



HAL
open science

Géochimie du Niobium et du Tantale: distribution et fractionnement de ces deux éléments dans les différents réservoirs terrestres

Florence Kalfoun

► **To cite this version:**

Florence Kalfoun. Géochimie du Niobium et du Tantale: distribution et fractionnement de ces deux éléments dans les différents réservoirs terrestres. Géochimie. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2001. Français. NNT: . tel-00185359

HAL Id: tel-00185359

<https://theses.hal.science/tel-00185359>

Submitted on 5 Nov 2007

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.

ACADEMIE DE MONTPELLIER
UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THESE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Structure et évolution terre et planètes
Formation Doctorale : Sciences de la Terre et de l'Eau
Ecole Doctorale : Structure et évolution de la lithosphère

présentée et soutenue publiquement

par

Florence KALFOUN

Le 18 décembre 2001

***GEOCHIMIE DU NIOBIUM ET DU TANTALE :
DISTRIBUTION ET FRACTIONNEMENT DE CES DEUX
ELEMENTS DANS LES DIFFERENTS RESERVOIRS
TERRESTRES***

JURY

M. Nicholas ARNDT	Professeur, LGCA, Université J. Fourier, Grenoble,	Rapporteur
M. Jean-Louis BODINIER	Directeur de Recherche, Université Montpellier II,	Directeur de thèse
Mme Françoise BOUDIER	Professeur, Université Montpellier II,	Examineur
M. Louis BRIQUEU	Directeur de Recherche, Université Montpellier II,	Examineur
M. Claude MERLET	Ingénieur de Recherche, Université Montpellier II,	Directeur de thèse
M. Riccardo VANNUCCI	Professeur, Université de Pavie, Italie,	Rapporteur

Remerciements

Merci à tous ceux qui ont participé à ce travail à un moment ou à un autre de son élaboration

Je remercie Jean-Louis Bodinier et Claude Merlet pour leur gentillesse et leur disponibilité. Chacun dans son domaine m'a apporté une précieuse aide, en me faisant profiter de ses compétences et en me donnant d'utiles conseils.

Toutes les mesures à l'ICP-MS n'auraient pu être réalisées sans l'aide de Simone Pourtalès, Liliane Savoyant et Olivier Bruguier, je les en remercie.

Dmitri Ionov m'a été d'un grand secours en me prêtant les échantillons mantelliques de Sibérie, et en participant à la rédaction d'articles, je l'en remercie.

Je remercie également Marguerite Godard, Rosy Bedini, Xavier Lenoir, Olivier Alard, Carlos Garrido et Laure Gerbert-Gaillard qui ont participé à l'élaboration de la base de données ICP-MS.

Je remercie Jacques Vernières qui, bien qu'en retraite, est revenu pour réajuster le programme d'inversion.

Je remercie toutes les personnes qui ont collecté ou qui m'ont prêté des échantillons ou conseillée dans leur sélection : Hanz Barszczus, Walid Ben Ismail, Hervé Bertrand, Louis Briquieu, François Buscail, Renaud Caby, Jeronimo Cruz, Jean-Marie Dautria, Claude Dupuy, Yann Lahaye, André Leyreloup, Jean-Michel Liotard, Hervé Martin, Philippe Munier, Pierre Sabaté et Yigang Xu.

Je remercie Christophe Nevado pour la préparation des lames minces.

Je remercie Bernadette, au secrétariat, et tous les thésards pour leur bonne humeur.

Je remercie tous les membres du jury, qui ont pris le temps de lire ce travail.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	P. 5
Première partie : Apport de l'étude à la microsonde électronique	p. 11
<i>Introduction de la première partie</i>	p. 13
ARTICLE 1 : DÉTERMINATION OF NB, TA, ZR AND HF IN MICRO-PHASES AT LOW CONCENTRATIONS BY EPMA.	p. 21
ARTICLE 2 : HFSE RESIDENCE AND NB-TA RATIOS IN METASOMATISED, RUTILE-BEARING PERIDOTITES.	p. 43
Deuxième partie : Apport de l'étude ICP-MS	p. 81
<i>Introduction de la deuxième partie</i>	p. 83
I- METHODE D'ANALYSE	p. 84
A - Préparation de l'échantillon	p. 84
B - Appareillage et procédure analytique	p. 85
C - Dosage des éléments	p. 85
D - Limites de détection	p. 89
E - Calcul de la précision de la mesure	p. 89
II – SELECTION DES ECHANTILLONS	p. 92
A - Echantillonnage de basaltes d'îles océaniques (OIB)	p. 92
B - Echantillonnage de komatiites	p. 98
C - Echantillonnage de la croûte continentale	p. 98
D - Echantillonnage du volcanisme d'arcs insulaires	p. 106
E - Echantillonnage du manteau lithosphérique	p. 108
F – Echantillonnage de carbonatites	p. 108
III – OIB, MORB ET KOMATIITES : IMPLICATIONS POUR LES VARIATIONS DE NB ET TA DANS LE MANTEAU CONVECTIF	p. 110
A - Résultats	p. 110
1 - Les OIB	p. 110
2 - Les MORB	p. 120
3 - Les komatiites	p. 123
B - Discussion : origine des variations des rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La	p. 128
1 - Variations de Nb/Th et Ta/La au sein des OIB : un lien direct avec les caractères isotopiques	p. 128
2 - Variations de Nb/Ta au sein des OIB : effet de la cristallisation fractionnée, de la fusion partielle et des interactions magmas asthénosphériques et lithosphère océanique	p. 137
3 - Valeurs de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La retenues pour caractériser le manteau source des OIB	p. 145
4 - Valeurs de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La retenues pour caractériser le manteau source des MORB et des komatiites	p. 147
IV – CROUTE CONTINENTALE ET ARCS INSULAIRES	p. 150

A - Résultats	p. 150
1 - Croûte continentale	p. 150
2 - Arcs insulaires	p. 161
B - Discussion	p. 167
1 - Valeurs 'mantelliques' du rapport Nb/Ta dans le volcanisme d'arc : implications pour la formation et l'évolution de la croûte continentale	p. 167
2 - Différenciation crustale et maturation crustale	p. 170
3 - Mécanisme de la différenciation crustale : l'exemple du Kohistan	p. 172
4 - Nb/Ta marqueur de la maturation continentale ?	p. 181
C- Conclusion (croûte continentale et arcs insulaires)	p. 184
V- XENOLITES DE MANTEAU LITHOSPHERIQUE ET CARBONATITES	p. 186
A - Résultats	p. 186
1 - Les xénolites mantelliques	p. 186
2 - Les carbonatites	p. 194
B - Discussion	p. 195
C - Conclusion (manteau lithosphérique et carbonatites)	p. 206
CONCLUSION	p. 208
BIBLIOGRAPHIE	p. 219
ANNEXES	p. 244

INTRODUCTION GENERALE

Le niobium (Nb) et le tantale (Ta) sont deux éléments présents en trace dans la plupart des roches. Leur rapport charge ionique/rayon ionique élevé (>5) les classe parmi les éléments à fort potentiel ionique ou HFSE (High Field Strength Elements). A côté d'autres éléments en trace, comme les terres rares, Nb et Ta, ont été largement utilisés en géochimie, en particulier pour la caractérisation des roches et la reconstitution de leur contexte de formation (Wood et al., 1979 ; Pearce & Norry, 1979 ; Pearce & Cann, 1973). On s'est en effet aperçu que ces deux éléments fractionnaient par rapport aux autres éléments fortement incompatibles (Th, U, terres rares légères). Ainsi, les laves d'arc et les roches de la croûte continentale se distinguent des basaltes des îles océaniques ("Ocean Island Basalts" ou OIB) ou des dorsales ("Mid-Ocean Ridge Basalts" ou MORB) par des concentrations de Nb et de Ta normalisées à celles du manteau primitif anormalement basses par rapport à celles des éléments d'incompatibilité voisine (Fig. 1). Ni les MORB, ni les OIB ne présentent cet appauvrissement relatif, les OIB montrent même une anomalie positive du Nb et du Ta. Ces anomalies peuvent être quantifiées par les rapports entre Nb et Ta et les éléments voisins sur les diagrammes de normalisation : Nb/Th et Ta/La. L'étude de ces anomalies positives ou négatives de Nb et de Ta se révèle donc particulièrement utile pour caractériser le contexte géodynamique originel de laves ophiolitiques et de metabasites obductées et/ou préservées dans des sutures continentales (croûte océanique, arrière-arc, arc).

Nb et Ta présentent aussi un intérêt non négligeable : leur très faible solubilité dans les fluides supergènes et hydrothermaux les rend peu sensibles à l'altération, par comparaison avec d'autres éléments fortement incompatibles (Rb, Ba, Sr, U, Pb, et même les terres rares légères) (Saunders et al., 1979 ; Pearce & Cann, 1973 ; Cann, 1970 ; Bienvenu et al., 1990). Toutefois, l'origine du fractionnement de Nb et Ta par rapport aux autres éléments trace reste encore discuté et nécessite une étude systématique.

D'autre part, alors que le rapport Nb/Ta a longtemps été considéré comme constant et chondritique par les géochimistes, la mesure simultanée de ces deux éléments par ICP-MS, depuis une dizaine d'année, a permis de mettre en évidence des variations significatives de ce rapport. De plus, la majorité des roches terrestres mesurées présentent des rapports infra-chondritiques, ce qui pose le problème du fractionnement de ces éléments à l'échelle de la planète.

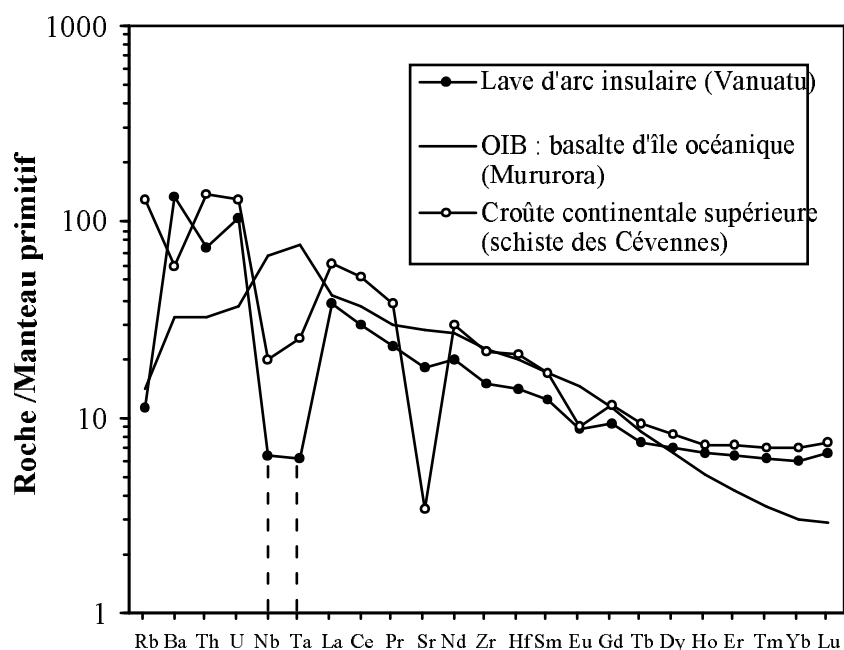


Figure 1 : Distribution des éléments en trace normalisés au manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans un échantillon de lave d'arc insulaire (île d'Epi dans l'archipel de Vanuatu, fourni par Louis Briqueu), dans un échantillon de basalte d'île océanique (île de Mururoa en Polynésie française, fourni par Hans Barszczus) et dans un échantillon de croûte continentale supérieure (schiste des Cévennes, France, échantillonné par Khalid Najoui). Les OIB se distinguent des roches de la croûte continentale et des laves d'arc par une anomalie positive de Nb et Ta par rapport à Th (ou U) et La.

Cette étude, qui vise à mieux contraindre la géochimie de Nb et Ta, comprend deux volets : le premier concerne le fractionnement de ces deux éléments vis à vis des autres éléments trace et le second le fractionnement du Nb par rapport à Ta, c'est-à-dire l'étude des variations du rapport Nb/Ta. Il n'est pas exclu que les deux soient corrélés, car il est fort probable que les mêmes phases minérales interviennent dans ces deux processus de fractionnement.

(1) Le fractionnement de Nb et Ta par rapport aux autres éléments a été appréhendé en étudiant principalement les processus propres aux zones de subductions. Les débats sur l'origine de l'anomalie négative de Nb et Ta dans les laves d'arc insulaire ont donné naissance à de nombreux modèles que nous pouvons classer en deux grandes catégories en fonction du lieu où sont piégés Nb et Ta :

❖ Piégeage de Nb-Ta dans la lithosphère subductée ("slab")

Pour expliquer le piégeage de Nb-Ta dans le "slab", les auteurs font appel :

- Soit à une fusion de la croûte océanique accompagnée de la formation d'un résidu écolitique à rutile (Green & Ringwood, 1968 ; Brophy & Marsh, 1985).
- Soit à la deshydratation du slab.

Dans ces modèles, les fluides ou liquides extraits du slab sont caractérisés par l'anomalie négative de Nb-Ta et induisent la fusion du manteau sus-jacent. La rétention de Nb et Ta dans le slab résulte :

- de la faible solubilité de Nb et Ta dans les fluides extraits de la lithosphère subductée par comparaison avec les autres éléments incompatibles (Gill, 1981 ; Tatsumi et al., 1986 ; Keppler, 1996).
- de l'intervention de titanates, tels que le rutile (Ryerson & Watson, 1987 ; Brenan et al., 1994 ; Stalder et al., 1998 ; Foley et al., 2000).

