989; Hoover & Fodor, 1997). Such a generalization does not apply to our sample set, which can be divided into three groups: cumulates (>50% cumulus phases), moderately cumulative rocks (between 20 and 50% cumulus phases), and non-cumulative rocks.

Cumulates

These rocks are generally made up a framework of ‘cumulus crystals’, also called ‘primocrysts’, which are typically subhedral to euhedral. They are cemented together by a texturally later generation of ‘intercumulus’ crystals (Wager & Brown, 1968). Although the formation of cumulate rocks is complex and follows various mechanisms, none of them can be considered to be the result of simple *in situ* crystallization of a magmatic liquid. Their

nomenclature is based on the crystallization modalities and on the textural relations between cumulus and intercumulus phases (Wager *et al.*, 1960; Irvine, 1982). Among our set of coarse-grained rocks from Tahiti Nui, only the ultrabasic rocks are cumulates. Ol-clinopyroxenites contain more than 75 vol. % cumulus phases (diopside and olivine), and cpx-hornblendites more than 60 vol. % cumulus phases (mainly kaersutite and diopside). Following the classification of Irvine (1982), the first group displays a mesocumulative texture. The second group has an orthocumulate texture, with, locally, heterad-cumulate patches (i.e. cumulus crystals are included within larger intercumulus minerals).

Non-cumulative and moderately cumulative rocks

The rocks free of accumulated crystals represent the most abundant textural type. They may be classified in terms of equigranular, intergranular and oikocrystic textural end-members. We propose in Fig. 12 two simple quantitative parameters, the relative values of which can be used to make distinction between these textural types. Parameter L_i (in mm) is defined as the maximum length measured in the analysed area for the mineral species i . The crystal density D_i (number of crystals per mm²) is equal to N_i/s_i , where N_i is the number of grains of phase i in the analysed area and s_i (in mm²) the area covered by mineral phase i . The phases i considered are the main minerals of the rocks: clinopyroxene, feldspars and/or nepheline.

An equigranular texture consists of crystals in contact with each other, through a side-by-side relationship

Table 4: Major and trace elements, and Nd–Sr isotopes from Ahititera (Tahiti Nui) and Faaroa (Raiatea) samples

Island:	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti
Sample:	THG-10B	THG-5C	THG-10C	THG-10E	THG-1B	THG-1 Da	THG-7B	TP6	37H	THG-9B	THG-2D	THG-14
Type:	Ol-Cpxite	Ol-Cpxite	Gab	Gab	Gab	Gab	Gab	Monz	Monz	Alk-Sye	Cpx-Hblite	Cpx-Hblite
Group:	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1
Reference:	a	a	b	a	a	a	a	c	d	a	a	a
SiO ₂	41.40	43.80	45.30	40.40	44.00	42.80	43.00	46.30	49.23	61.00	36.00	38.60
TiO ₂	1.90	2.52	3.36	6.60	5.35	4.10	4.52	4.27	3.33	0.65	5.45	4.59
Al ₂ O ₃	6.08	9.65	13.90	13.70	15.00	16.10	13.72	17.97	17.24	18.40	14.35	11.70
Fe ₂ O _{3t}	14.70	12.45	14.00	13.45	13.70	14.20	15.60	11.95	10.30	4.90	15.60	15.60
MnO	0.20	0.19	0.15	0.16	0.17	0.17	0.18	0.19	0.16	0.03	0.21	0.22
MgO	20.30	13.20	6.47	8.04	6.02	5.60	6.55	2.77	4.26	0.47	7.95	9.50
CaO	10.50	14.65	11.35	14.55	10.50	11.90	12.25	7.62	7.13	0.37	14.40	13.85
Na ₂ O	0.52	1.06	3.12	1.76	3.00	2.70	2.32	3.03	4.41	7.30	2.43	2.35
K ₂ O	0.53	0.41	1.13	0.56	1.78	1.08	0.90	2.41	1.88	4.90	1.22	1.45
P ₂ O ₅	0.20	0.15	0.46	0.17	0.40	0.32	0.42	0.96	n.d.	0.13	1.90	0.83
LOI	3.25	1.68	0.79	0.42	0.44	0.15	0.45	1.81	1.99	1.51	0.35	0.91
Total	99.58	99.76	100.03	99.81	100.36	99.12	99.91	99.28	99.93	99.66	99.86	99.60
Q							0.5					
Hy							9.8	1.7				
Ne + Lc	0.3	2.3	5.2	6.5	6.2	6.4	3.8	0.0	0.0	1.4	16.8	17.5
Rb	12.0	8.2	26.0	18.0	40.5	22.5	19.0	75	61.7	104.0	20.5	40.0
Sr	166	424	700	750	795	910	810	1134	858	270	1390	720
Ba	75	185	360	142	360	33	320	692	868	1130	650	540
Sc	34.0	45.0	28.0	35.5	24.0	21.0	26.0	n.d.	722.0	0.6	14.0	26.0
V	240	310	420	425	419	480	560	n.d.	254	8	440	460
Cr	1260	900	80	175	78	46	85	12	127	4	41	209
Co	86	59	51	47	46	51	52	44	18	2	41	54
Ni	660	300	165	130	92	110	115	54	7	4	50	145
Y	14.0	19.3	28.0	20.8	24.0	22.0	27.5	n.d.	n.d.	21.5	49.0	38.5
Zr	68	137	175	223	270	215	258	n.d.	n.d.	420	235	300
Nb	11.6	11.0	37.0	30.5	47.0	34.0	32.0	n.d.	n.d.	83.0	55.0	57.0
La	11.0	12.6	31.0	18.0	33.5	25.0	29.5	n.d.	85.3	78.0	60.0	46.0
Ce	27.0	34.0	70.0	42.5	74.0	57.0	70.0	n.d.	130.0	148.0	142.0	106.0
Nd	18.0	24.0	42.0	29.5	42.0	34.0	44.0	n.d.	n.d.	58.0	92.0	62.0
Sm	4.60	6.05	8.90	6.90	8.40	7.15	9.05	n.d.	10.70	9.10	17.60	12.90
Eu	1.30	1.95	2.62	2.07	2.48	2.45	2.89	n.d.	5.00	2.54	5.37	3.73
Gd	3.75	5.80	7.90	6.35	7.50	6.20	8.00	n.d.	n.d.	6.60	16.00	11.00
Dy	3.10	4.30	5.90	4.50	5.20	4.60	6.00	n.d.	7.10	3.90	10.40	8.00
Er	1.40	1.70	2.60	1.80	2.10	1.90	2.50	n.d.	n.d.	1.80	4.10	3.40
Yb	1.02	1.20	1.90	1.34	1.58	1.25	1.71	n.d.	1.12	1.75	2.72	2.36
Th	0.80	0.85	3.30	2.30	4.30	2.90	3.05	n.d.	7.44	11.20	2.80	3.05
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.704566 ± 10		0.704659 ± 9						0.704532 ± 9		0.703964 ± 10	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512774 ± 1		0.512769 ± 7						0.512782 ± 3		0.512893 ± 2	

(Hibbard, 1995). The main constitutive minerals are characterized by nearly similar lengths. The grain interfaces can be simply planar or more complex. Inclusions are generally lacking. Within our sample set, this

end-member is represented by the texture of gabbro THG-10C ($L_{\text{cpx}}/L_{\text{plg}} = 1.1$ and $D_{\text{cpx}}/D_{\text{plg}} = 2.4$).

Non-cumulative magmatic rocks exhibit an intergranular texture when a part of the rock-forming minerals fills

Table 4: continued

Island:	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti
Sample:	THG-7A	THG-13A	THG-9E2	THG-2B	THG-2A	THG-2A*	THG-1A	THG-1A*	THG-2C	THG-9E1	THG-1E
Type:	Cpx-Hblite	The	The	The	The	The	The	The	Ess	Ess	Ess
Group:	1	1	1	3	3	3	3	3	1	1	1
Reference:	a	b	a	b	a	a	a	a	a	b	a
SiO ₂	37.30	44.70	43.40	46.50	45.30	46.06	45.00	46.95	44.70	45.50	44.50
TiO ₂	5.35	3.88	3.33	3.85	3.30	4.21	2.70	3.93	2.85	2.75	3.23
Al ₂ O ₃	12.45	15.85	19.80	17.35	13.05	17.40	11.30	17.49	18.45	18.00	17.20
Fe ₂ O _{3t}	17.15	12.60	12.05	11.30	12.64	11.28	13.60	11.34	9.75	9.60	10.63
MnO	0.22	0.20	0.19	0.14	0.16	0.13	0.17	0.13	0.20	0.20	0.20
MgO	8.90	4.92	3.60	3.50	9.70	3.57	13.35	3.47	3.94	3.95	4.15
CaO	12.60	9.20	9.48	9.20	9.80	9.31	8.86	9.14	8.38	8.20	8.80
Na ₂ O	2.28	4.30	4.47	4.40	2.93	3.90	2.53	3.91	5.30	5.25	5.80
K ₂ O	1.46	1.85	2.02	2.40	2.10	2.91	1.39	2.25	3.46	3.70	3.50
P ₂ O ₅	0.92	0.80	0.87	0.66	0.46	0.63	0.46	0.74	0.95	0.92	0.78
LOI	1.04	1.53	0.48	0.39	0.48	0.48	0.23	0.23	2.24	1.94	1.13
Total	99.67	99.83	99.69	99.69	99.92	99.92	99.59	99.59	100.22	100.01	99.92
Q											
Hy											
Ne + Lc	17.2	10.0	13.9	9.9	7.2	9.5	3.5	5.4	19.3	18.6	23.8
Rb	37.5	49.0	51.0	56.0	44.5	60.6	27.5	42.5	115.0	102.0	103.0
Sr	850	1000	1590	1080	750	1013	560	866	1470	1380	1030
Ba	660	730	760	680	515	706	380	595	1070	1200	915
Sc	23.0	17.0	6.5	11.0	22.0		22.5		2.7	4.0	10.0
V	500	310	282	242	270		230		215	195	262
Cr	170	59	12	10	480		580		1	1	6
Co	55	36	31	29	50		64		17	21	24
Ni	120	72	21	50	238		407		1	2	17
Y	38.0	36.0	28.0	34.0	26.5	32.5	22.0	30.3	39.0	34.0	37.5
Zr	270	330	255	365	278		215		382	296	405
Nb	57.0	75.0	61.0	60.0	44.0	60.7	34.0	53.9	93.0	81.0	93.0
La	42.0	57.0	54.0	64.0	45.0	61.3	34.5	53.7	78.0	70.0	69.5
Ce	100.0	120.0	109.0	128.0	96.0	128.7	74.0	113.5	165.0	142.0	140.0
Nd	66.0	60.5	53.0	65.0	50.0	62.4	41.0	57.7	79.0	67.0	70.0
Sm	13.00	11.80	9.75	11.80	9.60	11.98	8.20	11.54	13.80	11.60	12.20
Eu	3.95	3.53	3.21	3.67	2.83	3.53	2.35	3.29	3.95	3.38	3.60
Gd	11.40	10.20	8.10	10.20	8.20	10.05	7.00	9.65	11.00	9.75	10.50
Dy	8.30	7.50	5.80	7.00	5.70	6.99	4.90	6.69	8.00	6.80	7.60
Er	3.40	3.20	2.55	2.90	2.40	2.94	2.00	2.76	3.40	3.10	3.30
Yb	2.25	2.44	2.03	2.03	1.67	2.05	1.38	1.90	2.67	2.35	2.61
Th	3.15	7.45	6.10	8.80	5.90	8.11	4.45	6.99	10.40	6.80	9.15
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		0.704147 ± 10		0.705257 ± 9			0.705143 ± 8		0.703963 ± 6	0.703971 ± 9	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd		0.512884 ± 8		0.512718 ± 2			0.512729 ± 2		0.512883 ± 2	0.512892 ± 10	

isolated spaces between the coarser touching grains that form the framework of the rock. If some of these voids are filled with glassy patches, the texture is then termed intersertal. The corresponding texture for foid-bearing

intermediate or differentiated rocks is named foyaitic (Sørensen, 1974), and is represented in our set by ne-syenite THG-3B. This sample is characterized by contrasted L_i and D_i values: feldspar laths are longer

Island:	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Raiatea	Raiatea	Raiatea
Sample:	THG-11A	THG-11A*	THG-3A	THG-3A*	THG-4	THG-6A	THG-3B	THG-19	THG-1Db	RIG-3B	RI-28	RIG-1B
Type:	Ess	Ess	Ess	Ess	Ne-Msye	Ne-Msye	Ne-Sye	Ne-Sye	Ne-Sye	Gab	Gab	The
Group:	1	1	1	1	1	1	1	1	1			
Reference:	a		a		a	a	a	a	a	a	a, e	a
SiO ₂	42-40	44-43	42-30	44-74	49-00	48-00	50-70	52-30	54-00	44-30	44-50	47-20
TiO ₂	3-59	2-79	3-65	2-81	2-01	2-29	1-55	1-15	1-42	6-30	6-05	3-04
Al ₂ O ₃	15-35	18-52	15-00	18-99	19-05	18-60	20-45	20-30	18-60	15-00	14-43	18-50
Fe ₂ O _{3t}	12-70	9-74	13-10	9-81	7-42	8-85	5-42	4-48	6-90	12-40	12-77	10-45
MnO	0-20	0-11	0-22	0-12	0-16	0-19	0-13	0-16	0-12	0-15	0-15	0-15
MgO	5-88	4-15	6-25	4-19	2-78	3-05	1-22	0-89	1-21	12-00	11-50	8-10
CaO	10-70	8-54	11-30	8-49	6-13	6-45	4-95	3-70	3-12	12-00	11-50	8-10
Na ₂ O	4-45	5-81	3-90	5-46	6-40	6-20	5-95	7-00	6-52	2-80	2-82	5-00
K ₂ O	2-63	3-52	1-84	2-67	3-88	3-95	4-88	6-10	6-70	1-05	1-18	3-10
P ₂ O ₅	0-85	1-14	0-64	0-93	0-56	0-53	0-28	0-21	0-34	0-38	0-40	1-00
LOI	1-08	1-08	1-20	1-20	2-37	1-80	4-34	3-63	1-09	0-25	0-32	0-44
Total	99-83	99-83	99-40	99-40	99-76	99-91	99-87	99-92	100-02	100-23	99-86	100-03
Q												
Hy												
Ne + Lc	18-8	23-1	14-1	17-6	18-6	19-8	14-7	21-5	17-3	3-2	2-8	12-9
Rb	75-5	99-3	44-0	61-5	121-0	123-0	152-0	205-0	155-0	20-5	26-0	73-0
Sr	905	1157	1035	1391	1020	1010	1465	890	495	870	800	1230
Ba	740	979	720	1013	1140	1050	1350	1270	1050	285	302	740
Sc	17-8		21-0		5-8	6-8	0-8	0-4	2-5	25-0	25-5	6-0
V	333		320		145	158	82	55	28	425	430	140
Cr	63		102		30	26	1	3	2	54	65	7
Co	39		40		17	21	6	4	9	40	42	25
Ni	55		61		17	22	2	2	4	95	97	25
Y	34-8	38-6	34-0	38-1	28-5	30-0	32-0	26-0	46-0	22-5	25-0	36-5
Zr	350		315		280	270	335	495	770	235	250	380
Nb	70-0	86-0	73-0	94-0	89-0	95-0	103-0	120-0	134-0	37-0	36-0	66-0
La	56-0	71-5	57-0	76-7	65-0	69-0	85-0	73-0	106-0	25-0	27-0	62-0
Ce	118-0	146-8	117-0	152-1	124-0	132-0	148-0	133-0	210-0	58-0	63-0	130-0
Nd	60-5	68-7	58-0	66-9	50-0	55-0	62-0	45-0	86-0	34-0	41-0	69-0
Sm	11-50	13-05	11-20	12-91	8-90	9-50	10-00	7-10	14-70	7-50	10-80	13-20
Eu	3-30	3-84	3-20	3-80	2-63	2-75	2-96	2-00	3-17	2-50	2-55	4-02
Gd	9-90	10-99	9-75	10-93	7-00	7-60	7-80	5-60	10-80	6-85	7-70	11-10
Dy	7-30	8-11	7-10	7-96	5-50	5-70	5-90	4-50	8-70	4-80	5-20	7-80
Er	3-20	3-55	3-20	3-58	2-35	3-00	2-90	2-40	4-00	1-90	2-00	3-10
Yb	2-38	2-62	2-59	2-87	2-10	2-39	2-23	2-23	3-40	1-40	1-50	2-24
Th	6-15	7-99	5-41	7-45	9-60	8-80	9-90	14-00	19-40	2-55	2-70	7-60
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr			0-703965 ± 9		0-703937 ± 8		0-703958 ± 9			0-704433 ± 10	0-704434 ± 6	0-704367 ± 10
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd			0-512880 ± 2		0-512886 ± 5		0-512887 ± 1			0-512819 ± 10	0-512823 ± 3	0-512823 ± 9

than interstitial nepheline crystals; nepheline crystal density is higher than D_{feld} ($D_{\text{neph}}/D_{\text{feld}} = 3.5$).

The oikocrystic texture is mainly characterized by the systematic occurrence of including grain interrelations. It

consists of grains or laths included or partially included in larger and typically anhedral crystals (Hibbard, 1995). This texture is named 'ophitic' if crystals of pyroxene or amphibole include plagioclase laths. It is represented by

Table 4: continued

Island:	Raiatea	Raiatea	Raiatea	Raiatea	Raiatea	Raiatea	Raiatea	Raiatea	Raiatea
Sample:	RIG-1E	RIG-2A	RIG-2C	RIG-2D	RIG-4A	RIG-4B	RIG-4C	RI-85	RI-86
Type:	The	The	The	The	The	The	The	The	The
Group:									
Reference:	a	a	a	a	a	a	a	a, e	a, e
SiO ₂	44.60	47.60	47.00	46.80	46.40	47.30	42.00	45.80	46.60
TiO ₂	4.24	2.94	3.18	3.30	4.19	3.30	5.34	3.62	3.34
Al ₂ O ₃	17.45	18.60	17.80	17.90	16.60	16.80	13.70	17.08	18.35
Fe ₂ O _{3t}	12.30	10.00	10.20	10.85	11.90	11.25	15.30	11.18	10.75
MnO	0.15	0.14	0.15	0.15	0.15	0.16	0.19	0.16	0.14
MgO	9.90	8.50	8.70	8.60	3.58	4.08	6.40	3.33	3.17
CaO	9.90	8.50	8.70	8.60	9.55	8.10	10.00	10.00	9.72
Na ₂ O	4.30	5.15	5.00	4.58	4.50	4.80	3.70	4.09	4.25
K ₂ O	1.95	2.60	2.75	3.20	2.20	2.48	1.58	2.35	2.23
P ₂ O ₅	1.05	1.00	1.15	0.99	0.80	0.83	0.80	1.12	0.82
LOI	0.21	0.52	0.84	0.44	0.04	0.76	0.70	1.14	0.91
Total	100.03	99.93	99.92	99.96	99.91	99.86	99.71	99.87	100.28
Q									
Hy									
Ne + Lc	10.6	11.9	12.2	12.0	10.0	9.9	10.6	8.8	8.8
Rb	37.5	53.0	60.0	85.5	47.0	65.0	31.5	52.0	50.0
Sr	1160	1250	1220	1170	970	1100	1020	1165	1190
Ba	560	730	715	690	530	700	430	642	585
Sc	10.8	6.0	7.5	7.3	11.2	9.5	13.0	10.0	8.8
V	255	135	138	155	285	225	365	154	175
Cr	10	6	5	30	2	38	95	7	10
Co	34	22	22	24	27	30	49	25	26
Ni	38	20	20	23	38	50	127	18	23
Y	33.0	36.5	37.0	38.0	39.5	34.0	31.0	40.0	34.0
Zr	335	370	376	370	386	420	365	363	340
Nb	55.0	64.0	64.0	66.0	60.0	79.0	66.0	67.0	58.0
La	52.0	62.5	62.0	60.0	54.0	65.0	52.0	61.0	52.5
Ce	115.0	132.0	133.0	130.0	119.0	136.0	111.0	133.0	110.0
Nd	62.0	67.5	69.0	67.0	66.0	65.0	62.5	76.0	63.0
Sm	12.4	13.10	13.80	13.20	13.60	12.30	12.20	17.10	13.10
Eu	3.72	3.93	4.12	3.92	4.00	3.70	3.67	4.25	3.50
Gd	10.75	11.10	11.90	11.20	11.50	10.30	10.10	12.80	10.60
Dy	7.40	7.60	7.80	7.80	8.20	7.05	7.10	8.30	6.90
Er	2.80	3.00	3.10	3.00	3.20	2.90	2.80	3.50	2.80
Yb	2.03	2.25	2.27	2.29	2.44	2.18	1.76	2.35	2.10
Th	6.00	7.95	7.65	7.80	6.10	8.70	6.50	6.80	6.70
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr								0.704085 ± 5	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd								0.512853 ± 2	

*Accumulation-free chemical compositions estimated by using the MONA program (see text for explanations). Abbreviations as in Table 1. Q, Hy, Ne, and Lc are CIPW normative mineral proportions calculated with Fe₂O₃/FeO varying with the petrographic type (Middlemost, 1989). Group 1 corresponds to the strongly Si-undersaturated suite, Group 2 to the mildly Si-undersaturated suite, and Group 3 includes strongly Si-undersaturated rocks with low ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and high ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. References: a, this work; b, Clément *et al.* (2002); c, Bardintzeff *et al.* (1988); d, Nitecki-Novotni (1975); e, Blais *et al.* (1997) (major elements).

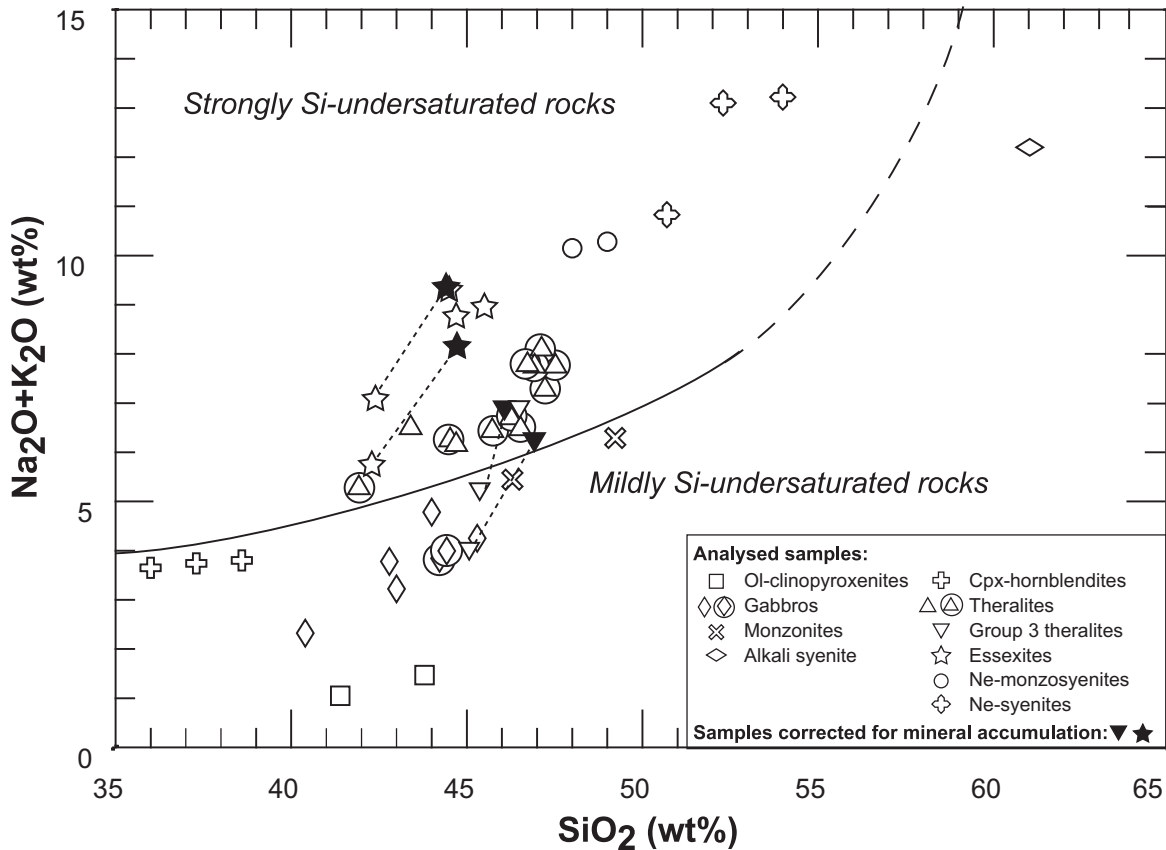


Fig. 8. Total alkalis-silica (TAS) discrimination diagram for coarse-grained rocks from the Ahititera and Faaroa depressions. The dotted lines indicate the effects of corrections to the bulk-rock compositions of the moderately cumulative rocks to take account of the cumulus phases (Table 4). The curve divides the strongly Si-undersaturated rocks from the mildly Si-undersaturated rocks. Circled symbols are Raiatea samples.

theralite RIG-2A. In terms of parameters, this sample also shows contrasted L_i and D_i values, but here the included feldspars are smaller and have a higher crystal density than the host clinopyroxenes ($D_{\text{cpx}}/D_{\text{plg}} = 0.2$).

These textural end-members represent the three apices of the triangle in Fig. 12, which can be used to classify all non-cumulative (and non-pegmatoid) coarse-grained rocks. Transitions between intergranular and equigranular textures, mainly characterized by the lack of including grain relations, are named 'heterogranular textures'. Textures intermediate between equigranular and oikocrystic end-members are named 'granular textures with including relations'. Finally, the 'doleritic textures' correspond to the transition between intergranular and oikocrystic end-members.

Textural features of non-cumulative rocks are related to their petrography: gabbros and theralites show granular textures with (or without) including relations, whereas all the nepheline-bearing intermediate and differentiated rocks plot near the intergranular-foycitic end-member, even if there are, in some essexites, patches where crystals show incipient pegmatoid characteristics (high

elongation, acicular and skeletal shapes). Monzonites exhibit unequivocal pegmatoid features (Bardintzeff *et al.*, 1988), and alkali syenites are characterized by an isogranular secondary texture, as a result of a recrystallization process.

In the moderately cumulative rocks, similar distinctions can be made from the coarse-grained groundmass, the cumulative fraction being considered as a simple textural overprint.

CRYSTALLIZATION AND FLUID TRANSFER IN AHITITERA PLUTON

Late and post-magmatic processes

Replacement of clinopyroxene

Partial replacement of clinopyroxene by hornblende occurs only in the strongly Si-undersaturated rocks, especially in essexites and ne-monzosyenites. These late amphiboles appear either as peripheral brown flakes associated with small magnetite grains (Fig. 5d) or as more or less thick, inclusion-free, rims. In some essexites,

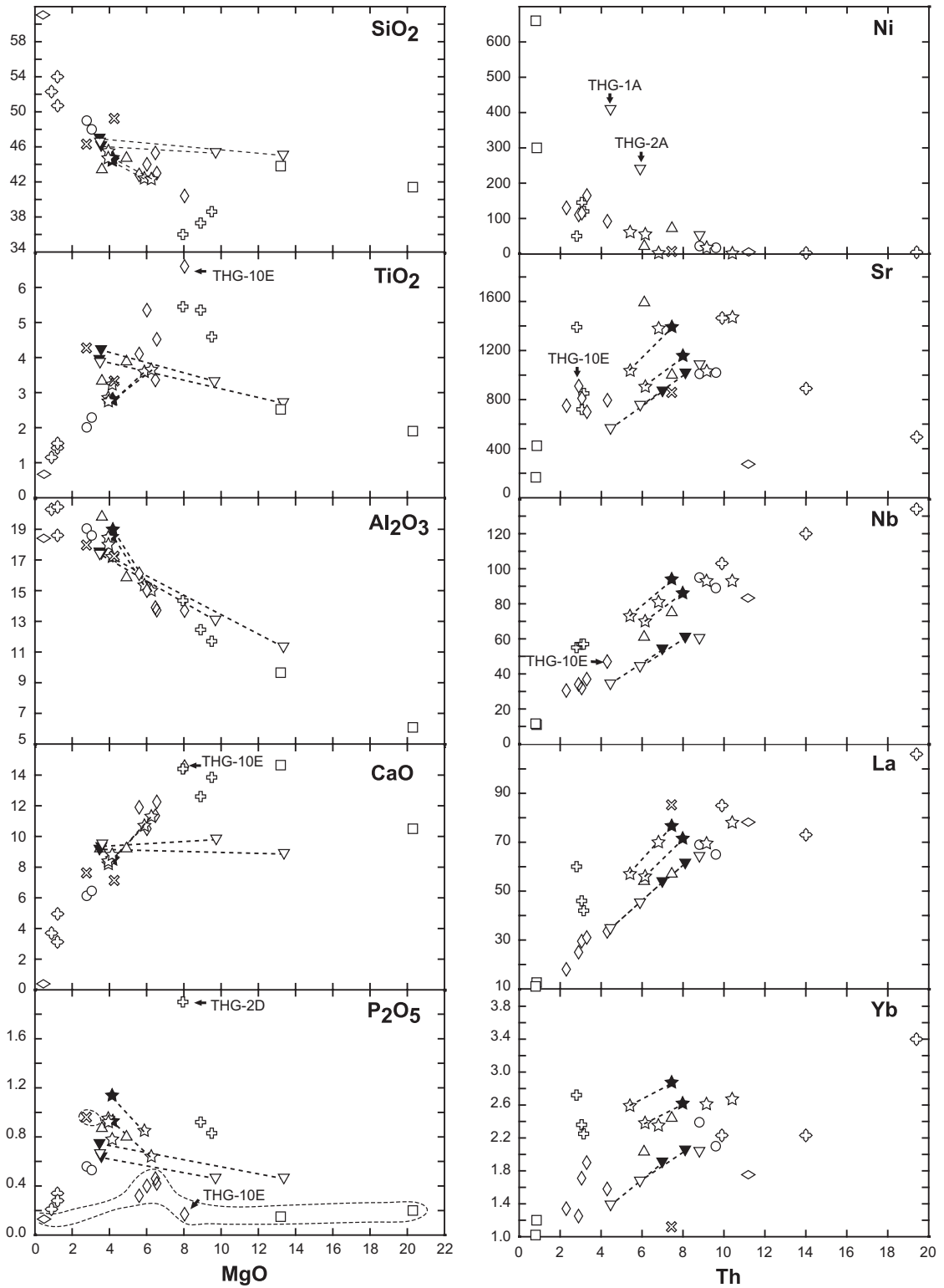


Fig. 9. Selected major oxides (wt %) and trace elements (ppm) vs MgO and Th, respectively, for the Ahititera samples. The dashed field delineates the bulk-rock compositions of the nepheline-free rocks in the P₂O₅ vs MgO diagram. The dotted lines connect the bulk-rock compositions of the moderately cumulative rocks to their corresponding corrected values (Table 4). No accumulation correction for Ni. Symbols as in Fig. 8.

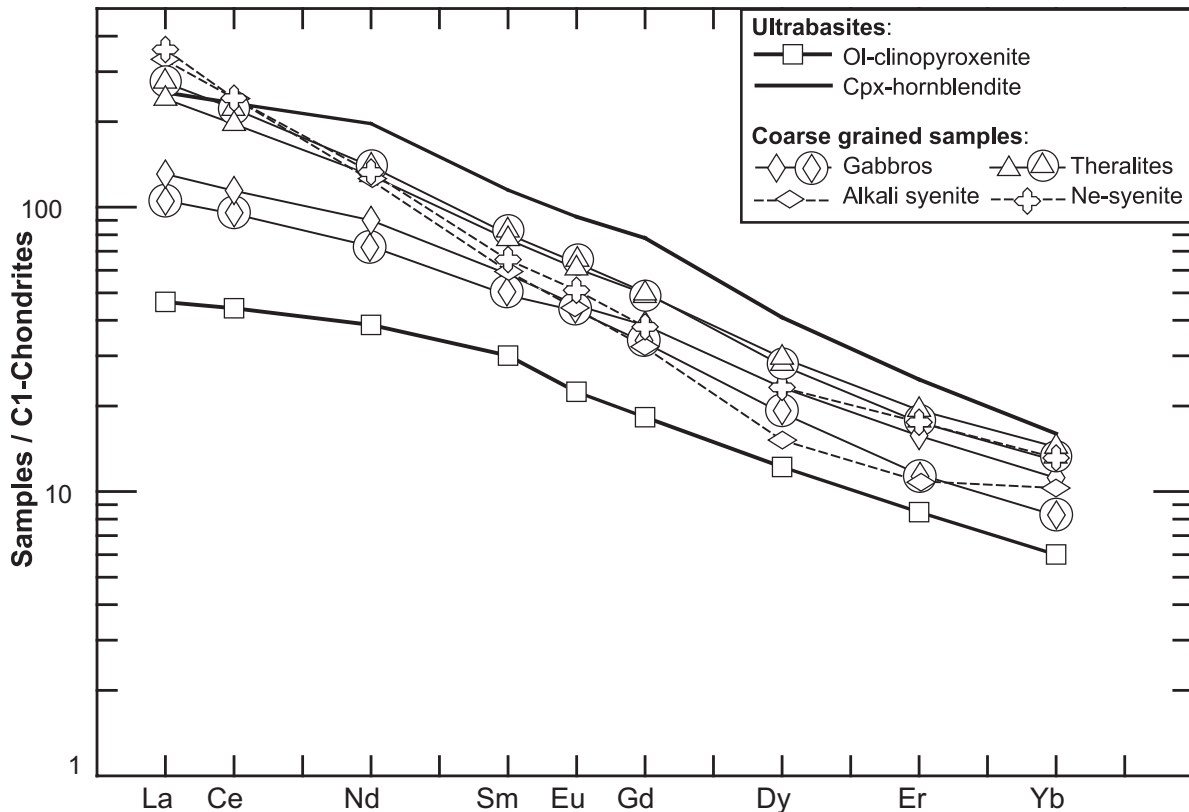


Fig. 10. C1 chondrite-normalized REE patterns of representative samples from Ahititera and Faaroa [normalization values from Sun & McDonough (1989)]. Circled symbols are Raiatea samples.

the presence of scarce clinopyroxene relicts in the central part of euhedral hornblendes might indicate the almost total replacement of primary clinopyroxenes by amphiboles. Generally, such secondary amphiboles, poor in Ti and rich in alkali elements, are pargasitic or hastingsitic in composition (Giret *et al.*, 1980; Gillis & Meyer, 2001). In the Ahititera samples, most of the replacement amphiboles are kaersutite, like the cores of the primary hornblendes (Table 3, Fig. 7a). Their late crystallization is only suggested by their position in the ($\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Ca}$) vs ($\text{Si} + \text{Na} + \text{K}$) diagram of Fig. 7b. These sub-solidus transformations denote either a hydrothermal alteration (400–800°C: Agemar *et al.*, 1999) or a deuteric process (800–900°C: Tribuzio *et al.*, 2000).