❖ Piégeage de Nb-Ta dans la colonne mantellique infra-arc

Pour un certain nombre d'auteurs, l'anomalie de Nb-Ta est créée dans la colonne mantellique située à l'aplomb du slab, par des interactions liquide-roche entre le 'mantle wedge' et les liquides (produits de déshydratation ou de très faibles degrés de fusion partielle de la croûte océanique) qui percolent. La fusion de ce manteau modifié produirait les laves d'arc, caractérisées par l'anomalie négative de Nb-Ta. Tous les modèles requièrent que le comportement de Nb et Ta soit moins incompatible par rapport aux autres éléments qu'il ne l'est lors de la fusion du manteau asthénosphérique produisant les MORBs et les OIBs. Pour expliquer ce comportement, les auteurs font intervenir :

- des phases majeures, dont certaines (orthopyroxène, grenat, et peut-être olivine et spinelle - Kelemen et al., 1993) seraient caractérisées par des coefficients de partage (Kd) élevés vis-à-vis de Nb.
- de l'amphibole (Ionov & Hofmann, 1995 ; Tiepolo et al., 2001)
- des titanates et en particulier le rutile dont la précipitation peut être rendue possible par des conditions particulières de température, pression, teneur en silice, fugacité d'oxygène réalisables dans le cadre de la percolation (Briqueu et al., 1984 ; Foley & Wheller, 2000).

Nous reviendrons plus en détail sur ces différents processus dans la partie I de cette thèse. Mais nous pouvons déjà noter que les phases capables de concentrer Nb et Ta, comme le rutile, interviennent dans un certain nombre de ces modèles.

(2) Les idées concernant le fractionnement du Nb par rapport au Ta ont subi une évolution particulièrement sensible depuis ces dix dernières années. Très récemment encore, on considérait que Nb et Ta présentaient des comportements géochimiques extrêmement semblables et que leur rapport dans les roches n'avait pas été modifié sensiblement depuis l'accrétion terrestre initiale. Autrement dit, le rapport Nb/Ta était considéré comme constant et égal à $17,5 \pm 0,6$ la valeur chondritique (cf. par exemple Hofmann 1988, Wedepohl, 1995, pour la croûte continentale). Cette idée a été remise en cause (Green, 1995). Avec l'utilisation de nouvelles techniques d'analyses et en particulier l'ICP-MS, Nb et Ta ont pu être mesurés simultanément, le nombre de mesures s'est accru, les limites de détection ont diminué et la précision du rapport Nb/Ta s'est améliorée. Des variations de Nb/Ta de part et d'autre de la valeur chondritique ont pu être mises en évidence. Par analogie avec les variations de Zr/Hf (Dupuy et al., 1992), un autre couple d'éléments classés comme Nb et Ta parmi les éléments à fort potentiel ionique, certains ont vu dans les variations de Nb/Ta une manifestation de processus particuliers comme un métasomatisme par des fluides carbonatés (Rudnick et al. 1993). D'autres préfèrent raisonner à l'échelle de la Terre globale et comparer les rapports Nb/Ta des composants de la Terre silicatée. Dans cette optique, les derniers travaux publiés suggèrent que toutes les roches crustales ainsi que les basaltes issus du manteau convectif (OIB et MORB) sont caractérisés par des rapports Nb/Ta infrachondritiques. Lors d'un processus de fusion partielle mantellique, seuls les très faibles taux de fusion partielle sont susceptibles d'induire une variation de Nb/Ta dans les laves par rapport à la source, se traduisant par des valeurs un peu plus élevées du rapport. Les valeurs des MORB et des OIB fournissent donc une valeur maximale du rapport Nb/Ta de leur source mantellique, suggérant que le manteau convectif est globalement caractérisé par des valeurs de Nb/Ta infrachondritiques. Or, Nb et Ta étant des éléments réfractaires, leur rapport dans la Terre globale doit être égal à celui des chondrites. Dans la mesure où ils sont par ailleurs considérés comme des éléments lithophiles (Rammensee et al., 1983 ; Palme & Schmitt, 1984 ; McDonough & Sun, 1995), leur rapport dans la Terre silicatée doit être également chondritique. Pour compenser les valeurs infrachondritiques de la croûte continentale et du manteau convectif, il faut dans ce cas faire intervenir un réservoir au rapport Nb/Ta suprachondritique. Certains chercheurs ont proposé l'existence d'un réservoir 'caché'

composé d'éclogites résiduelles produit par recyclage de la lithosphère océanique subductée (Jochum & Hofmann, 1998 ; Rudnick et al., 2000 ; Kamber & Collerson, 2000). Le mode de formation de ce composant enrichi en rutile sous-entend qu'il soit non seulement caractérisé par un rapport Nb/Ta suprachondritique, mais aussi par une anomalie positive des concentrations en Nb et Ta par rapport aux autres éléments trace, qui contrebalancerait l'anomalie négative des laves d'arcs et de la croûte continentale.

Cependant une étude très récente a montré expérimentalement un comportement sidérophile du niobium (Wood & Wade, 2001 ; Fig. 2). Dans cette éventualité, le réservoir à Nb/Ta élevé serait peut-être caché dans le noyau terrestre.

La géochimie du niobium et du tantale pose donc un certain nombre de questions qui pour l'instant n'ont pas de réponses définitives. Afin d'apporter des informations supplémentaires sur le fractionnement de Nb et Ta par rapport aux autres éléments, et entre eux, nous nous proposons de travailler à différentes échelles d'observation : du minéral à la Terre globale en passant par l'échantillon de roche.

Dans une première partie, nous étudierons par le biais d'analyse à la sonde électronique la contribution des rutilés au budget de Nb et Ta dans les roches, pour essayer de comprendre le fractionnement inter-minéral de Nb et Ta.

Dans une seconde partie, à partir d'analyses ICP-MS (Inductively-Coupled Plasma Mass Spectrometry) d'échantillons caractéristiques des différents réservoirs terrestres, nous nous efforcerons de reconstituer le plus justement possible la répartition du Nb et du Ta à l'échelle de la Terre entière. Nous pourrons ainsi au moyen d'un bilan de masse précis à l'échelle de la planète, rechercher la nature et la localisation (manteau ? noyau ?...) du réservoir 'caché' à Nb/Ta élevé.

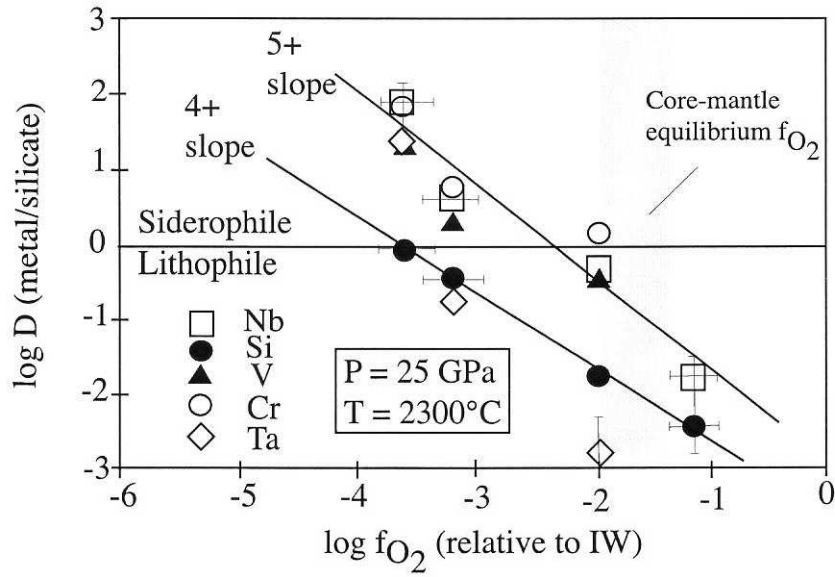


Figure 2 : Mesure des coefficients de partage de Nb, Si, V, Cr et Ta entre un liquide métallique riche en fer et un liquide silicaté, sous différentes conditions de fugacité d'oxygène (f_{O_2}), à une pression de 25 GPa et une température de 2300°C (figure extraite de Wade & Wood, 2001). Pour une f_{O_2} caractéristique de l'équilibre noyau-manteau, Nb montre un comportement similaire à Cr et V. Ces trois éléments tendent à montrer un comportement sidérophile alors que Si et Ta restent nettement lithophiles.

PREMIERE PARTIE :

Apport de l'étude à la microsonde électronique (EPMA)

*Fractionnement de Nb-Ta à l'échelle de la roche:
étude à la microsonde électronique (EPMA) des rutilés de roches mantelliques.*

INTRODUCTION DE LA PREMIERE PARTIE

Jusqu'à la dernière décennie, la géochimie de Nb et Ta a concerné essentiellement le fractionnement de ces deux éléments par rapport aux autres éléments en trace. Cet intérêt est justifié car le fractionnement de ces éléments constitue l'un des traits majeurs de la distribution des éléments lithophiles dans les roches. Il permet de distinguer d'une part la croûte continentale, les laves de subduction et certains basaltes continentaux (Continental Flood Basalts : CFBs) caractérisés par une anomalie négative de Nb et Ta et d'autre part les OIBs présentant une anomalie positive de Nb et Ta. Les MORBs, quant à eux, ne présentent pas d'anomalie significative et le manteau lithosphérique montre une large gamme de variations.

Le débat sur le fractionnement de Nb et Ta s'est très rapidement focalisé sur l'anomalie négative des laves d'arcs insulaires. Son origine a été recherchée dans les mécanismes propres aux zones de subduction, elle a fait l'objet de débats animés mais elle n'est toujours pas connue avec certitude. Les modèles proposés par les différents auteurs présentent une infinité de nuances, mais ils peuvent être subdivisés en deux groupes en fonction du lieu où sont piégés Nb et Ta :

❖ Piégeage de Nb-Ta dans le "slab"

Pour expliquer le piégeage de Nb-Ta dans le "slab", les auteurs font appel :

- Soit à une fusion de la croûte océanique accompagnée de la formation d'un résidu éclogitique à rutilé (Green & Ringwood, 1968 ; Brophy & Marsh, 1985). Cependant, ces modèles qui impliquent directement la fusion de la croûte océanique subductée dans la production des laves d'arc semblent être uniquement valables pour l'histoire la plus primitive de la Terre (Rapp et al. , 1991) ou dans le cas particulier des subductions de lithosphères océaniques jeunes et chaudes associées à une production d'adakites (Defant & Drummond 1990, Peacock 1994)

- Soit à la déshydratation du slab

Dans ces modèles, la source des laves d'arc est le manteau infra-arc modifié par les fluides ou liquides extraits du slab et caractérisé par l'anomalie négative de Nb-Ta. La rétention de Nb et Ta dans le slab résulte :

- de la faible solubilité de Nb et Ta dans les fluides extraits de la lithosphère subductée par comparaison avec les autres éléments incompatibles (Gill, 1981 ; Tatami et al., 1986 ; Kepler, 1996). Par

exemple, Tatsumi et al. (1986) montrent que le niobium est moins mobile que les éléments lithophiles à grand rayon ionique ("Large Ion Lithophile Elements" ou LILE) et les terres rares au cours de la déshydratation d'une serpentine à 12kbars et 850°. Plus récemment, Keppler (1996) confirme par la mesure de coefficients de partage la faible solubilité de Nb et Ta dans les fluides riches en chlore et en alcalins.

➤ de l'intervention de titanates.

Par exemple, pour Ryerson & Watson (1987), Ringwood (1990), Plank (1995), les fluides extraits du slab, additionnés éventuellement de liquides silicatés dérivés d'un très faible taux de fusion partielle des sédiments du slab et équilibrés avec du rutile, métasomatisent le manteau appauvri sus-jacent, l'enrichissant en LILE mais pas en Nb ni en Ta. Ayant mesuré des coefficients de partage rutile/fluide, Brenan et al. (1994), concluent que l'anomalie en Nb et Ta est caractéristique des fluides issus du slab et qu'elle résulte probablement d'une rétention des HFSE par du rutile résiduel. Ayers & Watson (1993) montrent que la solubilité du rutile dans les fluides supercritiques augmente lorsque la température croît et lorsque la pression décroît. Nb et Ta peuvent donc être retenus dans du rutile au cours de la déshydratation du slab, qui s'effectue à faible température et haute pression. Stalder et al. (1998) et Foley et al. (2000) insistent sur la nécessité du rutile dans le résidu éclogitique car d'après leurs mesures de coefficients de partage rutile/fluide, les fluides seuls ne peuvent fractionner Nb et Ta par rapport aux autres éléments trace.

❖ Piégeage de Nb-Ta dans la colonne mantellique infra-arc

Pour un certain nombre d'auteurs, l'anomalie de Nb-Ta est créée dans la colonne mantellique située à l'aplomb du slab, soit dans la source des magmas formés par fusion hydratée et/ou réaction liquide/roche, soit en amont. Dans ce dernier cas, le manteau serait modifié par des processus métasomatiques impliquant des fluides issus du slab, puis la fusion de ce manteau modifié produirait les laves d'arc, caractérisées par l'anomalie négative de Nb-Ta. Même si certains auteurs ont suggéré que l'anomalie pouvait, dans ce contexte, être renforcée par des processus transitoires (de type 'chromatographique') liés à la percolation de très faibles fractions de liquides

(Hawkesworth et al., 1993 ; Kelemen et al., 1993), tous les modèles requièrent que le comportement de Nb et Ta lors de ces processus soit moins incompatibles par rapport aux autres éléments qu'il ne l'est lors de la fusion du manteau asthénosphérique produisant les MORB et les OIB. Pour expliquer ce comportement, les auteurs font intervenir :

- des phases majeures, dont certaines (orthopyroxène, grenat, et peut-être olivine et spinelle- Kelemen et al., 1993) seraient caractérisées par des coefficients de partage (K_d) élevés vis-à-vis de Nb. Cependant ces valeurs élevées de K_d n'ont pas été retrouvées par les études récentes portant sur les coefficients de partage inter-minéraux des éléments en trace dans les roches mantelliques (Eggins et al., 1998 ; Bedini & Bodinier, 1999 ; Garrido et al., 2000).

- de l'amphibole

Ionov & Hofmann (1995) imaginent un scénario dans lequel les fluides extraits du slab précipitent des amphiboles dans le manteau sus-jacent; les fluides résiduels caractérisés par une anomalie négative en Nb et Ta peuvent ensuite continuer leur ascension ou induire la fusion partielle du manteau suffisamment chaud.

Plus précisément, les travaux expérimentaux de Tiepolo et al. (2001) montrent que pour des raisons cristallographiques, certaines amphiboles (kaersutites et pargasites titanifères) concentrent particulièrement Nb et Ta lorsqu'elles cristallisent à partir de liquides à fort rapport mg ou à faible teneur en TiO_2 et faible fugacité d' H_2 . Or la migration de liquide dans un milieu de faible porosité, comme le manteau infra-arc, satisfait ces conditions.

- des titanates et en particulier le rutile.

En ce qui concerne, la fusion de manteau en présence de rutile résiduel, Ryerson & Watson (1987) estiment ce mécanisme improbable car la haute solubilité des phases riches en titane dans les basaltes et andésites basaltiques empêchent la précipitation de ces titanates dans la région source. Cependant, la percolation de liquides issus du slab rend possible la précipitation des titanates si les conditions suivantes sont réunies : des températures relativement faibles, une pression élevée, de fortes teneurs en silice, en alcalins et en terres rares, une fugacité élevée en oxygène (Green & Pearson, 1986). Pour Foley & Wheller (1990), les fortes teneurs en silice ne sont pas indispensables si toutes les autres conditions sont vérifiées.

Le rôle des titanates, en particulier du rutile, a donc été évoqué par de nombreux auteurs, quel que soit le modèle envisagé pour la genèse des magmas d'arc. D'autre part, Bodinier et al. (1996), Bedini et al. (1997) et Bedini & Bodinier (1999) ont mis en évidence la présence de très faibles quantités de Nb-rutile interstitiel dans des péridotites lithosphériques (Fig. 3).

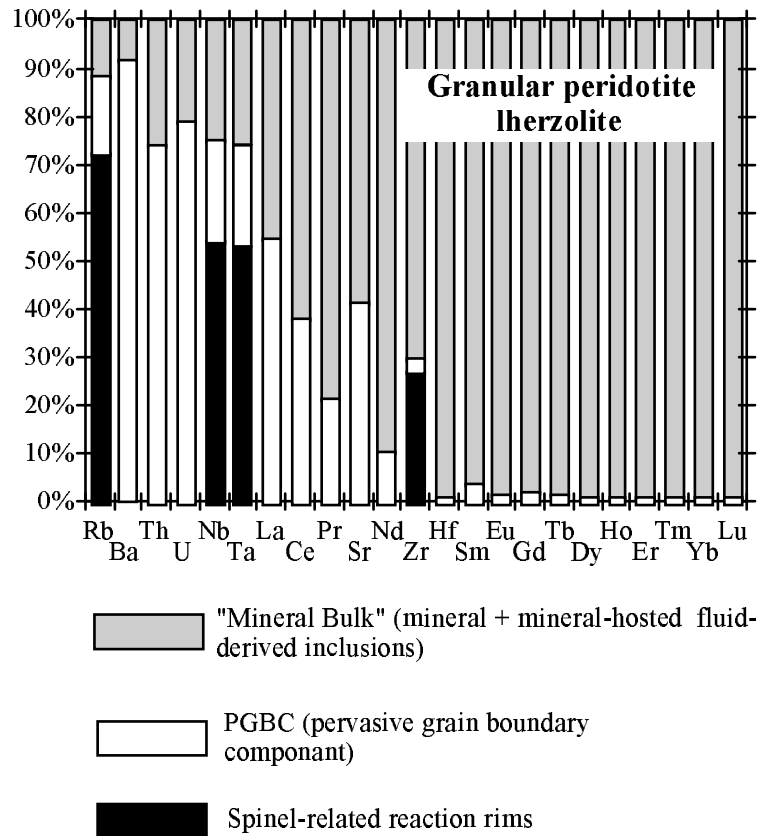


Figure 3 : Contribution des différents composants d'un xénolite de péridotite à spinelle au budget de la roche en éléments en trace lithophiles, d'après Bedini et Bodinier (1999) :

- en gris : minéraux constituants (olivine, ortho- et clinopyroxène et spinelle) et leurs micro-inclusions,
- en blanc : composants inter-granulaires,
- en noir : composants surfaciques associés au spinelle. La contribution de ces micro-composants est obtenue par bilan de masse, par différence entre l'analyse de la roche totale, celles des minéraux et celle du composant inter-granulaire obtenue par une technique de lessivage acide.

De plus, Bedini et al. (1997) ont montré que des micro-quantités de cette phase (quelques ppm) sont suffisantes pour générer de fortes anomalies négatives de Nb-Ta dans les liquides de percolation, lorsque le rapport liquide/roche est faible (Fig. 4).

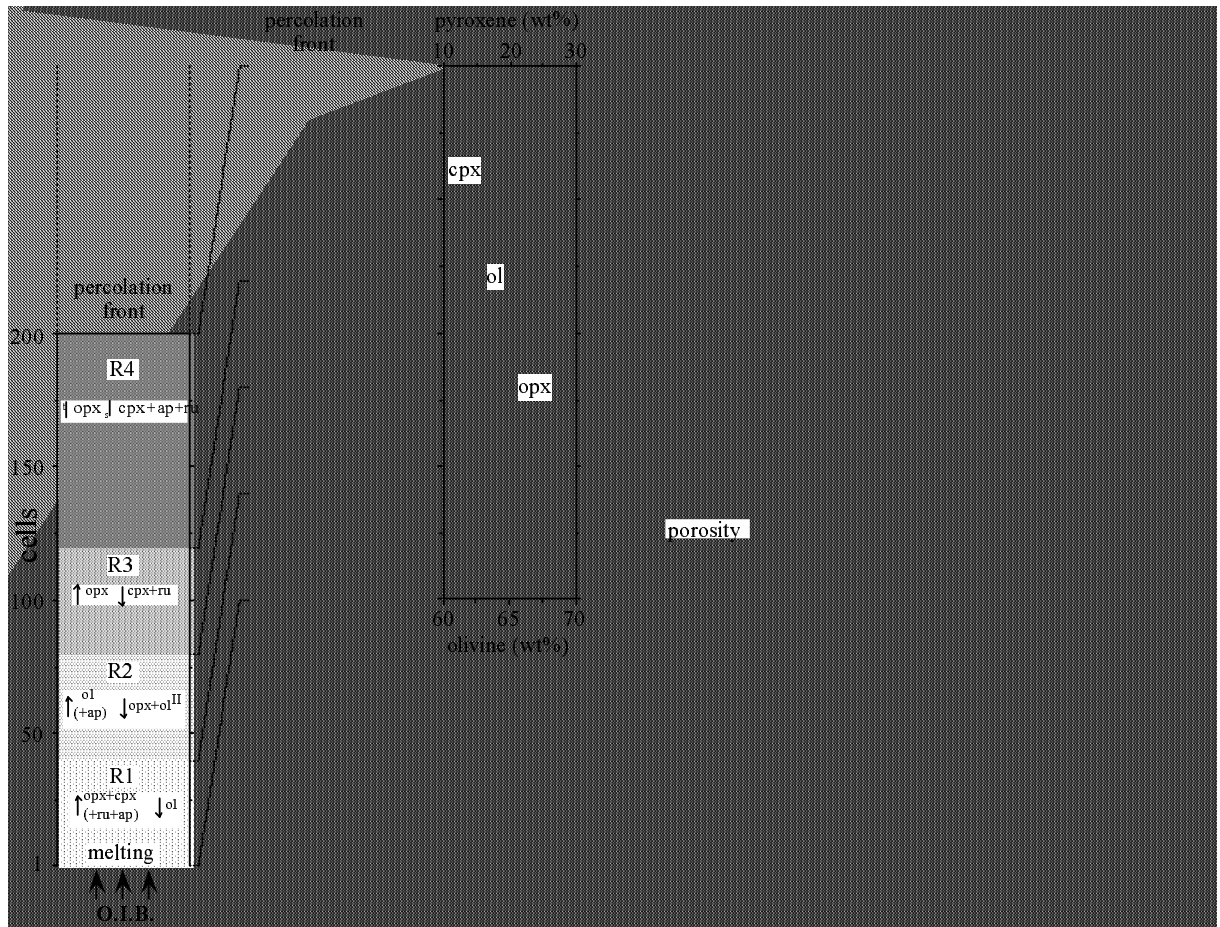


Figure 4 : (a) Schéma illustrant l'application du modèle de plaques de Vernières et al. (1997) à la simulation des variations des éléments en trace lithophiles lors d'un processus de percolation-réaction au travers d'un manteau lithosphérique affecté par une érosion thermique (figure extraite de Bedini et al., 1997).

A gauche : configuration du domaine réactionnel après 200 incréments, mais avant l'érosion thermique. Dans chaque zone réactionnelle (R1 à R4), les flèches dirigées vers le haut et vers le bas désignent respectivement la nature des minéraux dissous et celle des minéraux précipités.

A droite : configuration de la colonne après 300 incréments : les zones réactionnelles sont déplacées vers le haut pour simuler l'érosion thermique de la base de la base de la lithosphère.

(b) après 300 incréments : variations minéralogiques et de porosité le long de la colonne de péridotite.

(c) après 300 incréments : composition en éléments en trace du liquide interstitiel. Afin de mieux illustrer les variations de composition, la colonne a été arbitrairement divisée en deux secteurs en fonction de la porosité. Le secteur inférieur (cellules 1 à 173) correspond au domaine caractérisé par l'existence d'un gradient de porosité de 2 à 0,2%. Le domaine supérieur (à partir de la cellule 174) correspond à un domaine de faible porosité (< 0,2%). Dans chaque domaine, les distributions des éléments en trace normalisées au manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) sont distinguées par des lignes continues épaisses alors que les compositions des liquides dans l'autre domaine sont figurées par des lignes pointillées, pour comparaison.

Ce modèle permet d'expliquer les fortes anomalies négatives de Nb-Ta observées dans de nombreuses péridotites lithosphériques. Il permet également, par fusion de ces dernières d'expliquer l'anomalie négative observée dans certains CFBs, considérée

comme une signature lithosphérique (Hawkesworth et al., 1988 ; Turner & Hawkesworth , 1995).

Il est également possible que le rutile joue un rôle dans le fractionnement de Nb par rapport à Ta. En effet les valeurs expérimentales de coefficients de partage, suggèrent que le rutile en présence d'un liquide silicaté concentre préférentiellement le Ta par rapport au Nb (Green 1995, Münker 1998) alors qu'en présence d'un fluide aqueux, le contraire se produit (Green 1995, Münker 1998) ou bien aucun fractionnement n'est observé (Brenan et al., 1994 ; Stalder et al. 1998).

Afin de préciser l'importance du rutile dans le fractionnement géochimique de Nb et Ta, nous avons entrepris la mesure des concentrations de ces éléments à la microsonde électronique, dans des rutiles de xénolites mantelliques métasomatisées. Les échantillons sont des lherzolites à spinelle et proviennent de Barhatny (sud est de la Russie). Les oxydes de titane présents dans ces roches sont de trop petite taille (largeur < 10-20 μm) pour pouvoir être séparés. Notre objectif était de quantifier l'importance du rutile dans le budget de Nb-Ta des roches et d'évaluer son rôle potentiel dans le fractionnement de ces éléments par rapport aux autres éléments incompatibles et dans les variations du rapport Nb/Ta. Des résultats préliminaires obtenus par Bodinier et al. (1996) nous ont encouragés à entreprendre cette étude qui vise à fournir des estimations plus précises des concentrations en Nb et Ta des rutiles, et de leur rapport Nb/Ta.

Cette première partie est traitée sous la forme de deux articles. Le premier article intitulé "**Determination of Nb, Ta, Zr and Hf in micro-phases at low concentrations by EPMA**", F. Kalfoun, C. Merlet et D. Ionov a été soumis à *Mikrochimika Acta*, il a été révisé et est en cours de publication. Il insiste plus particulièrement sur la technique utilisée pour analyser précisément à la microsonde électronique, le niobium, le tantale, le zirconium et l'hafnium au sein des microphases titanifères, telles que le rutile. Les principales difficultés de l'analyse résident dans la rareté des rutilles, leur petite taille (largeur < 5µm), leur hétérogénéité chimique, et leur faible teneur en tantale (<1200 ppm). Ces contraintes nous ont conduit :

- à effectuer une sélection drastique des oxydes à partir de leurs images de répartition élémentaire,
- à choisir des paramètres d'analyse adaptés à la taille de l'échantillon et à son contenu en Nb, Ta, Zr, Hf (tension d'accélération, courant, temps de comptage...)
- à surveiller la stabilité du faisceau électronique et la précision du placement,
- à réduire la contamination de surface,
- à répéter les mesures et à utiliser différentes raies caractéristiques afin d'obtenir une précision optimale des mesures de Nb/Ta et Zr/Hf.

Nos mesures du rapport Nb/Ta obtenus sur dix rutilles différents avec une précision d'environ 5% montrent que ce rapport varie significativement entre différents grains d'une même roche. Le rapport Nb/Ta d'un rutile n'est donc pas représentatif de la population de rutilles. Cependant, la moyenne des rapports Nb/Ta de 5-7 rutilles est comprise dans l'erreur analytique du rapport Nb/Ta de la roche totale analysée par ICP-MS. Pour accéder au rapport Nb/Ta de la roche totale, à partir de mesures individuelles de rutile, il est donc nécessaire d'analyser un nombre significatif de rutilles et de vérifier que cette sélection est représentative de l'ensemble des rutilles de la roche.

Le second article intitulé "**HFSE residence and Nb-Ta ratios in metasomatised, rutile-bearing mantle peridotites**", F. Kalfoun, D. Ionov et C. Merlet a été soumis à la revue *Earth Planet. Sci. Lett.* et sera également publié prochainement. Il propose un bilan de la répartition de Nb et Ta dans des xénolites mantelliques lithosphériques métasomatisés de Barhatny (SE Sibérie) et une réflexion sur les variations de Nb/Ta au sein des roches du manteau lithosphérique.

Ce bilan se base :

- sur les mesures à la microsonde électronique des teneurs de Nb et Ta des rutilés et d'autres micro phases telles que l'armacolite et la loveringite.
- sur les analyses en éléments trace des roches totales et des clinopyroxènes effectuées par ICP-MS,
- sur des estimation de composition modale réalisées au cours d'études antérieures.