CO₂-related alteration

Calcite and ankerite have been observed only in the strongly Si-undersaturated rocks and are especially abundant in the ne-monzosyenites. They fill diktytaxitic voids or occur as interstitial phases. In the carbonate-rich rocks, nepheline crystals are commonly partially converted into cancrinite. This feature can be interpreted

as the result of reaction between early nepheline crystals and CO₂-bearing residual liquids (Deer *et al.*, 1992).

Such late or post-magmatic features provide evidence for release of CO₂-saturated fluids at the end of the crystallization course of the strongly Si-undersaturated rocks.

Fe–Ti oxides

In the mafic rocks (ol-clinopyroxenites, gabbros, and theralites), Fe–Ti oxides are generally mantled by biotite, more rarely by kaersutite, as the result of their reaction with alkali-rich residual liquids. Red biotite in contact with haemoilmenite is richer in titanium ($\text{TiO}_2 > 8.5$ wt %) than the brown biotite that rims titanomagnetite ($\text{TiO}_2 < 9.5$ wt %).

Titanomagnetite contains, almost systematically, lamellae of haemoilmenite, indicative of exsolution–oxidation phenomena. Such processes are generally interpreted as resulting from high-temperature, sub-solidus reorganization (>600°C) in slow cooling conditions further to a $P_{\text{H}_2\text{O}}$ increase (Mathison, 1975).

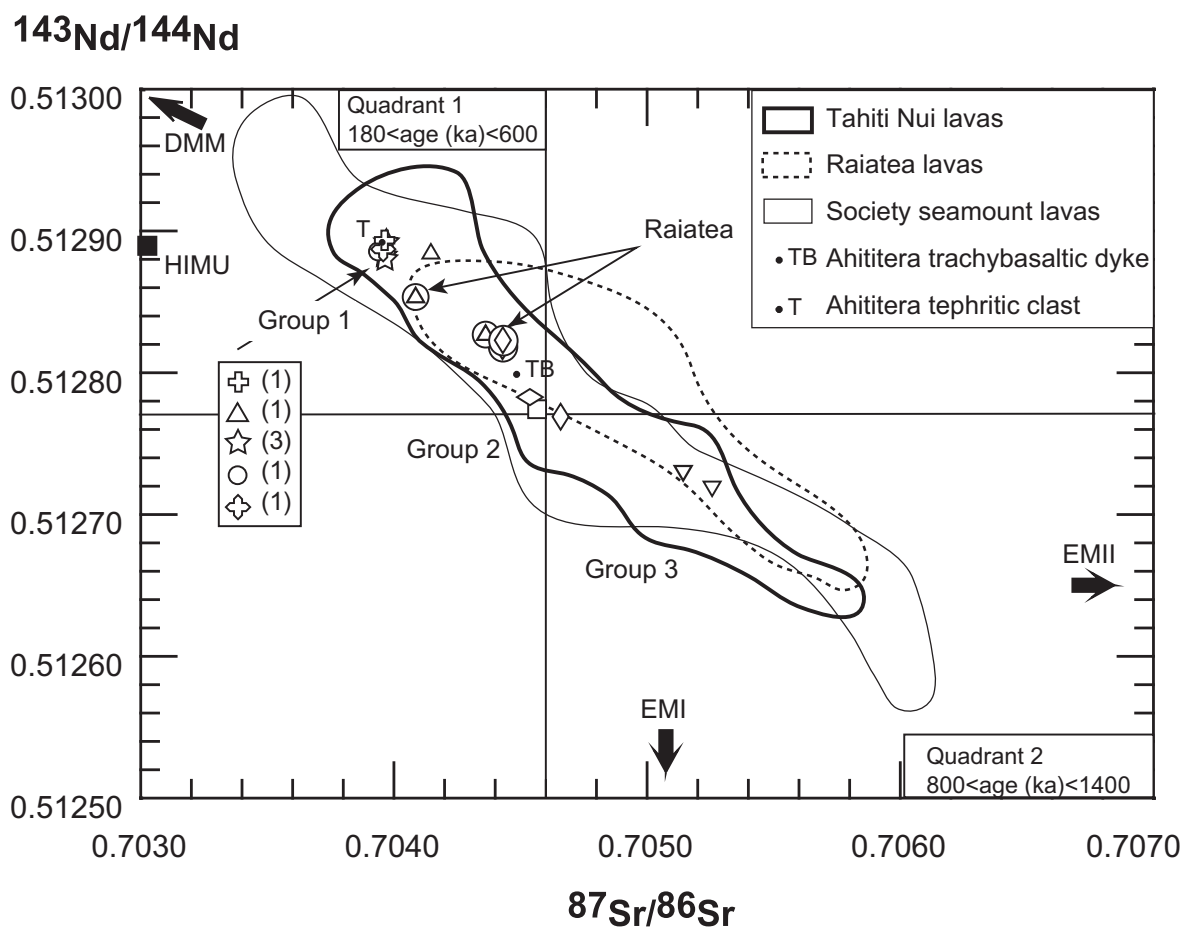


Fig. 11. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram showing data for Ahititera and Faaroo rocks, compared with lavas of the Society Archipelago (Tahiti Nui field: White & Hofmann, 1982; Cheng *et al.*, 1993; Hémond *et al.*, 1994; Le Roy, 1994; White & Duncan, 1996; Raiatea field: C. Chauvel, personal communication, 2003; Society seamounts: Devey *et al.*, 1990; Hémond *et al.*, 1994). The isotope compositions of a clast and a dyke collected from Ahititera are also shown (Clément *et al.*, 2002). The mantle end-members HIMU, DMM, EMI, and EMII are from Hart & Zindler (1989). Chronological quadrants defined for Tahitian lavas by Le Roy (1994): the least radiogenic lavas (plotting into quadrant 1) are dated between 600 and 180 ka, whereas the most radiogenic lavas (quadrant 2) have ages ranging from 1400 to 800 ka. The number of samples within each petrographic type is indicated in parentheses for Group 1. Symbols as in Fig. 8.

Secondary Fe–Ti oxides are also observed in association with chlorite and clay minerals (bowlingite-type alteration), fringing olivine and filling fractures within olivine. This association results from a low-temperature alteration process (*c.* 200°C, Schandl *et al.*, 1990).

Mineral accumulation

Cumulates

The textural study has shown that cumulates sampled from the Ahititera pluton consist of a framework of cumulus crystals cemented with intercumulus phases, the composition of which probably reflects that of interstitial liquids. If this assumption is justified for the orthocumulative cpx-hornblende, it is only an approximation for the mesocumulative ol-clinopyroxenite. Each

cumulate type has been included into a group having equivalent Si undersaturation, as a function of its modal and normative nepheline contents (Figs 4 and 8). These links are confirmed by the position of cumulates in the Nd–Sr isotopic diagram of Fig. 11. Thus, the composition of interstitial liquids might be approximated by that of non-cumulative rocks having comparable Si undersaturation.

We have reconstructed the modal composition of clinopyroxenite THG-10B by introducing in a least-squares mass balance program (MOde Near Analysis MONA program: Metzner & Grimmeisen, 1990) the major element concentrations of the corresponding whole-rock (Table 4), its cumulus clinopyroxene and olivine (electron microprobe analyses), and a non-cumulative rock regarded as representative of the

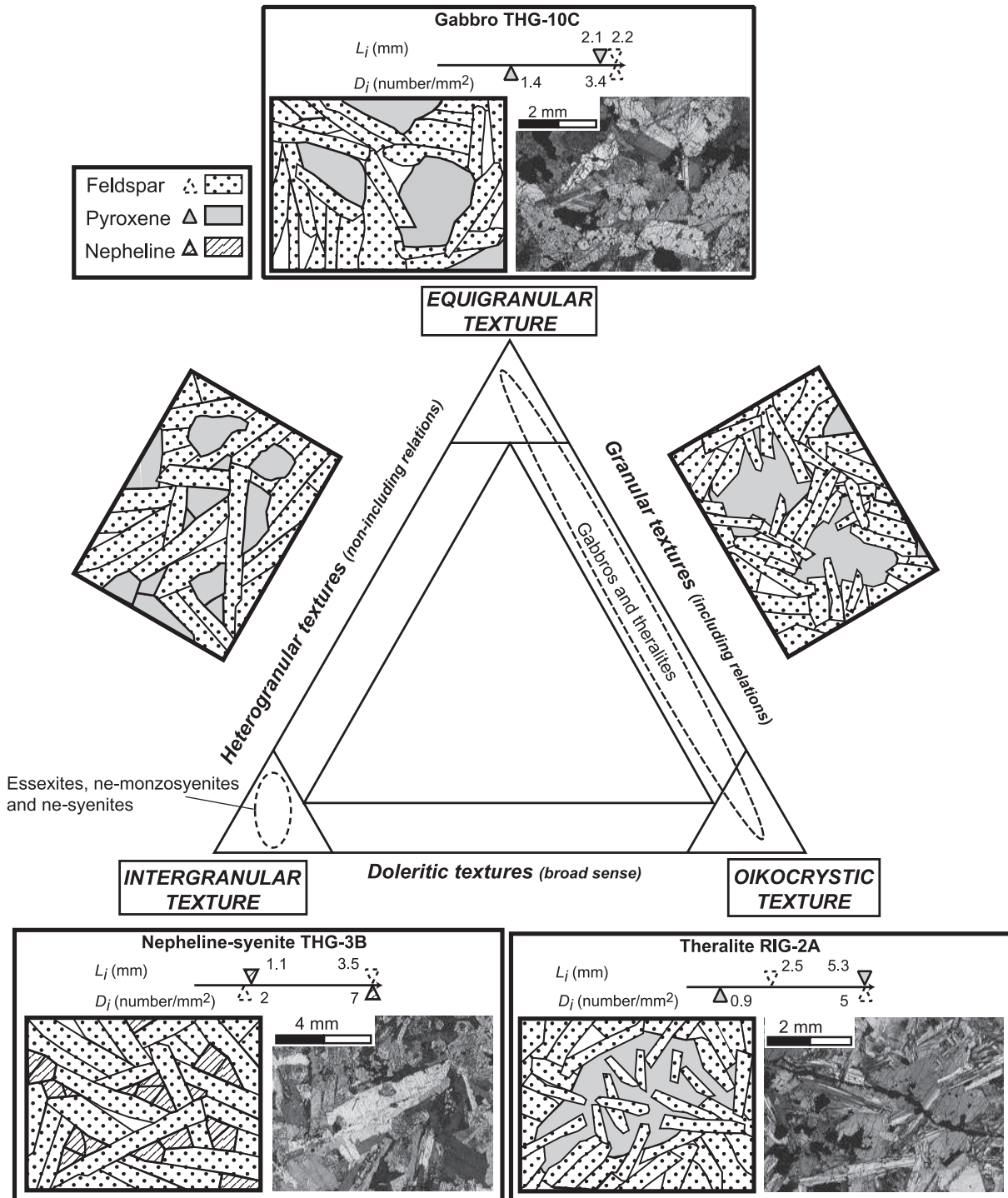


Fig. 12. Triangular textural classification for non-cumulative, coarse-grained rocks. Each textural end-member is characterized by specific relative values of two parameters measured on a phase *i*: crystal density (D_i) and maximum crystal length (L_i). The D and L triangular cursors are plotted on an arbitrary axis having a length proportional to the highest values measured for the corresponding parameters. For instance, for an axis length corresponding to $L_i = 2.2$ mm (feldspar), the L_i triangular cursor of pyroxene (value of 2.1 mm) is adjusted between 0 and 2.2 mm. The typical textures are illustrated by sketches, together with photomicrographs (crossed nicols) for the end-members. The dotted fields include the textures observed in the different petrographic groups defined in the Ahititera and Faaroa plutons.

Table 5: *MONA (MOde Near Analysis) models for the Ahititera cumulates*

Cumulate	L	f	Weight percentages of cumulus phases	ΣR^2
Ol-Cpxite	Gab THG-10C	30.3	36.6 Ol + 32.4 Cpx	0.79
Cpx-Hblite	Ess THG-2C	25.5	36.2 Hbl + 29.8 Cpx + 7.6 Fe–Ti Ox + 1.2 Ap	0.72
	Ne-Msyne THG-4	20.6	40.8 Hbl + 28.8 Cpx + 8.2 Fe–Ti Ox + 1.9 Ap	0.92

f , weight percentage of intercumulus material, the composition of which is approached by the rock L, inferred to represent a liquid. ΣR^2 , sum of the squared residuals. For cpx-hornblende, our preferred model is that implying the ne-monzosyenite THG-4. Abbreviations as in Table 1 and as follows: Ol, olivine; Cpx, clinopyroxene; Hbl, hornblende; Fe–Ti Ox, Fe–Ti oxides, Ap, apatite.

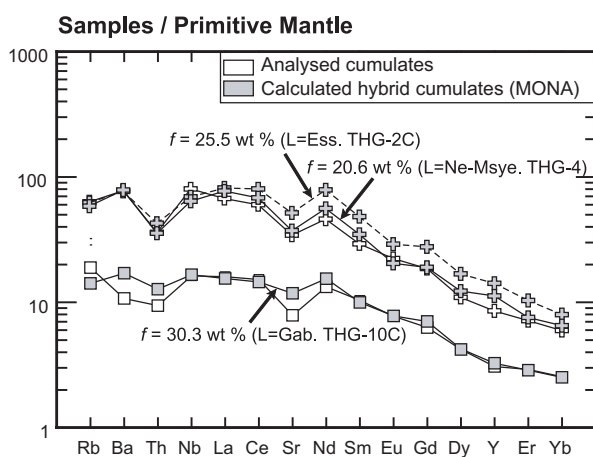


Fig. 13. Trace element patterns normalized to Primitive Mantle (from Sun & McDonough, 1989) for analysed and reconstructed Ahititera cumulates (using the distribution coefficients in the Appendix). Symbols as in Fig. 8. (See text for details.)

interstitial liquid. The latter rock was selected from the gabbros, based on the primary mineralogy of the intercumulus material of THG-10B (clinopyroxene, olivine, plagioclase, Fe–Ti oxides and apatite). The result is presented in Table 5 (using THG-10C as a proxy for the interstitial liquid: 30.3 wt %). This provides a statistically good fit, as the sum of the squares of the residuals (ΣR^2) equals 0.79. Contrary to the modal proportions (wt %), which show that clinopyroxene is the principal mafic phase in the bulk-rock (Table 2), the calculated percentages of cumulus phases indicate olivine and clinopyroxene in sub-equal proportions (Table 5). We then reconstructed the trace element composition of the modelled cumulate. The result is shown as a Primitive Mantle-normalized trace element variation diagram in Fig. 13. The calculated and measured patterns are nearly identical, except for Rb, Ba, and Sr; this is probably due to the set of distribution coefficients used (see Appendix).

A similar procedure was carried out for the cpx-hornblende THG-14. In this rock, accumulation of amphibole, a mineral displaying high MREE distribution

coefficients (Caroff *et al.*, 1999), might explain the high MREE contents observed for this group in Fig. 10. The other cumulus phases are diopside, Fe–Ti oxides, and apatite. The composition of the interstitial liquid could be either essexitic or ne-monzosyenitic, given the mineralogy of the intercumulus material (in order of decreasing abundance: plagioclase, clinopyroxene, Fe–Ti oxides, apatite, nepheline, titanite, and K-feldspar). Two model calculations were carried out, with essexite THG-2C and ne-monzosyenite THG-4 as interstitial liquids. The relative mineral percentages in the cumulus assemblages are similar in the two cases, but the proportions of interstitial liquid are slightly different (25.5 wt % for essexite and 20.6 wt % for ne-monzosyenite, Table 5). Both models reproduce adequately the major element composition of THG-14 ($\Sigma R^2 < 1$, Table 5); however, the trace element data lead us clearly to prefer the model based on the ne-monzosyenite composition (Fig. 13).

Correction of bulk-rock compositions for crystal accumulation in the moderately cumulative rocks

Among our set of non-ultrabasic samples, five display some petrographic and geochemical evidence for mineral accumulation (Tables 2 and 4, Fig. 9): gabbro THG-10E (high CaO, TiO₂, Sr, and Nb values; low P₂O₅ values); theralites THG-1A and -2A, and essexites THG-3A and -11A (high MgO and compatible trace elements).

The petrographic characteristics of gabbro THG-10E suggest that its chemical peculiarities can be explained by accumulation of amphibole \pm Fe–Ti oxides (high TiO₂ and Nb) and plagioclase (high CaO and Sr), coupled with apatite fractionation (low P₂O₅). The concomitant intervention of two opposite processes (accumulation and fractionation) involving several minerals makes any correction impossible for this rock.

Theralite THG-1A belongs to Group 3 defined in the Nd–Sr isotope diagram of Fig. 11. Group 3, characterized by high Th/Nb values, also includes THG-2A, a sample not analysed for isotopes. Petrographic study of THG-1A and -2A has revealed the presence of numerous

large, euhedral crystals of clinopyroxene and olivine (Table 2). Accumulation of these minerals might account for high MgO, Sc, Cr, Co, and Ni contents in both theralites. The bulk-rock compositions of these samples have been corrected assuming that the moderately cumulative rocks are a combination of minerals accumulated within a theralitic liquid. The calculation method is based on a MONA modal reconstruction involving three phases (liquid + accumulated olivine + accumulated clinopyroxene). The liquid composition (major elements) has been approximated in both cases by that of a Group 3 non-cumulative theralite (THG-2B). Once the phase proportions have been determined (Table 2: THG-1A' and -2A'), a simple mass balance calculation is used to remove the chemical contribution of accumulated minerals in THG-1A and -2A. The results are shown in Table 4 (corrected compositions: THG-1A* and -2A*). The correction shifts the two samples towards the theralitic group in the TAS diagram of Fig. 8, and within the main evolutionary trends in the variation diagrams of Fig. 9.

A similar procedure has been followed for essexites THG-3A and -11A, using the major element composition of non-cumulative essexite THG-2C as the liquid phase. Here, the accumulated minerals are barely identifiable from textural criteria alone, except for the presence of zoned euhedral crystals of clinopyroxene in THG-11A and xenocrystic olivine (Table 2). In addition, the two cumulative rocks, although chemically very similar (high MgO, Sc, Cr, Co, and Ni contents: Table 4), are clearly distinguishable by their total proportions of clinopyroxene (9.7 wt % and 29.0 wt % for THG-3A and -11A, respectively, Table 2) and amphibole (41.1 wt % and 19.3 wt %). However, textural relationships suggest that most of the observed amphiboles in THG-3A correspond to transformed accumulated clinopyroxenes. This is corroborated by the bulk-rock REE contents; these are similar in both the amphibole-rich sample (THG-3A) and the amphibole-poor sample (THG-11A), in which clinopyroxene is clearly the main cumulus phase. Such similarity is not consistent with the accumulation of magmatic amphibole, a mineral containing large amounts of MREE. Thus, we have calculated theoretical modes for both rocks, including a liquid phase, accumulated olivine, clinopyroxene and Fe–Ti oxides, but devoid of cumulus amphibole (Table 2: THG-3A' and -11A'). The accumulation-free chemical compositions are shown in Table 4 (THG-3A* and -11A*). As for the theralites, this correction reduces the scatter observed within the essexitic group in Figs 8 and 9.

Evolution of the two magmatic suites

A number of geological, mineralogical and geochemical features suggest the occurrence of two isotopically

contrasted suites of magmatic rocks (plus the isolated theralitic Group 3), which are mildly and strongly Si undersaturated, respectively. Each suite includes a range of petrographic types from basic to felsic and is isotopically homogeneous. The strongly Si-undersaturated suite (Group 1) includes three clinopyroxene-hornblendites, two theralites, five essexites, two nepheline-monzosyenites and three nepheline-syenites; the mildly Si-undersaturated suite (Group 2) includes two olivine-clinopyroxenites, five gabbros, two monzonites and one alkali syenite (Table 4).

To constrain the nature and the proportions of the fractionating phases within each suite, we have combined the major element concentrations of representative non-cumulative samples together with microprobe analyses of their main euhedral minerals into a least-squares fractionation (LSF) program (Bryan *et al.*, 1969; Wright & Doherty, 1970). This method is used here to determine the most 'reasonable' proportions of minerals separating from the liquid at each stage. Then, these data are combined with individual mineral–melt distribution coefficients (see Appendix) to estimate the trace element composition of the daughter liquid, based on the trace element concentrations in the parental magma, the fraction of residual liquid, and the bulk distribution coefficients, for a Rayleigh fractionation model.

The mildly Si-undersaturated suite

The mildly Si-undersaturated suite is not well documented as only four petrographic types have been collected. In addition, the gabbros are chemically heterogeneous (e.g. Fig. 9), the monzonites are known only through previous studies (Nitecki-Novotny, 1975; Bardintzeff *et al.*, 1988), and the alkali syenite is hydrothermally altered.

From gabbros to monzonites. The chosen parental liquid is gabbro THG-10C, which has been analysed for Nd–Sr isotopes. The daughter is monzonite 37H (Nitecki-Novotny, 1975; Bardintzeff *et al.*, 1988). The proportions of fractionating minerals and residual liquid are shown in Table 6 together with the sum of the squares of the residuals (ΣR^2). The fractionating assemblage is mainly composed of clinopyroxene, plagioclase and hornblende (in decreasing order). The percentage of residual liquid is 38.8 wt %. In the alkali–silica diagram of Fig. 14a, the compositions of the analysed parental and daughter samples are plotted together with the calculated daughter liquid, which plots close to the analysed sample, and the calculated fractionating assemblage (LSF: least-squares fractionation). The calculated trace element composition of the daughter liquid, shown as a normalized pattern in Fig. 15a, is similar to that of monzonite 37H, except for Eu (minor plagioclase accumulation?) and Yb.

Role of the ol-clinopyroxenites in the fractional crystallization model. We have reported in Fig. 14a the analysed

Table 6: LSF (least-squares fractionation) models for the two Ahititera suites

Parental magmas	Fractionated magmas	F	Weight percentages of fractionating assemblages	ΣR^2
<i>Mildly Si-undersaturated suite</i>				
Gab THG-10C	Monz 37H	38.8	40.7 Cpx + 23.3 Plg + 23.3 Hbl + 7.6 Fe–Ti Ox + 4.6 Ol + 0.5 Ap	0.44
Monz 37H	Alk-Sye THG-9B	46.4	39.8 Hbl + 32.7 Plg + 12.7 Fe–Ti Ox + 12.1 Cpx + 2.8 Ap	4.53
<i>Strongly Si-undersaturated suite</i>				
Ess THG-2C	Ne-Msye THG-4	67.4	53.3 Hbl + 24.1 Plg + 8.9 Fe–Ti Ox + 8.2 Ne + 5.5 Ap	0.77
Ne-Msye THG-4	Ne-Sye THG-3B	66.6	34.5 Cpx + 27.0 Plg + 26.9 Ne + 11.0 Fe–Ti Ox + 0.6 Ap	1.02

F , calculated weight percentage of residual liquid. ΣR^2 , sum of the squared residuals. Abbreviations as in Tables 1 and 5, plus Ne, nepheline.

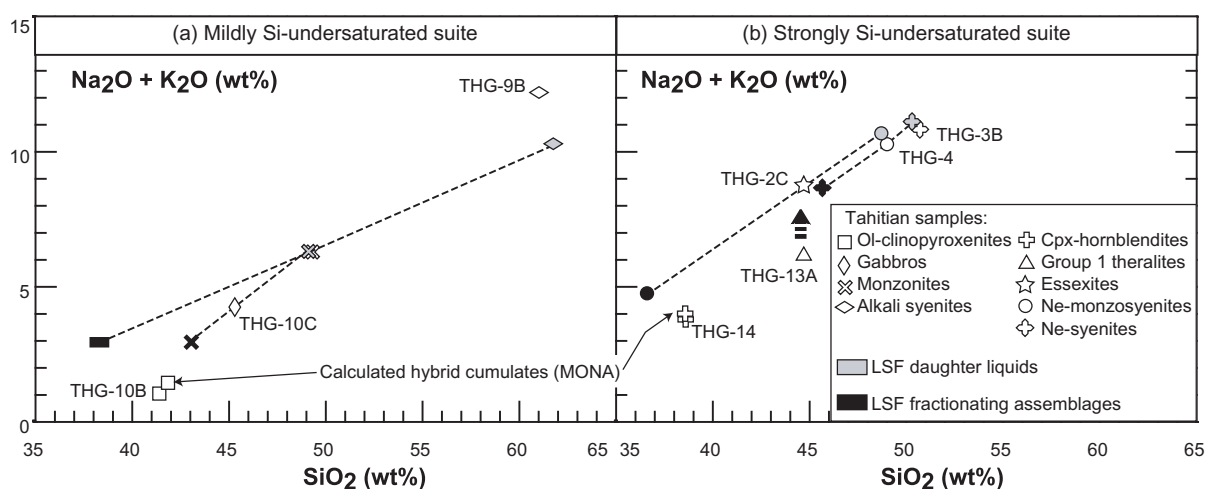


Fig. 14. TAS diagrams showing the results of the fractionation/accumulation models for the mildly Si-undersaturated (a) and strongly Si-undersaturated (b) suites from Ahititera. LSF-derived liquids and fractionating assemblages are theoretical compositions calculated by a least-squares fractionation method (see text for details). The arrow from THG-13A to THG-2C denotes a fractionation stage under hydrous conditions, which induces alkali enrichment from theralites to essexites (see text for further explanation).

ol-clinopyroxenite THG-10B, the calculated cumulate (MONA), and the LSF fractionating assemblage. The latter plots between the ol-clinopyroxenites (THG-10B and its MONA reconstruction) and the gabbro THG-10C. We have shown that the ol-clinopyroxenite THG-10B is a hybrid cumulate comprising *c.* 30 wt % crystallized gabbroic liquid. Its low alkali content can be explained by its mafic cumulus mineralogy (Table 5), which might reflect a fractionating assemblage formed before the gabbro–monzonite stage. These results are not consistent with the model of Bardintzeff *et al.* (1988), who interpreted the ol-clinopyroxenites as an equivalent of the assemblage fractionated during the gabbro–monzonite transition.

From monzonites to alkali syenites. This stage of magmatic evolution is difficult to model because: (1) the monzonite composition is known only from previous studies; (2) the alkali syenite is hydrothermally altered; (3) there is a significant chemical gap between these two rocks. Given

the restricted trace element analyses for the monzonites, the parental liquid has been taken to be equal to the calculated residual liquid of the previous fractionation stage (from gabbro to monzonite, Fig. 15a). The LSF model of Table 6, if not well constrained from a statistical point of view ($\Sigma R^2 = 4.5$), reproduces correctly the trace element composition of the postulated derived liquid (Fig. 15b). The high alkali contents in the analysed sample (with reference to the calculated liquid) might reflect an alkali enrichment in the alkali syenite as a result of alteration. The position of the corresponding LSF fractionating assemblage is shifted towards low alkali and silica values, as a result of the excessive magnitude of the differentiation step.

The strongly Si-undersaturated suite

From Group 1 theralites to essexites. Fractionating assemblages resulting from LSF calculations (not shown) require fractionation of Fe–Ti oxides in amounts (>18 wt %) larger

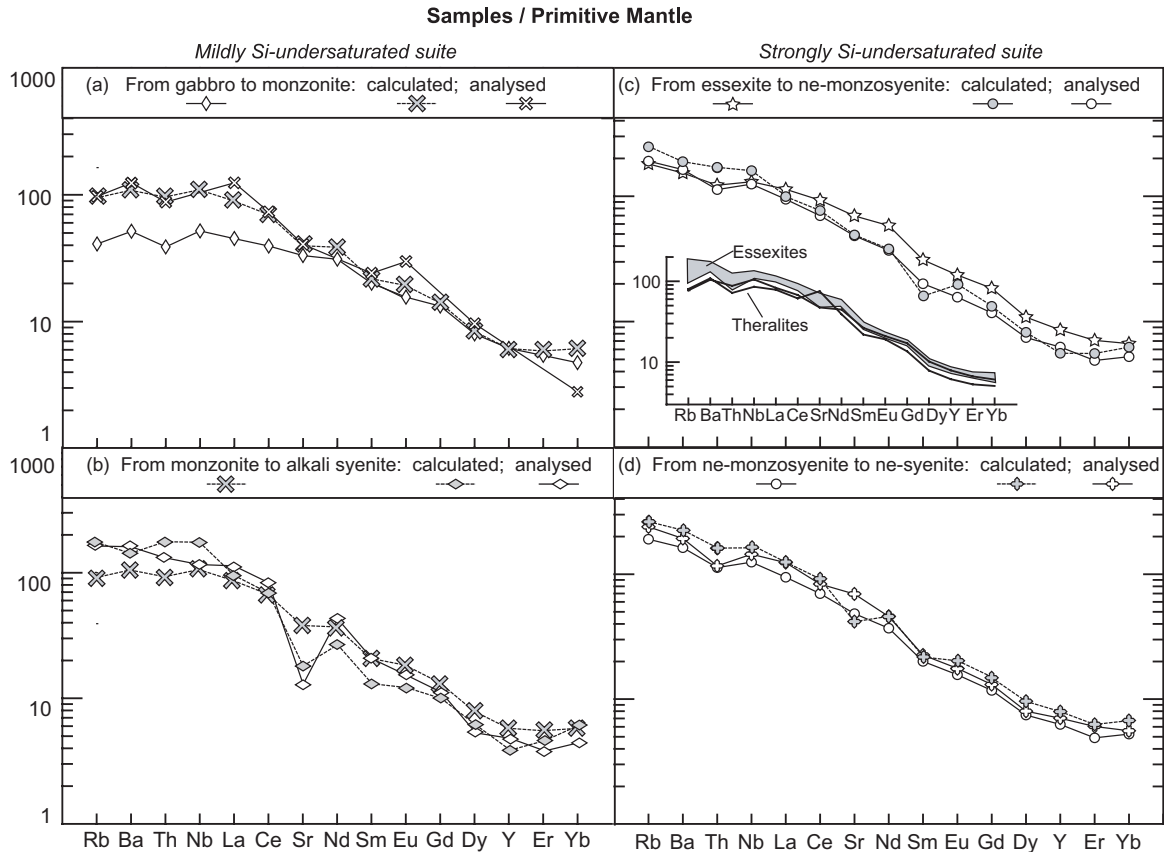


Fig. 15. Ahiitera trace element patterns normalized to Primitive Mantle (from Sun & McDonough, 1989) for inferred parental and daughter melts (analysed and/or modelled). The trace element compositions of theoretical liquids have been calculated by using the LSF parameters and the Rayleigh equation. All the parent magma compositions correspond to analytical data, except that of the monzonite (see text). The calculated daughter liquids are illustrated and compared with the analysed samples. Inset: comparison between (analysed) Group 1 theralites and non-cumulative (plus corrected) essexites.

than those usually considered in closed-system fractional crystallization models. In addition, the alkali increase from theralites to essexites is not coupled with any MgO decrease (Fig. 16a). In addition, Rb increases abruptly from *c.* 50 ppm in theralites to *c.* 100 ppm in essexites, whereas the other incompatible trace elements increase moderately (Table 4). Thus, the essexites cannot be derived from theralites through a simple process. The resemblance of the REE patterns of both groups (Fig. 15c inset), together with their similar isotope compositions, suggests, however, that there is a link between them. In addition to the alkali enrichment, any evolutionary mechanism must also account for the chemical and mineralogical features listed below.