Il en résulte que les rutilés présentent les plus fortes teneurs de Nb (0,9- 4,5%) et que seuls 1 à 5% de Nb et Ta de la roche sont localisés dans les phases majeures, le reste réside dans les oxydes titanifères. Ces micro-phases titanifères sont donc susceptibles de concentrer les éléments les plus incompatibles dans certaines roches mantelliques et de jouer un rôle dans le comportement de ces éléments lors de processus de fusion et de métasomatisme. L'autre volet de la conclusion de cet article concerne les variations de Nb/Ta dans le manteau lithosphérique. Ce thème sera abordé de manière plus détaillée dans la deuxième partie de ce travail.

[Dans la version initiale de la thèse, les deux articles suivants figuraient sous la forme envoyée aux éditeurs. Les figures et les annexes étaient regroupées à la fin du texte.

Pour une meilleure lisibilité et une lecture plus agréable, je vous conseille de vous reporter aux deux articles désormais publiés et disponibles sur les sites internet des éditeurs :

*Kalfoun F., Merlet C., and Ionov D., 2002, **Determination of Nb, Ta, Zr and Hf in micro-phases at low concentrations by EPMA**, *Mikrochimica Acta* 139, 83-91.*

*Kalfoun F., Ionov D and Merlet C., 2002, **HFSE residence and Nb-Ta ratios in metasomatised, rutile-bearing mantle peridotites**, *Earth and Planetary Science Letters* 199, 49-65.*

La version pdf de la thèse ne comporte donc que les résumés des deux articles.]

Determination of Nb, Ta, Zr and Hf in micro-phases at low concentrations by EPMA

Florence Kalfoun, Claude Merlet, Dmitri Ionov*

ISTEEM, CC 056, CNRS, Université de Montpellier II, Sciences et Techniques du Languedoc, - Pl. E. Bataillon 34095 Montpellier Cedex 5 - France

*Department of Earth and Environmental Sciences - CP 160/02 Université Libre de Bruxelles - 50 av. F.D. Roosevelt - B-1050 Brussels -Belgium

corresponding author : C. Merlet. E-mail : merlet@dstu.univ-montp2.fr

Abstract

Depletion of high field strength elements (HFSE: Nb, Ta, Zr, Hf) relative to other lithophile trace elements in arc magmas and variations of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in mantle-derived rocks can be addressed through studies of minerals, which concentrate and fractionate these elements. The presence of rutile, a common accessory Ti-oxide phase in various mantle rocks, has often been invoked to explain the Nb and Ta depletion in arc lavas because it has the highest HFSE abundances among the known mantle minerals. In this study, we measure the concentrations of Nb, Ta, Zr and Hf (at >200 ppm) in rutile of two metasomatized mantle lherzolites using a Cameca SX-100 electron microprobe and obtain Nb/Ta ratios with an accuracy of about $\pm 5\%$. Mass balance calculations indicate that $\leq 1-5\%$ of Nb and Ta in the rocks reside in major minerals and that the balance is hosted by accessory Ti-oxides. The Nb/Ta ratios vary significantly in nearby rutile grains in both peridotites (17-33, average 23; 12-37, average 21). Therefore, individual rutile grains may not be representative of the total grain population. However, Nb/Ta ratios measured in the bulk rock lherzolites by solution ICP-MS (21 ± 0.3) are within the analytical error of the average Nb/Ta values calculated for 5-7 rutile grains in both samples. These results emphasise that a representative grain selection must be analysed in order to determine trace elements contents of bulk rocks from data on accessory phases.

Keywords: Trace analysis; EPMA; Geochemistry; High Field Strength Elements

HFSE residence and Nb-Ta ratios in metasomatised, rutile-bearing mantle peridotites

F. Kalfoun^a, D. Ionov^{b1}, C. Merlet^a

^a *ISTEEM, CC 049, CNRS, Université de Montpellier II, pl. E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France*

^b *Departement des Sciences de la Terre et de l'Environnement - CP 160/02, Université Libre de Bruxelles, 50 av. F.D. Roosevelt, B-1050 Brussels, Belgium*

Abstract

We have constrained the residence of HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) in metasomatised peridotite xenoliths in basalts from SE Siberia using high-precision electron-microprobe analyses of accessory Ti-rich oxides and solution ICPMS analyses of whole-rocks and clinopyroxene. Highest Nb abundances (0.9-4.5%) were found in rutile, compared with <0.5% in armalcolite and loveringite and <0.1% in ilmenite. Mass balance calculations indicate that only 1-5% of Nb and Ta in the rocks reside in major minerals and that the rest may be hosted by the Ti-oxides. The Nb/Ta values in the Ti-oxides ($\pm 2-5\%$ accuracy at Ta ≥ 1000 ppm) range significantly between individual grains in each sample (e.g., 11 to 37) but their averages are close to Nb/Ta in the bulk rock. Thus, the whole-rock Nb/Ta can be constrained from analyses of representative numbers of the Nb-rich phases. High ZrO₂ (1-7%) was found in loveringite and rutile. However, these minerals alone do not control whole-rock Zr/Hf in the peridotites because, unlike the Nb-Ta pair, much of Zr and Hf also reside in pyroxenes. Loveringite typically has high La and Ce (up to 1.6 wt.%) and may be an important LREE host. Overall, the Ti-oxide micro-phases may be essential components in nondescript grain boundary materials that are believed to host much of the highly incompatible elements in some mantle rocks and play a role in the behavior of those elements during melting and metasomatism.

¹ Corresponding author. Telephone: +32-(0)2-650-2219; Fax: +32-(0)2-650-3748; E-mail: dionov@ulb.ac.be

Whole-rock Nb/Ta values in most of the peridotites are higher than the chondritic ratio (17.5). A literature review finds largely chondritic and subchondritic Nb/Ta and Zr/Hf in abyssal and massif peridotites, consistent with an origin as partial melting residues (based on peridotite/melt partition coefficients). By contrast, superchondritic Nb/Ta, as well as high La/Yb, are common in mantle xenoliths indicating that metasomatism may increase Nb/Ta, together with La/Yb, in the initially depleted peridotites. If the high Nb/Ta predominate in the lithospheric mantle (assuming most of it has been metasomatised) it may provide a reservoir complementary to those of asthenospheric MORB-type mantle and continental crust, which both have subchondritic Nb/Ta. However, the lithospheric mantle is not likely to counter-balance the subchondritic reservoirs in the bulk earth, firstly, because of a much higher mass of the asthenospheric mantle and higher Nb and Ta in the crust, and secondly, because many metasomatised peridotites (including all samples in this study) have subchondritic Nb/La.

[388 words]

Keywords: Nb; Ta; Peridotite; Mantle; Metasomatism; Electron microprobe

DEUXIEME PARTIE :

Apport de l'étude ICP-MS

*Fractionnement de Nb et Ta à l'échelle de la Terre :
Distribution de Nb et Ta dans les différentes unités terrestres
Recherche du réservoir caché*

INTRODUCTION DE LA DEUXIEME PARTIE

Le rapport Nb/Ta a longtemps été considéré comme constant et chondritique ($17,5 \pm 0,6$ - Jochum & Stolz, 1997) au sein de la Terre silicatée. Essentiellement, cette croyance était liée au manque de précision sur la mesure du rapport Nb/Ta, les deux éléments étant généralement analysés par deux méthodes distinctes (spectrométrie fluorescence X : XRF pour Nb et spectrométrie gamma après activation neutronique pour Ta). D'autre part il existait relativement peu d'analyses de ces deux éléments dans les mêmes échantillons. Depuis une dizaine d'années, l'amélioration des techniques d'analyse et l'utilisation de l'ICP-MS, ont largement accru le nombre et la qualité des mesures, des variations de Nb/Ta ont pu être mises en évidence. D'autre part ces résultats tendent à montrer que les roches terrestres sont caractérisées en majorité par des rapports inférieurs au rapport chondritique. Ce serait le cas, en particulier, pour la croûte continentale (Jochum & Hofmann, 1998 ; Barth et al., 2000). Cependant, les basaltes océaniques seraient eux aussi caractérisés par des valeurs infrachondritiques (Jochum & Hofmann, 1998 ; pour la valeur de Nb/Ta= $15,5 \pm 1$ pour les MORBs ; Stolz et al., 1995 ; Jochum & Hofmann, 1996 ; Jochum et al., 1997 pour les OIBs). Or les coefficients de partage expérimentaux indiquent que les basaltes ont des rapports Nb/Ta identiques à leur source mantellique, ou légèrement supérieur dans le cas de très faibles degrés de fusion partielle (Green, 1989). Ceci implique que le manteau convectif, source des MORB et des OIB, est lui-même caractérisé par un rapport Nb/Ta infrachondritique. Or Nb et Ta étant des éléments réfractaires, leur rapport dans la Terre globale doit être égal à celui des chondrites. Dans la mesure où ils sont par ailleurs considérés comme des éléments lithophiles (Palme & Schmitt, 1984 ; McDonough & Sun, 1995), leur rapport dans le manteau primitif doit être égal à celui des chondrites et l'existence d'un réservoir "caché" au Nb/Ta suprachondritique est nécessaire pour contrebalancer les valeurs infrachondritiques de la croûte continentale et du manteau convectif, source des basaltes (McDonough, 1991). Un réservoir de nature éclogitique lié au recyclage de la lithosphère océanique a été proposé par certains auteurs (Jochum & Hofmann, 1998 ; Rudnick et al., 2000 ; Kamber & Collerson, 2000). Cependant une étude très récente a montré expérimentalement un comportement sidérophile du Nb (Wood & Wade, 2001). Dans cette éventualité, la présence d'une petite quantité de Nb dans le noyau terrestre suffirait à rétablir l'équilibre du bilan de masse du Nb et du Ta à l'échelle de la Terre. Dans ce cas, il faudrait peut-être chercher le réservoir "caché" dans le noyau au lieu de le chercher dans le manteau profond.

Le choix entre ces deux hypothèses peut se faire à partir d'un bilan de masse à l'échelle de la Terre, impliquant une connaissance aussi précise que possible du rapport

Nb/Ta et des concentrations de ces éléments dans les différents réservoirs géochimiques. L'objectif premier de cette étude était donc de réaliser une compilation des données préexistantes et de compléter cette base de données par de nouvelles analyses. La base de données a donc été constituée par :

- des données de la littérature qui sont publiées ou qui vont l'être. Nous avons essentiellement sélectionné les données précises obtenues par ICP-MS ou exceptionnellement par dilution isotopique sur TIMS (ID-SSMS : isotope dilution-spark source mass spectrometry, de Jochum et al., 1988).
- des données de Montpellier non publiées qui concernent essentiellement le Massif Central.
- 350 nouvelles analyses

Les 350 nouvelles analyses réalisées dans le cadre de cette étude incluent :

- des roches crustales de différents âges, présentes à la fois à l'affleurement et sous forme de xénolites, qui permettent d'estimer plus précisément la variabilité de la croûte continentale.
- des laves d'arcs intra-océaniques ou continentaux
- des xénolites mantelliques remontés par des basaltes, qui fournissent une représentation du manteau lithosphérique continental, pour lequel les données en Nb et Ta sont encore insuffisantes.
- un important échantillonnage de basaltes (OIB) et de komatiites qui rendent possible un regard indirect sur le manteau convectif par le biais de ses produits de fusion .
- un certain nombre de carbonatites, dans la mesure où des données préliminaires suggéraient que ces roches étaient caractérisées par des rapports Nb/Ta anormalement élevés.

Les résultats de ces 350 analyses, ajoutés à la compilation de 1470 analyses, nous ont permis (a) d'étudier simultanément les variations de Nb/Ta et le fractionnement de Nb et Ta par rapport aux autres éléments, quantifié par les variations de Nb/Th et Ta/La au sein de chaque réservoir, (b) de réaliser le bilan de la répartition de Nb, Ta, Th et La entre tous les réservoirs. Cette caractérisation des entités de la terre silicatée par leur concentration en Nb, Ta, Th, La et par leurs rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La doit nous permettre de tester les deux principales hypothèses concernant la localisation du réservoir à Nb/Ta élevé (manteau profond ou noyau) en déterminant d'une part les caractéristiques requises de ce réservoir (masse, concentration en Nb, Ta), les témoignages éventuels d'un composant recyclé à Nb/Ta élevé dans la composition des OIB et d'autre part la teneur en Nb que doit contenir le noyau pour satisfaire le bilan de masse de la Terre.

I - METHODE D'ANALYSE

A- Préparation de l'échantillon

La pulvérisation des roches s'effectue dans un mortier d'acier, puis dans une pulvérisette à bol d'agate. Les mortiers en carbure de tungstène sont à bannir absolument car ils sont source de contamination en tantale et niobium.

Le passage à l'ICP-MS nécessite une mise en solution de la roche. Des aliquotes de 100 mg de poudre de roche sont attaqués dans des récipients en téflon de 15 ml (Savillex®) par 2,5 ml d'acide fluorhydrique (HF suprapur à 40%) et 1 ml d'acide perchlorique (HClO₄ suprapur Merck à 70%). Les Savillex® fermés sont laissés durant 48 heures sur une plaque chauffante. La solution est ensuite évaporée jusqu'à l'obtention d'une pâte. Une seconde attaque est effectuée sur cette pâte avec 1 ml de HF et 0,5 ml de HClO₄ pendant 24 heures, Savillex® fermé. Après une seconde évaporation, les résidus sont repris avec 0,5 ml de HClO₄, puis immédiatement évaporés. L'opération est répétée deux fois avec 0,25 ml de HClO₄. Cette série d'évaporations de plus en plus poussées vise à éliminer au maximum l'HF des échantillons, nocif pour la verrerie et responsable d'un lessivage du Nb et du Ta le long du système d'introduction de l'échantillon.

Une heure avant le passage des échantillons à l'ICP-MS, les résidus secs des évaporations sont dissous dans 1,5 ml d'acide nitrique (HNO₃ suprapur à 65%) et 2,5 ml d'eau ultra pure (H₂O milliQ) puis placés quelques minutes sur la plaque chauffante jusqu'à l'obtention d'une solution limpide. Cette solution est transférée dans un tube en polycarbonate et diluée jusqu'à 20 ml. La solution introduite dans l'appareil résulte d'une dilution finale de 1000 à 8000, selon la nature des roches, à laquelle ont été ajoutés les deux standards internes indium et bismuth (à 10ppb dans la solution finale) et l'acide nitrique (0.25ml pour 10ml de solution).