(1) In the AFM (alkali–FeOt–MgO) diagram of Fig. 16b, the transition from theralites to essexites is marked by an abrupt FeOt decrease, which might be related to significant fractionation of Fe–Ti oxides, as already suggested by LSF calculations. Such a hypothesis has already been proposed by Brandriss & Bird

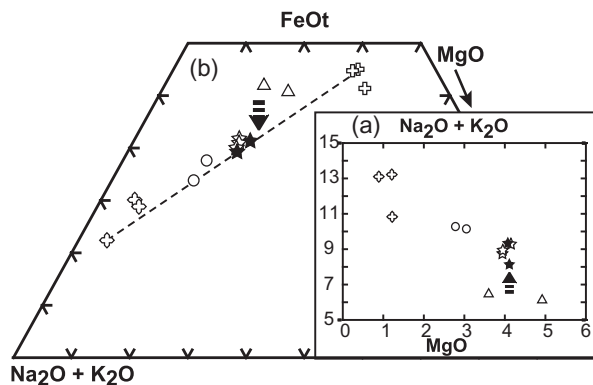


Fig. 16. Chemical evidence for differentiation under hydrous conditions from Group 1 theralites to essexites (Ahiitera). (a) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs MgO (wt %) diagram showing the alkali increase from theralites to essexites at constant MgO. (b) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ –FeOt–MgO (AFM) diagram for the strongly Si-undersaturated suite. The dashed line represents the ‘normal’ evolution trend. The transition from theralites to essexites is marked by an abrupt FeOt decrease, probably related to significant fractionation of Fe–Ti oxides under high f_{O_2} conditions. Symbols as in Fig. 8.

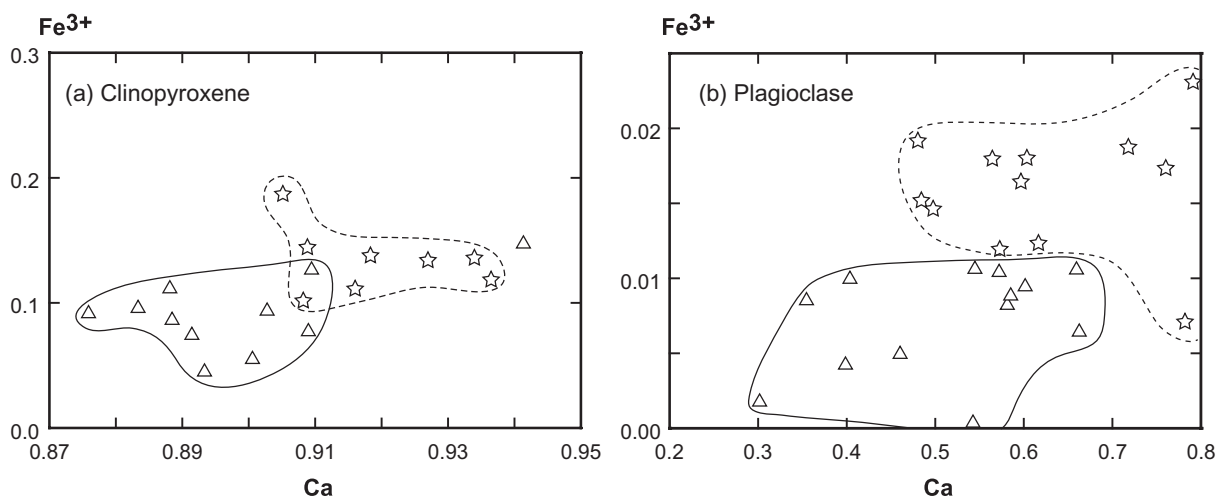


Fig. 17. Mineral chemical evidence for differentiation under hydrous conditions from Group 1 theralites to essexites (Ahititera). (a) Fe³⁺ vs Ca (cations per formula unit) in cores of clinopyroxene for theralites (triangles) and essexites (stars). (b) Fe³⁺ vs Ca (cations per formula unit) in plagioclase (Ab <90; Or <3).

(1999) to explain a similar shift in composition of evolved rocks from the Kap Edvard Holm Gabbroic Complex, Greenland. Following Brandriss & Bird, fractionation of abundant Fe–Ti oxides reflects crystallization under more hydrous and/or more oxidizing conditions than those typical of alkali magmas (see also Sisson & Grove, 1993; Ghiorso, 1997).

(2) The essexites THG-2C and THG-11B (not analysed) contain pegmatoid patches. Such features, also observed by Brandriss & Bird (1999) in their FeO-depleted rocks, are generally interpreted as indicators of crystallization under hydrous conditions (Larsen & Brooks, 1994; Mitchell *et al.*, 1997).

(3) All the essexites are characterized by the presence of abundant early euhedral hornblende crystals (Table 2, Fig. 4), a mineral crystallizing under high water pressures.

(4) Clinopyroxene and plagioclase display Ca and Fe³⁺ enrichment from theralites to essexites (Table 3, Fig. 17). Increase of Ca in plagioclase is generally interpreted as the result of a rise of the water pressure in the magma (Yoder *et al.*, 1957; Tepley *et al.*, 2000). The Fe³⁺ content is a marker of the f_{O_2} : oxidizing conditions favour its incorporation within plagioclase and clinopyroxene structures (Marcelot *et al.*, 1988; Phinney, 1992).

All these features strongly suggest that the transition from theralites to essexites was accompanied by an increase of P_{H_2O} and f_{O_2} , implying an opening of the magmatic system, with influx of H₂O and alkali elements. This inference prevents any quantitative modelling of the transition between theralites to essexites.

From essexites to ne-syenites through to ne-monzosyenites. These three petrographic groups are isotopically homogeneous (Fig. 11). Two LSF stages have been modelled with low ΣR^2 values (Table 6, Fig. 14b). The trace element

reconstructions are good (except for the slightly high Rb, Ba and Th values in both theoretical liquids and under-estimation of Sr in the calculated ne-syenite, Fig. 15c and d). The essexite–ne-monzosyenite transition implies mostly the separation of hornblende and plagioclase. During the following stage, the main fractionating minerals were clinopyroxene, plagioclase, and nepheline. The percentage of residual liquid is *c.* 67 wt % in the two cases (Table 6).

Place of the cpx-hornblendites in the fractional crystallization model. Although cpx-hornblendite THG-14 is a hybrid cumulate (20.6 wt % liquid in the preferred MONA calculation, Table 5), it plots close to the essexite–ne-monzosyenite LSF fractionating assemblage in the TAS diagram of Fig. 14b. The main cumulus mineral of both cpx-hornblendites and essexite–ne-monzosyenite LSF assemblage is kaersutite (Tables 5 and 6). The latter assemblage is devoid of clinopyroxene, but contains plagioclase, a phase observed only in the intercumulus part of the cpx-hornblendites. Thus, the cumulus fraction of the cpx-hornblendites should reflect to some extent the assemblage formed during the essexite–ne-monzosyenite stage.

PARTIAL MELTING OF A CHEMICALLY HETEROGENEOUS MANTLE SOURCE

Mantle source composition

Several volcanoes from the Society Islands, especially Tahiti Nui (Cheng *et al.*, 1993; White & Duncan, 1996), are characterized by a shield stage more radiogenic in Sr and less radiogenic in Nd than the subsequent, more

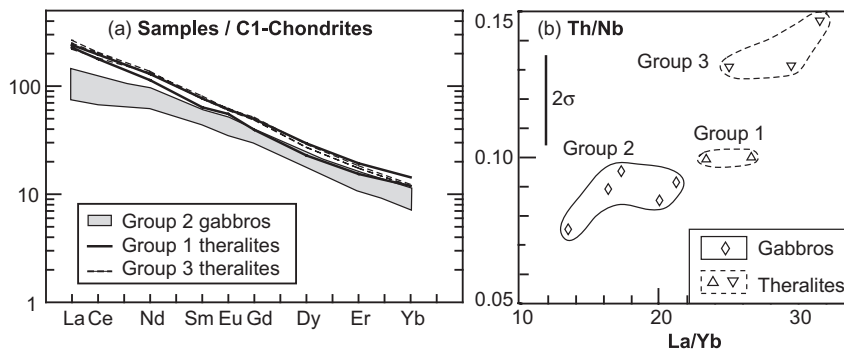


Fig. 18. Comparison between gabbros and theralites from the Ahititera pluton. Two of the Group 3 theralites are corrected to take account of mineral accumulation. (a) C1 chondrite-normalized REE patterns [normalization values from Sun & McDonough (1989)]. (b) Plot of Th/Nb vs La/Yb for Ahititera mafic samples.

alkaline stage. This isotopic evolution is opposite to that observed in the Marquesas (e.g. Caroff *et al.*, 1995; Le Dez *et al.*, 1996), but identical to that in Hawaii (Chen & Frey, 1985). It is consistent with the zoned mantle plume model proposed, for example, by White & Duncan (1996). First, the EMII-carrying hot central part of the plume produces, through high degrees of melting, the shield lavas. Then, magma is derived by smaller extents of melting of the cooler, isotopically depleted, sheath to the plume to generate the post-shield alkaline lavas.

This model may account for the chemistry of the Tahiti Nui lavas, as the systematic K–Ar dating of Le Roy (1994) has been used to establish a strong intercorrelation between ages, isotope compositions and Si undersaturation of the subaerial lavas: the most recent lavas are both the most Si undersaturated and the most isotopically depleted (Clément *et al.*, 2002; see also Fig. 11). We use our data to extend to the Ahititera pluton, at least for Groups 1 and 2, the correlation between Si undersaturation and Nd–Sr isotope ratios as defined for the Tahitian lavas. Thus, despite the restricted dimensions of the Ahititera pluton, its main geochemical features are in agreement with the zoned plume model proposed to account for chemistry of the Tahitian lavas.

The Group 3 theralites do not follow the same trend. Indeed, despite their high Si-undersaturation index (Table 4) and their REE patterns close to that of other theralites (Fig. 18a), Group 3 theralites plot towards the enriched end of the Tahiti isotopic field. They can also be distinguished from mafic rocks of Groups 1 and 2 by their higher Th/Nb ratios (Fig. 18b). We use this feature to relate another theralitic sample to this group, not analysed for isotopes (THG-2A).

Th/Nb and Nd–Sr isotope ratios of mafic rocks can be fractionated either by mantle-related processes or by oceanic crustal contamination (Wedepohl, 1995). The latter process is implausible because an isotopic shift from Group 1 to Group 3 would have required

incorporation of material rich in incompatible trace elements (e.g. leucocratic rocks). Such assimilation would have modified the shape of the REE patterns, which is not observed in Fig. 18a. In other respects, the Th/Nb ratio is known to be particularly sensitive to the presence in the mantle source of a continental component, supposed to be part of the EMII end-member (White & Hofmann, 1982; White, 1985; Wedepohl, 1995). Derivation of Group 3 theralites from such a mantle, including recycled terrigenous sediments, would account for their shift towards the EMII end-member, as observed in Fig. 11.

The distinctive chemical characteristics of the Group 3 theralites (strong Si undersaturation, steep REE patterns and enriched isotope compositions) have never been observed elsewhere in Tahiti (Cheng *et al.*, 1993; Le Roy, 1994; White & Duncan, 1996). However, such features have already been described in lavas collected from seamounts located SE of Tahiti, in the present-day hotspot area. Indeed, some basanites from Teahitia and Yves Rocard volcanoes plot very close to Group 3 in a Nd–Sr isotopic diagram, whereas other basalts and basanites from the Society seamounts display more depleted isotope compositions (see field in Fig. 11). These data suggest that the Society mantle source is isotopically heterogeneous at various scales. In addition to the large chemical concentric zonation of the plume, expressed during the prolonged build-up of the subaerial lava pile (White & Duncan, 1996), partial melting of local EMII-enriched zones of mantle might explain the chemical characteristics of both Group 3 theralites and the equivalent Teahitia–Rocard basanites.

In Raiatea, the gabbroic and theralitic samples analysed for Nd–Sr isotopes plot within the most depleted part of the Raiatea lava field. Although less scattered than the Tahiti Nui data, the isotope compositions of the Raiatea samples are not consistent with the hypothesis of a homogeneous mantle source. However, the small number of outcrops does not allow us to propose

an overall isotopic characterization of the Faaroa pluton.

Partial melting characteristics

Contrasted major element and REE compositions between gabbros and theralites from Tahiti Nui and Raiatea may reflect source heterogeneity, variable degrees of partial melting, and/or differences in the fractional crystallization paths, more or less coupled with contamination. Given the scarcity of REE-bearing primocrysts in the Raiatea and Tahiti Nui gabbros and theralites (Fig. 4), it would be difficult to invoke fractional crystallization to account for the different REE compositions observed between the two mafic rock types (Fig. 19a). The lack of xenoliths and evidence for mineralogical disequilibrium do not provide evidence for a contamination process. Mantle heterogeneities are usually invoked to account for correlations between incompatible trace element and isotope ratios. Alternatively, isotopically homogeneous mafic rocks with variable REE ratios are thought to reflect different degree of partial melting.

The REE compositions of the mafic coarse-grained rocks from Tahiti Nui and Raiatea are strongly connected to the petrographic types. Although less marked, such a link also exists among the alkali basalts and basanites from both islands (Fig. 19b inset). Isotope ratios display more complex relationships (Fig. 11). First, between Group 1 and 2 from Tahiti Nui, they differ as a function of the petrographic type, together with the REE compositions. Some gabbros and theralites from Raiatea are isotopically homogeneous. Additionally, a few theralites from Raiatea (RIG-4C) and Tahiti Nui (Group 3 samples), although displaying REE compositions similar to those of the other theralites, are isotopically distinct. Mantle heterogeneities, highlighted by such isotopic diversity, cannot readily account for the contrasted REE patterns of the gabbros and theralites. Variable degrees of partial melting of a heterogeneous mantle source are, therefore, required to explain both the Nd–Sr isotope and REE characteristics.

Mantle source heterogeneity beneath both Tahiti Nui and Raiatea prevents quantitative partial melting modelling. However, several studies have shown that basanites result from lower partial melting degrees than alkali basalts (e.g. Edgar, 1987; Caroff *et al.*, 1997). If we extend this assumption to theralites and gabbros, it is possible to discuss the mineralogical characteristics of the melting source by using HREE ratios. Figure 20a and b shows variations of Eu/Dy and Dy/Yb ratios against La in the Raiatea and Tahiti Nui mafic samples. These ratios are rather sensitive indices of garnet- vs clinopyroxene-controlled element fractionation. Indeed, only garnet is able to fractionate HREE during partial melting (Fig. 20b inset). Decreasing degrees of partial

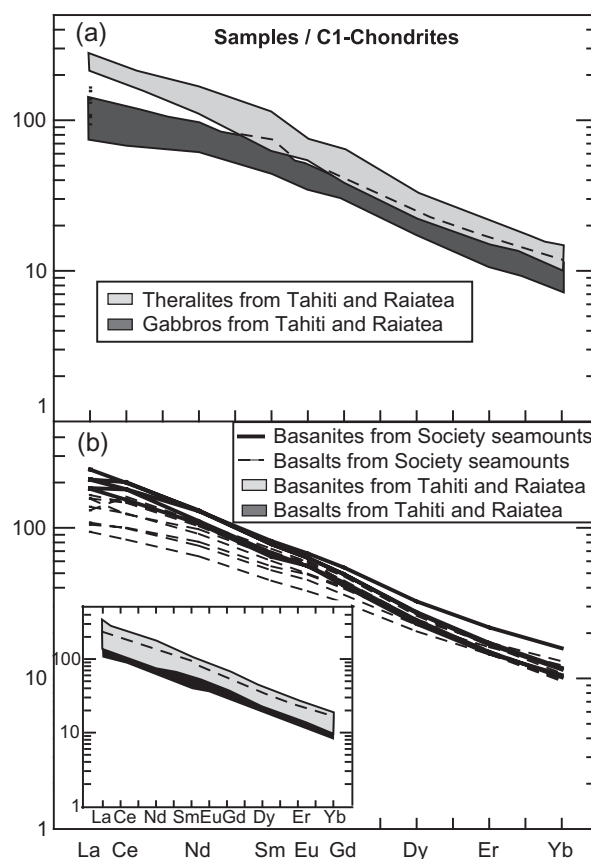


Fig. 19. Comparison between REE patterns of strongly and mildly Si-undersaturated mafic rocks from the Society Islands [normalization values from Sun & McDonough (1989)]. (a) Fields of mafic coarse-grained rocks (theralites and gabbros) from Tahiti Nui and Raiatea plutons. Theralites THG-1A and -2A from Tahiti Nui are corrected to take account of mineral accumulation. (b) REE patterns of mafic lavas (3 wt % < MgO < 11 wt %: basanites and basalts) from Moua Pihaa, Teahitia, and Yves Rocard seamounts (Dupuy *et al.*, 1989; Hémond *et al.*, 1994). Inset: fields of basanites ($n = 22$) and basalts ($n = 39$) from Tahiti Nui and Raiatea islands (for Raiatea: unpublished data, Blais *et al.*, 1997; for Tahiti Nui: unpublished data, Dostal *et al.*, 1982; Hémond *et al.*, 1994; Le Roy, 1994; Clément *et al.*, 2002).

melting of a garnet-bearing lherzolite source should result in an increase of Eu/Dy and Dy/Yb ratios (Caroff *et al.*, 1997). As these ratios remain constant from gabbros to theralites, we propose that melting occurred within the spinel-lherzolite facies in both cases.

Gabbros and (accumulation-corrected) theralites from the Ahititera and Raiatea plutons can be compared with equivalent lavas (basalts and basanites) collected from hotspot-related seamounts (Figs 19 and 20). Their Nd–Sr isotope compositions span the entire Society field (Fig. 11). It appears that: (1) in each Si-saturation group of samples (gabbro–basalt and theralite–basanite), the REE spectra are broadly sub-parallel, independent of rock texture, Nd–Sr isotope composition, and the island or seamount they come from; (2) the REE patterns

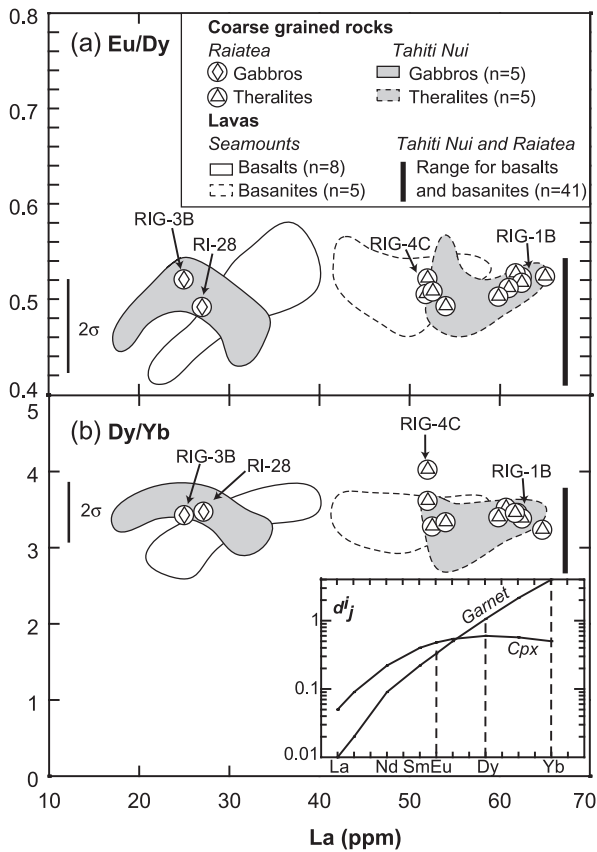


Fig. 20. REE ratios in mafic rocks from Tahiti Nui, Raiatea, and hotspot seamounts from Society. The four Raiatea samples analysed for Nd–Sr isotopes are arrowed. Ranges for basalts and basanites from Moua Pihaa, Teahitia, and Yves Rocard seamounts and from Tahiti Nui and Raiatea are also shown (see references in Fig. 19). (a) Eu/Dy vs La (ppm). (b) Dy/Yb vs La. Inset: distribution coefficient patterns of clinopyroxene and garnet in mantle lherzolites (from Feigenson *et al.*, 1983).

of the most Si-undersaturated rocks are systematically steeper (Fig. 19); (3) Eu/Dy and Dy/Yb ratios are broadly constant (Fig. 20). Therefore, REE concentrations in Society mafic rocks are probably mainly governed by the modalities of the partial melting process, irrespective of the isotope signature of the mantle source.

CONCLUSIONS

(1) Most petrological studies of ocean islands rocks deal with lavas, which are generally regarded as crystallized melts. This study is distinct in that we develop a detailed procedure to answer petrogenetic questions using coarse-grained rocks. First, a preliminary textural study must be carried out to quantify the cumulus fraction (often difficult to recognize) in order to focus on the geochemical characteristics of the melt phase. Second, any

mineralogical re-equilibration and replacement, together with other late-stage magmatic processes, must be taken into consideration before any modelling.

(2) The two plutons of Faaroa (Raiatea) and Ahititera (Tahiti Nui) are located in the central part of the islands, within horseshoe-shaped calderas. They display a great variety of textural and petrographic types, classified into mildly and strongly Si-undersaturated groups. Clément *et al.* (2002) have proposed for the Ahititera pluton an emplacement model in which the strongly Si-undersaturated rocks intrude the central part of an older (mildly Si-undersaturated) complex.

(3) The Ahititera samples comprise three isotopic groups. One of them (Group 3), devoid of differentiated members, is atypical (for Tahiti), as it consists of strongly Si-undersaturated rocks with radiogenic Sr isotope ratios. These features appear to reflect local isotopic heterogeneities of the Society mantle plume. In the two other groups, increasing Si undersaturation is clearly correlated with decreasing $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, as already documented for Tahitian lavas. These features suggest the probable existence of a large zoned plume. Each of these two groups includes mafic rocks, related cumulates, and their differentiation products. The evolution of the mildly Si-undersaturated suite can be modelled through simple fractional crystallization, whereas the differentiation of the strongly Si-undersaturated suite requires further H_2O influx between theralitic and essexitic stages. This influx has been responsible for selective enrichment in alkalis and massive fractionation of Fe–Ti oxides plus amphibole. The strongly Si-undersaturated suite is also characterized by the existence of CO_2 -saturated fluids at the end of the crystallization.

(4) The REE compositions of the mafic rocks from both the Faaroa and the Ahititera plutons are little dependent on the mantle source composition. REE patterns of the most Si-undersaturated rocks exhibit the steepest slopes. Such features are also observed in lavas from both islands and from hotspot seamounts. Thus, it appears that REE concentrations in Society mafic rocks are probably mainly governed by the modalities of partial melting, irrespective of the isotopic signature of the mantle source. The mantle partially melting underneath both Raiatea and Tahiti is garnet free and partial melting degrees required to produce theralitic melts are lower than those leading to gabbroic ones.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank C. Chauvel for the unpublished isotopic data from Raiatea lavas. Microprobe studies were performed with the help of M. Bohn. Detailed and constructive comments by Dr W. A. Bohrsen helped us to improve the manuscript. We also thank Dr R. C. Maury for his judicious suggestions and Drs M. Wilson and

R. J. Arculus for their editorial assistance. Field studies were conducted in 1999 with the financial support of DIRCEN, CEA, and BRGM.

REFERENCES

- Agemar, T., Wörner, G. & Heumann, A. (1999). Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **136**, 331–344.
- Augé, T., Lerebour, P. & Raçon, J.-P. (1989). The Grand Brulé exploration drilling: new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 3: mineral chemistry of the cumulate rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **36**, 139–151.
- 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. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **35**, 31–53.
- Binard, N., Hékinian, R., Cheminée, J. L., Searle, R. C. & Stoffers, P. (1991). Morphological and structural studies of the Society and Austral hotspot regions in the South Pacific. *Tectonophysics* **186**, 293–312.
- 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). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **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). *Bulletin de la Société Géologique de France* **173**, 45–55.
- Bohrson, W. A. & Reid, M. R. (1995). Petrogenesis of alkaline basalts from Socorro Island, Mexico: trace element evidence for contamination of ocean island basalt in the shallow ocean crust. *Journal of Geophysical Research* **100**, 24555–24576.
- Bonin, B. & Bardintzeff, J.-M. (1989). Plutonic rocks from Tahiti-Nui caldera (French Polynesia) II.—Evolution of thermodynamical parameters during magma differentiation and emplacement. Applications to other alkaline magmatic provinces. *Bulletin de la Société Géologique de France* **8**, 1091–1099.
- Brandriss, M. E. & Bird, D. K. (1999). Effects of H₂O on phase relations during crystallization of gabbros in the Kap Edvard Holm Complex, East Greenland. *Journal of Petrology* **40**, 1037–1061.
- Brousse, R. & Berger, E. T. (1985). Raiatea dans l'archipel de la Société (Polynésie française). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **301**, 115–118.
- Bryan, W. B., Finger, L. A. & Chayes, F. (1969). Estimating proportions in petrologic mixing equations by least square approximation. *Science* **163**, 645–657.
- Caroff, M., Maury, R. C., Leterrier, J., Joron, J.-L., Cotton, J. & Guille, G. (1993). Trace element behavior in the alkali basalt–comenditic trachyte series from Mururoa Atoll, French Polynesia. *Lithos* **30**, 1–22.
- 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). *Journal of Petrology* **36**, 1333–1365.
- Caroff, M., Maury, R. C., Guille, G. & Cotten, J. (1997). Partial melting below Tubuai (Austral Islands, French Polynesia). *Contributions to Mineralogy and Petrology* **127**, 369–382.
- Caroff, M., Guillou, H., Lamiaux, M., Maury, M. C., Guille, G. & Cotten, J. (1999). Assimilation of ocean crust by hawaiitic and mugearitic magmas: an example from Eiao (Marquesas). *Lithos* **46**, 235–258.
- Chazot, G., Menzies, M. A. & Harte, B. (1996). Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole and melt in natural spinel lherzolites from Yemen: implications for wet melting of the lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 423–437.
- Chen, C.-Y. & Frey, F. A. (1985). Trace element and isotopic geochemistry of lavas from Haleakala volcano, East Maui, Hawaii: implications for the origin of Hawaiian basalts. *Journal of Geophysical Research* **90**, 8743–8768.
- Cheng, Q. C., Macdougall, J. D. & Lugmair, G. W. (1993). Geochemical studies of Tahiti, Teahitia and Mehetia, Society Island Chain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **55**, 155–184.
- Clément, J.-P. & Caroff, M. (2004). Reply to 'Comments on "Epiclastic deposits and 'horseshoe-shaped' calderas in Tahiti (Society Islands) and Ua Huka (Marquesas archipelago), French Polynesia", by Gillot et al. (2004)'. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **136**, 165–168.
- Clément, J.-P., Legendre, C., Caroff, M., Guillou, H., Cotten, J., Bollinger, C. & Guille, G. (2002). Epiclastic deposits and 'horseshoe-shaped' calderas in Tahiti (Society Islands) and Ua Huka (Marquesas Archipelago), French Polynesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **120**, 87–101.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, 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. *Chemical Geology* **119**, 115–138.
- Dauteuil, O., Blais, S., Miau, D., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M. & Brousse, R. (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.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. (1992). *An Introduction to the Rock-forming Minerals*, 2nd edn. Harlow: Longman, 696 pp.
- Deneubourg, G. (1965). Carte géologique de Raiatea, notice explicative. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 19 pp.
- Devey, C. W., Albarède, F., Cheminée, J.-L., Michard, A., Mühe, R. & Stoffers, P. (1990). Active submarine volcanism on the Society hotspot swell (West Pacific): a geochemical study. *Journal of Geophysical Research* **95**, 5049–5067.
- 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 and Planetary Science Letters* **106**, 29–43.
- Dostal, J., Dupuy, C. & Liotard, J.-M. (1982). Geochemistry and origin of basaltic lavas from Society Islands, French Polynesia, South Central Pacific Ocean. *Bulletin of Volcanology* **45**, 51–62.
- Duncan, R. A. & Fisk, M. R. (1994). Tahiti: geochemical evolution of a French Polynesian volcano. *Journal of Geophysical Research* **99**, 24341–24357.
- Duncan, R. A. & McDougall, I. (1976). Linear volcanism in French Polynesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **1**, 197–227.
- 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. *Chemical Geology* **77**, 1–18.
- Edgar, A. D. (1987). The genesis of alkaline magmas with emphasis on their source regions: inferences from experimental studies. In: Fitton, J. G. & Upton, B. G. J. (eds) *Alkaline Igneous Rocks. Geological Society, London, Special Publications* **30**, 29–52.
- 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **84**, 390–405.
- Fodor, R. V., Rudek, E. A. & Bauer, G. R. (1993). Hawaiian magma-reservoir processes as inferred from the petrology of gabbro xenoliths in basalt, Kahoolawe Island. *Bulletin of Volcanology* **55**, 204–218.
- Freundt-Malecha, B., Schmincke, H.-U. & Freundt, A. (2001). Plutonic rocks of intermediate composition on Gran Canaria: the missing link of the bimodal volcanic rock suite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **141**, 430–445.
- Gautier, I., Weis, D., Mennessier, J.-P., Vidal, P., Giret, A. & Loubet, M. (1990). Petrology and geochemistry of the Kerguelen Archipelago basalts (South India Ocean): evolution of the mantle sources from ridge to intraplate position. *Earth and Planetary Science Letters* **100**, 59–76.
- Ghiorso, M. S. (1997). Thermodynamic models of igneous processes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **25**, 221–241.
- Gillis, K. M. & Meyer, P. S. (2001). Metasomatism of oceanic gabbros by late stage melts and hydrothermal fluids: evidence from the rare earth element composition of amphiboles. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **2**, paper number 2000GC000087.
- Giret, A., Bonin, B. & Léger, J.-M. (1980). Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. *Canadian Mineralogist* **18**, 481–495.
- Giret, A., Chotin, P. & Verdier, O. (1988). Des laves aux roches plutoniques. L'exemple du mont Ross, îles Kerguelen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **306**, 381–386.
- 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.
- 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, pp. 261–387.
- Hémond, 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. *Chemical Geology* **115**, 7–45.
- Hibbard, M. J. (1995). *Petrography to Petrogenesis*. Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall, 587 pp.
- Hildenbrand, A., Gillot, P.-Y. & Le Roy, I. (2004). Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Earth and Planetary Science Letters* **217**, 349–365.
- Hoover, S. R. & Fodor, R. V. (1997). Magma reservoir crystallization processes: small scale dikes in cumulate gabbros, Mauna Kea volcano, Hawaii. *Bulletin of Volcanology* **59**, 186–197.
- Ielsh, G., Caroff, M., Barszczus, H., Maury, R. C., Guillou, H., Guille, G. & Cotton, 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 de l'Académie des Sciences* **326**, 413–420.
- Irvine, T. N. (1982). Terminology for layered intrusions. *Journal of Petrology* **23**, 127–162.
- Klein, M., Stosch, H.-G. & Seck, H. A. (1997). Partitioning of high field-strength and rare-earth elements between amphibole and quartz-dioritic to tonalitic melts: an experimental study. *Chemical Geology* **138**, 257–271.
- Larsen, L. M. (1979). Distribution of REE and other trace elements between phenocrysts and peralkaline undersaturated magmas, exemplified by rocks from the Gardar igneous province, South Greenland. *Lithos* **12**, 303–315.
- Larsen, R. B. & Brooks, C. K. (1994). Origin and evolution of gabbroic pegmatites in the Skaergaard Intrusion, East Greenland. *Journal of Petrology* **35**, 1651–1679.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., *et al.* (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine* **61**, 295–321.
- Le Bas, M. J. & Streckeisen, A. L. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society, London* **148**, 825–833.
- Le Dez, A., Maury, R. C., Guillou, H., Cotten, J. & Brousse, R. (1996). Geology and geochemistry of Nuku Hiva, Marquesas: temporal trends in a large Polynesian shield volcano. *Bulletin de la Société Géologique de France* **167**, 197–209.
- Le Dez, A., Maury, R. C., Guillou, H., Cotten, J., Blais, S. & Guille, G. (1998). L'île de Moorea (Société): édification d'un volcan-bouclier polynésien. *Géologie de la France* **3**, 51–64.
- Legendre, C., Maury, R. C., Guillou, H., Cotten, J., Caroff, M., 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. *Bulletin de la Société Géologique de France* **174**, 115–124.
- Lemarchand, F., Villemant, B. & Calas, G. (1987). Trace element distribution coefficients in alkaline series. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51**, 1071–1081.
- Le Roy, I. (1994). Evolution des volcans en système de points chauds: île de Tahiti, archipel de la Société (Polynésie française). Thesis, University Paris XI, Orsay, 233 pp.
- Marcelot, G., Bardintzeff, J.-M., Maury, R. C. & Raçon, J.-P. (1988). Chemical trends of early-formed clinopyroxene phenocrysts from some alkaline and orogenic basic lavas. *Bulletin de la Société Géologique de France* **5**, 851–859.
- Mathison, C. I. (1975). Magnetites and ilmenites in the Somerset Dam layered basic intrusion, south-eastern Queensland. *Lithos* **8**, 93–111.
- McBirney, A. R. & Aoki, K. J. (1968). Petrology of the island of Tahiti. In: Coats, R. R., Hay, R. L. & Anderson, C. A. (eds) *Studies in Volcanology: a Memoir in Honour of Howell Williams*. Geological Society of America, Memoirs **116**, 523–556.
- Metzner, C. & Grimmeisen, W. (1990). MONA: a user-friendly computer-program for calculating the modal mineralogy of rocks from chemical analyses. *European Journal of Mineralogy* **2**, 735–738.
- Middlemost, E. A. K. (1989). Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology* **70**, 19–29.
- Mitchell, A. A., Naicker, S. B., Marsh, J. S. & Dunlevey, J. N. (1997). The petrology and significance of a stratiform mafic segregation pegmatite in a Karoo-aged dolerite sheet. *South African Journal of Geology* **100**, 251–260.
- Nekvasil, H., Simon, A. & Lindsley, D. H. (2000). Crystal fractionation and the evolution of intra-plate *hy*-normative igneous suite: insights from their feldspars. *Journal of Petrology* **41**, 1743–1757.
- Nitecki-Novotny, S. (1975). Pétrographie et géochimie des roches plutoniques basiques de la caldeira de Tahiti Nui, Pacifique. Thesis, University Paris XI, Orsay, 253 pp.
- Phinney, W. C. (1992). Partition coefficients for iron between plagioclase and basalt as a function of oxygen fugacity: implications for Archean and lunar anorthosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, 185–195.
- Raçon, J.-P., Lerebour, P. & Augé, T. (1989). The Grand Brulé exploration drilling: new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 1: lithostratigraphic units and volcano-structural implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **36**, 113–127.