B- Appareillage et procédure analytique

L'appareil utilisé est un PlasmaQuad II+ Turbo de VG Elemental (Fisons). L'introduction de la solution jusqu'au nébuliseur est réalisée grâce à une pompe péristaltique.

Les mesures sont effectuées en mode "Peak Jumping" avec des temps de comptage variables choisis en fonction de l'abondance des isotopes et de la concentration des éléments. Pour chaque échantillon, la mesure retenue est la moyenne de trois passages successifs au cours desquels les éléments sont mesurés quasi simultanément.

Une procédure est constituée du passage

- d'un "blanc machine" qui teste la contamination apportée par l'instrument,
- de deux "blancs chimie" qui testent la contamination apportée par la procédure de dissolution et de dilution des échantillons,
- de 8 à 16 échantillons,
- de 2 standards internationaux,
- de 5 solutions d'étalonnage généralement insérées d'un bloc après le passage de la moitié des échantillons.

La dérive de l'appareil est corrigée par l'introduction de standards internes indium et bismuth (10 ppb) dans chaque solution à analyser.

C- Dosage des éléments

1- Pour tous les éléments autres que Nb et Ta (Rb, Ba, Th, Sr, Zr, Hf, Pb, U, et terres rares)

La technique de dosage est la calibration externe. Les solutions de calibration, de concentration connue permettent de tracer des droites de calibration $y = a_1x + a_0$, où y est l'intensité en coups / seconde et x la concentration divisée par le facteur de dilution. Les coefficients a_0 et a_1 sont obtenus par régression linéaire sur trois points (zéro compris).

Afin de corriger les interférences isobariques dues à la présence d'oxydes (tableau 1), on utilise différentes solutions de calibration. Cinq solutions sont ainsi utilisées :

- 2 solutions de concentrations différentes (nommées A et A1 dans l'étalonnage pour les péridotites ou L et L₀ dans celui des basaltes) contenant les éléments zirconium (Zr), hafnium (Hf), plomb (Pb), thorium (Th), uranium (U), rubidium

(Rb), barium (Ba), strontium (Sr) et les terres rares légères du lanthane (La) jusqu'au samarium (Sm) et les terres rares lourdes de l'erbium (Er) au lutétium (Lu),

- 2 solutions de concentrations différentes (nommées B et B1 ou H et H₀) ne contenant que les terres rares moyennes de l'euporium (Eu) à l'holmium (Ho)
- 1 solution (nommée Pr) comprenant les éléments Pr, Sm et Eu.

$$\begin{aligned}
 {}^{151}\text{Eu} &= \text{I}(151) - {}^{135}\text{BaOH} - {}^{134}\text{BaOH} \\
 {}^{157}\text{Gd} &= \text{I}(157) - {}^{141}\text{PrO} - {}^{134}\text{CeOH} \\
 {}^{159}\text{Tb} &= \text{I}(159) - {}^{143}\text{NdO} - {}^{142}\text{NdOH} \\
 {}^{163}\text{Dy} &= \text{I}(163) - {}^{147}\text{SmO} - {}^{146}\text{NdOH} \\
 {}^{165}\text{Ho} &= \text{I}(165) - {}^{149}\text{SmO} - {}^{148}\text{SmOH} - {}^{148}\text{NdOH} \\
 {}^{167}\text{Er} &= \text{I}(167) - {}^{151}\text{EuO} \\
 {}^{169}\text{Tm} &= \text{I}(169) - {}^{153}\text{EuO} \\
 {}^{173}\text{Yb} &= \text{I}(173) - {}^{157}\text{GdO} \\
 {}^{175}\text{Lu} &= \text{I}(175) - {}^{159}\text{TbO} \\
 {}^{178}\text{Hf} &= \text{I}(178) - {}^{162}\text{DyO} \\
 {}^{181}\text{Ta} &= \text{I}(181) - {}^{165}\text{HoO}
 \end{aligned}$$

Tableau 1 : Interférences prises en compte pour la corrections des concentrations obtenues par ICP-MS. I(x) est l'intensité mesurée sur la masse x.

2- Pour le niobium (Nb) et le tantale (Ta)

Nb (un seul isotope) et Ta sont mesurés sur les masses Nb 93 et Ta 181, qui sont généralement libres d'interférence. Les difficultés de la mesure proviennent essentiellement de l'instabilité de Nb et Ta en solution et des effets de mémoire dans le système d'introduction de l'échantillon. En effet, le niobium et le tantale piégés dans la trame des capillaires de téflon peuvent être remobilisés lors du passage des échantillons suivants. Ce phénomène de lessivage est repérable par une forte variation des coups.s⁻¹ en Nb et Ta entre les trois analyses successives d'un échantillon, le nombre de coups.s⁻¹ étant décroissant du premier au dernier passage. Ce phénomène apparaît fréquemment lorsque les échantillons ont été insuffisamment évaporés et qu'il reste de l'HF en solution. Nous n'utilisons pas de solutions de calibration contenant Nb et Ta car si elles sont préparées sans HF, elles sont instables et si elles sont

stabilisées par de l'HF, le risque de lessivage est important. Dans les deux cas, la calibration est faussée. De plus la calibration externe nous obligerait à introduire des quantités non négligeables de Nb et Ta dans l'appareil, qui pourraient être remobilisées lors du passage des échantillons. Pour s'affranchir de ces effets, une technique de calcul inspirée de celle de Jochum (1990) a été mise au point par Liliane Savoyant et Simone Pourtalès (service commun "ICP-MS", ISTEEM). Cette technique de mesure utilise des éléments ayant des propriétés d'ionisation proches de celles de Nb et Ta : Zr pour Nb et Hf pour Ta, qui jouent le rôle de standard interne. Nous utilisons les droites de calibration de Zr et Hf corrigées par un facteur correctif. On écrit par exemple pour Nb :

$$C_{\text{Nb}93} = (I_{\text{Nb}93}/I_{\text{Zr}90}) (M_{\text{Nb}93}/M_{\text{Zr}90}) (C_{\text{Zr}90}) (\text{RSF}_{\text{Nb/Zr}})$$

où

$C_{\text{Nb}93}$ et $C_{\text{Zr}90}$ sont les concentrations de Nb et de Zr (en ppb ou en ppm),

$I_{\text{Nb}93}$ et $I_{\text{Zr}90}$ les mesures en coups.s⁻¹ sur les masses 93 et 90,

$M_{\text{Nb}93}/M_{\text{Zr}90}$, la masse molaire de Nb 93 et Zr 90

$\text{RSF}_{\text{Nb/Zr}}$ le facteur de sensibilité de Nb par rapport à Zr ("relative sensibility factor", qui dépend des différences d'ionisation, de transmission et de détection entre les ions Nb et Zr.

Le calcul de $\text{RSF}_{\text{Nb/Zr}}$ se fait à partir de la mesure des RSF de Nb et de Zr par référence à une courbe de réponse de l'appareil, (intensité en coups.s⁻¹ = f(masse)) construite à partir de la mesure d'une solution à 10 ppb de ⁹Be, ⁵⁹Co, ¹¹⁵In, ¹⁴⁰Ce, ²⁰⁸Pb, ²⁰⁹Bi et ²³⁸U.

Les RSF sont les rapports entre les valeurs mesurées par référence à cette courbe de réponse et les concentrations théoriques injectées dans le plasma. Les RSF de chaque élément sont essentiellement fonction du potentiel d'ionisation de l'élément, la matrice intervient d'une façon moins sensible. Ils sont mesurés à partir de solutions SPEX contenant Nb et du Ta ainsi que Zr et Hf, mais les solutions sont préparées au dernier moment et la verrerie utilisée est nettoyée juste avant la mesure.

Dans le cas de Ta, il est nécessaire d'effectuer une correction du fait de l'interférence de l'holmium (¹⁶⁵Ho¹⁶O) sur la masse 181 :

$$(I_{\text{Ta}181})_{\text{CORRIGÉE}} = (I_{\text{Ta}181})_{\text{X}} - (I_{\text{Ho}165})_{\text{X}} (I_{\text{Ta}181})_{\text{calibration}} / (I_{\text{Ho}165})_{\text{calibration}}$$

où

$(I_i)_x$ est l'intensité lue sur la masse i dans l'échantillon x , et

$(I_i)_{\text{calibration}}$ l'intensité lue sur la masse i dans la solution de calibration B1 (ou H₀)

En exprimant les concentrations C_{Zr90} (et C_{Hf178}) en fonction de C_{Zr} la concentration en Zr total (et C_{Hf}) à l'aide de l'abondance de l'isotope 90 du Zr (et de l'isotope 178 du Hf), et en remplaçant les RSF par leur valeur numérique, nous obtenons au sein de chaque échantillon :

$$C_{Nb} = C_{Zr} (I_{Nb93}/I_{Zr90}) \alpha$$
$$C_{Ta} = C_{Hf} (I_{Ta181CORRIGEE}/I_{Hf178}) \beta$$

où $(\alpha, \beta) \in \{(0,626, 0,326) ; (0,624, 0,318) ; (0,660, 0,317)\}$ en fonction des procédures.

Pour certaines procédures, les coefficients α et β ont été calculés de façon spécifique. Dans les autres cas, on a utilisé les valeurs les plus récentes des paramètres α et β , acquises lors des procédures précédentes. Une comparaison des concentrations en Nb et Ta obtenues en choisissant les différents couples de (α, β) montre que les variations des concentrations ne sont pas significatives et qu'elles restent dans la marge d'erreur. Pour le calcul des concentrations en Nb et Ta, nous utilisons les droites de calibration de Zr et Hf. Il est important de noter que des mesures erronées de Zr et Hf dues à une dissolution incomplète des phases concentrant ces deux éléments (cas de certaines roches crustales), n'affectent en aucun cas la mesure de Nb et Ta, sauf, bien entendu si Nb et Ta sont également présents dans les minéraux partiellement attaqués.

D- Limites de détection

Les limites de détection (LOD) de l'ICP-MS de Montpellier sont calculées par la formule :

$$\text{LOD} = 3 \sigma$$

où, σ est l'écart-typemesuré sur les 10 passages d'un "blanc machine".

Les limites de détection obtenues en 2000 sont présentées dans le tableau 2.

Elément	Rb	Sr	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
LOD	0,99	1,13	1,51	0,39	0,4	1,22	0,44	0,2	0,15	0,83	0,96	0,28	0,63
Elément	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	
LOD	0,12	0,54	0,09	0,72	0,21	0,48	0,21	0,47	0,19	1,94	0,16	0,17	

Tableau 2 : Limites de détection obtenues à l'ICP-MS de Montpellier en 2000 (Godard et al., 2000).
LOD en ppt

E- Calcul de la précision de la mesure

Ce calcul ne prend en compte que la statistique de comptage.

Le calcul de la précision (2σ , où σ est l'erreur relative sur la mesure) de la mesure d'un élément à l'ICP-MS nécessite le calcul de l'erreur relative de comptage sur l'échantillon (σ_{ech}) et sur les solutions de calibration (σ_{s1} et σ_{s2}). Nous pouvons écrire en utilisant une approximation courante :

$$2\sigma = 2\sqrt{(\sigma_{ech}^2 + \sigma_{s1}^2 + \sigma_{s2}^2)}$$

L'évaluation de σ_{ech} , σ_{s1} et σ_{s2} , pour un élément donné, prend en compte les nombres de coups enregistrés sur cet élément pendant le temps de comptage sur l'échantillon (NC_{ech}) ou sur les solutions de calibration (NC_s) et sur les blancs (NC_{bl}). Seuls les blancs des échantillons étudiés sont pris en compte, les blancs "machine" étant négligeables. Le nombre de mesures effectuées (N_{mes}), trois dans notre cas, intervient aussi dans le calcul :

$$\sigma_{ech} = \sqrt{(NC_{ech} + NC_{bl}) / (NC_{ech} - NC_{bl})} / \sqrt{N_{mes}}$$

En ce qui concerne l'évaluation de σ_{s1} , σ_{s2} , pour les éléments dont les concentrations sont calculées par calibration externe, on a :

$$\sigma_s = \sqrt{(NC_s + NC_{bl}) / (NC_s - NC_{bl})} / \sqrt{N_{mes}}$$

Pour les éléments comme Nb et Ta qui utilisent les droites de calibrations d'un autre élément (Zr ou Hf), on se sert des coups mesurés sur ces derniers éléments corrigés d'un facteur égal à l'inverse du facteur qui lie les concentrations et l'intensité de Nb à celle de Zr (de même pour Ta à Hf) :

$$\sigma_s = \sqrt{(k * NC_s + NC_{bl}) / (k * NC_s - NC_{bl})} / \sqrt{N_{mes}}$$

où, pour Ta, $k=1/0.317$ et NC_s = nombre de coups mesurés sur Hf,

et, pour Nb, $k=1/0.660$ et NC_s = nombre de coups mesurés sur Zr.