- Roeder, P. L. & Emslie, R. F. (1970). Olivine–liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **29**, 275–289.
- Schandl, E. S., Gorton, M. P. & Wicks, F. J. (1990). Mineralogy and geochemistry of alkali basalts from Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica. In: Barker, P. F. & Kennett, J. P. (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 113*. College Station, TX: Ocean Drilling Program, pp. 5–14.
- Schirnack, C., Van den Bogaard, P. & Schmincke, H. U. (1999). Cone sheet formation and intrusive growth of an oceanic-island—the Miocene Tejada complex of Gran Canaria (Canary Islands). *Geology* **27**, 207–210.
- Sisson, T. W. & Grove, T. L. (1993). Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **113**, 143–166.
- Sørensen, H. (1974). Alkali syenites, feldspathoidal syenites and related lavas. In: Sørensen, H. (ed.) *The Alkaline Rocks*. Chichester: John Wiley, pp. 22–52.
- Späth, A., Le Roex, A. P. & Duncan, A. R. (1996). The geochemistry of lavas from the Comores Archipelago, Western Indian Ocean: petrogenesis and mantle source region characteristics. *Journal of Petrology* **37**, 961–991.
- Staudigel, H. & Schmincke, H. U. (1984). The Pliocene seamant series of La Palma (Canary Islands). *Journal of Geophysical Research* **89**, 11195–11215.
- Streckeisen, A. L. (1973). Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes* **18**, 26–30.
- Streckeisen, A. L. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau* **63**, 773–785.
- Streckeisen, A. L. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews* **12**, 1–33.
- 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*. Geological Society, London, *Special Publications* **42**, 313–345.
- Tepley, F. J., III, Davidson, J. P., Tilling, R. I. & Arth, J. G. (2000). Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichón Volcano, Mexico. *Journal of Petrology* **41**, 1397–1411.
- 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **142**, 336–346.
- Tribuzio, R., Tiepolo, M. & Thirlwall, M. F. (2000). Origin of titanian pargasite in gabbroic rocks from the Northern Apennine ophiolite (Italy): insights into the late-magmatic evolution of a MOR-type intrusive sequence. *Earth and Planetary Science Letters* **176**, 281–293.
- Villemant, B., Jaffrezic, H., Joron, J.-L. & Treuil, M. (1981). Distribution coefficients of major and trace elements: fractional crystallization in the alkali basalts series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* **45**, 1997–2016.
- Wager, L. R. & Brown, G. M. (1968). *Layered Igneous Rocks*. Edinburgh: Oliver & Boyd, 588 pp.
- Wager, L. R., Brown, G. M. & Wadsworth, W. J. (1960). Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology* **1**, 73–85.
- Walker, G. P. L. (1992). ‘Coherent intrusion complexes’ in large basaltic volcanoes—a new structural model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **50**, 41–54.
- Wedepohl, K. H. (1995). The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**, 1217–1232.
- White, W. M. (1985). Sources of ocean island basalts: radiogenic isotopic evidence. *Geology* **13**, 115–118.
- White, W. M. & Duncan, R. A. (1996). Geochemistry and geochronology of the Society Islands: new evidence for deep mantle recycling. In: Basu, A. & Hart, S. R. (eds) *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph* **95**, 183–206.
- White, W. M. & Hofmann, A. W. (1982). Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature* **296**, 821–825.
- Wright, T. L. & Doherty, P. C. (1970). A linear programming and least square computer method for solving petrologic mixing problems. *Geological Society of America Bulletin* **81**, 1995–2008.
- Yoder, H. S., Stewart, D. B. & Smith, J. R. (1957). Ternary feldspars. *Carnegie Institution of Washington Yearbook* **56**, 206–214.

APPENDIX

Mineral–liquid distribution coefficients

Mineral:	OI	Cpx	Fe–Ti Ox	Ne	Plg	Ap	Fe–Ti Ox	Plg	Hbl
Host rock:	B-HW	B-HW	B-HW	B-HW	HW	MG	MG	BM	BM
Reference:	1	1	1	2	3	4	3	3	3
Rb	0.08	0.04	0.08	0.44	0.30	0.4	0.23	0.20	0.15
Sr	0.00	0.16	0.16	0.24	2.12	4.4	0.23	4.41	1.01
Y	0.00	<i>0.70</i>	<i>0.19</i>	0.011	0.05	8	0.55	0.24	<i>2.88</i>
Nb	0.00	0.05	1.50	0.01	0.00	0.4	1.5	0.00	0.39
Ba	0.04	0.04	0.14	0.09	0.24	0.1	0.14	1.08	0.61
La	0.02	0.10	0.20	0.01	0.12	16	0.53	0.46	0.56
Ce	0.00	<i>0.20</i>	<i>0.20</i>	0.011	0.14	16	0.56	0.36	0.87
Nd	0.00	<i>0.60</i>	<i>0.20</i>	0.013	0.07	18	0.55	0.31	1.82
Sm	0.00	<i>0.60</i>	<i>0.20</i>	0.012	0.12	17	0.55	0.27	2.4
Eu	0.03	0.57	0.06	0.043	0.22	3.5	0.15	1.78	2.08
Gd	0.00	<i>0.70</i>	<i>0.20</i>	0.013	0.17	7	0.55	0.30	2.5
Dy	0.00	<i>0.70</i>	<i>0.20</i>	<i>0.013</i>	0.03	2	0.55	0.23	<i>2.8</i>
Er	0.00	<i>0.70</i>	<i>0.20</i>	0.014	0.15	3	0.6	0.23	2.5
Yb	0.00	<i>0.70</i>	<i>0.20</i>	0.016	0.11	2	0.75	0.18	1.77
Th	0.04	0.03	0.18	0.014	0.02	0.95	0.53	0.16	0.09

OI, olivine; Cpx, clinopyroxene; Fe–Ti Ox, Fe–Ti oxides; Ne, nepheline; Plg, plagioclase; Hbl, hornblende; B, basanite; HW, hawaiite; MG, mugearite; BM, benmoreite. 1, From Villemant *et al.* (1981) and Lemarchand *et al.* (1987); 2, from Larsen (1979); 3, from Caroff *et al.* (1993) except Nb in amphibole (Klein *et al.*, 1997); 4, from Chazot *et al.* (1996) except Th (Caroff *et al.*, 1993). Values in italics are distribution coefficients extrapolated from those of neighbouring REE.

C – Mise en évidence de la connexion entre l'évolution texturale et l'évolution chimique dans l'intrusion pegmatitoïdique de Bora Bora

L'étude géochimique des échantillons de l'intrusion de la Cloche de Hiro (Bora Bora) a montré que l'évolution des teneurs en certains éléments majeurs et, surtout, en tous les éléments en trace incompatibles était fortement corrélée à la nature texturale (Fig. VI.7 et VI.8). Au niveau des éléments en trace incompatibles, les échantillons franchement pegmatitoïdiques (BBG-3B, -4 ou -5) sont apparus systématiquement enrichis par rapport aux échantillons intermédiaires (BBG-2 ou -6B), eux-mêmes étant enrichis par rapport aux échantillons non-pegmatitoïdiques (BBG-8, -9 ou -10).

Cette distribution trouve sa traduction sur les spectres de terres rares (Fig. VIII.9A). Depuis l'échantillon non-pegmatitoïdique BBG-10 (roche la plus pauvre en éléments en trace) jusqu'à la pegmatitoïde BBG-3B (roche présentant les teneurs les plus élevées), tous les spectres de terres rares des échantillons de la Cloche de Hiro apparaissent parallèles entre eux.

La Fig. VIII.9B montre la variation du rapport La/Yb en fonction de la teneur en La (ppm) pour l'ensemble des échantillons de l'intrusion de la Cloche de Hiro. Le schéma de variation de ce rapport, pour l'intrusion de Bora Bora, est à l'image de ceux des autres rapports entre éléments en trace incompatibles. Nous constatons que, malgré l'augmentation de la teneur en La, le rapport La/Yb reste remarquablement constant (la gamme de variation équivaut à la barre d'erreur), quelle que soit la nature texturale de l'échantillon considéré. Ces observations nous permettent en conséquence de proposer que l'évolution chimique intervenant au sein de l'intrusion de la Cloche de Hiro soit gouvernée par un processus interne de cristallisation fractionnée. La teneur en La peut être, dans ce contexte, considérée comme indicatrice de l'état d'évolution de la roche, celle-ci étant d'autant plus différenciée que sa teneur en La est élevée.

La Fig. VIII.9C présente l'évolution de la teneur en La des échantillons de la Cloche de Hiro en fonction de l'élongation maximum des olivines. Ce diagramme met donc en relation un paramètre chimique indicateur de l'état de différenciation de la roche (la teneur en La) et un paramètre textural dont l'augmentation reflète l'importance du caractère pegmatitoïdique dans la texture de la roche (l'élongation maximum des olivines, voir plus haut, Fig. 8 de l'article soumis au *Journal of Petrology*). Nous constatons qu'il existe une remarquable corrélation entre les deux paramètres pour les échantillons de la Cloche de Hiro

Fig. VIII.9: Connection entre l'état de différenciation et le caractère pegmatitoïdique dans l'intrusion de la Cloche de Hiro (Bora Bora)

FIG. VIII.9A: Spectres de terres rares de trois échantillons représentatifs de l'intrusion de la Cloche de Hiro. Les concentrations en terres rares sont normalisées aux chondrites moyennes (Sun et McDonough 1989).

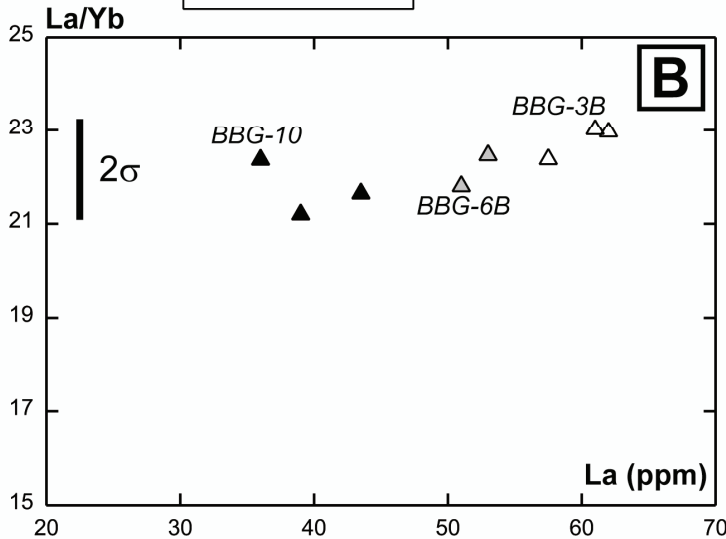
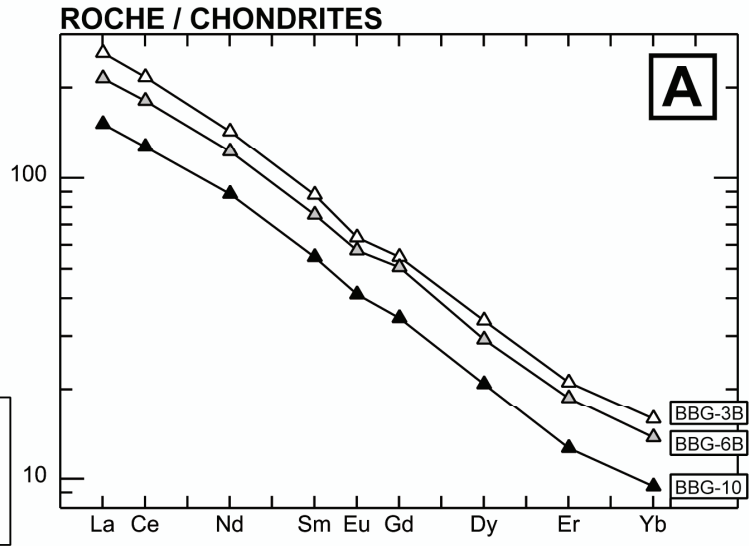
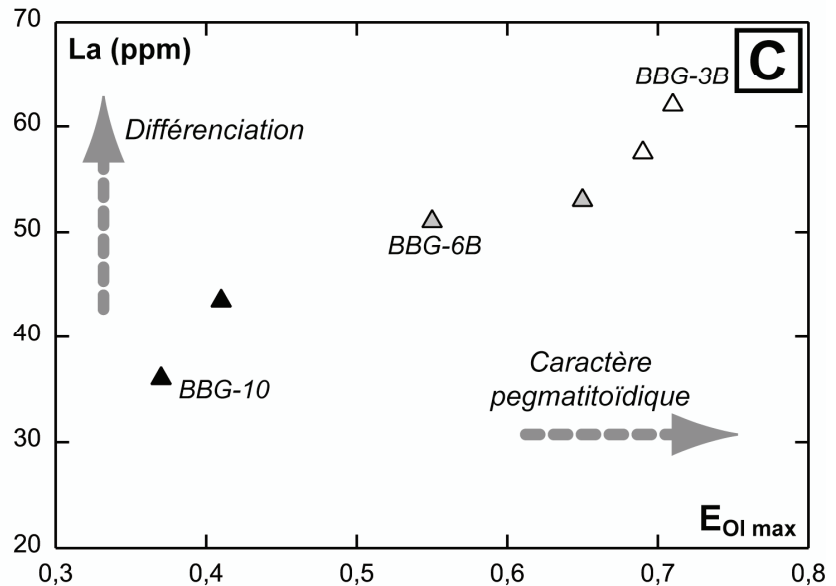


FIG. VIII.9B: Diagramme montrant, pour les échantillons de l'intrusion de la Cloche de Hiro, la variation du rapportu La/Yb en fonction de La (ppm). L'écart type sur la valeur du rapport (10%: Joseph Cotten, communication personnelle) est également indiqué.

FIG. VIII.9C: Diagramme montrant, pour les échantillons de la Cloche de Hiro pris en compte lors des analyses cristallographiques, l'évolution de la teneur en La (ppm) en fonction du paramètre d'élongation des olivines. La valeur de ce paramètre, défini dans la partie B (article soumis au Journal of Petrology), est fonction du caractère pegmatitoïdique de la roche considérée.



(Fig. VIII.9C). Autrement dit, la corrélation positive nette constatée entre les évolutions de la teneur en La et de l'élongation maximum des olivines montre que, dans l'intrusion de Bora Bora, il existe une forte connexion entre le degré de différenciation d'un échantillon donné et sa texture. Ainsi, nous montrons qu'une roche sera d'autant plus pegmatitoïdique qu'elle sera différenciée.

Nous avons constaté que les échantillons les plus pegmatitoïdiques, donc les plus différenciés (BBG-3B, -4 et -5: carte Fig. III.6A et Fig. 8 de l'article soumis au *Journal of Petrology*) se trouvent dans la partie axiale de l'intrusion de Bora Bora. Compte tenu de la géométrie des épontes de cette intrusion, il est vraisemblable que cette zone axiale a terminé sa cristallisation plus tardivement que les parties périphériques. Il est donc aussi vraisemblable que le magma de cette partie axiale corresponde aux derniers liquides résiduels (les plus riches en fluides dissous) de la cristallisation des parties plus périphériques. L'accroissement progressif (de la périphérie à la zone axiale de l'intrusion) du degré de saturation en fluides du magma aurait favorisé l'apparition dans la roche des caractères de la texture pegmatitoïdique, symptomatique d'une cristallisation du magma en condition de sursaturation en éléments volatils avec un degré élevé de surfusion (Lofgren 1980, Sisson et Bacon 1999, Caroff et al. 2000).

Chapitre IX - discussion

CONTRIBUTION des OLIVINES des MASSIFS GABBROIQUES de MAUPITI à la COMPREHENSION de l' H.T.I.

La contribution de l'étude des olivines des massifs gabbroïques de Maupiti à la compréhension de l'"Iddingsite" de Haute Température (H.T.I.)

A – H.T.I.: Bilans des interprétations, nouveaux problèmes posés par les observations faites à Maupiti

Les caractéristiques de l'"iddingsite" de haute température (H.T.I.) sont connues depuis les travaux de Goff (1977, 1996) et celles de Caroff et al. (1997, 1999, 2000). Elle a été étudiée dans des contextes géodynamiques très variés, au sein de corps magmatiques effusifs d'épaisseur variable (entre 2 et 30 m en général). Les données analytiques sur cette oxydation de l'olivine sont parcellaires puisque la littérature sur le sujet ne comporte que les résultats acquis par diffractométrie de rayons X par Goff (1977) et par microsonde électronique par Caroff et al. (2000). Ces observations et résultats ont permis néanmoins aux auteurs cités plus haut de s'accorder sur plusieurs points, qui sont amplement détaillés au début du chapitre V. En revanche quelques éléments d'interprétation font l'objet de controverses.

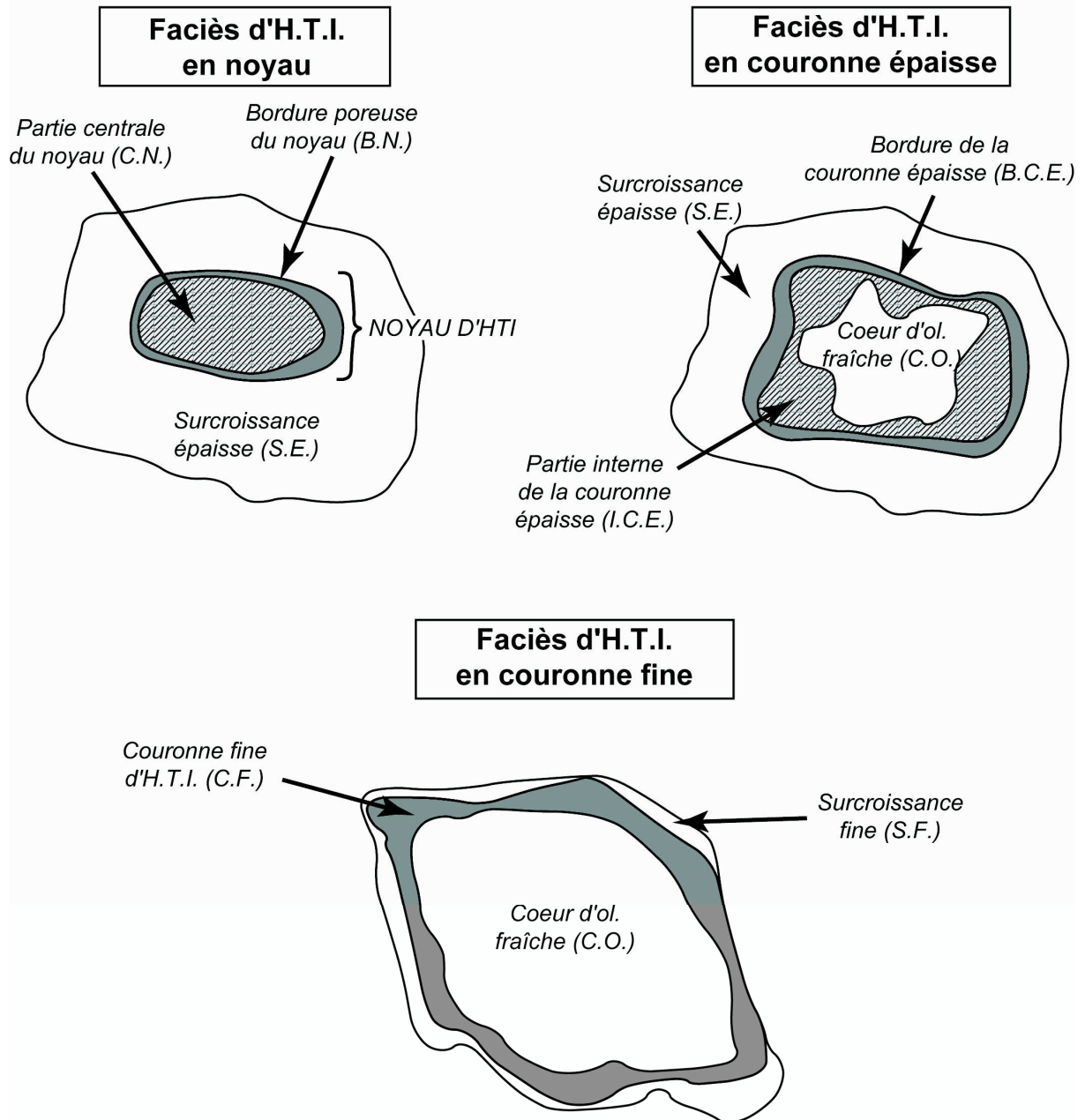
- Les analyses effectuées par microsonde électronique sur l'H.T.I. et publiées par Caroff et al. (2000) montrent systématiquement un manque de 5 à 8,5% dans le total analytique (voir chapitre V). Les auteurs ont interprété ce mauvais bouclage comme l'indice d'une possible incorporation, dans l'H.T.I., d'une fraction d'eau non-délectable par microsonde électronique. Dans une certaine mesure, cette interprétation s'inscrivait en faux par rapport aux résultats de Goff (1996). En effet, aucun des minéraux censés former l'agrégat cryptocristallin interprété par Goff (1996) comme remplaçant en partie l'olivine pour constituer l'H.T.I. n'est hydraté ou hydroxylé.

- Goff (1996) et Caroff et al. (2000) proposent en outre deux hypothèses différentes concernant la nature de l'eau à l'origine de la sursaturation temporaire du magma en fluides dissous. Selon Goff (1996), il s'agit d'eau météorique incorporée au magma lors de sa remontée. Pour Caroff et al. (2000), il s'agit d'eau juvénile conservée à l'état dissous dans le magma du fait de la rapidité de sa remontée vers la surface (voir plus haut, chapitre V, pour de plus amples détails).
- Selon Goff (1996), les conditions thermodynamiques permettant l'apparition de l'H.T.I. disparaîtraient peu de temps après l'éruption. Caroff et al. (2000) ont montré au contraire que le magma conservait sa sursaturation en eau longtemps après sa mise en place et le début de la cristallisation (voir chapitre V).

Les observations de détail effectuées sur les olivines des gabbros de Maupiti ainsi que les diverses investigations analytiques nous ont permis de remettre en cause des points précédemment tenus pour acquis et d'apporter des éléments de réponse à certains des problèmes cités ci-dessus. Par son originalité, l'H.T.I. observée à Maupiti soulève en outre de nouvelles interrogations.

- L'H.T.I. de Maupiti constitue le premier cas rencontré dans des roches intrusives, alors que les autres occurrences mentionnées concernaient des roches effusives (coulées de lave).
- Les gabbros de Maupiti montrent un faciès d'H.T.I. semblable à celui qui est décrit dans les roches effusives (faciès en "couronnes fines": Goff 1996, Caroff et al. 2000). Mais ils permettent surtout d'observer deux faciès tout à fait originaux (couronnes épaisses, noyaux, Fig. IX.1). En outre, il est possible de distinguer deux grands types chimiques d'H.T.I.: les parties centrales des noyaux (C.N.) ont une composition fayalitique (voir chapitre V, analyses microsonde et MEB) tandis que les bordures des noyaux et des couronnes épaisses, ainsi que les couronnes fines (B.N., B.C.E., C.F.) ont une composition Fe_{40-60} . Il est vraisemblable que, pour expliquer l'observation des trois faciès au sein d'une même intrusion, il soit nécessaire de faire évoluer le modèle proposé jusqu'à présent pour rendre compte de la formation de l'H.T.I.
- Les analyses effectuées par diffractométrie de rayons X sur les olivines des gabbros de Maupiti ont infirmé certains des résultats acquis par Goff (1996) par une méthode similaire. Contrairement à ce dernier auteur, nous montrons que l'olivine en tant que

FIG IX.1 - Acronymes utilisés pour la désignation des faciès d'H.T.I. des olivines des gabbros de l'île de Maupiti



telle fait partie intégrante de l'H.T.I., qui n'est donc pas seulement un produit de remplacement de ce minéral (agrégat cryptocristallin).

- Au sein des gabbros de Maupiti, le faciès d'H.T.I. "en noyaux" est constitué majoritairement d'olivine de composition fayalitique. Or, ce minéral est habituellement considéré comme rare et plutôt caractéristiques de roches alcalines et hyperalcalines évoluées (voir en ANNEXE 4 notre article soumis au *Canadian Journal of Earth Sciences*). En contexte plutonique intraplaque océanique, elle a par exemple été identifiée dans les bordures figées de certains granites ou syénites de la péninsule Rallier du Baty, aux îles Kerguelen (Lameyre et al. 1976, Giret 1983).

B – H.T.I.: un nouveau modèle minéralogique

1 – L'H.T.I. "rouge sombre": les couronnes fines (C.F.), les bordures des noyaux (B.N.) et des couronnes épaisses (B.C.E.)

Néoformation d'oxydes de fer

Goff (1977, 1996) a proposé que, dans l'H.T.I. du faciès C.F., l'olivine est remplacée pour partie par un agrégat cryptocristallin d'orthopyroxène, cristobalite, silice amorphe, maghémite et hématite. Ces données ne sont pas incompatibles avec les résultats d'expérimentations d'oxydation à l'air de cristaux d'olivine publiés par Haggerty et Baker (1967) et Goode (1974).

Nos analyses sur les olivines "iddingsitisées" précocement de l'échantillon MUG-14 (chapitre V, diffractogrammes de la Fig. V.5), montrent clairement que les C.F. d'H.T.I. de ce gabbro ne peuvent inclure un agrégat cryptocristallin tel que celui déterminé par Goff (1977). Nos résultats indiquent que les couronnes fines d'H.T.I. sont constituées d'olivine plus ferrifère que les C.O. ou aussi ferrifère que les S.F. (Fig. IX.1) associées (voir compositions chimiques Fig. V.9), avec une faible proportion d'oxydes de fer (maghémite et/ou magnétite). Cela s'approche des résultats obtenus par Champness (1970). Ce dernier avait en effet observé, lors du chauffage de cristaux entre 500° et 1000°C, la formation dans les olivines de très fines baguettes (50-100 angström) d'hématite et de magnétite.

Le manque systématique dans le total analytique

Le manque systématique constaté dans le total des analyses effectuées au MEB ou à la microsonde électronique (de 3% à 8%) dans les C.F., les B.N. et les B.C.E. des olivines de Maupiti peut être en partie le résultat de trois processus vraisemblablement complémentaires.

- Une faible partie de ce manque (de l'ordre de 1%: Marcel Bohn, comm. pers.) peut être due à la dispersion des électrons du signal analysé par la microsonde ou le MEB, cette dispersion étant alors due à des défauts de surface (polissage apparaissant imparfait au microscope, en lumière réfléchi) de la préparation. L'observation des C.F. et des B.N. au MEB (voir chapitre V et Fig. V.6B) a révélé en outre qu'elles étaient caractérisées par une microporosité importante dont l'effet sur le signal électronique est difficile à évaluer.
- Etant donné que la microsonde électronique et le MEB ne font pas, lors de l'analyse, la distinction entre les états oxydé et réduit du fer, les résultats sont toujours exprimés en pourcentage d'oxyde de fer ferreux (FeO total au lieu de la séparation entre FeO et Fe₂O₃). En conséquence, comme dans le cas des analyses de titano-magnétites, le manque dans le total analytique de l'H.T.I. peut être dû en partie à la présence dans le minéral de Fe³⁺ mesuré sous forme Fe²⁺. Dans le cas d'une analyse effectuée sur une olivine de MUG-14 prise comme exemple (analyse 55, olivine Fo₅₈, ANNEXE 2-13), la C.F. a pour caractéristiques: FeO* = 31,36% et Total = 93,93%. Si l'on considère (cas improbable) que le fer se trouve entièrement à l'état ferrique, alors Fe₂O₃* atteint 35,05% et le total analytique est alors de 97,62%. Nous montrons ainsi que la présence de fer ferrique (et considéré à tort comme ferreux) dans la zone d'H.T.I. ne peut expliquer la totalité du manque analytique.
- Les deux raisons évoquées ci-dessus ne peuvent donc rendre compte de la totalité du déficit observé dans les analyses (microsonde électronique ou MEB) des C.F. d'H.T.I. L'incorporation d'eau dans ce faciès d'H.T.I., envisagée par Caroff et al. (2000), peut être en conséquence considérée comme une hypothèse très vraisemblable. Cette proposition sera plus amplement discutée plus loin dans le cas des faciès d'H.T.I. en noyaux ou couronnes épaisses, pour lesquels le déficit analytique est plus important.

Estimation de la part de fer ferrique par rapport au fer total à l'aide des teneurs en Mn

Le diagramme de la Fig. IX.2 présente l'évolution du nombre de cations de Mn, en fonction du nombre de cations de Fe, dans la formule structurale des olivines de la Barque de Hiro (Maupiti). Le diagramme rassemble les données acquises par microsonde électronique sur les olivines dépourvues d'H.T.I. des échantillons MUG-8 et MUG-10, les cœurs d'olivine fraîche (C.O.: Fig. IX.1) de l'échantillon MUG-14 ainsi que les surcroissances épaisses (S.E.) des olivines des échantillons MUG-12 et MUG-13 et les surcroissances fines (S.F.) des olivines de MUG-14.

Sur le diagramme de la Fig. IX.2, nous constatons qu'il existe, dans les olivines fraîches de l'intrusion de la Barque de Hiro, une corrélation positive grossière entre le nombre de cations de Mn et celui de Fe dans la formule structurale. Simkin et Smith (1970) et Leeman et Scheidegger (1977) ont montré que l'augmentation de la concentration en Mn dans l'olivine était fortement corrélée à celle de Fe^{2+} , qu'il s'agisse d'olivines provenant de laves ou de roches plutoniques. Simkin et Smith (1970) ont établi que cette corrélation est moins nette si $Fo < 35$ dans les olivines considérées. En conséquence, nous n'avons reporté (en plus des compositions des olivines fraîches) sur le diagramme de la Fig. IX.2 que les compositions d'H.T.I. pour lesquelles $Fo > 35$. Il s'agit des B.C.E. et des B.N. ainsi que des C.F. (Fig. IX.1) des olivines des échantillons MUG-12, -13 et -14. Dans les trois cas, il s'agit du même "type chimique" d'H.T.I. (voir plus haut) et leurs compositions sont donc du même ordre (Fe_{40-60}).

Il apparaît que, à nombre de cations de Fe équivalent, l'H.T.I. a systématiquement une teneur en Mn inférieure à l'olivine fraîche correspondante. Nous proposons que ce "manque" en Mn reflète l'oxydation ($Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$) d'une partie du fer contenu dans l'H.T.I. Puisque la teneur en Mn dans une olivine donnée est fonction de la quantité de Fe^{2+} qu'elle contient, il est possible de fournir un ordre de grandeur de la proportion de Fe^{2+} par rapport au Fe total dans l'H.T.I.

Sur le diagramme de la Fig. IX.2, il apparaît que la gamme moyenne de composition de l'H.T.I. "rouge sombre" est $0,005 \leq Mn \leq 0,009$. Selon la corrélation grossière déterminée à partir des olivines fraîches de la Barque de Hiro, cette composition correspond théoriquement à $0,45 \leq Fe^{2+} \leq 0,60$ dans la formule structurale de l'olivine. Puisque les analyses effectuées dans les parties "iddingsitisées" montrent $0,70 \leq Fe \leq 0,82$ (Fig. IX.2), il est possible d'avancer que la proportion de Fe^{2+} par rapport au fer total est de l'ordre de: $0,45/0,70 \leq Fe^{2+}/Fe^* \leq 0,60/0,82$ soit $0,64 \leq Fe^{2+}/Fe^* \leq 0,73$. Par complémentarité, ceci implique que la

Fig. IX.2: Estimation de la proportion de Fe³⁺ par rapport au Fe total dans l'HTI à partir du Mn - cas de la Barque de Hiro

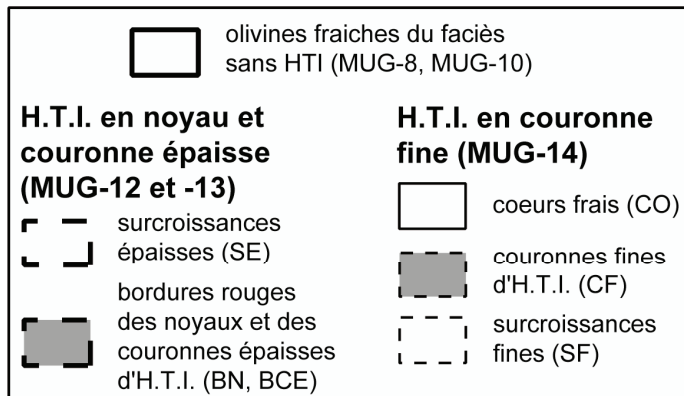
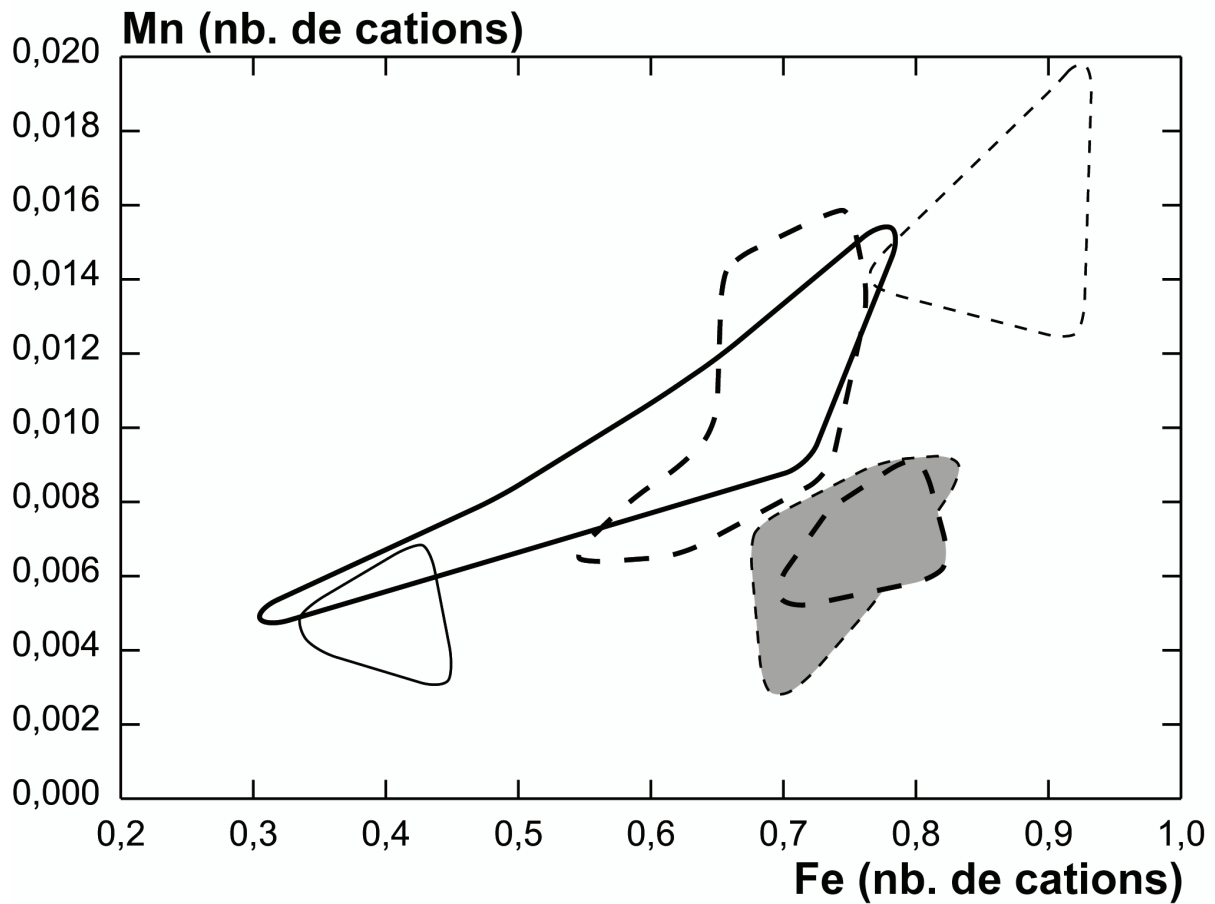


FIG. IX.2: Diagramme présentant l'évolution du nombre de cations de Mn (dans la formule structurale de l'olivine) par rapport au nombre de Fe. Les données représentées correspondent à celles acquises sur l'olivine fraîche ainsi que sur l'H.T.I. (exceptées les parties centrales des noyaux) des échantillons gabbroïques de la Barque de Hiro (Maupiti).

part du Fe^{3+} (par rapport au fer total, en nombre de cations) dans les C.F., B.N. ou les B.C.E. soit comprise entre 27% et 36%.

Dans l'H.T.I. "rouge sombre", ce calcul simple montre qu'il est vraisemblable que la proportion de Fe^{3+} par rapport au fer total soit de l'ordre de 1/3 (en nombre de cations). La présence de fer ferrique en une telle proportion dans l'H.T.I. permet de rendre compte (voir le type de calcul exposé plus haut) de 1 à 1,5% dans le déficit du total analytique.

2 – L'H.T.I. "rouille" de composition fayalitique: les parties centrales des noyaux (C.N.) et internes des couronnes épaisses (I.C.E.)

Caractéristiques communes avec l'H.T.I. rouge sombre

Le profil analytique effectué au MEB dans un noyau d'H.T.I. (Fig. V.10) a montré que, dans ce cas, la couronne d'H.T.I. rouge sombre décrite plus haut tient lieu de zone de transition entre la partie centrale du noyau (de composition fayalitique: voir chapitre V) et la surcroissance épaisse. Les C.N. et les I.C.E. (de composition fayalitique) ont, qualitativement, des caractéristiques communes avec l'H.T.I. rouge sombre (de composition Fo_{40-60}). Quantitativement, ces caractéristiques apparaissent accentuées.

- Comme l'H.T.I. rouge-sombre, l'H.T.I. fayalitique apparaît largement déficitaire en Mn par rapport à sa teneur en Fe ($\text{Fo} < 20$), ce qui, comme précédemment, peut être interprété comme l'indice qu'une part du fer se trouve sous forme ferrique. En moyenne, dans les C.N. et les I.C.E., le nombre de cations de Mn est proche de 0,001 dans la formule structurale (Fig. V.8 et V.9) alors que le nombre de Fe peut atteindre 1,9. Même si la corrélation de la Fig. IX.2 n'est pas strictement applicable (car $\text{Fo} < 35$, voir plus haut), il est possible de proposer que la part de Fe^{3+} par rapport au fer total soit très élevée dans l'H.T.I. de composition fayalitique (pour $\text{Mn} \approx 0,001$ et $\text{Fe} \approx 1,9$ la part du fer ferrique par rapport au fer total atteint 80%).
- Dans les C.N. et les I.C.E., il existe également un déficit dans le total analytique, qui atteint 15 à 30% (voir chapitre V et Fig. V.8 et V.9). De la même façon que précédemment, une partie de ce manque peut s'expliquer par la présence, dans l'H.T.I., de Fe^{3+} considéré sous forme ferreuse lors de l'analyse. Toutefois, pour une olivine "iddingsitisée" de composition fayalitique (exemple: analyse 24 effectuée au MEB,

51,26% FeO, Total 76,70%, ANNEXE 2-13), la conversion de 80% du FeO en Fe₂O₃ ne permet au maximum de rendre compte que de 5% environ du déficit dans le total analytique.

- Dans les C.N. et les I.C.E., les analyses effectuées par diffractométrie de rayons X ont également révélé la présence d'oxydes de fer (Fig. V.5).

Le manque important dans le total analytique: mise en évidence de la présence d'eau dans l'olivine?

Dans le cas de l'H.T.I. rouge sombre (voir plus haut), nous avons montré que le déficit analytique ne pouvait être expliqué complètement par des problèmes techniques ou par l'oxydation du fer. Ceci est d'autant plus vrai en ce qui concerne l'H.T.I. rouille de composition fayalitique, dans laquelle la valeur du déficit peut atteindre 30%. Il est dans ce dernier cas impératif de faire appel à un processus d'incorporation d'eau (non-détectée à la microsonde électronique ou au MEB), dans la structure même de l'olivine, pour rendre compte de la plus grande partie du manque analytique. La possibilité d'un tel processus avait déjà été avancée, dans le cas de l'H.T.I. rouge sombre, par Caroff et al. (2000).

Des mesures qualitatives, effectuées par microsonde électronique, ont en effet montré qu'aucun autre élément volatil (F, Cl, B,...) ni aucun élément en trace (Sr, Rb, terres rares légères,...) ne se trouve en quantité suffisante dans l'H.T.I. pour rendre compte du déficit constaté dans l'analyse. En parallèle, une simple mesure de la perte au feu effectuée sur la fraction d'H.T.I. séparée de l'échantillon MUG-12 (Barque de Hiro, H.T.I. en noyaux et couronnes épaisses) et utilisée pour l'analyse par diffractométrie de rayons X (voir chapitre V) a montré que ce paramètre peut atteindre dans l'H.T.I. une valeur minimum de 4,3% (ce chiffre est à majorer compte tenu du fait qu'il inclue le gain de masse dû à l'oxydation du Fe²⁺ lors du chauffage à l'air à 1050°C). La forte valeur positive de la perte au feu constitue un indice supplémentaire en faveur de l'incorporation d'eau dans la structure de l'olivine.

3 – Proposition d'un nouveau modèle minéralogique pour l'H.T.I.

Même si les investigations analytiques ont mis en évidence, dans les deux faciès chimiques et optiques d'H.T.I. observés à Maupiti, la présence d'une faible fraction d'oxydes

de fer (magnétite et/ou hématite), elles n'ont pas permis de reconnaître l'agrégat cryptocristallin identifié par Goff (1977, 1996).

L'ensemble de nos observations et résultats nous laisse donc penser que, dans les zones des cristaux "iddingsitisés" à haute température, l'olivine comprend donc dans sa structure même une fraction importante de Fe^{3+} (trop importante pour être simplement le reflet de la présence des oxydes de fer) qui est accompagnée de l'incorporation d'eau. Néanmoins, l'altération alors subie par l'olivine ne doit pas modifier de manière trop importante sa structure cristalline, de manière à ce que l'H.T.I. présente toujours, par diffractométrie de rayons X, les raies caractéristiques de l'olivine.

L'incorporation d'eau: hydroxylation de l'olivine?

Si l'incorporation d'eau libre (H_2O) dans l'olivine est possible, elle semble être limitée à quelques dizaines de ppm (e.g., Beran et Putnis 1983, Kurosawa 1993, Jamtveit et al. 2001). En revanche, plusieurs auteurs ont montré qu'il existait des formes hydroxylées de l'olivine ("hydro-olivine": Khisina et al. 2002). Dans ces dernières, les groupements OH^- peuvent remplacer les anions O^{2-} dans les sites tétraédriques (e.g., Beran et Putnis 1983, Freund et Oberheuser 1986, Kohlstedt et al. 1996, Kohlstedt et Mackwell 1999, Khisina et al. 2002) et permettent à une fraction beaucoup plus importante d'eau d'être incorporée sous cette forme à l'olivine. Compte tenu de l'importance de la perte au feu (plus de 4,3% dans les noyaux fayalitiques) et du manque dans le total analytique de l'H.T.I., il est très vraisemblable que l'eau qu'elle contient soit donc sous forme hydroxylée.

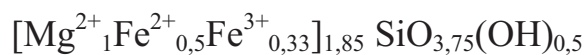
La présence de Fe^{3+} : un processus de "laihunitisation"?

Khisina et al. (1995, 1998, 2000), Dyar et al. (1998) et Janney et Banfield (1998) ont montré que l'incorporation de Fe^{3+} dans la structure de l'olivine (en site octaédrique) était possible et dépendait non seulement de la fugacité d'oxygène mais aussi des conditions de température et de pression. Cette incorporation est alors appelée, par ces derniers auteurs, "laihunitisation" et peut prendre la forme d'inclusions planaires de ferriolivine (olivine incluant du fer ferrique) alternant avec l'olivine normale. Dans les parties de l'olivine affectées, l'incorporation de fer ferrique (Fe^{3+}) s'accompagne d'un déficit cationique nécessaire à la préservation de l'équilibre des charges (Khisina et al. 2000). L'olivine incorporant du fer ferrique a alors pour formule structurale idéale $\text{Fe}^{2+}_{0,5}\text{Fe}^{3+}_1(\text{SiO}_4)$, mais

toutes les transitions apparaissent possibles entre cette composition idéale et l'olivine non-affectée. La ferriolivine est idéalement caractérisée par $Si/(Si+Fe) = 0,4$ (Khisina et al. 2000) alors que ce paramètre est égal à 0,33 pour une olivine fraîche.

Proposition d'une formule structurale de l'H.T.I. rouge sombre

Dans les C.F., les B.C.E. et les B.N., nous avons montré $Mg+Fe \leq 2$ (voir chapitre V). En ce cas, $Si/(Si+Mg+Fe) \geq 0,33$ et est compris entre 0,35 et 0,38. Ce résultat peut nous permettre d'avancer que l'H.T.I. rouge-sombre puisse être de composition intermédiaire entre celle d'une olivine normale et d'une ferriolivine, qui comprendrait du Fe^{3+} en site octaédrique en parallèle de Fe^{2+} et Mg^{2+} . La formule structurale synthétique de l'H.T.I. rouge sombre permettant alors de rendre compte de nos observations et de nos résultats serait:



Cette formule structurale synthétique, tout en respectant l'équilibre des charges et en tenant compte des résultats expérimentaux publiés par les auteurs cités plus haut, est celle d'une olivine hydroxylée et oxydée qui a des caractéristiques voisines de celles de l'H.T.I. rouge-sombre:

- composition chimique FO_{54}
- $Mg+Fe \leq 2$
- $Si/(Si+Mg+Fe) \geq 0,33$
- Un groupement OH^- est incorporé en substitution de O^{2-} toutes les 2 mailles cristallines et représente environ 5% de la masse d'olivine. Suivant cette hypothèse, nous rendons compte du déficit analytique de l'H.T.I. rouge sombre.

Formation de l'H.T.I. de composition fayalitique

Dans les C.N. et les I.C.E. (H.T.I. de composition fayalitique), nous n'avons pu déterminer une formule structurale synthétique rendant compte de toutes nos observations. Néanmoins, nous proposons que l'H.T.I. de composition fayalitique puisse être considérée comme une évolution extrême du modèle exposé précédemment. En effet, les caractéristiques

spécifiques à l'H.T.I. rouge sombre sont systématiquement accentuées dans l'H.T.I. de composition fayalitique (voir détails plus haut).

- La composition chimique est nettement plus ferrifère: $Fo < 20$.
- Fe^{3+}/Fe^* peut vraisemblablement atteindre 80%.
- L'accroissement du déficit analytique (15 à 30%) est l'indice d'une hydroxylation plus poussée.

En parallèle, le nombre de Si dans la formule structurale est systématiquement inférieur à 1 et $Mg+Fe \geq 2$. Pour rendre compte de ces observations, il serait nécessaire d'envisager, dans l'olivine contenant déjà du fer ferrique en position octaédrique, la possibilité d'un léger déficit cationique en silicium (vraisemblable selon Libowitzky et Beran 1995) et/ou l'incorporation de Fe^{3+} en site tétraédrique (en substitution de Si^{4+}). Nous n'avons aucun indice pour nous permettre de privilégier l'une ou l'autre de ces deux hypothèses.

C – Signification des différents faciès d'H.T.I. au sein des massifs gabbroïques

1 – La poche pegmatitoïdique de l'intrusion du Faataufi: une structure de ségrégation associée à l'H.T.I.?

Dans le cas des coulées de lave, Goff (1977, 1996) et Caroff et al. (1997, 2000) s'accordent pour faire coïncider la fin de la phase d'iddingsitisation à haute température de l'olivine avec un épisode brutal de vésiculation secondaire. La naissance de ces vésicules au-dessus du front de solidification inférieur est provoquée par l'exsolution du gaz alors dissous dans la lave, qui marque le retour à des conditions de fugacité d'oxygène normales (sous le tampon FMQ).

Goff (1977, 1996) et Caroff et al. (1997, 2000) ont montré que ces vésicules secondaires sont à l'origine de l'individualisation des structures de ségrégation vacuolaires, qui sont trouvées systématiquement en association avec l'H.T.I. dans les coulées. Dans une revue des descriptions publiées de telles structures, Caroff et al. (2000) mentionnent en effet des cylindres de 2 à 20 cm de diamètre et des lits qui peuvent atteindre 70 cm d'épaisseur. La naissance de ces structures est due à la migration du liquide résiduel dans les zones riches en vacuoles par un phénomène de filtre-pressé induit par la vapeur (Goff 1996, Sisson et Bacon 1999, Caroff et al. 2000). Ainsi, la présence d'H.T.I., dans un corps magmatique donné a été

considérée par ces derniers auteurs comme le marqueur quasi-universel d'une différenciation interne induite par la vapeur.

Une explication à l'absence de vésicules secondaires dans les gabbros

Par rapport à tous les corps magmatiques dans lesquels l'H.T.I. a été observée, les deux intrusions gabbroïques de Maupiti (Faataufi et Barque de Hiro) sont originales de par l'absence notable de vacuoles associées à l'olivine oxydée et hydroxylée (voir plus haut). Autrement dit, les roches à l'affleurement ne présentent pas de trace d'un épisode de vésiculation secondaire qui aurait été à l'origine du retour aux conditions normales de fugacité d'oxygène dans le magma (fin de la phase d'oxydation de l'olivine).

Dans le cas de l'intrusion du Faataufi, nous n'avons observé que des vides diktytaxitiques, certes nombreux, remplis tardivement par des minéraux argileux (voir chapitre V). Dans celui du dyke épais de la Barque de Hiro, seules de rares vacuoles remplies de minéraux secondaires (zéolites, chlorite) ont été identifiées dans le faciès inférieur (échantillons MUG-8 et -10, voir chapitre III). Une explication à cette lacune en vésicules secondaires observables, dont l'apparition est pourtant nécessaire pour permettre l'exsolution des fluides dissous dans le magma et la fin de la phase précoce d'iddingsitisation de l'olivine, pourrait être à rechercher dans le mode de mise en place des magmas considérés. En effet, la Barque de Hiro et le Faataufi sont des corps intrusifs dont une grande partie supérieure a sans doute été érodée. La texture équigranulaire des gabbros indique que la valeur du taux de refroidissement des magmas des deux intrusions a vraisemblablement été faible. Il est donc tout à fait vraisemblable que les vésicules secondaires générées lors de l'exsolution des gaz dissous aient eu la possibilité de migrer, avant la solidification du magma, vers la partie supérieure des intrusions, une zone des deux corps magmatiques à présent érodée.

La pegmatitoïde du Faataufi: une structure de ségrégation résiduelle?

Au moins dans le cas de l'intrusion du Faataufi, nous suggérons que la poche pegmatitoïdique MUG-6B constitue un indice résiduel qu'un processus de ségrégation (interne au corps magmatique) a bien eu lieu en liaison avec un épisode intense de vésiculation secondaire, dont nous ne possédons aucune trace directe.

Par sa texture même, la pegmatitoïde MUG-6B (de composition hawaïitique, donc plus évoluée que son environnement gabbroïque) ressemble aux structures de ségrégation

décrites dans certaines coulées basaltiques (e.g., Caroff et al. 1997) et montre que sa cristallisation a eu lieu en condition de sursaturation en fluides du magma (Puffer et Horter 1993, Caroff et al. 2000, voir chapitre VIII). De manière exceptionnelle, la pegmatitoïde contient de l'H.T.I. en noyaux au centre de certains des cristaux xénomorphes d'olivine (photographie Fig. III.8C). Il est vraisemblable que ces noyaux d'H.T.I. (semblables à ceux observés dans le gabbro encaissant) soient des xénocristaux incorporés dans la poche pegmatitoïdique lors de la migration du liquide magmatique dans la poche. Nous suggérons que ce même processus d'entraînement hydrolique soit à l'origine de la richesse en oxydes de Fe-Ti subautomorphes de la pegmatitoïde, suivant en cela le modèle proposé par Caroff et al. (2000) pour les lits de ségrégation de Neirebrousse (Cantal, France). Cette suggestion est confortée par les données géochimiques (voir chapitre VI) qui montrent que la teneur en TiO_2 est exceptionnelle dans la pegmatitoïde MUG-6B (4,6% au lieu de 1,7% en moyenne dans le gabbro associé: Fig. VI.9).

Sur la Fig. IX.3A est présentée la variation du rapport La/Yb en fonction de la teneur en La (ppm) pour les échantillons de l'intrusion du Faataufi. Même à teneur en La supérieure à celles du groupe des échantillons gabbroïques, la pegmatitoïde MUG-6B a un rapport La/Yb similaire (le comportement de ce rapport est représentatif de celui d'autres rapports entre éléments en trace incompatibles). Ceci constitue un indice que la pegmatitoïde dérive du liquide gabbroïque encaissant par un processus de type cristallisation fractionnée. Pour tester l'hypothèse selon laquelle la pegmatitoïde hawaïitique MUG-6B représente une structure de ségrégation dans le gabbro du Faataufi (donc un liquide dérivant du magma gabbroïque), nous avons procédé à la modélisation du processus d'évolution par cristallisation fractionnée conduisant à la formation du liquide hawaïitique à partir du liquide gabbroïque (Tab. IX.1). Ce modèle de cristallisation fractionnée en système clos suit la loi de Rayleigh:

$$(1) C_L^i = C_{LO}^i \cdot F^{(D_i-1)} \text{ pour un élément donné } i$$

Avec C_L^i : concentration de i dans le liquide fils (MUG-6B)

C_{LO}^i : concentration de i dans le liquide père (MUG-6A)

F : fraction de liquide restant

$D_i = \sum d_j^i \cdot X_j$ coefficient de distribution global de l'élément i ou d_j est le coefficient de distribution minéral j / liquide de l'élément i , et X_j la proportion du minéral j dans le cumulat.

Le modèle de fractionnement permettant le passage du liquide gabbroïque MUG-6A au liquide pegmatitoïdique MUG-6B est basé sur les bilans de masses à partir des éléments

FIG IX.3 - Test du modèle de cristallisation fractionnée conduisant du gabbro MUG-6A à la pegmatitoïde MUG-6B (éléments en trace)

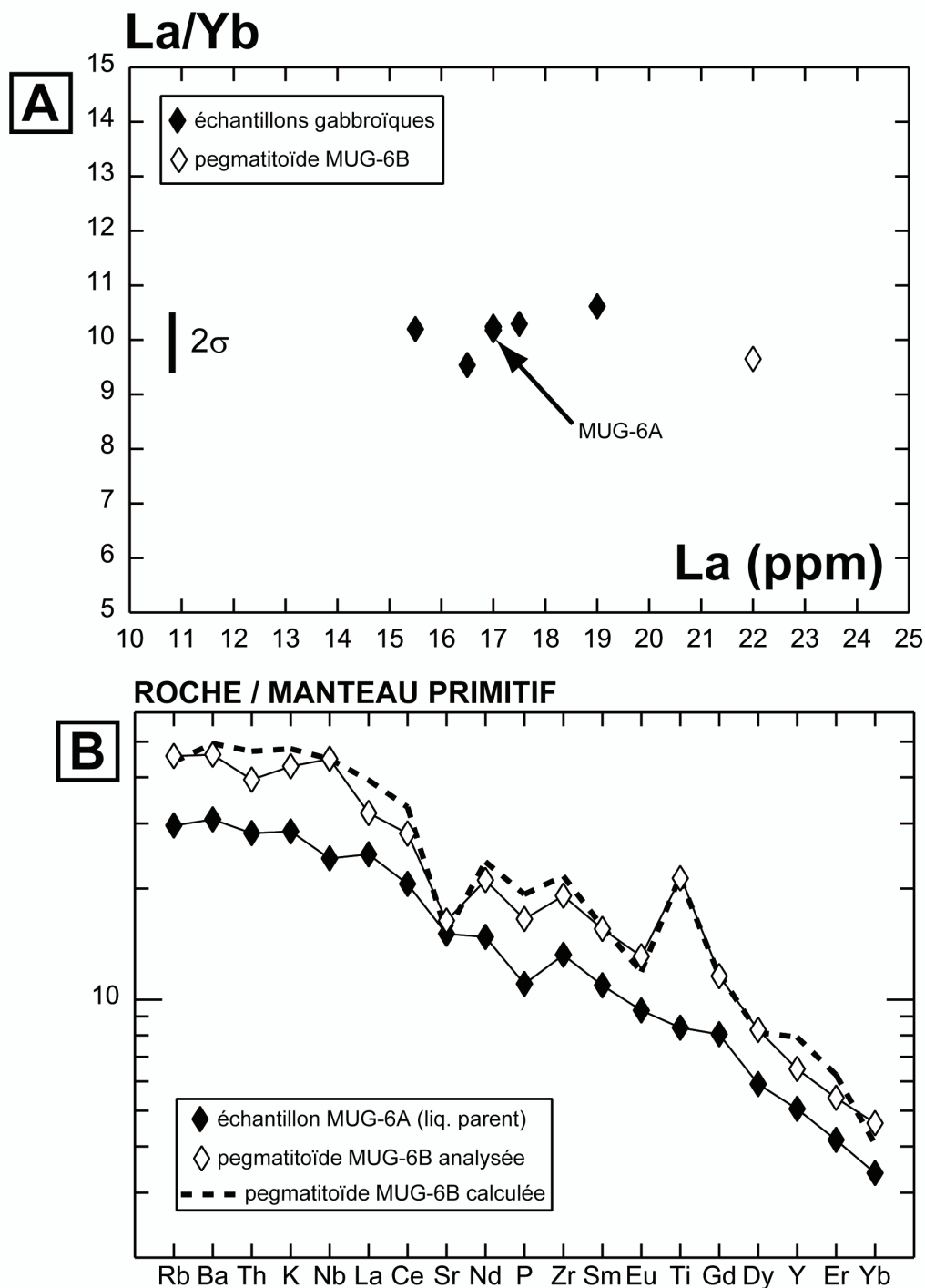


FIG. IX.3: Diagrammes permettant de tester, grâce aux éléments en trace incompatibles, le modèle de cristallisation fractionnée conduisant de l'échantillon gabbroïque MUG-6A (considéré comme liquide parent) à la pegmatitoïde MUG-6B (considérée comme liquide fils).

A - Diagramme présentant, pour les échantillons de l'intrusion du Faataufi, l'évolution du rapport La/Yb en fonction de la teneur en La (ppm). L'écart type sur la valeur du rapport La/Yb (10%: Joseph Cotten, communication personnelle) est également indiqué.

B - Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough 1989) présentant les compositions du liquide parent (gabbro MUG-6A), du liquide fils analysé (pegmatitoïde MUG-6B) ainsi que les compositions de ce dernier calculé par le modèle de cristallisation fractionnée.

**TAB. IX.1: Modèle de cristallisation fractionnée
Du gabbro MUG-6A à la pegmatitoïde MUG-6B**

A - Paramètres: liquides parent et fils, minéraux mis en jeu

Oxydes	Liq. Parent MUG-6A	Minéraux mis en jeu						Liq. Fils MUG-6B
		CPX	PLG	OL	ILM	HTI - B.N.	HTI - C.N.	
SiO ₂	48,20	51,04	51,21	37,55			21,01	47,75
TiO ₂	1,82	1,48	0,04		50,18		0,07	4,62
Al ₂ O ₃	14,24	2,64	29,69	0,05	0,12	0,01	1,08	14,36
FeO	11,41	7,73	0,56	29,86	43,52	32,51	53,62	12,84
MnO	0,18	0,04	0,05	0,42	0,54	0,49	0,22	0,20
MgO	9,65	14,60	0,01	33,05	4,48	23,44	0,83	4,76
CaO	9,48	22,23	13,64	0,22		0,61	0,55	8,56
Na ₂ O	2,78	0,39	3,98	0,02		0,08	0,14	3,55
K ₂ O	0,86		0,17					1,29
P ₂ O ₅	0,24							0,36
P.F.	-0,37							-0,21
TOTAL	98,49	100,15	99,35	101,17	98,84	93,11	77,52	98,08

B - Compositions des liquides réels ramenées à 100%:
Composition calculée du liquide fils MUG-6B:

Oxydes	Liq. parent réel MUG-6A	Liq. fils réel MUG-6B	Liq. fils calc. MUG-6B	résidu
SiO ₂	48,76	48,58	48,58	0,00
TiO ₂	1,84	4,70	4,70	0,00
Al ₂ O ₃	14,40	14,61	14,62	-0,01
FeO	11,54	13,06	13,06	0,00
MnO	0,18	0,20	0,18	0,02
MgO	9,76	4,84	4,84	0,00
CaO	9,59	8,71	8,70	0,01
Na ₂ O	2,81	3,61	3,46	0,15
K ₂ O	0,87	1,31	1,44	-0,12
P ₂ O ₅	0,24	0,37	0,42	-0,05
TOTAL	100	100	100	

C - Composition du cumulat:

	% cumulat
CPX	20,13
PLG	45,61
OL	35,69
ILM	-4,85
HTI - B.N.	9,21
HTI - C.N.	-5,78

$$F = 58,30\%$$

$$\sum R^2 = 0,042$$

D - Coefficients de distribution utilisés:

	PYROXENE	OLIVINE+H.T.I.	PLAGIOCLASE	H-ILMENITE
Rb	0,04	0,08	0,39	0,13
Sr	0,16	0,01	2,12	0,20
Ba	0,03	0,04	0,24	0,11
Y	0,60	0,03	0,05	0,17
Zr	0,20	0,07	0,09	0,40
Nb	0,03	0,02	0,03	3,86
La	0,08	0,01	0,14	0,10
Ce	0,10	0,01	0,14	0,11
Nd	0,24	0,01	0,08	0,14
Sm	0,37	0,01	0,08	0,15
Eu	0,38	0,01	0,32	0,10
Gd	0,50	0,01	0,10	0,14
Dy	0,51	0,01	0,09	0,15
Er	0,50	0,01	0,08	0,16
Yb	0,50	0,01	0,07	0,17
Th	0,03	0,02	0,05	0,53
Référence	1	2, 3, 4	2, 3, 4	4, 5

E - calcul de la composition en éléments en traces
de la pegmatitoïde MUG-6B

élément	Liq. parent réel MUG-6A	Liq. fils réel MUG-6B	Liq. fils calc. MUG-6B
	Rb	18,8	29
Sr	318	345	319
Ba	215	322	345
Y	23	29,5	36
Zr	148	214	242
Nb	17,2	32	32
La	17	22	28
Ce	36,5	50	60
Nd	20	28,5	33
Sm	4,85	6,9	8
Eu	1,57	2,2	2
Gd	4,8	6,9	8
Dy	4,35	6,1	7
Er	2	2,6	3
Yb	1,67	2,28	3
Th	2,4	3,35	4

1 - Foley et al. (1996)

2 - Henderson (1984)

3 - Villemant et al. (1980, 1981, 1983, 1985) dans Caroff (1992)

4 - Lemarchand et al. (1987)

5 - Caroff (1992)

en italique: coefficient de distribution du Nb estimé d'après celui du Ta

majeurs. Le calcul des bilans de concentrations des éléments majeurs entre liquides et minéraux ont été réalisés selon la méthode basée sur les moindres carrés de Whright et Doherty (1970). Les paramètres utilisés (liquides parents et dérivés, minéraux impliqués dans le processus) sont présentés en Tab. IX.1A et les résultats dans les Tab. IX.1B et C. La faible somme des résidus au carré ($\sum R^2 = 0,042$) permet de valider notre hypothèse d'un point de vue mathématique. La pegmatitoïde MUG-6B dériverait d'un liquide gabbroïque de type MUG-6A suite à un taux de cristallisation de 41,70% ($=100[1-F]$). Le "cumulat" (fraction du gabbro cristallisé dans la zone d'extraction de la pegmatitoïde) est composé de clinopyroxène, de plagioclase, d'olivine et d'H.T.I. On constate que l'accumulation de noyaux d'H.T.I. et d'ilménite dans le liquide pegmatitoïdique est également modélisée par des valeurs négatives.