Une fois les précisions sur Nb, Ta, Zr et Hf calculées, on évalue la précision sur le rapport Nb/Ta ou Zr/Hf par propagation d'erreur :

$$2\sigma_{Nb/Ta} = 2\sqrt{(\sigma_{Nb}^2 + \sigma_{Ta}^2)}$$

Le tableau 3 présente quelques exemples de calcul d'erreur pour différents standards. A titre comparatif, le tableau 4 montre les erreurs calculées à partir du passage de sept standards au cours de différentes procédures analytiques. Dans ce cas les erreurs (1σ) prennent en compte les erreurs liée à la pesée

	$2\sigma_{Nb}$	$2\sigma_{Ta}$	$2\sigma_{Nb/Ta}$
BEN	4,0%	4,2%	5,8%
GSN	4,0%	4,2%	5,8%
BHVO	4,0%	4,3%	5,9%
UBN	5,6%	6,8%	8,8%
ROA1	5,3%	6,5%	8,4%
BIR	4,1%	5,6%	7,0%

Tableau 3: calcul d'erreur à partir de la statistique de comptage pour un certain nombre de standards

Standard		BEN	GSN	BHVO1	UBN	ROA1	AGV1	BIR
Nombre d'attaques		8	7	9	6	2	1	2
Nombre de procédures		16	14	16	9	5	4	3
Nb	réf.	105	21	19	0,05	0,09	15	0,6
	M	110	24,5	18,7	0,062	0,070	13,5	0,60
	Ec	3,7	1,0	0,9	0,003	0,001	0,6	0,01
	Ec%	3,3	3,9	4,7	5,4	1,7	4,5	1,8
La	réf.	82	75	15,8	0,35	1,12	38	0,62
	M	81	70,9	15,1	0,35	0,99	36	0,62
	Ec	1,5	3,9	0,4	0,04	0,03	1	0,01
	Ec%	1,9	5,5	2,3	12,4	2,9	3,3	1,9
Ta	réf.	5,7	2,6	1,23	0,02	0,016	0,9	0,04
	M	5,72	2,5	1,21	0,019	0,018	0,86	0,048
	Ec	0,2	0,2	0,06	0,001	0,001	0,02	0,0002
	Ec%	3,7	6,0	5,2	7,2	4,2	2,8	0,4
Th	réf.	10,4	42	1,08	0,07	0,009	6,5	0,03
	M	10,82	41,5	1,25	0,068	0,0084	6,2	0,033
	Ec	0,3	3,0	0,04	0,009	0,0002	0,3	0,001
	Ec%	2,4	7,2	3,5	13,9	2,9	4,1	3,9
Nb/Ta	réf.	18,4	8,1	15,4	2,5	5,6	16,7	15,0
	M	19,3	9,9	15,5	3,28	3,9	15,8	12,5
	Ec	0,7	0,5	0,8	0,2	0,1	0,3	0,18
	Ec%	3,5	5,1	5,0	5,1	2,7	1,8	1,5
Nb/Th	réf.	10,1	0,50	17,6	0,71	10,0	2,3	20,0
	M	10,2	0,59	15,0	0,94	8,4	2,19	18,1
	Ec	0,5	0,04	0,7	0,14	0,3	0,03	1,0
	Ec%	4,8	7,4	4,9	14,5	3,3	1,2	5,7
Ta/La	réf.	0,070	0,035	0,078	0,057	0,014	0,024	0,065
	M	0,070	0,035	0,080	0,057	0,018	0,024	0,077
	Ec	0,003	0,002	0,004	0,007	0,001	0,0004	0,001
	Ec%	4,0	4,9	4,5	12,7	6,9	1,5	1,5

Tableau 4 : Moyenne en ppm (M), écart-type (Ec), erreur relative (Ec%) obtenus après le passage de 7 standards au cours de différentes procédures analytiques. Pour les rapports, les valeurs moyennes correspondent aux moyennes des rapports obtenus à chaque procédure et non les rapports des valeurs moyennes des concentrations. Réf. est la valeur de référence publiée dans Geostandard Newsletter (vol. XVIII, special issue, 1994)

II - SELECTION DES ECHANTILLONS

Notre échantillonnage ne prétend pas être exhaustif mais complémentaire de données déjà publiées ou d'analyses déjà effectuées à Montpellier. En particulier, nous n'analyserons pas de nouveaux MORB car une étude particulière leur a été consacrée par Jochum & Hofmann et leur rapport moyen Nb/Ta est de $15,5 \pm 1$ (Jochum & Hofmann 1998). En ce qui concerne le manteau lithosphérique, nous n'analyserons que 40 échantillons car une base de donnée conséquente a été obtenue à Montpellier.

A- Echantillonnage de basaltes d'îles océaniques (OIB)

Nous disposons, pour ce volet de l'étude, d'un important échantillonnage des îles Australes-Cook et Pitcaïn-Gambier rassemblé par Hans Barsczus (IRD et ISTEEM). Ces échantillons avaient déjà fait l'objet d'analyses en éléments majeurs ainsi que, pour certains d'entre eux, d'études des éléments en trace et isotopique.

L'alignement Pitcaïn-Gambier et celui des Australes-Cook sont les plus méridionaux des alignements volcaniques polynésiens (Fig. 5). La concentration remarquable de points chauds dans cette région est directement liée au "super bombement" Sud Pacifique, zone stable et persistante de remontée de manteau inférieur active depuis le crétacé au moins (McNutt et al., 1990 ; Tatsumi et al., 1998).

Les édifices volcaniques de la chaîne Pitcaïn-Gambier ont été produits par un point chaud de faible intensité, qui a eu tendance à s'exprimer dans les zones de faiblesse de la lithosphère. Mururoa et Fangataufa se situent à l'intersection entre une zone de fracture (Austral Zone Fault) et la trace du point chaud. Actuellement le volcanisme s'exprime sur l'île de Pitcaïn.

Au sein de la chaîne Pitcaïn-Gambier, nous avons choisi sur la base de données publiées par Dupuy et al. (1993), dix basaltes échantillonnés par forage (atolls coralliens de Mururoa et Fangataufa) ou prélevés en surface (île de Gambier).

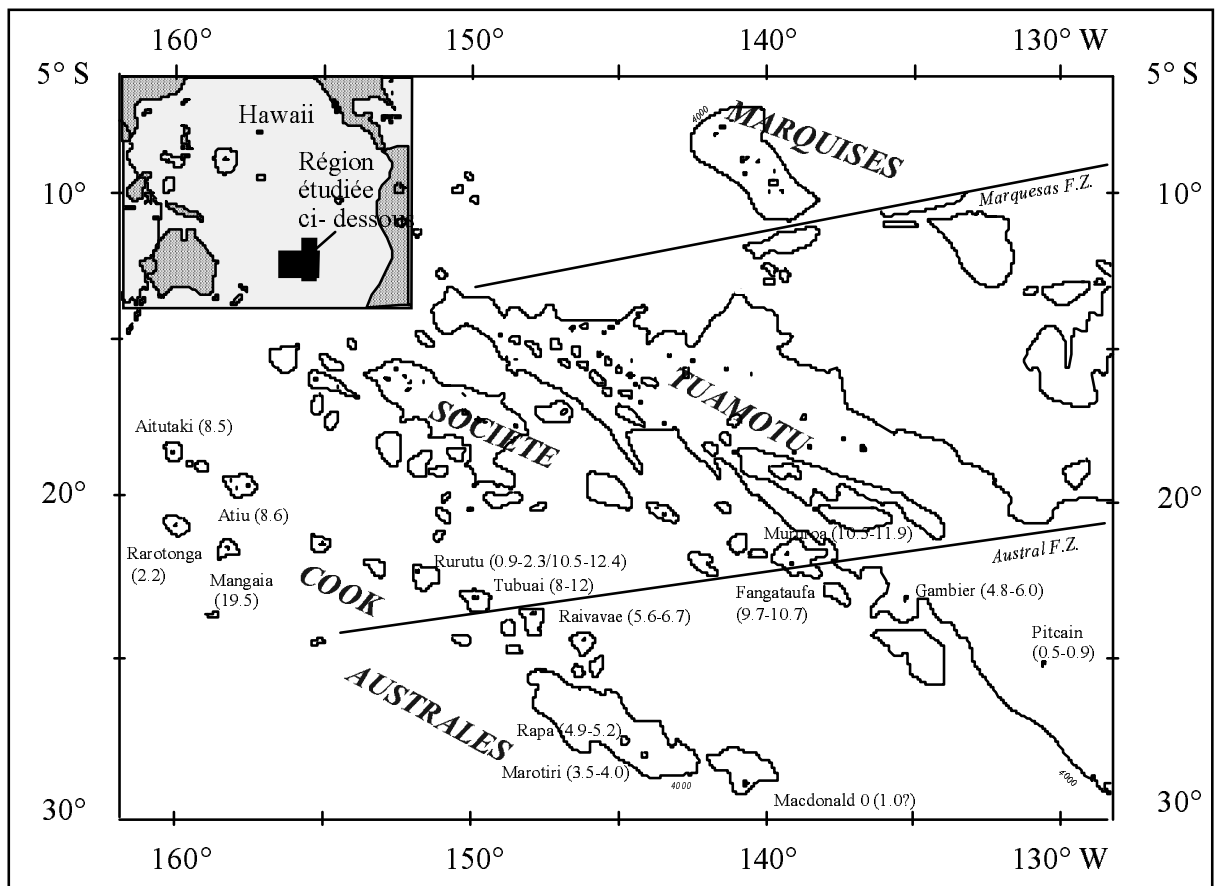
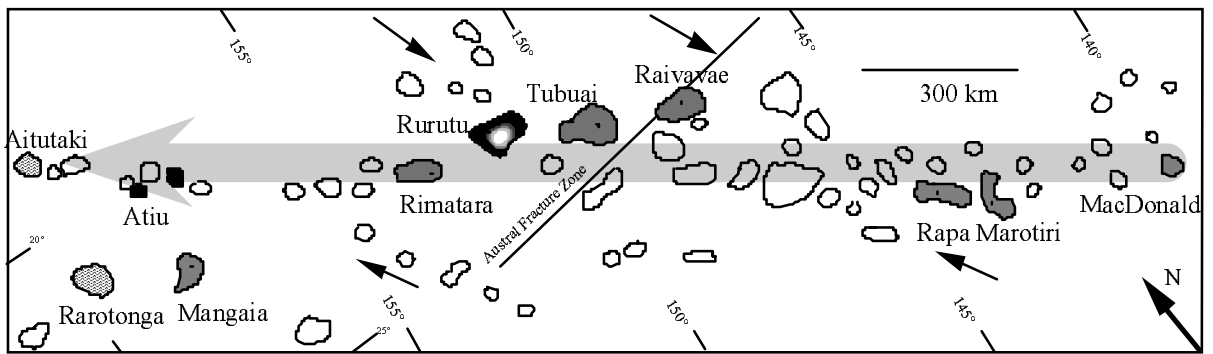


Figure 5 : Carte de la Polynésie inspirée de la planche Orstom 1993 (J. Bonvallot et H.G. Barsczus) pour les âges connus du volcanisme aérien (chiffres entre parenthèses) et de Dupuy et al. (1989).

L'archipel des Australes-Cook s'étend sur plus de 2200 km, d'Aitutaki au NW jusqu'au volcan sous-marin MacDonald au SE, selon une orientation N110-N120 (Fig. 6).





 sens et direction de déplacement de la lithosphère (d'après l'étude de la chaîne hawaïenne et le modèle global de cinématique des plaques Nuvel-1)
  alignement oblique des seamounts

Figure 6 : Carte des Australes Cook d'après Dickinson (1998). Les figurés des îles indiquent leur appartenance aux différents alignements (cf. figure 7). Rurutu est différente car elle a connu deux épisodes de volcanisme et appartient à deux alignements.

La lithosphère sur laquelle reposent les édifices volcaniques est âgée de 42 à 70 millions d'années et montre une épaisseur anormalement faible. La morphologie générale en segments parallèles et l'étude de la répartition de l'âge des îles en fonction de leur distance à MacDonal (Fig. 7) montrent que l'alignement des Australes-Cook résulte non seulement de l'activité d'un point chaud principal, actif depuis 20Ma et alimentant actuellement MacDonal mais aussi de points chauds secondaires. La trace du point chaud principal est symbolisée par l'alignement "Tubuai", celle des points secondaires par l'alignement "Atiu" et l'alignement "Rarotonga" qui ne comprend que deux îles : Aitutaki et Rarotonga. Les points chauds secondaires étant de plus faible intensité, ils s'expriment préférentiellement dans les zones déjà affaiblies de la lithosphère.

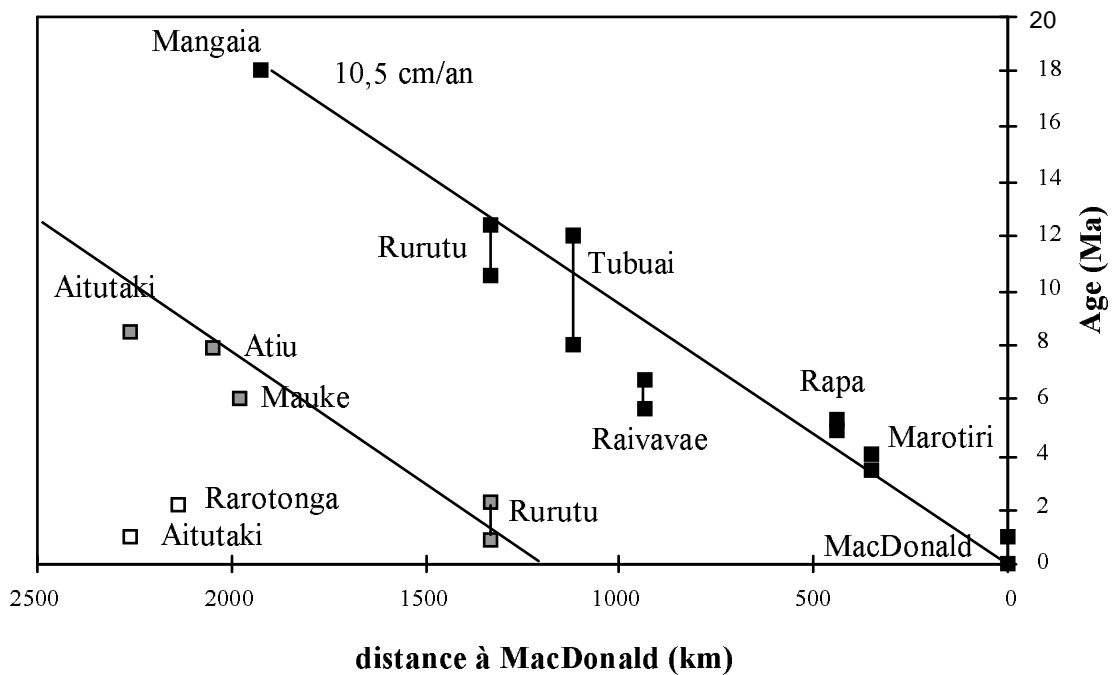


Figure 7 : Age du volcanisme des îles Australes Cook en fonction de la distance au volcan MacDonal. Graphique inspiré de Diraison (1991), effectué à partir des données de Dalrympe et al. (1975), Duncan & McDougal (1976), Turner & Jarrard (1982), Matsuda & al. (1984), Diraison (1991), Maury et al. (1994), Maury et al. (1997) et Chauvel et al. (1997).

La diversité isotopique des Australes-Cook est un caractère déterminant pour le choix des échantillons. Ainsi les îles de Mangaia, Tubuai, Rurutu et certains échantillons de Raivavae appartiennent au pôle HIMU alors que Rarotonga, Atiu et Aitutaki tendent vers des compositions isotopiques de type EMI ou EMII (Fig. 8). Des différences de compositions isotopiques sont parfois observées au sein d'une même île, comme à Rurutu et à Raivavae.

Notre échantillonnage s'est donc efforcé de **préserver cette diversité isotopique**. Nous avons sélectionné des îles représentant les différents pôles isotopiques, ainsi que des îles de compositions isotopiques intermédiaires afin de refléter la continuité des variations.

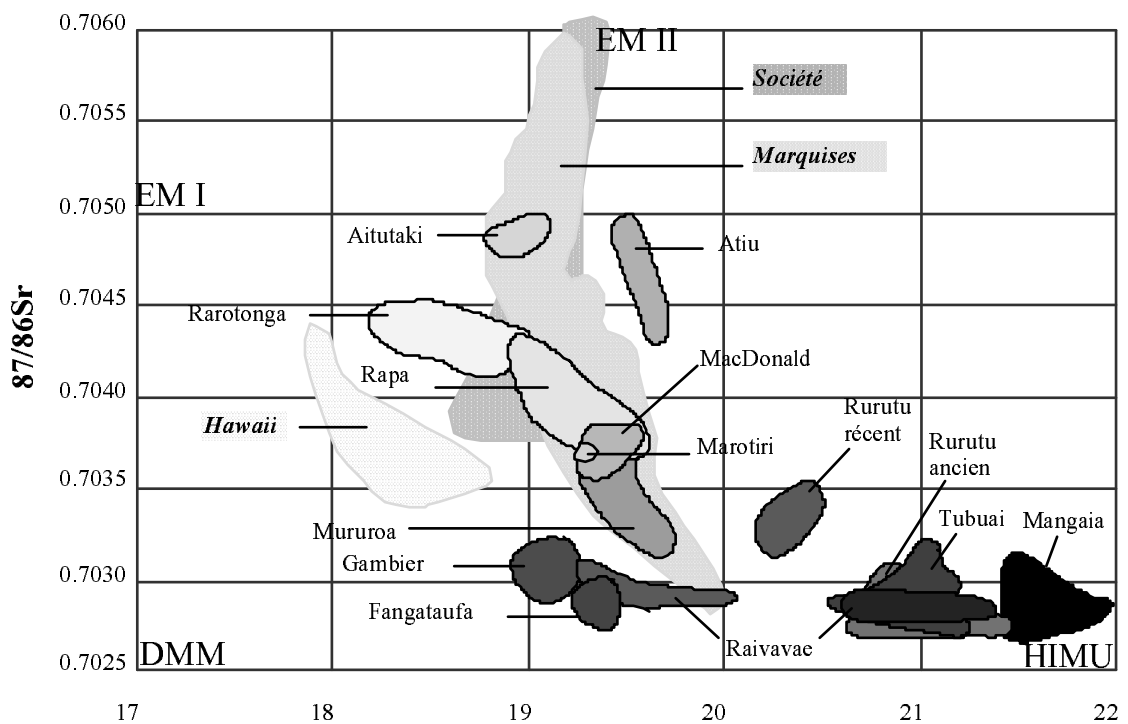


Figure 8 : Domaines de composition isotopique des différentes îles étudiées dans un diagramme $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ en fonction de $206\text{Pb}/204\text{Pb}$.

Au sein de chaque  le, nous avons choisi en nous basant sur les données en éléments majeurs, les échantillons les **moins altérés** (perte au feu la plus faible possible), et les plus primitifs ($\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ ou $\text{Mg}\#$, proche de 0.7), tout en préservant la diversité pétrologique. Pour certaines îles nous avons été contraints de sélectionner des roches dont le rapport $\text{Mg}\#$ était très inférieur à 0.7, faute d'échantillons disponibles. Dans deux îles, nous avons délibérément sélectionné quelques termes très différenciés (phonolites et tephrites phonolitiques) pour étudier les variations de Nb et Ta en fonction de la différenciation. La figure 9 montre la répartition des échantillons sélectionnés dans un diagramme $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (%) en fonction de SiO_2 (%) (cf. annexe C et E pour le type pétrologique et la composition en éléments majeurs de chaque échantillon). Notre sélection comprend donc de 11 tholéites et/ou basaltes transitionnels, 38 basaltes alcalins, 15 basanites, 6 néphélinites, 4 hawaïtes, 1 tephrite phonolitique, 4 phonolites.

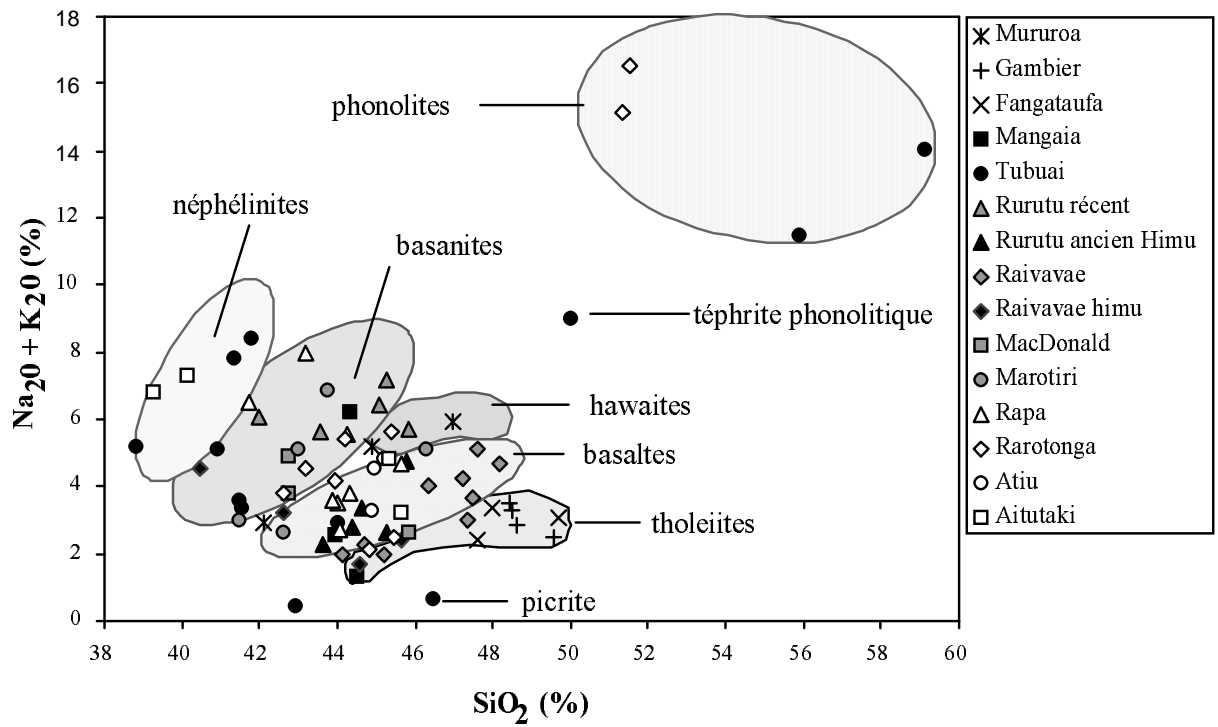


Figure 9 :Représentation des échantillons de basaltes océaniques sélectionnés dans un diagramme Na₂O + K₂O (%) en fonction de SiO₂ (%).

B- Echantillonnage de komatiites

Les komatiites ont été sélectionnées avec pour finalité d'obtenir une gamme d'âge la plus étendue possible. L'échantillonnage nous a été fourni par Yann Lahaye (Monash University, Clayton, Australie), Pierre Sabaté (IRD, Brésil) et Carlos Da Cunha (Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, Bahia), il comporte :

- des komatiites à 3,47 Ga d'Afrique du Sud (Barberton), non appauvries en Al.
- des komatiites à 3,16 Ga du craton de Sao Francisco (Serra da Eguas)
- des komatiites à 1,37 Ga du craton de Sao Francisco (Bloc du Gavio, Faixa Greenstone, Ibitira Ubiraçaba)
- des komatiites à 1,86 Ga du craton de Sao Francisco (Bloc du Gavio, Faz Tocadas)
- des komatiites à 2,7 Ga du Canada (Abitibi Greenstone Belt), appauvries en Al.

La liste détaillée de ces échantillons ainsi que leur compositions en éléments majeurs figurent dans les annexes F et H.

C- Echantillonnage de la croûte continentale

L'enjeu de cet échantillonnage était de sélectionner des roches qui reflètent l'extrême variété pétrologique de la croûte continentale et soient représentatives des variations de Nb et Ta au sein des continents. Nous avons choisi 120 échantillons provenant de quatre régions d'âges différents allant de l'Archéen au Phanérozoïque. Dans ces trois régions, nous avons eu également accès à des échantillons de base de croûte, représentés par des xénolithes remontés par les éruptions basaltiques.

1- Craton du Sao Francisco (Plateforme sud américaine, Etat de Bahia, NE Brésil)

Ce domaine regroupe des roches archéennes réactivées par des événements de fusion partielle au Protérozoïque inférieur (2 Ga). Nous avons sélectionné 22 roches typiques de la période archéenne (3,42 Ga-2,7 Ga). Les échantillons proviennent des massifs de Sete Voltas, Aracatu et Bernada (Fig. 10). En nous basant sur la publication de Martin et al. (1997), et sur la thèse de Mathilda Alves Santos Pintos (1996), et avec l'aide de Pierre Sabaté (IRD et ISTEEM), nous avons choisi :

- *11 échantillons du massif de Sete Voltas :*
 - 4 gneiss gris "ancien", typique des séries "TTG" (tonalite-trondhjemite-granodiorite) archéennes et datés à $3,42 \pm 0,09$ Ga par la méthode Rb/Sr (Martin et al. 1997). Cette série est attribuée à la fusion de tholéïtes.
 - 4 gneiss gris "jeunes", intermédiaires entre les lignées TTG et calco-alcalines, et datés à $3,14 \pm 0,09$ Ga par la méthode Rb/Sr (Martin et al. 1997). Ces gneiss sont attribués à la fusion de roches semblables aux gneiss gris anciens.
 - 3 granodiorites à phénocristaux de plagioclases datés à $3,17 \pm 0,16$ Ga par la méthode Rb/Sr et à $3,243 \pm 0,005$ Ga par la méthode U/Pb sur monozircon (Martin et al. 1997). Ces roches semblent avoir la même origine que les gneiss gris "jeunes" mais elles pourraient représenter des parties incomplètement séparées des minéraux cumulatifs.
- *4 échantillons du massif d'Aracatu :*
 - 3 gneiss gris, datés à 3,2 Ga (Santos Pintos 1996), issus de la fusion partielle in situ d'une croûte plus ancienne (3,5 Ga selon les âges modèles),
 - 1 leucosome daté de 2,4 à 2,9 Ga (Santos Pintos 1996)
- *4 orthogneiss du massif de Bernada* datés à $3,332 \pm 0,004$ Ga sur monozircon (Santos Pintos, 1996)
- *3 anorthosites de Rio Piau* échantillonnées par Jeronimo Cruz

2- Craton sino-coréen

Les 24 échantillons du craton sino-coréen nous ont été fournis par Yigang Xu (Institut de Géochimie de Guangzhou, Chine).

Il s'agit d'une part d'échantillons des terrains granulitiques précambrien de Xuanhua, comprenant un assortiment de 4 granulites felsiques, 2 granulites à grenat et 6 granulites basiques. L'échantillonnage comprend également 12 granulites de croûte inférieure, remontées sous forme de xénolites par les basaltes cénozoïques de la région d'Hannuoba (Fig. 11). Il s'agit de granulites basiques, à deux pyroxènes (\pm grenat) ou à grenat-pyroxène, ou bien de granulites felsiques.