A partir des coefficients de distribution minéral/liquide (d_j^i ; références données en Tab. IX.1D) et de F (déterminé précédemment et introduit dans l'équation 1) nous avons testé le résultat acquis par bilans de masse à partir des éléments majeurs sur les éléments en trace. Les résultats sont présentés en Tab. IX.1E et représentés sous la forme de spectres multiélémentaires sur la Fig. IX.3B. Il est à noter que, pour prendre en compte les deux faciès de l'H.T.I. (C.N. et B.N.) dans notre modélisation mathématique, nous avons considéré que les valeurs des coefficients de distribution H.T.I./liquide des éléments incompatibles considérés étaient faibles et proches de ceux de l'olivine fraîche (ceci est une supposition validée par le fait que nous avons montré plus haut que l'olivine est le constituant principal de l'H.T.I.). De manière générale, nous réussissons à modéliser correctement les teneurs en éléments en trace de la pegmatitoïde. Cependant, si nous réussissons à rendre compte de la concentration en Nb dans cette dernière, notre calcul surestime légèrement les teneurs en éléments d'incompatibilité voisine (Th, La, Ce), ce qui ne nous permet pas de retrouver dans notre modèle l'anomalie positive en Nb constatée dans la pegmatitoïde.

2 –Connexion entre la variation du faciès de l'H.T.I. et l'évolution de certains paramètres chimiques dans l'intrusion de la Barque de Hiro

Les gabbros de l'intrusion de la Barque de Hiro affleurent nettement moins bien que ceux du Faataufi. Néanmoins, l'étude de terrain (échantillonnage effectué partout où cela était possible) a permis de montrer que, le long de l'aire d'affleurement, et en fonction de l'altitude du prélèvement, on assiste à un changement progressif du faciès de l'H.T.I. (chapitre V). On

peut mettre en évidence ce changement progressif en reportant sur un diagramme le rapport du nombre de cristaux affecté par l'HTI "coronaire" (C.E. + C.F.) par rapport au total de cristaux oxydés et hydroxylés: $(CF+CE)/HTI^*$; autrement dit, la proportion de cristaux affectée par un faciès coronaire d'H.T.I. en fonction du nombre de cristaux "iddingsitisés", dans une roche donnée. Ce rapport peut être également comparé à la variation de la proportion d'H.T.I. par rapport à celle de l'olivine fraîche pour les mêmes échantillons (Fig. V.4B). Ces changements, ainsi que l'emplacement des échantillons caractéristiques, sont symbolisés sur la coupe interprétative du massif (Fig. IX.4).

- De 40 à 60 m d'altitude: l'olivine est dépourvue d'H.T.I.
- De 60 à 80 m: l'olivine est faiblement iddingsitisée (25%: Fig. V.4B) et le faciès d'H.T.I. est très majoritairement "noyaux": $(CF+CE)/HTI^* = 2\%$ au niveau de l'affleurement 11.
- De 80 à 110 m: l'olivine est assez fortement iddingsitisée (36%: Fig. V.4B) et on observe à la fois de l'H.T.I. en C.E. et en noyaux: $(CF+CE)/HTI^* = 15\%$ au niveau de l'affleurement 12.
- De 110 à 120 m: $(CF+CE)/HTI^* = 32\%$ au niveau de l'affleurement 13. Toutefois, on observe une nette tendance, par rapport au niveau précédent, à la diminution de la taille des noyaux ainsi qu'à l'amincissement des couronnes. MUG-13 est vraisemblablement un faciès de transition.
- A 120 m d'altitude: $(CF+CE)/HTI^* = 100\%$ au niveau de l'affleurement 14. L'ensemble des olivines présente le faciès "en couronnes fines" et la proportion d'H.T.I. par rapport à l'olivine atteint 43% (Fig. V.4B).

Le diagramme de la Fig. IX.5 représente l'évolution de la teneur en La (ppm) ainsi que celle du rapport La/Yb en fonction de l'évolution du rapport $(CF+CE)/HTI^*$ défini plus haut. La corrélation très grossière apparaissant entre la teneur en La et $(CF+CE)/HTI^*$ permettent de suggérer que leurs évolutions sont connectées entre elles et en fonction de l'altitude dans le corps intrusif de la Barque de Hiro (voir plus haut). En revanche, du point de vue du rapport La/Yb, les échantillons MUG-13 et MUG-14 apparaissent clairement déconnectés du reste des échantillons de l'intrusion ($La/Yb \approx 38$ pour MUG-13 et MUG-14, $La/Yb \approx 28$ pour les autres échantillons de l'intrusion). Il n'existe donc pas de corrélation apparente entre La/Yb et $(CF+CE)/HTI^*$ ou l'altitude.

FIG. IX.4: Coupe interprétative de l'intrusion gabbroïque de la Barque de Hiro (Maupiti) faisant apparaître l'évolution du faciès de l'H.T.I.

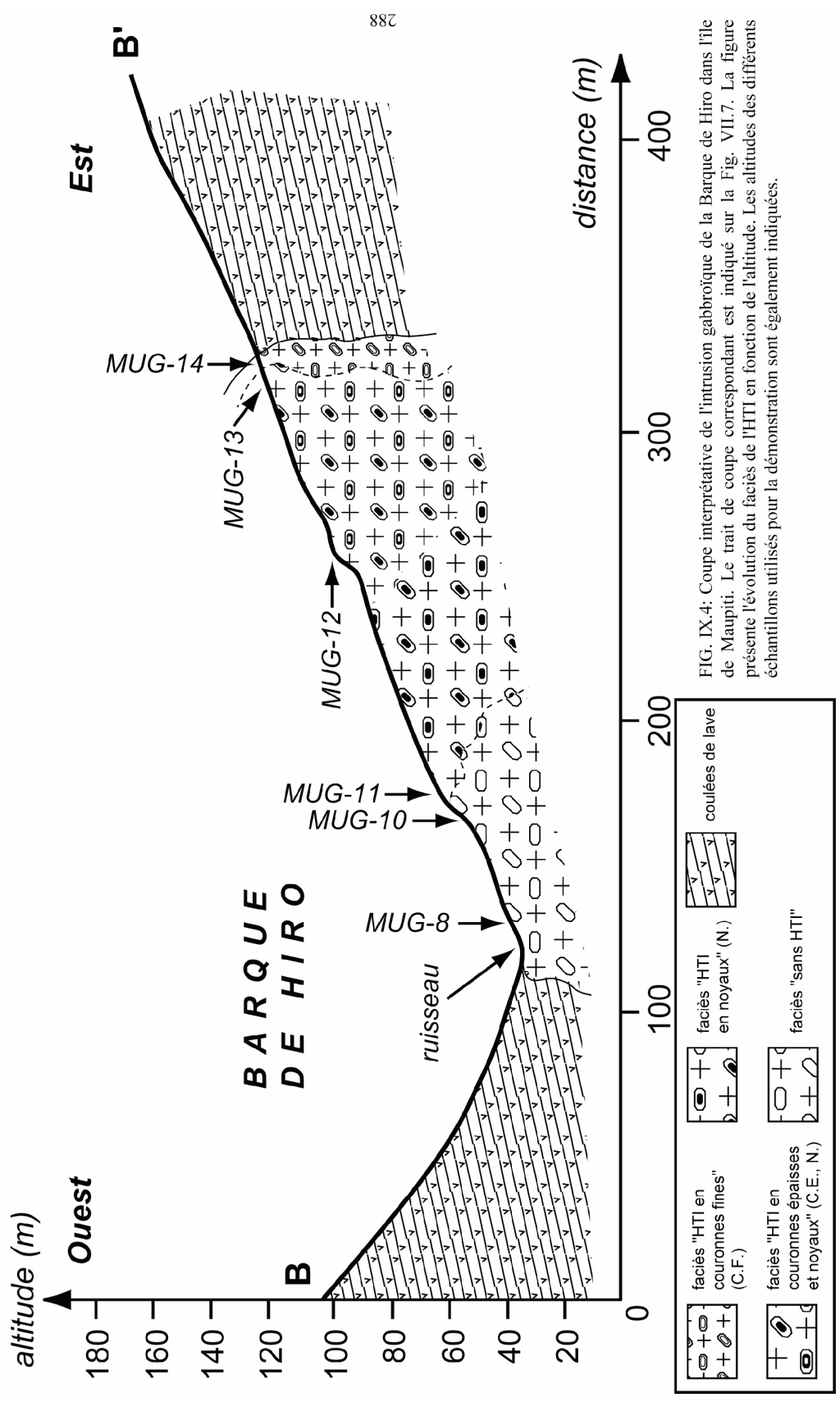


FIG. IX.4: Coupe interprétative de l'intrusion gabbroïque de la Barque de Hiro dans l'île de Maupiti. Le trait de coupe correspondant est indiqué sur la Fig. VII.7. La figure présente l'évolution du faciès de l'HTI en fonction de l'altitude. Les altitudes des différents échantillons utilisés pour la démonstration sont également indiquées.

La divergence des échantillons MUG-13 et MUG-14 (enrichis significativement en La, Ce, Th et plus modérément en Nb par rapport aux autres gabbros de la Barque de Hiro: voir chapitre VI et Fig. VI.10 et IX.5) peut être un indice possible que le massif de la Barque de Hiro résulte d'injections multiples et rapprochés de magmas générés dans des conditions différentes (et non liées à un processus de fractionnement, du fait de la sélectivité des anomalies). Les mauvaises conditions d'affleurement interdiraient alors l'observation de contacts entre les différentes injections.

Pourtant, les autres résultats géochimiques présentés au chapitre VI permettent de penser, au contraire, que les échantillons du massif de la Barque de Hiro ont une affinité géochimique identique et, en conséquence, appartiennent à une unique intrusion. L'observation de la transition progressive du faciès de l'H.T.I. (Fig. IX.5) depuis le faciès "en noyaux" (MUG-11, Fig. IX.4) jusqu'au faciès "en couronnes fines" (MUG-14) constitue également un argument en faveur de l'hypothèse d'une connexion entre MUG-13, MUG-14 et les autres échantillons du massif de la Barque de Hiro.

Pour rendre compte des spécificités géochimiques de MUG-13 et MUG-14, il est alors possible de faire l'hypothèse que les zonations à la fois chimiques (voir plus haut) et minéralogiques (H.T.I.: Fig. IX.4 et IX.5) traduisent une évolution tardi-magmatique *in situ* de l'intrusion de la Barque de Hiro (mal contrainte), suivant probablement en cela un modèle dérivé de ceux proposés pour les corps effusifs comportant de l'H.T.I. (individualisation de structures de ségrégation: Caroff et al. 2000). Dans le cas de l'intrusion voisine du Faataufi, nous avons en effet montré que des processus de ségrégation étaient intervenus en relation (génétique) avec l'H.T.I., donc probablement en relation avec la sursaturation originelle du magma en fluides dissous (voir explications plus haut). Dans le cas du massif de la Barque de Hiro, nous n'avons observé aucune structure de ce type. Ceci est vraisemblablement à mettre en relation avec l'intense érosion qu'a subi l'intrusion, et qui a entraîné la disparition de toute sa partie supérieure.

Fig. IX.5: Corrélation entre l'évolution chimique et la présence d'HTI dans les gabbros de la Barque de Hiro

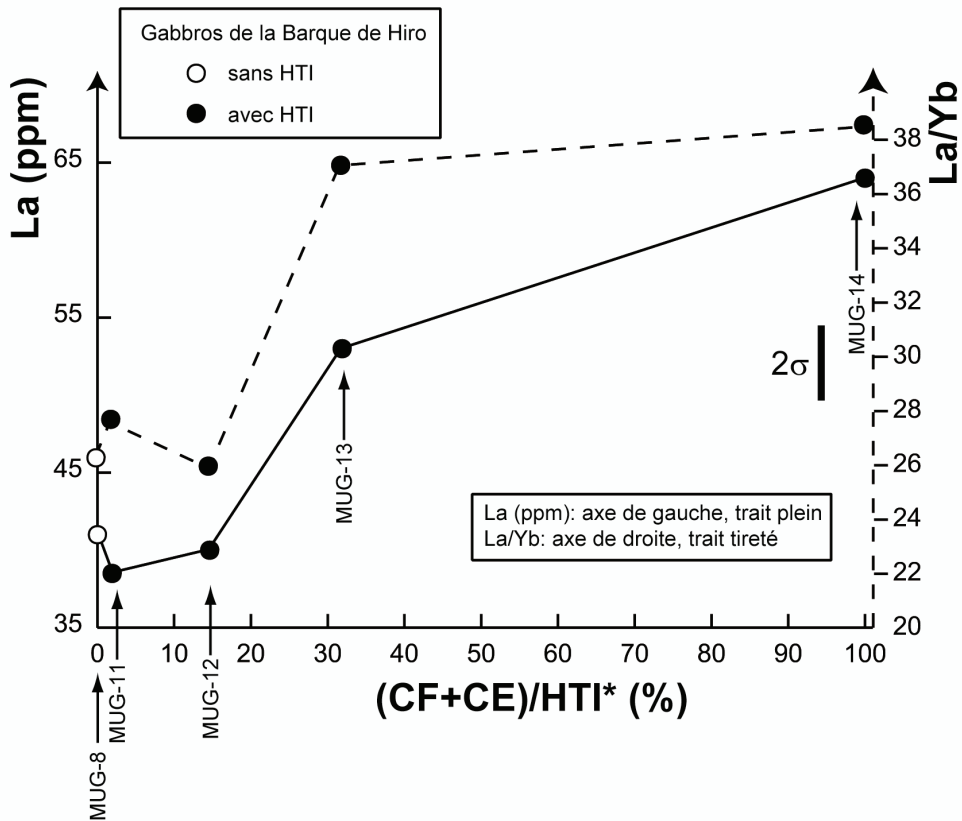


FIG. IX.5: Pour les échantillons représentatifs de l'intrusion de la Barque de Hiro (Maupiti), le diagramme représente l'évolution de la teneur en La (ppm) ainsi que celle du rapport La/Yb dans l'olivine en fonction du faciès de l'H.T.I. $(CF+CE)/HTI^*$ (%) exprime, sur l'ensemble des cristaux iddingsitisés d'un échantillon, la proportion de d'olivine affectée par de l'H.T.I. "coronaire" (couronnes épaisses ou fines). L'écart type sur la valeur du rapport La/Yb est de 10% (Joseph Cotten, comm. pers.).

Chapitre X - discussion

SYNTHESE GENERALE

SYNTHESE GENERALE

L'ensemble des observations de terrain et des investigations analytiques effectuées sur les cinq corps intrusifs de l'Archipel de la Société étudiés dans le cadre de ce travail (Ahititera à Tahiti Nui, Vallée de Faaroa à Raiatea, Cloche de Hiro à Bora Bora, Faataufi et Barque de Hiro à Maupiti) a permis d'améliorer la connaissance, jusqu'ici parcellaire, des roches à texture grossière de l'archipel. Nous avons porté tout spécifiquement nos efforts sur la compréhension du mode de cristallisation, du mode de mise en place et des relations avec l'environnement lavique propres à chacun des cinq massifs considérés.

Mis à part l'intrusion de Tairapu (Tahiti Iti), dont les affleurements sont d'accès très malaisé, et les dykes épais décrits par Gisbert (1989) à Tahaa, notre travail a recouvert l'ensemble des intrusions considérées en place de roches à texture grossière recensées dans l'archipel.

A – Un point commun entre les cinq intrusions: l'intervention de fluides au cours de la cristallisation

Ce travail a permis de montrer que les fluides dissous dans le magma conditionnent, de manière plus ou moins importante, la cristallisation et l'évolution de chacun des cinq corps intrusifs étudiés. En effet, en fonction du massif considéré, les fluides peuvent influencer non seulement la minéralogie, mais aussi la texture et/ou la géochimie des roches. De manière très globale, nous avons reconnu que l'importance de l'effet des fluides aqueux dans l'histoire de la cristallisation des roches à texture grossière dépend du degré de richesse du magma en ces fluides au moment de la mise en place.

Le magma est anormalement riche en fluides: H.T.I. (Maupiti) et pegmatitoïdes (Maupiti, Bora Bora)

Les fluides influencent la cristallisation des corps intrusifs de l'archipel dès les premiers stades (dès la mise en place ou peu de temps avant) dans les cas où le magma est, anormalement riche en volatils dissous. Dans le cas de l'intrusion de la Cloche de Hiro (Bora Bora), nous avons montré, après d'autres auteurs, que la richesse en eau du magma au moment de la mise en place est à l'origine de la texture pegmatitoïdique, laquelle est caractéristique de la majeure partie de l'intrusion. Cette même cause est aussi vraisemblablement à l'origine du processus de cristallisation fractionnée *in situ* qui a conduit, peut être grâce à des phénomènes de ségrégation de liquides résiduels, à la zonation chimique (couplée à la zonation texturale) de l'intrusion de Bora Bora. De par ces aspects, l'intrusion de la Cloche de Hiro est tout à fait comparable à celle de Bréhec (Bretagne, France), de dimensions similaires.

Dans les deux intrusions gabbroïques de Maupiti (Faataufi, Barque de Hiro), la richesse en fluides dissous dans le magma (et, par conséquent, les conditions de fugacité d'oxygène vraisemblablement exceptionnelles) a entraîné une modification minéralogique profonde des cristaux d'olivine (l'H.T.I., que nous assimilons à une oxydation couplée à une hydroxylation de l'olivine). Une structure de ségrégation résiduelle (de composition hawaïitique), à texture pegmatitoïdique et non-vésiculée, lui est associé dans le massif du Faataufi.

Dans les corps effusifs épais étudiés par Caroff et al. (1997, 2000), il avait été noté l'association génétique étroite entre H.T.I. et structures de ségrégation vésiculées à texture pegmatitoïdique (Le Battut, Bouzentès, Neirebrousse: Cantal). Or, dans le cas de l'intrusion de Bora Bora, si des pegmatitoïdes sont observables et peuvent être interprétées en terme de "structure de ségrégation géante", nous n'avons pas identifié l'H.T.I. qui aurait pu éventuellement leur être associée (dans l'encaissant effusif ou dans le faciès non-pegmatitoïdique observé en bordure de la Cloche de Hiro). En parallèle, à Maupiti, l'H.T.I. est caractéristique des deux intrusions mais les structures de ségrégation pegmatitoïdiques sont absentes (Barque de Hiro) ou rares, résiduelles et non-vésiculées (Faataufi). Associés, l'intrusion de Bora Bora et les massifs de Maupiti pourraient constituer l'équivalent "géant" d'un corps effusif à H.T.I. et lits pegmatitoïdiques, tel que celui décrit à Bouzentès (Caroff et al. 1997). Dans cette hypothèse, le massif du Faataufi ou celui de la Barque de Hiro (Maupiti) pourraient être considérés comme les équivalents de la lave hôte à H.T.I. tandis que l'intrusion de Bora Bora représenterait une immense structure de ségrégation. A Maupiti, une structure

comparable à l'intrusion de Bora Bora, si elle a existé, n'a pu se localiser (du fait de la faible densité des produits de ségrégation: liquide de composition intermédiaire et gaz) que dans les parties supérieures des intrusions, à présent entièrement érodées du fait de l'âge avancé de l'appareil volcanique (4,51 – 4,21 Ma: Blais et al. 2002).

Deux faits d'observation permettent, au stade actuel de nos connaissances, de soutenir ce modèle de connexion entre les intrusions de Bora Bora et de Maupiti:

- les pegmatitoïdes de l'intrusion de la Cloche de Hiro (Bora Bora) sont, d'un point de vue textural, remarquablement similaires à celles que décrivent Caroff et al. (1997) dans les lits de ségrégation de la coulée épaisse de Bouzents à tel point qu'il serait possible de confondre les lames minces;
- géochimiquement, l'intrusion de Bora Bora apparaît plus évoluée que les massifs de Maupiti: MgO \approx 5% à Bora Bora pour les échantillons non-pegmatitoïdiques; 9% < MgO < 14% à Maupiti, ce qui concorde avec les relations chimiques établies entre la lave hôte et les lits de ségrégation dans une coulée de type Bouzents.

Faire l'hypothèse selon laquelle l'intrusion de Bora Bora constitue l'équivalent d'une structure de ségrégation associée à un corps magmatique intrusif de l'importance de ceux de Maupiti revient donc à envisager un "cas extrême" du modèle élaboré pour les coulées par Caroff et al. (2000). Extrême de par la taille de la structure de ségrégation, mais aussi de par le faciès d'H.T.I. très original qui lui est associé (faciès en noyau à composition fayalitique, lui même constituant un cas ultime d'hydroxylation de l'olivine).

Eaux deutériques: modifications minéralogiques dans les derniers stades de la cristallisation

Dans les cas où le magma n'est pas exceptionnellement riche en fluides/volatils dissous, leur influence se marque essentiellement lors des étapes ultimes de la solidification des roches, lorsque celle-ci se fait lentement. L'étude texturale (voir chapitre VIII) a montré que la grande majorité des roches étudiées dans le présent travail ne comportent aucune phase vitreuse ou cryptocristalline et présentent des textures caractéristiques de vitesses de refroidissement/solidification plus lentes que celles des roches effusives ou des pegmatitoïdes (voir références dans notre article soumis au *Journal of Petrology*, chapitre VIII). Cela concerne l'ensemble des roches grenues tahitiennes, les gabbros (texture équigranulaire) et les théralites (texture ophitique) de Raiatea ainsi que les gabbros à texture équigranulaire des

deux intrusions de Maupiti. Les fluides deutériques, concentrés dans les derniers liquides résiduels, sont alors à l'origine à la fois de modifications modestes (mais significatives) des minéraux primaires et de la cristallisation de minéraux secondaires.

Dans les roches mafiques (cumulats clinopyroxénolitiques et hornblenditiques, gabbros, théralites) des intrusions de Tahiti Nui, Raiatea et Maupiti (dans ce dernier cas, après le retour à des conditions de fugacité d'oxygène normales), l'action des fluides est matérialisée par plusieurs phénomènes principaux.

- La surcroissance de kaersutite (amphibole titanifère) autour des clinopyroxènes calciques (diopside). Ce phénomène semble systématique, parmi les roches mafiques grenues de l'archipel de la Société, des roches franchement sous-saturées en silice (voir chapitres III et IV), c'est à dire des clinopyroxénolites et des théralites des massifs de Faaroa (Raiatea) et Ahititera (Tahiti Nui).
- L'apparition de la biotite rouge très titanifère en auréole de surcroissance autour des oxydes de Fe-Ti est commune aux roches mafiques des quatre intrusions de Tahiti Nui, Raiatea et Maupiti, quel que soit le degré de saturation en silice de la roche considéré.
- La cristallisation de minéraux secondaires a été constatée pour l'ensemble des roches mafiques étudiées dans les intrusions de Tahiti Nui, Raiatea et Maupiti: en remplissage de vides diktytaxitiques ou de rares vacuoles (exemples à Maupiti: zéolites et chlorites dans le faciès inférieur de l'intrusion de la Barque de Hiro, argiles de cristallisation de saumure résiduelle en partie à l'origine de l'iddingsitisation à basse température des olivines du Faataufi); en position intersticielle (exemple: analcime sporadique dans les gabbros et théralites de Raiatea).
- L'iddingsite de basse température (L.T.I.) est caractéristique des olivines des deux intrusions de Maupiti. Nous avons montré au chapitre V qu'elle se surimposait à l'H.T.I.

L'ensemble de ces transformations minérales se développe vraisemblablement tardivement dans l'histoire de la cristallisation des roches considérées, d'abord pendant les dernières étapes de la cristallisation du liquide résiduel (riche en fluides/volatils dissous) puis durant les phases pneumatolitiques postmagmatiques. Dans le cas du complexe mafique et ultramafique foré sous le Grand Brûlé (Piton de la Fournaise, île de la Réunion), Lerebour et al. (1989) considèrent que la biotite titanifère et la kaersutite (décrites alors dans des positions texturales semblables à celles que nous observons dans les roches mafiques de l'archipel de la

Société) sont les minéraux secondaires les plus précocement formés, entre 900°C et 800°C (d'après Robert 1976) pour la biotite et jusqu'à 600°C pour la kaersutite. Selon Giret (1983), en contexte plutonique et sous de faibles pression, l'analcime cristallise ensuite à partir des fluides deutériques, dès 400°C en présence de CO₂, Cl₂ et H₂O. Les cortèges argileux remplissant les vides diktytaxitiques se forment encore plus tardivement, à des températures inférieures à 325° (Mas 2000) à partir de la saumure résiduelle de la cristallisation du magma. Enfin, l'olivine (phase ferro-magnésienne la plus sensible à l'altération) serait le dernier minéral à enregistrer l'action des fluides deutériques: pour Schandl et al. (1990) elle se forme à des températures inférieures à 200°C.

Au sein des roches intermédiaires ou évoluées (essexites et syénites néphéliniques tahitiennes), les fluides et volatils prennent vraisemblablement dans l'histoire de leur cristallisation une part plus importante que dans celle des roches mafiques (l'amphibole, minéral hydroxylé, constitue par exemple la phase ferro-magnésienne dominante de ces roches). La présence de minéraux secondaires (sodalite, analcime) en position intersticielle est cette fois systématique, dans les essexites et syénites néphéliniques, de même que le phénomène d'albitisation secondaire (parfois intense, voir plus amples détails au chapitre IV, qui concerne la minéralogie). Par rapport aux roches mafiques, les essexites et syénites néphéliniques sont caractérisées par l'absence de biotite en auréoles de réaction autour des oxydes de Fe-Ti. Par contre, les clinopyroxènes qu'elles contiennent subissent une transformation sub-solidus partielle en "paillettes" de kaersutite, un phénomène (amplement détaillé au chapitre IV) qui ne concernait pas les roches mafiques.

Les essexites et les syénites néphéliniques tahitiennes sont caractérisées systématiquement par la présence de carbonates, que l'on peut trouver sous deux formes différentes: en position intersticielle (il s'agit alors de calcite) ou en remplissage très partiel de vides diktytaxitiques (il s'agit alors de cristaux idiomorphes d'un carbonate de fer et de magnésium). Il est à noter que nous avons également détecté la présence de calcite en position intersticielle dans les théralites du massif de Faaroa, à Raiatea. Dans tous les cas nous pensons qu'il ne s'agit pas de carbonates d'origine magmatique, dont la cristallisation serait due par exemple à des phénomènes de contamination (lors de la remontée du magma) ou d'immiscibilité entre le magma silicaté et un liquide carbonaté (tel que nous l'envisageons pour expliquer certaines structures carbonatitiques de laves du Bassin de Baringo-Bogoria, Kenya: voir notre article soumis au *Canadian Journal of Earth Sciences*, ANNEXE 4). En effet, les

analyses effectuées à la microsonde électronique ont montré que les carbonates des théralites de Raiatea et des essexites et syénites néphéliniques de Tahiti Nui ne contenaient pas de terres rares légères en quantité détectables. La détection systématique de tels éléments était en effet une condition nécessaire pour pouvoir privilégier l'hypothèse de l'origine primaire (magmatique) par rapport à l'origine tardi-magmatique (fluides deutériques? Dépôts hydrothermaux?) des carbonates observés (e.g., Hamilton et al. 1989, Hauri et al. 1993, Simonetti et al. 1997).

B – La place des intrusions de roches à texture grossière dans l'histoire de l'édification des volcans de la Société: mise en évidence de deux modes de mise en place distincts

Le caractère intrusif des roches à texture grossière de l'Archipel de la Société semble donc conférer aux fluides dissous dans les magmas une grande influence dans l'histoire de leur cristallisation. Les autres points de comparaison nous conduisent à associer les cinq intrusions étudiées dans le cadre de ce travail dans deux groupes, chacun défini par des caractéristiques spécifiques ayant trait à la morphologie, à la lithologie et au mode de mise en place des roches (Fig. X.1). Le premier groupe est constitué des deux intrusions de Maupiti ainsi que celle de Bora Bora; le second regroupe les massifs de Tahiti Nui et de Raiatea.

Intrusions de petite dimension: Maupiti (Faataufi, Barque de Hiro) et Bora Bora

Les deux intrusions de Maupiti (Faataufi, Barque de Hiro) apparaissent proches de l'intrusion de la Cloche de Hiro (Bora Bora) de par un certain nombre de caractéristiques communes.

- *La taille.* Les intrusions de Maupiti et de Bora Bora sont de petite dimension (surface < 0,03 km²). L'aire d'affleurement, de forme allongée, de la Cloche de Hiro (Bora Bora) mesure approximativement 250 m sur 120 m. Il s'agit de dimensions tout à fait comparables aux deux intrusions de Maupiti (Faataufi: 160 x 45 m; Barque de Hiro: 300 x 60 m).

Fig. X.1: Localisation des intrusions de roche à texture grossière par rapport aux structures des édifices volcaniques

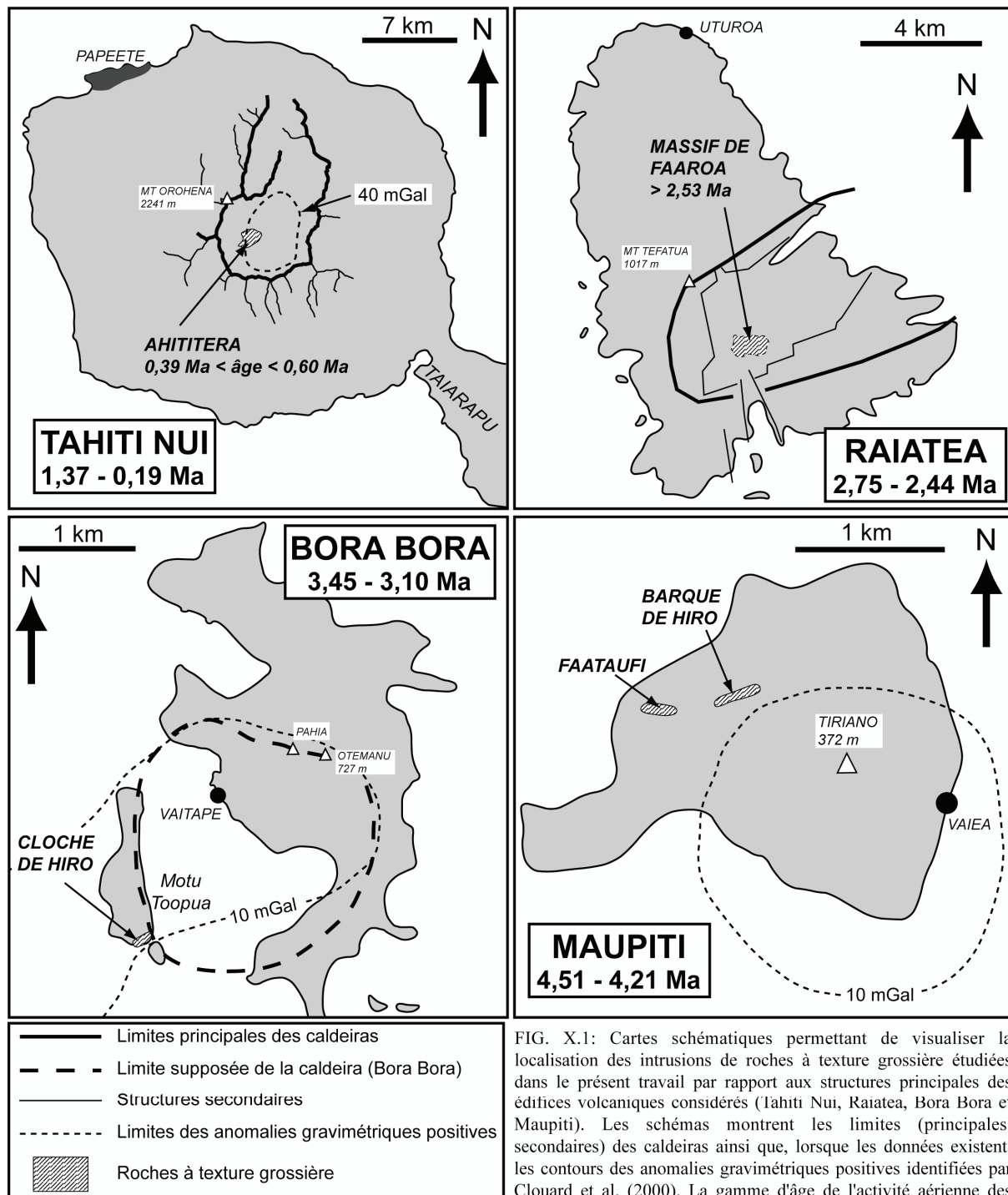


FIG. X.1: Cartes schématiques permettant de visualiser la localisation des intrusions de roches à texture grossière étudiées dans le présent travail par rapport aux structures principales des édifices volcaniques considérés (Tahiti Nui, Raiatea, Bora Bora et Maupiti). Les schémas montrent les limites (principales, secondaires) des caldeiras ainsi que, lorsque les données existent, les contours des anomalies gravimétriques positives identifiées par Clouard et al. (2000). La gamme d'âge de l'activité aérienne des quatre volcans ainsi que (lorsque cela est possible) celle de la mise en place des intrusions sont également explicitées (voir le texte, dans la partie introductive, pour les références bibliographiques).

La lithologie. Les trois intrusions sont constituées de roches majoritairement mafiques (gabbros à Maupiti et à Bora Bora lorsque la roche n'est pas pegmatitoïdique), auxquelles sont associées génétiquement (par cristallisation fractionnée) des roches intermédiaires (faible volume d'hawaïite à Maupiti, trachybasaltes et téphrites à Bora Bora) à texture pegmatitoïdique.

- *Le mode de mise en place.* A l'exception de l'intrusion du Faataufi (Maupiti), dont la géométrie est mal contrainte, la Barque de Hiro (Maupiti) et la Cloche de Hiro (Bora Bora) se sont mises en place tels des dykes très épais (jusqu'à plus de 100 m de puissance à Bora Bora).
- *L'emplacement par rapport aux principales structures des volcans.* L'intrusion de la Cloche de Hiro, à Bora Bora, est orientée de manière radiaire par rapport à la caldeira (4,4 km de diamètre: Brousse et al. 1986), qui constitue la structure principale de l'île (Fig. X.1). Nous avons montré que la faille bordière de cette caldeira (telle que définie par Blais et al. 2000) forme la limite orientale de l'intrusion. Sans qu'il soit possible de fournir une valeur absolue de l'âge de la Cloche de Hiro, nos observations montrent qu'elle s'est donc mise en place avant la formation de la caldeira. Même si aucune structure volcanique n'est plus observable à Maupiti, l'anomalie gravimétrie positive de 10 mGal (Fig. X.1) matérialise l'emplacement du cœur de l'édifice (Clouard et al. 2000). A Bora Bora, les limites de cette anomalie coïncident globalement avec celles de la caldeira (Blais et al. 2000, Fig. X.1). Ainsi, comme c'est le cas pour la Cloche de Hiro (par rapport à l'édifice de Bora Bora), les deux intrusions de Maupiti se sont donc mises en place de manière décentrée par rapport au cœur du volcan de Maupiti.

Massifs de grande dimension: Tahiti Nui et Raiatea

Même si les données de terrain et pétrographiques concernant le massif de la Vallée de Faaroa (Raiatea) sont fragmentaires, plusieurs éléments conduisent à le rapprocher du massif beaucoup mieux connu de Ahititera (Tahiti Nui). Pour ce dernier nous avons proposé un modèle de genèse et de mise en place qui sera rappelé synthétiquement plus loin. Les points communs entre les massifs de Faaroa (Raiatea) et de Ahititera (Tahiti Nui) sont multiples.

- *La taille.* Les intrusions de Raiatea et de Tahiti Nui sont de bien plus grande dimension que celles de Bora Bora et Maupiti. En effet, les surfaces affleurantes de ces deux massifs dépassent le km²: 1,04 km² pour le massif de Faaroa, un peu plus de 3 km² pour le massif de Ahititera.

- *La lithologie complexe.* Les deux intrusions de Raiatea et de Tahiti Nui sont caractérisées par l'association de types pétrographiques entre lesquels les liens génétiques apparaissent complexes. A Faaroa (Raiatea), les théralites sont associées à des gabbros. Dans le cas du massif de Ahititera (Tahiti Nui), la gamme lithologique est nettement plus étendue puisqu'elle réunit un groupe de roches légèrement sous-saturées (clinopyroxénolites, gabbros) et un groupe plus fortement sous-saturé en silice (hornblendites, théralites, essexites, syénites néphéliniques).
- *La position structurale par rapport aux édifices volcaniques.* La Fig. X.1 montre que, à la différence des intrusions de petite dimension (Bora Bora, Maupiti), les massifs plus vastes de Raiatea et Tahiti Nui affleurent au centre de dépressions topographiques de grande dimension (8 km pour Tahiti Nui, 5,2 km pour Raiatea) en forme de fer à cheval. Dans le cas de Tahiti Nui, nous avons montré que la dépression centrale pouvait être interprétée en terme de caldeira résiduelle d'avalanche de débris (dont nous avons caractérisé les dépôts). En l'absence d'observations de dépôts épicyclastiques au sein de la caldeira de Faaroa (Raiatea) ou en mer, il n'est à l'heure actuelle pas possible de favoriser, pour expliquer la genèse de cette dépression (à forme pourtant typique de caldeira d'avalanche: voir chapitre VII), l'hypothèse de l'effondrement (Dauteuil et al. 1998) ou celle du glissement gravitaire sectoriel (Blais et al. 1997). Cette dernière hypothèse, si elle était démontrée, permettrait d'avancer (comme nous l'avons montré dans le cas de Tahiti Nui) une possible connexion entre la mise en place des roches grenues et la naissance de la caldeira.
- *La position temporelle dans l'histoire de l'activité aérienne des volcans.* Les massifs de Faaroa (Raiatea) et de Ahititera (Tahiti Nui) se sont tous deux mis en place à la fin de la phase d'édification des boucliers. A Raiatea, les roches grenues ont cristallisé avant 2,53 Ma (Guillou et al. 1998), c'est à dire avant l'émission des coulées trachytiques post-bouclier du Plateau de Temehani (2,53 – 2,44 Ma: Blais et al. 1997). A Tahiti Nui, le groupe des roches très sous-saturées s'est mis en place entre 600 et 390 ka, antérieurement à l'émission des coulées mafiques fortement sous-saturées en remplissage des vallées (néphélinites, téphrites à haüyne: Becker et al. 1974, Eisenstein 1982, Boutault 1985, Le Roy 1994).

L'intrusion de Ahititera (Tahiti Nui): un exemple typique de complexe grenu en contexte intraplaque océanique?

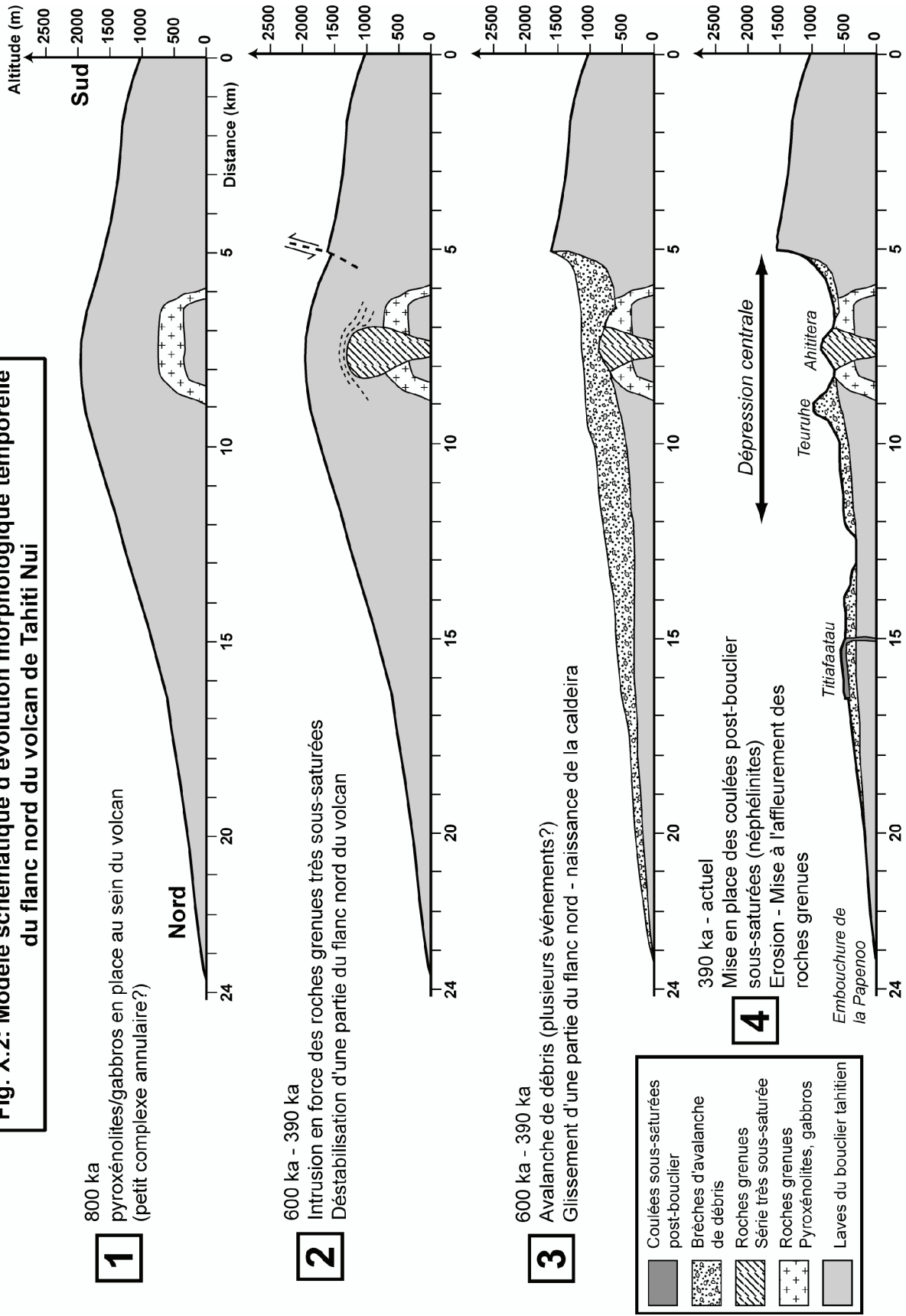
La Fig. X.2 présente, en une série de coupes très schématiques, les différentes étapes (selon un modèle amplement développé au chapitre VII) de la mise en place du massif grenu de Ahititera (Tahiti Nui) ainsi que ses conséquences sur l'évolution de l'édifice volcanique tahitien. Nous faisons ici la suggestion que les roches grenues du massif de Ahititera se sont mis en place à deux époques et selon deux modes vraisemblablement distincts.

Nous proposons que le groupe des roches mafiques faiblement sous-saturées (cumulats clinopyroxénolitiques, gabbros) se soit mis en place entre 1000 et 800 ka (Fig. X.2, étape 1), probablement tel une intrusion annulaire, peut être en liaison avec l'activité du premier volcan bouclier tahitien (actif entre 1,37 et 0,87 Ma: Le Roy 1994). Cette proposition "géométrique" est fondée essentiellement sur la comparaison avec des complexes lithologiquement semblables identifiés à grande profondeur à la base d'autres édifices intraplaques océaniques: à la Réunion au Piton des Neiges (e.g., Demange et al. 1989, Rocher et Westercamp 1989: vaste masse gabbroïque forée sous le Cirque de Salazie) et au Piton de la Fournaise (e.g., Augé et al. 1989, Rançon et al. 1989, Lénat et al. 2001: complexe basique et ultrabasique entre 1000 et 3000 m de profondeur sous le Grand Brûlé), aux Iles Canaries (e.g., Middlemost 1970, Staudigel et Schmincke 1984, Staudigel et al. 1986: complexe plutonique mafique basal affleurant dans la caldeira de Taburiente à La Palma; Feraud et al. 1985: complexes gabbroïques annulaires décrits à Fuerteventura et La Gomera; Freundt-Malecha et al. 2001: complexe plutonique comprenant des roches ultramafiques dans l'île de Grande Canarie) ou aux Iles Hawaii (enclaves gabbroïques et ultramafiques décrites au Mauna Kea par Hoover et Fodor 1997 ou à Kahoolawe par Fodor et al. 1993).

Nous avons établi que l'intrusion de la série des roches fortement sous-saturée (hornblendites, théralites, essexites, syénites néphéliniques) était clairement déconnectée temporellement de celle des roches faiblement sous-saturées (Fig. X.2, étape 2). En effet, le groupe fortement sous-saturé s'est mis en place à la fin de l'édification du second volcan bouclier (actif entre 0,86 et 0,46 Ma: Le Roy 1994), entre 0,60 et 0,39 Ma. Même si nous n'avons pu acquérir de données concernant la géométrie des contacts de cette seconde intrusion avec son encaissant, nous suggérons que son mode de mise en place soit différent de celui du groupe mafique faiblement sous-saturé.

Par ses dimensions (1 km de diamètre tout au plus), sa lithologie (l'intrusion regroupe des roches mafiques, intermédiaires et évoluées) et sa morphologie "cartographique" (roches

Fig. X.2: Modèle schématique d'évolution morphologique temporelle du flanc nord du volcan de Tahiti Nui



mafiques "ceinturées" par les roches plus évoluées), cette seconde intrusion fortement sous-saturée est tout à fait semblable aux petits complexes alcalins grenus hypovolcaniques (Montagnes Vertes, Monts Ballons, presqu'île de la Société de Géographie) amplement étudiés par Giret (1979, 1983) et Giret et al. (1981) aux Iles Kerguelen. Tous sont considérés comme s'étant mis en place en force à faible profondeur (pas plus de 500 à 1000 m: Giret et Lameyre 1979) en rebroussant l'encaissant basaltique au contact.

La suggestion de la mise en place en force, à faible profondeur, de la seconde intrusion au sein du deuxième bouclier tahitien est compatible avec l'hypothèse que nous avançons au chapitre VII et dans notre article au *Journal of Volcanology and Geothermal Research*: la mise en place du groupe des roches grenues fortement sous-saturées serait à l'origine de la déstabilisation du flanc nord de l'édifice volcanique tahitien (Fig. X.2, étape 2). Le secteur du volcan situé à l'aplomb du massif grenu aurait consécutivement subi un glissement gravitaire important (Fig. X.2, étape 3), à l'origine à la fois de la caldeira de 8 km de diamètre occupant le centre de l'île de Tahiti Nui et des dépôts d'avalanche de débris identifiés dans cette dépression et, jusqu'à l'océan, dans le lit de la Papenoo (Fig. X.2, étape 4 post-érosion).

BIBLIOGRAPHIE

TABLE des MATIERES

Références Bibliographiques

- Ade-Hall JM, Lawley EA (1970) An unsolved problem: opaque petrological differences between Tertiary basaltic dykes and lavas. In: Mechanism of igneous intrusion, Newell G et Rast N (eds), Gallery Press, Liverpool:
- Augé T, Lerebour P, Rançon JP (1989) The Grand Brûlé exploration drilling: new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 3: mineral chemistry of the cumulate rocks. *J Volcanol Geotherm Res* 36: 139-151
- Bachèlery P, Labazuy P, Lénat JF (1996) Avalanches de débris sous-marines et subaériennes à la Réunion. *C R Acad Sci Paris* 323: 475-482
- Bard JP (1980) Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson, Paris, 192 pp
- Bardintzeff JM, Bonin B (1986) L'effet amphibole: des dômes aux nuées ardentes. *C R Acad Sci Paris* 303: 159-162
- Bardintzeff JM, Bonin B (1987) The amphibole effect: a possible mechanism for triggering explosive eruptions. *J Volcanol Geotherm Res* 33: 255-262
- Bardintzeff JM, Bellon H, Bonin B, Brousse R, McBirney AR (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-récent à Tahiti, en relation avec l'évolution des îles de la Société (Pacifique Sud). *Mar Geol* 16: M71-M77
- Benaouda N (1982) La coupole leucogranitique aveugle de Neuf Jours, Massif central français. Thèse de 3^{ème} cycle de l'Université de Paris VI Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- Beran A, Putnis A (1983) A model of the hydroxyl positions in olivine, derived from infrared-spectroscopic investigations. *Phys Chem Miner* 9: 57-60
- Berger E (1981) Enclaves ultramafiques, mégacristaux et leurs basaltes-hôtes en contexte océanique (Pacifique Sud) et continental (Massif central français). Thèse d'Etat de l'Université de Paris Sud, Orsay, France: 470 pp
- Berger E, Vannier M (1984) Les dunites en enclaves dans les basaltes alcalins des îles océaniques: approche pétrologique. *Bull Mineral* 107: 649-663

- Binard N, Hékinian R, Cheminée JL, Searle RC, Stoffers P (1991) Morphological and structural studies of the Society and Austral hotspot regions in the South Pacific. *Tectonophysics* 186: 293-312
- Binard N, Hékinian R, Cheminée JL, Stoffers P (1992) Styles of eruptive activity on intraplate volcanoes in the Society and Austral hot spot regions: bathymetry, petrology, and submersible observations. *J Geophys Res* 97: 13999-14015
- Binard N, Maury RC, Guille G, Talandier J, Gillot PY, Cotten J (1993) Mehetia island, south Pacific: geology and petrology of the emerged part of the society hot spot. *J Volcanol Geotherm Res* 55: 239-260
- Birnbaum P (1995) Histoire de l'invasion d'une plante introduite, *Miconia calvescens*, dans une île polynésienne, Tahiti. *J Agric Trad et de Bota Appl* 26: 283-295
- Blais S, Guille G, Maury RC, Guillou H, Miao 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 RC, Caroff M (2000) Géologie, géochimie et géochronologie de l'île de Bora Bora (Société, Polynésie Française). *C R Acad Sci Paris* 331: 579-585
- Blais S, Guille G, Guillou H, Chauvel C, Maury RC, Pernet G, Cotten J (2002) The island of Maupiti: the oldest emergent volcano in the Society hot spot chain (French Polynesia). *Bull Soc Géol France* 173: 45-55
- Blais S, Guille G, Maury RC, Guillou H (en préparation) Notice explicative de la feuille au 1/100 000ème des îles de Raiatea et de Tahaa (Archipel de la Société, Polynésie française). Orléans, Edition BRGM
- Blanchard F (1978) Pétrographie et géochimie de l'île de Moorea: archipel de la Société, Pacifique central. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris Sud, Orsay, France: 196 pp
- Bloomer SH, Meyer PS, Dick HJB, Ozawa K, Natland JH (1991) Textural and mineralogic variations in gabbroic rocks from hole 735B. In: Von Herzen RP, Robinson PT et al. 1991. *Proc ODP Sci Res* 118, pp 21-39
- Bonin B, Bardintzeff JM (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
- Bonneville A, Sichoix L (1998) Topographie des fonds océaniques de la Polynésie française: synthèse et analyse. *Géol France* 3: 15-28

- Boutault G (1985) Tahiti (Polynésie Française, Archipel de la Société), volcanologie, pétrographie et géotechnie du secteur côtier nord-est. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris Sud, Orsay, France: 265 pp
- Bowden P (1974) Oversaturated alkaline rocks: granites, pantellerites and comendites. In: Sørensen H (ed), The alkaline rocks, John Wiley and Sons, London: 109-123
- Brousse R (1972) Maupiti – Comptes rendus de mission (Museum VII). Service Mixte de Contrôle Biologique, Ministère de la Défense, Direction des centres d'Expérimentations Nucléaires, Paris, 3: 85 pp
- Brousse R (1978) Eléments d'analyse de quelques îles des Marquises: Fatu Hiva, Tahuata, Motane, Ua Pou. Cah Pac 21: 107-144
- Brousse R (1984) Le volcan sous-marin actif "Moua Pihaa" à l'extrémité Sud-Est de l'archipel de la Société (Polynésie Française). C R Acad Sci Paris 299: 995-998
- Brousse R, Berger ET (1985) Raiatea dans l'archipel de la Société (Polynésie française). C R Acad Sci Paris 301: 115-118
- Brousse R, Léotot C (1988) Modèle d'édification de l'archipel de la Société (Polynésie française). C R Acad Sci Paris 307: 533-536
- Brousse R, Macherey 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
- Brousse R, Boutault G, Eisenstein A, Gelugne P (1985) Notice explicative de la carte géologique de Tahiti, feuille de Papeete. Ministère de l'Équipement, de l'Aménagement, de l'Énergie et des Mines, Tahiti: 46 pp
- Brousse R, Maddalena G, Léotot C, Berger E (1986) Bora-Bora: une île de la Société (Pacifique), réduite à la partie sommitale de sa caldeira. C R Acad Sci Paris 302: 367-370
- Brousse R, Gisbert T, Léotot C (1986b) L'île de Tahaa: un volcan à deux caldeiras successives (Archipel de la Société, Polynésie française). C R Acad Sci Paris 303: 247-250
- Buddington AH, Fahey J, Vludis A (1963) Degrees of oxidation of Adirondaks iron oxides and iron-titanium oxide minerals in relation to petrology. J Petrol 4: 138-169
- Buddington AF, Lindsley DH (1964) Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. J Petrol 5: 310-357
- Burke EAJ (2001) Raman microspectrometry of fluid inclusions. Lithos 55: 139-158
- Buseck PR, Nord GL, Veblen DR (1980) Subsolidus phenomena in pyroxenes. In: Pyroxenes, Rev Mineral vol. 7, Prewitt CT (ed), Min Soc Am: 117-211

- 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 de Doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest, France, 392 pp
- Caroff M, Maury RC, Leterrier J, Joron JL, Cotten J, Guille G (1993) Trace element behavior in the alkali basalt – comenditic trachyte series from Mururoa Atoll, French Polynesia. *Lithos* 30: 1-22
- Caroff M, Bellon H, Chauris L, Carron JP, Chevrier S, Gardinier A, Cotten J, Le Moan Y, Neidhart Y (1995) Magmatisme fissural triasico-liasique dans l'ouest du Massif armoricain (France): pétrologie, géochimie, âge, et modalités de la mise en place. *Can J Earth Sci* 32: 1921-1936
- Caroff M, Ambrics C, Maury RC, Cotten J (1997) From alkali basalt to phonolite in hand-size samples: vapor-differentiation in the Bouzentès lava flow (Cantal, France). *J Volcanol Geotherm Res* 79: 47-61
- Caroff M, Guillou H, Lamiaux M, Maury RC, Guille G, Cotten J (1999) Assimilation of ocean crust by hawaiitic and mugearitic magmas: an example from Eiao (Marquesas). *Lithos* 46: 235-258
- Caroff M, Maury RC, Cotten J, Clément JP (2000) Segregation structures in vapor differentiated basaltic flows. *Bull Volcanol* 62: 171-187
- Champness PE (1970) Nucleation and growth of iron oxides in olivines, $(Mg, Fe)_2SiO_4$. *Min Mag* 37: 790-800
- Chauvel C, Hofmann AW, Vidal P (1992) HIMU-EM: the French Polynesian connection. *Earth Planet Sci Lett* 110: 99-119
- Cheng QC, MacDougall JD, Lugmair GW (1993) Geochemical studies of Tahiti, Teahitia and Mehetia, Society Island chain. *J Volcanol Geotherm Res* 55: 155-184
- Clément JP, Legendre C, Caroff M, Guillou H, Cotten J, Bollinger C, Guille G (sous presse) Epiclastic deposits and "horseshoe-shaped" calderas in Tahiti (Society Islands) and Ua Huka (Marquesas archipelago), French Polynesia. *J Volcanol Geotherm Res*:
- Clouard V, Bonneville A, Barseczus HG (2000) Size and depth of ancient magma reservoirs under atolls and islands of French Polynesia using gravity data. *J Geophys Res* 105: 8173-8191
- Coish RA, Taylor LA (1979) The effects of cooling rate on texture and pyroxene chemistry in DSDP Leg 34 basalt: a microprobe study. *Earth Planet Sci Lett* 42: 389-398

- Cotten J, Le Dez A, Bau M, Caroff M, Maury RC, 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
- Cox KG, Bell JD, Pankhurst RJ (1979) *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen and Unwin, London
- Dana J (1849) US exploring expedition during the years 1838-1842, under the command of Ch. Wilkes, 10 *Geology*: 1849
- Dana J (1886) A dissected volcanic mountain (Tahiti), some of its revelations. *Am J Sci* 3, 32: 247-255
- 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 RC (1998) Apports et limites de l'imagerie Spot au 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). *Géol France* 3: 37-50
- Debon F, Le Fort P (1983) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans Roy Soc Edinburgh Earth Sci* 73: 135-149
- Deer WA, Howie RA, Zussman J (1963) *Rock-forming minerals – vol. 2: chain silicates*. Longmans: 379 pp
- Deer WA, Howie RA, Zussman J (1966) *Rock-forming minerals – vol. 3: sheet silicates*. Longmans: 270 pp
- De La Roche H, Leterrier J (1973) Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C R Acad Sci Paris* 276: 3115-3118
- De La Roche H, Leterrier J, Grandclaude P, Marchal M (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2-diagram and major-element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chem Geol* 29: 183-210
- Demange J, Chovelon P, Puvilland P (1989) Geothermal model of the Salazie cirque (5reunion Island): volcanic and structural implications. *J Volcanol Geotherm Res* 36: 153-176
- Deneufbourg G (1965a) *Carte géologique de Tahiti, notice explicative*, BRGM, Orléans: 97 pp
- Deneufbourg G (1965b) *Carte géologique de Raiatea, notice explicative*, BRGM, Orléans: 19 pp

- Deneufbourg G (1965c) Carte géologique de Bora Bora au 1/40000^{ème}, notice explicative, BRGM, Orléans.
- Deneufbourg G (1965d) Carte géologique de Huahine au 1/40000^{ème}, notice explicative, BRGM, Orléans.
- DePaolo DJ, Wasserburg GJ (1976) Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys Res Lett* 3: 249-252
- Desonie DL, Duncan RA, Natland JH (1993) Temporal and geochemical variability of volcanic products of the Marquesas Hotspot. *J Geophys Res* 98: 17649-17665
- Devey CW, Albarède F (1987) Elemental and isotopic variations in samples from seamounts around Tahiti. IVth EUG meeting, *Terra Cognita* 7: 367
- Devey CW, Albarède F, Cheminée JL, Michard A, Mühe R, Stoffers P (1990) Active submarine volcanism on the Society Hotspot swell (West Pacific): a geochemical study. *J Geophys Res* 95: 5049-5066
- Diraison C (1987) La chaîne volcanique de la Société: datation isotopique des laves et des roches grenues; relations géochimiques et chronologiques entre ces deux expressions de l'activité magmatique. Diplôme d'Etude Approfondie de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest, France, 78 pp
- 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 de Doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest, France, 413 pp
- Diraison C, Bellon H, Leotot C, Brousse R, Barszczus HG (1991) L'alignement de la Société (Polynésie française): volcanologie, géochronologie, proposition d'un modèle de point chaud. *Bull Soc Géol France* 162: 479-496
- Donaldson CH (1976) An experimental investigation of olivine morphology. *Contrib Mineral Petrol* 57: 187-213
- Dosso L, Hanan BB, 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
- Duke EF, Redden JA, Papike JJ (1988) Calamity Peak layered granite-pegmatite complex, Black Hill, South Dakota. I: Structure and emplacement. *Geol Soc Am Bull* 100: 825-840

- Duncan RA, McDougall I (1976) Linear volcanism in French Polynesia. *J Volcanol Geotherm Res* 1: 197-227
- Duncan RA, Fisk MR, White WM, Nielsen RL (1994) Tahiti: geochemical evolution of a french polynesian volcano. *J Geophys Res* 99: 24341-24357
- Dyar MD, Delaney JS, Sutton SR, Schaefer M (1998) Fe³⁺ distribution in oxidised olivine: a synchrotron micro-XANES study. *Amer Mineral* 83: 1361-1365
- Dymond J (1975) K-Ar ages of Tahiti and Moorea, Society Islands, and implications for the hot-spot model. *Geology* 3: 236-240
- Edwards AB (1938) The formation of iddingsite. *Amer Min* 23: 277
- Eisenstein A (1982) Tahiti, géologie, volcanologie et géotechnie du secteur côtier de Papeete. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris Sud, Orsay, France: 220 pp
- Ellis W (1831) *Polynesian researches* 1, London: 12
- Fawcett JJ (1965) Alteration products of olivine and pyroxene in basalt lavas from the Isle of Mull. *Min Mag* 35:55-71
- Feraud G, Giannerini G, Campredon R, Stillman C (1985) Geochronology of some canarian dyke swarms: contribution to the volcano-tectonic evolution of the archipelago. *J Volcanol Geotherm Res* 25: 29-52
- Flood RH, Vernon RH (1988) Microstructural evidence of orders of crystallization in granitoid rocks. *Lithos* 21: 237-245
- Fodor RV, Rudek EA, Bauer GR (1993) Hawaiian magma-reservoir processes as inferred from the petrology of gabbro xenoliths in basalt, Kahoolawe Island. *Bull Volcanol* 55: 204-218
- Foley SF, Jackson SE, Fryer BJ, Greenough JD, Jenner GA (1996) Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS. *Geochim Cosmochim Acta* 60: 629-638
- Foster MD (1960) Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geol Survey Prof Paper* 354-B: 49 pp
- Francis DM (1976) Amphibole pyroxenite xenoliths: cumulate or replacement phenomena from the upper mantle, Nunivak Island, Alaska. *Contrib Mineral Petrol* 58: 51-61
- Freund F, Oberheuser G (1986) Water dissolved in olivine: a single-crystal infrared study. *J Geophys Res* 91: 745-761
- Freundt-Malecha B, Schmincke HU, Freundt A (2001) Plutonic rocks of intermediate composition on Gran Canaria: the missing link of the bimodal volcanic rock suite. *Contrib Mineral Petrol* 141: 430-445

- Frost BR, Barnes CG, Collins WJ, Arculus RJ, Ellis DJ, Frost CD (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *J Petrol* 42: 2033-2048
- Gay P, Le Maître RW (1961) Some observations on "iddingsite". *Am Min* 46: 92-111
- Gelugne P (1985) Rapport préliminaires sur l'établissement des cartes géotechnique, de risque et géologique pour la côte ouest de l'île de Tahiti. Rapport LTPP: 40 pp
- Gelugne P, Brousse R (1987) Notice explicative de la carte géologique de Tahiti, feuille de Punaauia-Paea. Ministère de l'Équipement, de l'Aménagement, de l'Énergie, des Mines et des Ports, Tahiti: 46 pp
- Gillespie MR, Styles MT (1999) BGS rock classification scheme, volume 1, classification of igneous rocks. British Geological Survey Research Report 2nd edition, RR-99-06: 52 pp
- Gillis KM, Meyer PS (2001) Metasomatism of oceanic gabbros by late stage melts and hydrothermal fluids: evidence from the rare earth element composition of amphiboles. *Geochem Geophys Geosyst* 2: article n°2000GC000087
- Giret A (1979) Genèse de roches feldspathoïdiques par la déstabilisation des amphiboles: massif des Montagnes Vertes, Kerguelen (T.A.A.F.). *C R Acad Sci Paris* 289: 379-382
- Giret A (1983) Le plutonisme océanique intraplaque – Exemple de l'archipel des Kerguelen, Terres Australes et Antarctiques Françaises. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris VI Pierre et Marie Curie, Paris, France: 290 pp
- Giret A, Lameyre J (1979) Le complexe plutonique des Monts Ballons, Kerguelen, T.A.A.F. 7^{ème} Réunion Ann Sci Terre, Lyon: 222
- Giret A, Bonin B, Léger JM (1980) Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. *Can Min* 18: 481-495
- Giret A, Cantagrel JM, Nougier J (1981) Nouvelles données sur les complexes volcano-plutoniques des îles Kerguelen (Terres Australes et Antarctiques Françaises). *C R Acad Sci Paris* 293: 191-194
- Gisbert T (1989) Volcanologie de l'île de Tahaa (Archipel de la Société). Son enrichissement en terres rares. Thèse de doctorat de l'Université de Paris Sud, Orsay, France, 443 pp
- Goff FE (1977) Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalt flows. PhD Thesis, University of California, Santa Cruz, CA: 181 pp
- Goff FE (1996) Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalt flows. *J Volcanol Geotherm Res* 71: 167-185
- Goode ADT (1974) Oxidation of natural olivines. *Nature* 248: 500-501
- Gray NH (1970) Crystal growth and nucleation in two large diabase dikes. *Can J Earth Sci* 7: 366-375

- Griffiths RW, Campbell IH (1990) Stirring and structure in mantle starting plumes. *Earth Planet Sci Lett* 99: 66-78
- Guille G, Goutiere G, Sornein JF (1993) Les atolls de Mururoa et de Fangataufa (Polynésie française). I. Géologie – Pétrologie – Hydrogéologie, Edification et évolution des édifices. Masson, Paris, 168 pp
- Guille G, Guillou H, Chauvel C, Maury RC, Blais S, Brousse R (1998) L'île de Rurutu (archipel des Australes, Polynésie française): une édification complexe liée au fonctionnement de deux points chauds. *Géol France* 3: 65-86
- Guillou H, Blais S, Guille G, Maury RC, 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, Blais S, Guille G, Maury RC, Legendre C, Caroff M, Cotten J (soumis) Chronology of the volcanic propagation along the Society Hotspot alignment based on new unspiked K-Ar ages of Moorea, Huahine, Raiatea, Bora Bora and Maupiti (Society Archipelago, French Polynesia). *Earth Planet Sci Lett*
- Haggerty ES, Baker I (1967) The alteration of olivine in basaltic and associated lavas. Part I: High-temperature alteration: *Contrib Mineral Petrol* 16: 233-257
- Haggerty SE (1976) Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. In: *Oxide Minerals*, Rev Mineral vol. 3, Rumble D (ed), *Min Soc Am*: Hg1-Hg100
- Hamilton DL, Bedson P, Esson J (1989) The behavior of trace elements in the evolution of carbonatites: *In Carbonatites: genesis and evolution*. Edited by K. Bell. Unwin Hyman, London: 405-427
- Hart SR (1988) Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet Sci Lett* 90: 273-296
- Hauri EH, Shimizu N, Dieu JJ, Hart SR (1993) Evidence for hotspot-related carbonate metasomatism in the oceanic upper mantle. *Nature* 365: 221-227
- Hedge CE (1978) Strontium isotopes in basalts from the Pacific Ocean Basin. *Earth Planet Sci Lett* 38: 88-94
- Hémond C, Devey CW, 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, pp 1-32

- Herron EM (1972) Sea floor spreading and the Cenozoic history of the East-Central Pacific. *Geol Soc Am Bull* 83: 1671-1692
- Hibbard MJ (1980) Indigenous source of late stage dikes and veins in granitic plutons. *Economic Geology* 75: 410-423
- Hoover SR, Fodor RV (1997) Magma-reservoir crystallization processes: small-scale dikes in cumulate gabbros, Mauna Kea Volcano, Hawaii. *Bull Volcanol* 59: 186-197
- Hibbard MJ (1995) Petrography to petrogenesis. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 587 pp
- Hunter RH (1987) Textural equilibrium in layered igneous rocks. In: Parsons I (ed), *Origins of igneous layering*: 473-503
- Irvine TN (1982) Terminology for layered intrusions. *J Petrol* 23: 127-162
- Irving AJ (1978) A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. *Geochim Cosmochim Acta* 42: 743-770
- Jackson ED (1967) Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke, and Bushveld Intrusions. In: Wyllie PJ (ed), *Ultramafic and Related Rocks*, John Wiley and Sons, New York: 20-38
- Jackson ED (1971) The origin of ultramafic rocks by cumulus processes. *Fortschr Miner* 48: 128-174
- Jamet R (1983) Carte pédologique de la Polynésie française. Edition ORSTOM, Service de l'Economie Rurale Tahiti, pédologie, notes et documents n°25: 15 pp
- Jamtveit B, Brooker R, Brooks K, Larsen LM, Pedersen T (2001) The water content of olivines from the North Atlantic Volcanic Province. *Earth Planet Sci Lett* 186: 401-415
- Janney DE, Banfield JF (1998) Distribution of cations and vacancies and the structure of defects in oxidised intermediate olivine by atomic-resolution TEM and image simulation. *Amer Mineral* 83: 799-810
- Juteau T (1974) Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides Occidentales, Turquie) – pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. Thèse de Doctorat d'Etat de l'Université de Nancy 1, Nancy, France: 692 pp
- Juteau T, Maury RC (1997) Géologie de la croûte océanique – Pétrologie et dynamique endogènes. Masson, Paris. 367 pp
- Khisina NR, Khramov DA, Kolosov MV, Kleschev AA, Taylor LA (1995) Formation of ferriolivine and magnesioferrite from Mg-Fe-olivine: reaction and kinetics of oxidation. *Phys Chem Minerals* 22: 241-250

- Khisina NR, Khramov DA, Kleschev AA, Langer K (1998) Laihunitization as a mechanism of olivine oxidation. *Eur J Mineral* 10: 229-238
- Khisina NR, Langer K, Andrut M, Ukhanov AV, Wirth R (2000) Nano-scale microstructure of Fe³⁺-, OH⁻-bearing crystalline inclusions in experimentally oxidized olivine from a mantle nodule. *Min Mag* 64: 319-335
- Khisina NR, Wirth R, Andrut M (2002) Forms of occurrence of OH⁻ in mantle olivines. 1 – Structural hydroxyl. *Geokhimiya* 4: 375-385
- Kohlstedt DL, Keppler H, Rubie DC (1996) Solubility of water in the α , β and γ phases of (Mg, Fe)₂SiO₄. *Contrib Mineral Petrol* 123: 345-357
- Kohlstedt DL, Mackwell SJ (1999) Solubility and diffusion of "water" in silicate minerals. NATO Science Series, Series C: Mathematical and physical sciences 543 (Microscopic properties and processes in minerals): 539-559
- Krummenacher D, Noetzelin J (1966) Ages isotopiques K/A de roches prélevées dans les possessions françaises du Pacifique. *Bull Soc Géol France* 8: 173-175
- Kurosawa M (1993) Water in mantle olivine. *Kobutsugaku Zasshi* 22: 161-166
- Lacroix A (1904) Les roches à néphéline de Tahiti. *C R Acad Sci* 139: 953
- Lacroix A (1910) Les roches alcalines de Tahiti. *Bull Soc Géol France* 10: 91-124
- Lameyre J, Marot A, Zimine S, Cantagrel JM, Dosso L, Vidal P (1976) Chronological evolution of the Kerguelen Islands syenite-granite ring complex. *Nature* 263: 306-307
- Leake BE, Wooley AR, Birch WD, Gilbert MC, Grice JD, Hawthorne FC, Kato A, Kisch HJ, Krivovichev VG, Linthout K, Laird J, Maresch WV, Nickel EH, Schumacher JC, Stephenson NCN, Wittke EJW, Youzhi G (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Min Mag* 61: 295-321
- Le Bas MJ, Streckeisen AL (1991) The IUGS systematics of igneous rocks. *J Geol Soc London* 148: 825-833
- Le Bas MJ, Le Maitre RW, 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 (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 de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest, France, 407 pp

- Le Dez A, Maury RC, Vidal P, Bellon H, Cotten J, Brousse R (1996) Geology and geochemistry of Nuku Hiva, Marquesas: temporal trends in a large polynesian shield volcano. *Bull Soc Géol France* 167: 197-209
- Leeman WP, Scheidegger KF (1977) Olivine/liquid distribution coefficients and a test for crystal-liquid equilibrium. *Earth Planet Sci Lett* 35: 247-257
- Lemaitre O, Brousse R, Goni J, Remond G (1966) Sur l'importance de l'apport de fer dans la transformation de l'olivine en iddingsite. *Bull Soc Franç Miner Crist* 89: 477-483
- Le Maître RW (1969) Kaersutite bearing plutonic xenoliths from Tristan da Cunha, South Atlantic. *Min Mag* 37: 185-197
- Le Maître RW (1976) Some problems of the projections of chemical data into mineralogical classifications. *Contrib Mineral Petrol* 56: 181-189
- Le Maître RW, Bateman P, Dudek A, Keller J, Lameyre J, Le Bas MJ, Sabine PA, Schmid R, Sorensen H, Streckeisen A, Woolley AR, Zanettin B (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences subcommission on the systematics of igneous rocks. Oxford, Blackwell Scientific
- Lemarchand F, Villemant B, Calas G (1987) Trace element distribution coefficients in alkaline series. *Geochim Cosmochim Acta* 51: 1071-1081
- Lénat JF, Vincent P, Bachèlery P (1989) The off-shore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean). *J Volcanol Geotherm Res* 36: 1-36
- Lénat JF, Gibert-Malengreau B, Galdéano A (2001) A new model for the evolution of the volcanic island of Réunion (Indian Ocean). *J Geophys Res* 106: 8645-8663
- Leotot C (1988) Cycles éruptifs, géochimiques et géochronologiques du volcan de Taravao (Archipel de la Société). Modèle du hot spot tahitien et de l'alignement de la Société (Polynésie Française). Thèse de Doctorat de l'Université de Paris Sud, Orsay, France, 378 pp
- Leotot C, Gillot PY, Guichard F, Brousse R (1990) The volcano of Taravao (Tahiti): an example of polyphasic volcanism correlated to a collapse structure. *Bull Soc Geol France* 86: 951-961
- Lerebour P, Rançon JP, Augé T (1989) The Grand Brûlé exploration drilling: new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 2: secondary minerals. *J Volcanol Geotherm Res* 36: 129-137

- Le Roy I (1994) Evolution des volcans en système de point chaud: île de Tahiti, Archipel de la Société (Polynésie française). Thèse de Doctorat de l'Université de Paris Sud, Orsay, France, 233 pp
- Libowitzky E, Beran A (1995) OH defects in forsterite. *Phys Chem Min* 22: 387-392
- Lofgren G (1980) Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. In: Hargraves RB (ed) *Physics of magmatic processes*. Princeton University Press, Princeton, pp 487-551
- London D (1996) Granitic pegmatites. *Trans Roy Soc Edinburgh Earth Sci* 87: 305-319
- Macherey C (1984) Huahine (Polynésie française, Archipel de la Société), géologie et pétrologie de ses volcans. Thèse Sci 3^{ème} cycle de l'Université de Paris Sud, Orsay, France, 235 pp
- MacLeod CJ, Yaouancq G (2000) A fossil melt lens in the Oman ophiolite: implications for magma chamber processes at fast spreading ridges. *Earth Planet Sci Lett* 176: 357-373
- Mammerickx J, Smith SM (1984) General bathymetric chart of the oceans (GEBCO). Feuille 5-11, service hydrographique du Canada, Ottawa
- Marshall P (1915) The geology of Tahiti. *New-Zealand Inst Trans Proc* 47: 361-376
- Martin RF (1969) The hydrothermal synthesis of low albite. *Contrib Mineral Petrol* 23: 323-339
- Mas A (2000) Etude pétrographique et minéralogique des mésostases d'unités basaltiques et hawaïtiques de l'Atoll de Moruroa (Polynésie française). Origine des phyllosilicates en présence. Thèse de Doctorat de l'Université de Poitiers, Poitiers, France, 358 pp
- Maury RC, Legendre C, Caroff M, Guillou H, Blais S, Chauvel C, Guille G, Cotten J (sous presse) Notice explicative, Carte géol. France (1/20 000), feuille Huahine. Orléans, éditions BRGM
- McBirney AR, Aoki KI (1968) Petrology of the Island of Tahiti. *Mem Geol Soc Am* 116: 523-556
- McBirney AR, Hunter RH (1995) The cumulate paradigm reconsidered. *J Geol* 103: 114-122
- McDougall I, Duncan RA (1980) Linear volcanic chains, recording plate motions? *Tectonophysics* 63: 275-295
- McKenzie D, O'Nions RK (1995) The source regions of ocean island basalts. *J Petrol* 36: 133-159
- McNutt M, Fischer K (1987) The South Pacific Superswell. seamounts, islands and atolls. *AGU Geophys Monogr* 43: 25-34

- McNutt M, Fischer K, Kruse S, Natland J (1989) The origin of the Marquesas fracture zone ridge and its implications for the nature of the hot spots. *Earth Planet Sci Lett* 91: 381-393
- Meyer JY, Florence J (1996) Tahiti's native flora endangered by the invasion of *Miconia calvescens* DC (Melastomataceae). *J Biogeography* 23: 115-1783
- Middlemost EAK (1970) San Miguel de La Palma – a volcanic island in section. *Bull Volcanol* 34: 216-239
- Middlemost EAK (1989) Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chem Geol* 70: 19-26
- Moresco Danni JC (1974) Géologie des complexes ultrabasiques alcalins de la région d'Ipora, Goias (Brésil). Thèse de Doctorat de l'Université de Paris Sud, Orsay, France.
- Morimoto N (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Min Mag* 52: 535-550
- Morgan WJ (1971) Convection plumes in the lower mantle. *Nature* 230: 203-213
- Munsch M, Antoine C, Guille G, Guillou H (1998) La croûte océanique et les points chauds de la Polynésie française (Océan pacifique central). *Géol France* 3: 5-13
- Neumann ER (1976) Compositional relations among pyroxenes, amphiboles and other mafic phases in the Oslo region plutonic rocks. *Lithos* 9: 85-109
- Nitecki Novotny S (1975) Pétrographie et géochimie des roches plutoniques basiques de la caldeira de Tahiti Nui, Pacifique. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris Sud, Orsay, France, 253 pp
- ORSTOM (1993) Atlas de la Polynésie française, ouvrage collectif. Editions de l'ORSTOM, Paris, 112 pl
- Palmer MR, Edmond JM (1989) The strontium isotope budget of the modern ocean. *Earth Planet Sci Lett* 92: 11-26
- Papike JJ, Ross M, Clark JR (1969) Crystal chemical characterization of amphiboles based on five new structure determinations. *Mineral Soc Am Spec Papers* 2: 117-136
- Philpotts AR, Carroll M, Hill JM (1996) Crystal mush compaction and the origin of pegmatitic segregation sheets in a thick flood basalt flow in the Mesozoic Hartford Basin, Connecticut. *J Petrol* 37: 811-836
- Rançon JP, Lerebour P, Augé T (1989) The Grand Brûlé exploration drilling: new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 1: lithostratigraphic units and volcanostructural implications. *J Volcanol Geotherm Res* 36: 113-127
- Richards MA, Griffiths RW (1989) Flood basalts and hot-spot tracks: plume heads and tails. *Nature* 342: 900-902

- Rocher P, Westercamp D (1989) The Salazie cirque ignimbrite (Piton des Neiges, Reunion Island): chronostratigraphy, description and significance of lithic fragments and eruptive mechanisms. *J Volcanol Geotherm Res* 36: 177-191
- Robert JL (1976) Phlogopite solid solution in the system K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . *Chem Geol* 17: 195-212
- Roeder PL, Emslie RF (1970) Olivine-liquid equilibrium. *Contrib Mineral Petrol* 29: 275-289
- Rogan W, Blake S, Smith I (1996) In situ chemical fractionation in thin basaltic lava flows: examples from the Auckland volcanic field, New Zealand, and a general physic model. *J Volcanol Geotherm Res* 74: 89-99
- Rutherford MJ (1969) An experimental determination of Iron-Biotite-Alkali feldspar equilibria. *J Petrol* 10: 381-408
- Schandl ES, Gorton MP, Wicks FJ (1990) Mineralogy and geochemistry of alkali basalts from Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica. In: Barker PF, Kennett JP et al (eds), *Proc ODP Sci Results* 113: 5-14
- Sederholm JJ (1929) The use of the term "deuteric". *Econ Geol* 24: 869-871
- Simkin T, Smith JV (1970) Minor-element distribution in olivine. *J Geol* 78:304-325
- Simonetti A, Bell K, Shradly C (1997). Trace- and rare-element geochemistry of the June 1993 natrocarbonatite lavas, Oldoinyo Lengai (Tanzania): implications for the origin of carbonatite magmas. *J Volcanol Geotherm Res* 75: 89-106
- Sisson TW, Bacon CR (1999) Gas-driven filter pressing in magmas. *Geology* 27: 613-616
- Sleep NH (1994) Lithospheric thinning by midplate mantle plumes and the thermal history of hot plume material ponded at sublithospheric depths. *J Geophys Res* 99: 9327-9343
- Smith PPK (1977) An electron microscope study of amphibole lamellae in augite. *Contrib Mineral Petrol* 59: 317-322
- Sørensen H (1974) Alkali syenites, feldspathoidal syenites and related lavas. In: Sørensen H (ed), *The alkaline rocks*, John Wiley and Sons, London: 22-52
- Staudigel H, Schmincke HU (1984) The pliocene seamount series of La Palma (Canary Islands). *J Geophys Res* 89: 11195-11215
- Staudigel H, Feraud G, Giannerini G (1986) The history of intrusive activity on the island of La Palma (Canary Islands). *J Volcanol Geotherm Res* 27: 299-322
- Stein CA, Abott DH (1991) Heat flow constraints on the South Pacific Superswell. *J Geophys Res* 96: 16083-16099
- Steinberger B, O'Connell RJ (1998) Advection of mantle flows: implications for hotspot motion, mantle viscosity and plume distribution. *Geophys J Int* 132: 412-434

- Stephenson D, Upton BGJ (1982) Ferromagnesian silicates in a differentiated alkaline complex: Kungnat Fjeld, South Greenland. *Min Mag* 46: 283-300
- Streckeisen AL (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks. Final report of an inquiry. *Neues Jahrb Mineral Abh* 107: 144-240
- Streckeisen AL (1974) Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau Internationale Zeitschrift für Geologie, Stuttgart* 63: 773-785
- Streckeisen AL (1976) To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci Rev* 12: 1-33
- Streckeisen AL, Le Maître RW (1979) A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. *Neues Jahrb Mineral Abh* 136: 169-206
- Sun SS, McDonough WF (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ (Eds.), *Geological Society Special Publication 42, Magmatism in the Ocean Basins*. Blackwell, London: 313-345
- Talandier J, Kuster GT (1976) Seismicity and submarine volcanic activity in French Polynesia. *J Geophys Res* 81: 936-948
- Turcotte DL, Oxburg ER (1978) Intraplate volcanism. *Phil Trans Roy Soc London* 288: 561-579
- Velde D (1970) Les filons doléritiques du Nord de la Bretagne. *Bull Soc Géol France* 7: 843-855
- Vidal P, Chauvel C, Brousse R (1984) Large mantle heterogeneity beneath French Polynesia. *Nature* 307: 536-538
- Villemant B, Joron JL, Jaffrezic H, Treuil M, Maury RC, Brousse R (1980) Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France). II. Géochimie. *Bull Mineral* 103:267-286
- Villemant B, Jaffrezic H, Joron JL, Treuil M (1981) Distribution coefficients of major and trace elements: fractional crystallization of the alkali basalts series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Geochim Cosmochim Acta* 45: 1997-2016
- Villemant B, Treuil M (1983) Comportements des éléments en traces et majeurs dans la série alcaline du Velay. Comparaison avec la Chaîne des Puys (Massif central français). *Bull Mineral* 106: 465-486
- Villemant B (1985) La différenciation des séries volcaniques: géochimie des éléments en traces dans les séries du Massif Central et d'Italie Centrale. Thèse de Doctorat d'Etat de l'Université de Paris VI Pierre et Marie Curie, Paris, France, 445 pp

- Vlastelic Y (1998) Hétérogénéité et fusion partielle du manteau. Une étude de la dorsale Pacifique-Antarctique et de la ride de Hollister (Pacifique Sud). Thèse de Doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest, France, 183 pp
- Wager LR, Brown GM, Wadsworth WJ (1960) Types of igneous cumulates. *J Petrol* 1: 73-85
- Wager LR, Brown GM (1968) Layered igneous rocks. Oliver and Boyd, Edinburgh, 588 pp
- Weber B, Berger E, Mercier JC (1989) Mise en évidence d'un épisode de déformation mantellique commun aux enclaves de dunite, harzburgite et lherzolite de la Vallée de la Papenoo, Tahiti, Polynésie française. *C R Acad Sci Paris* 309: 297-302
- White WM, Hofman AW (1982) Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature* 296: 821-825
- White WM, Duncan RA (1996) Geochemistry and geochronology of the Society Islands: new evidence for deep mantle recycling. *In Earth processes, Reading the isotopic code. Edited by A Basu and SR Hart. AGU, Washington DC: 183-206*
- Wilson JT (1963) Evidence from islands on the spreading of ocean floors. *Nature* 197: 536-538
- Wilson M (1989) *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London: 466 p
- Williams H (1933) Geology of Tahiti, Moorea and Maiao. *BP Bishop Min Bull* 105: 4-54
- Wörner G, Beusen JM, Duchateau N, Gijbels R, Schmincke HU (1983) Trace element abundances and mineral/melt distribution coefficients in phonolites from the Laacher See Volcano (Germany). *Contrib Mineral Petrol* 84: 152-173
- Wright TL, Doherty PC (1970) A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. *Geol Soc Am Bull* 81: 1995-2008
- Wyllie PJ (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
- Zindler A, Hart SR (1986) Chemical geodynamics. *Ann Rev Earth Planet Sci* 14: 493-571

TABLE DES MATIERES

AVANT PROPOS	1
RESUME	3
I - INTRODUCTION	
Cadre géologique: la Polynésie française et l'Archipel de la Société	6
Géologie et histoire du volcanisme aérien à Tahiti Nui, Raiatea, Bora Bora et Maupiti	13
Les roches à texture grossière des volcans de la Société: Des occurrences marginales mais systématiques	24
II - DONNEES DE TERRAIN	
Le massif de Ahititera à Tahiti Nui: roches grenues, environnement bréchrhique et effusif	29
Les pointements gabbroïques de la Vallée de Faaroa à Raiatea	49
L'intrusion pegmatitoïdique de la Cloche de Hiro (Motu Toopua) à Bora Bora	55
Les intrusions gabbroïques du Faataufi et de la Barque de Hiro à Maupiti	62
III - DONNEES TEXTURALES ET PETROLOGIQUES	
Nomenclatures texturales et pétrologiques des roches à texture grossière	78
Pétrographie des roches à texture grossière de l'Archipel de la Société	88
IV - CHIMIE DES PRINCIPALES PHASES MINERALES DES ROCHES A TEXTURE GROSSIERE DE L'ARCHIPEL DE LA SOCIETE	
Les clinopyroxènes	112
Les amphiboles	119
Les oxydes de Fe-Ti	122
Les biotites	123
Les feldspaths alcalins et les plagioclases	125
Les olivines dans le cas des roches de Tahiti Nui, Raiatea et Bora Bora	129
V - LES OLIVINES DES INTRUSIONS GABBROIQUES DE MAUPITI ET LEUR "IDDINGSITISATION" DE HAUTE TEMPERATURE	
H.T.I.: état des connaissances	132

Les différents types d'H.T.I. observés à Maupiti	136
Précision de la nature minéralogique de l'H.T.I.	142
Observations au microscope électronique à balayage (MEB)	145
Analyses chimiques à la microsonde électronique et au MEB	149
VI - DONNEES GEOCHIMIQUES	
Eléments majeurs et en trace	156
Rapports isotopiques de Sr et Nd	175
VII - Discussion - MISE EN PLACE DES MASSIFS ET INTRUSIONS GRENUS ET PEGMATITOÏDIQUES DE L'ARCHIPEL DE LA SOCIETE	
Formation du massif grenu de Ahititera – une mise en place en deux étapes	179
Les deux intrusions gabbroïques de Maupiti, Faataufi et Barque de Hiro: Mise en place, relations avec les laves de l'île	214
Mise en place des gabbros et théralites de la Vallée de Faaroa (Raiatea)	224
VIII - Discussion - DIVERSITE TEXTURALE DES ROCHES A TEXTURE GROSSIERE DE L'ARCHIPEL DE LA SOCIETE	
Diversité texturale des massifs et intrusions de Tahiti Nui, Raiatea, Bora Bora et Maupiti	230
Proposition d'une nouvelle classification texturale semi-quantitative des roches à texture grossière non-cumulatives intégrant les pegmatitoïdes	232
Mise en évidence de la connexion entre l'évolution texturale et l'évolution chimique dans l'intrusion pegmatitoïdique de Bora Bora	267
IX - Discussion - CONTRIBUTION DE L'ETUDE DES OLIVINES DES MASSIFS GABBROÏQUES DE MAUPITI A LA COMPREHENSION DE L'H.T.I.	
H.T.I.: Bilan des interprétations, nouveaux problèmes posés par les observations faites à Maupiti	270
H.T.I.: Un nouveau modèle minéralogique	273
Signification des différents faciès d'H.T.I. au sein des massifs gabbroïques	281
X - Discussion - SYNTHESE GENERALE	
Un point commun entre les cinq intrusions: l'intervention de fluides au cours de la cristallisation	291

La place des intrusions de roches à texture grossière dans l'histoire de l'édification des volcans de la Société: mise en évidence de deux modes distincts de mise en place	296
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	303
TABLE DES MATIERES	320
ANNEXES	

ANNEXES

ANNEXE 1: Echantillonnage du massif de Ahititera (Tahiti Nui)

ANNEXES 2: Analyses minéralogiques à la microsonde électronique

ANNEXES 3: Analyses chimiques – éléments majeurs en en trace

ANNEXE 4: Pleistocene magmatism in a lithospheric transition area: petrogenesis of alkaline and peralkaline lavas from the Baringo-Bogoria Basin, Central Kenya Rift - article soumis au *Canadian Journal of Earth Sciences*

ANNEXE 1: Echantillonnage effectué lors de la mission de 1999 à Tahiti Nui- C.f. Fig. II.4 pour la localisation des échantillons

# affleurement	# échantillon	lave / RG	nature	gisement	lame-mince	microsonde	analyse majeurs et traces	analyse isotopique Sr-Nd	datation K-Ar
1	THG-1A	RG	gabbro	bloc					
1	THG-1B	RG	gabbro	bloc					
1	THG-1D	RG	gabbro / microsyrénite néph.	bloc			2		
1	THG-1E	RG	essexite	bloc					
2	THG-2A	RG	théralite	bloc					
2	THG-2B	RG	théralite	bloc					
2	THG-2C	RG	essexite	bloc					
2	THG-2D	RG	hornblende à cpx	bloc					
2	THG-2E	RG	gabbro	claste dans mégabloc					
3	THG-3A	RG	essexite	bloc					
3	THG-3B	RG	syénite néphélinique	bloc					
4	THG-4	RG	monzosyrénite néph.	bloc					
5	THG-5A	lave	phonotéphrite	claste dans brèche en place					
5	THG-5C	RG	clinopyroxénolite à olivine	claste dans brèche en place					
6	THG-6A	RG	monzosyrénite néph.	claste dans brèche en place					
7	THG-7A	RG	hornblende à cpx	claste dans brèche en place					
7	THG-7B	RG	gabbro	claste dans brèche en place					
8	THG-8A	RG	gabbro	claste dans brèche en place					
9B	THG-9B	RG	syénite	en place					
9B	THG-9C1	lave	basanite	dyke					
9B	THG-9C4	lave	téphrite	dyke					
9E	THG-9E1	RG	essexite	en place					
9E	THG-9E2	RG	théralite	bloc					
9E	THG-9D3	RG	essexite	en place					
9E	THG-9D6	lave	basanite	dyke					
10	THG-10A	lave	phonotéphrite	dyke					
10	THG-10B	RG	clinopyroxénolite à olivine	en place					
10	THG-10C	RG	gabbro	en place					
10	THG-10D	lave	basanite	dyke					
10	THG-10E	RG	gabbro	bloc					
11	THG-11A	RG	essexite	bloc					
11	THG-11B	RG	théralite / essexite	bloc					
11	THG-11D	RG	clinopyroxénolite à olivine	en place					
12	THG-12B	lave	basalte alcalin	dyke					
13	THG-13A	RG	théralite	claste dans brèche en place					
14	THG-14	RG	hornblende à cpx	bloc					
15	THG-15A	lave	trachybasalte potassique	dyke					
16	THG-16C	lave	téphrite	claste dans mégabloc					
17	THG-17A	lave	n.d.	coulée en place					
18	THG-18A	lave	basanite	claste dans brèche en place					
18	THG-18B	lave	basanite	claste dans brèche en place					
18	THG-18C	RG	essexite	claste dans brèche en place					
19	THG-19	RG	syénite néphélinique	claste dans brèche en place					
20	THG-20	lave	basalte alcalin	claste dans brèche en place					
21	THG-21A	lave	basalte alcalin	dyke					
22	THG-22	lave	n.d.	coulée en place					

RG: roche grenue

ANNEXE 2-2: Analyses microsonde des clinopyroxènes - Roches grenues de Faaroa (Raiatea)

Table with 30 columns: #, Echantillon, Nature, Notes, SiO2, TiO2, Al2O3, FeO, MnO, MgO, CaO, Na2O, K2O, P2O5, Cr2O3, NiO, Cr2O3, NiO, Ca2O3, BaO, La2O3, F, Cl, Total, Si, Ti, Al, Fe3+, Fe2+, Mn, Mg, Ca, Na, Cr, AI/OU, Fe/Al/IV, Fe/IV, Wt, En, Fs, Mg#

ANNEXE 2-3: Analyses microsonde des clinopyroxènes - Roches pegmatitiques de la Cloche de Hiro (Bora Bora)

Table with 30 columns: #, Echantillon, Nature, Notes, SiO2, TiO2, Al2O3, FeO, MnO, MgO, CaO, Na2O, K2O, P2O5, Cr2O3, NiO, Cr2O3, NiO, Ca2O3, BaO, La2O3, F, Cl, Total, Si, Ti, Al, Fe3+, Fe2+, Mn, Mg, Ca, Na, Cr, AI/OU, Fe/Al/IV, Fe/IV, Wt, En, Fs, Mg#

ANNEXE 3-2: Analyses chimiques des échantillons effusifs (dykes, clastes) - massif de Ahititera (Tahiti Nui)

#	Nature	Terrain	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	TOTAL	Rb	Sr	Ba	Sc	V	Cr	Co	Ni	Y	Zr	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Th	or	ab	an	ne	C	di	ol	mt	il	ap
THG-12B	B-ALC	dyke	46,80	3,40	13,78	12,82	0,18	6,20	10,40	3,85	0,67	0,48	1,08	99,66	13,5	610	228	27,5	330	117	41	85	32	232	44	35,5	78,5	46,5	9,6	2,88	8,8	6,8	2,9	2,22	3,7	3,96	26,09	18,34	3,51	24,65	10,52	2,79	6,46	1,11	
THG-20	B-ALC	claste	47,00	3,62	14,36	12,55	0,17	5,69	10,00	2,85	1,72	0,52	1,20	99,68	23	650	390	23	322	70	40	88	32	235	44	38	84	46,5	10,2	2,87	9	6,6	2,7	2,12	3,38	10,16	24,07	21,31	0,03	20,39	10,59	2,73	6,88	1,20	
THG-21A	B-ALC	claste	45,40	3,34	13,15	12,75	0,20	6,90	10,94	2,16	1,97	0,52	2,03	99,36	47	590	530	26,5	305	217	43	112	28,5	222	51	44	94	49	9,8	2,81	8,4	5,95	2,4	1,77	4,95	11,64	15,98	20,37	1,24	24,89	11,75	2,77	6,34	1,20	
THG-10D	BAS	dyke	43,80	3,83	15,00	15,00	0,23	4,40	7,75	3,93	1,83	0,68	3,36	99,81	35	900	695	14,5	325	1	37	68	33,5	275	56	51	111	60	11,65	3,5	9,7	7,5	3	2,06	5,1	10,81	21,70	17,89	6,26	13,42	12,92	3,26	7,27	1,58	
THG-18A	BAS	claste	43,70	3,63	13,86	13,45	0,19	6,83	12,70	2,38	1,41	0,53	1,34	100,02	38	770	430	29	375	59	45	84	31	280	50	40	85	47	9,7	2,95	8,7	6,6	2,8	2,1	4,6	8,33	9,20	22,97	5,93	29,87	10,13	2,93	6,89	1,23	
THG-18B	BAS	claste	44,20	3,78	17,36	13,30	0,22	4,13	9,05	4,33	2,30	0,84	0,56	100,07	74	1150	735	8,4	300	9,5	36	26	39	375	80	61	128	62	12,2	3,65	10	7,5	3,4	2,71	6,75	13,59	13,65	21,14	12,35	15,15	10,22	2,89	7,18	1,95	
THG-9C1	BAS	dyke	44,00	3,81	15,00	14,85	0,29	5,05	9,20	3,27	1,97	0,58	1,80	99,82	53,5	690	590	19	386	6	40	59	33,5	270	52	43	92,5	51	10,6	3,15	9,3	7,25	3	2,34	4,25	11,64	16,58	20,43	6,01	17,75	12,47	3,23	7,24	1,34	
THG-9D6	BAS	dyke	43,20	3,36	13,42	13,80	0,21	8,92	10,57	2,63	1,67	0,56	1,50	99,84	54,5	690	500	26	325	293	48	162	31	270	50	42	88	48,5	9,4	2,85	8,25	6,45	2,9	2,32	4,65	9,87	9,35	19,88	6,99	23,47	16,86	3,00	6,38	1,30	
THG-10A	PH-TEPH	dyke	47,50	3,27	18,18	11,40	0,18	3,42	3,45	5,48	2,76	1,00	2,88	99,52	80	1160	900	6,5	236	1	25	20	40,5	365	89	76	154	76	13,8	3,97	11,2	8,3	3,6	2,88	8,55	16,31	37,18	10,58	4,98	2,30	13,26	2,48	6,21	2,32	
THG-5A	PH-TEPH	claste	49,50	3,02	18,30	10,68	0,17	3,08	5,75	5,80	1,66	0,90	1,47	100,33	57	970	550	7	148	9	23	35	45	420	81	66,5	143	75	14,3	4,17	11,9	9,1	4	3,18	7,15	9,81	39,68	19,00	5,09	3,03	11,15	2,32	5,74	2,09	
THG-16C	TEPH	claste	44,25	3,54	16,70	12,65	0,21	4,57	9,75	3,80	2,25	0,77	1,17	99,66	69	975	705	12,5	320	5	35	27	37	345	76	57,5	116	61,5	11,5	3,42	9,65	7,55	3,4	2,74	6,55	13,30	13,18	21,87	10,28	17,73	9,75	2,75	6,72	1,78	
THG-9C4	TEPH	dyke	42,50	4,46	13,55	13,91	0,28	5,27	9,87	3,56	2,14	0,70	2,81	99,05	46,5	870	580	20	355	10	42	65	32,5	335	61	55	125	68,5	13,3	3,85	10,9	7,55	2,9	1,9	4,55	12,65	11,00	14,67	10,36	24,44	8,76	3,03	8,47	1,62	
THG-15A	TRACHY-B	dyke	45,90	4,07	14,95	12,80	0,17	5,18	10,30	2,85	2,26	0,63	0,34	99,45	46	760	625	23,5	350	93	36	78	36	158	55	46	102	56	11,5	3,38	9,95	7,45	3,1	2,44	4,55	13,36	17,65	21,33	3,50	21,04	9,11	2,78	7,73	1,46	

B-ALC: basalte alcalin

BAS: basalte

PH-TEPH: phono-téphrite

TEPH: téphrite

TRACHY-B: K-trachybasalte