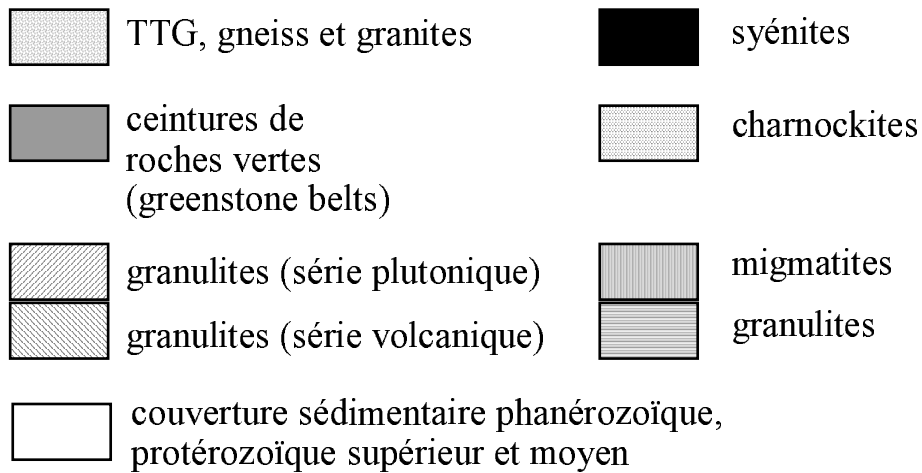
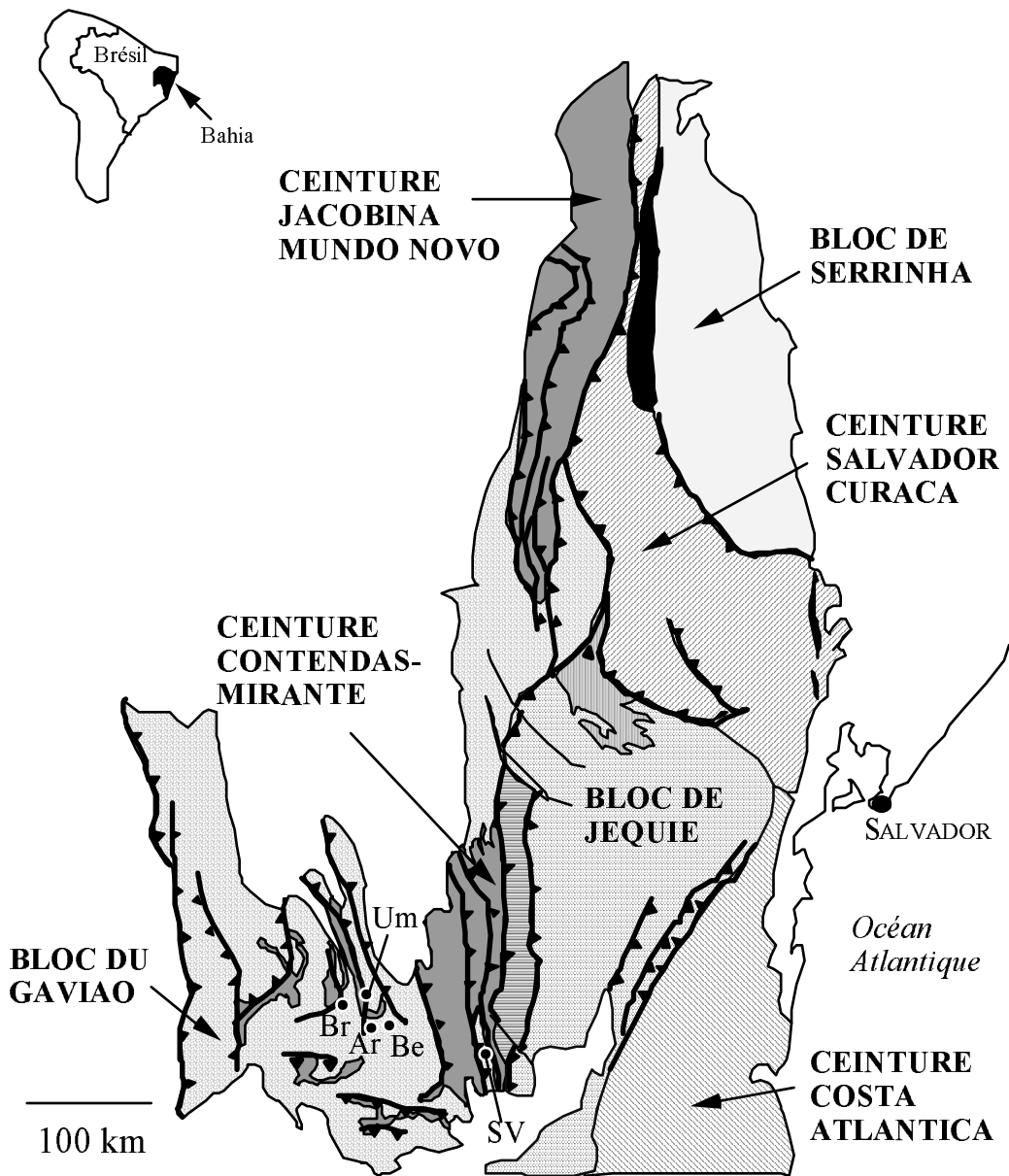


Figure 10 : Carte géologique simplifiée d'une partie du craton du Sao Francisco (Etat de Bahia) d'après Sabaté et Cunha (1998). Br : Brumado, Ar : Aracatu, Be : Bernada, Br : Brumado, SV : Sete Voltas, Um : Umuramas.

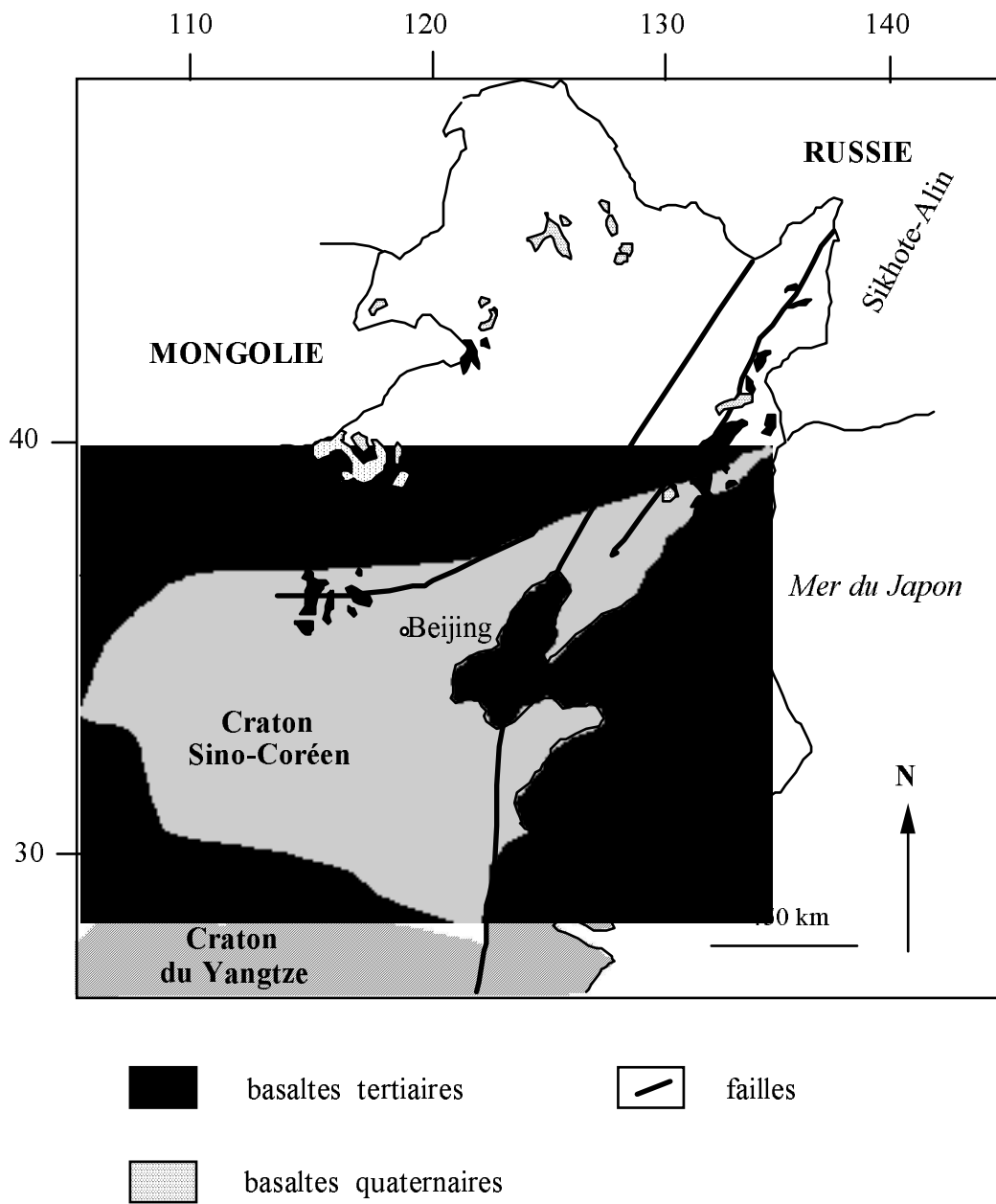


Figure 11 : Carte simplifiée du Craton Sino-Coréen, d'après Xu et al. (1998).

3- Hoggar (Afrique, Sahara central)

Cette région nous a fourni des roches crustales très diverses avec des âges allant de 1,75 Ga à 580 Ma. Avec l'aide de Renaud Caby (ISTEEM), nous avons sélectionné des roches qui avaient déjà fait l'objet de publications et d'analyses en éléments majeurs mais qui n'avaient pas été analysées pour Nb et Ta. Les analyses en majeurs (Annexe K) nous ont permis de choisir pour chaque type d'unité, les échantillons les plus représentatifs.

Notre sélection comprend 21 échantillons répartis ainsi :

- 4 orthogneiss datés à 1,35 Ga ou 1,75 Ga (U-Pb), selon la méthode utilisée.
- 2 granites alcalins, 3 syénites et 6 granites peralcalins ayant des âges compris entre 530 et 700 Ma. (Dostal et al., 1979 ; Hadj-Kaddour et al., 1998 ; annexes I, K ; Fig.12 pour la localisation)
- 6 graywackes supposées représenter la composition moyenne de la croûte supérieure au précambrien supérieur, pour l'ouest du Hoggar. Cette croûte est considérée comme formée de matériel à caractère calco-alcalin mis en place entre 650 et 800 Ma (Annexes I, K pour les compositions en éléments majeurs ; Fig. 12 pour la localisation).

D'autre part, nous avons analysé 11 xénolites de base de croûte remontés par les basaltes alcalins néogène d'Atakor et d'Adrar N'Addjer, du Hoggar central (Fig. 12). Parmi ces 11 xénolites, 3 sont métasédimentaires, les autres sont orthodérivées (Leyreloup et al., 1982 ; annexes L, N).

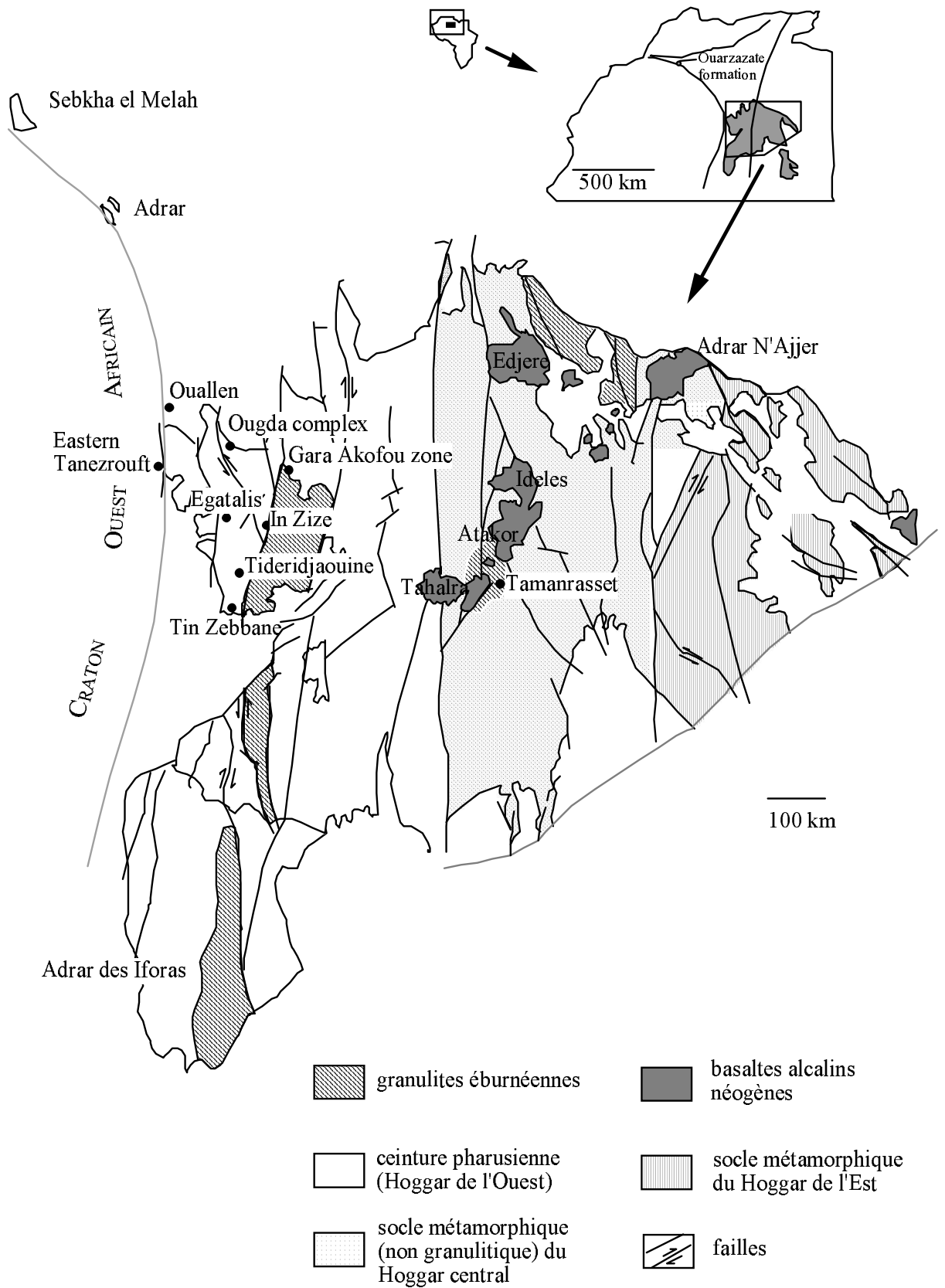


Figure 12 : Carte simplifiée du Hoggar, d'après Caby et al. (1977) et Leyreloup et al. (1982). Les localités citées dans le tableau de selection des échantillons sont indiquées sur cette figure.

4- Massif Central

Le Massif Central nous a permis d'échantillonner des roches de la croûte supérieure et moyenne structurée à l'hercynien. De plus, la région du Velay nous a fourni un échantillonnage permettant d'étudier la différenciation intracrustale grâce à une série de roches très variées (granites, orthogneiss, anatexites, leucosomes) prélevées avec l'aide de Jean-Marie Dautria et de Philippe Munier (ISTEEM). Notre échantillonnage comprend :

- 3 schistes,
- 26 gneiss et granites de nature variée (leucogranite, granite porphyroïde, granite à cordiérite...) et d'origines diverses (Margeride, Millevache, Aigoual, Maillet de Montagne) (Fig. 13).

Les xénolites de base de croûte font partie de l'échantillonnage étudié par André Leyreloup (ISTEEM) dans sa thèse (Leyreloup, 1992 ; Leyreloup et al., 1977, 1982 ; Downes et al. 1990). Nous en avons choisi 15, dont 9 sont orthodérivés et 6 sont paradérivés (Annexes L, N). Parmi les orthodérivés, plusieurs types ont pu être définis (enclaves acides, basiques). Nous nous sommes efforcés de respecter les proportions des différents types de xénolites au sein de notre échantillonnage (ortho- et paradérivés, orthodérivés basiques et acides, etc).

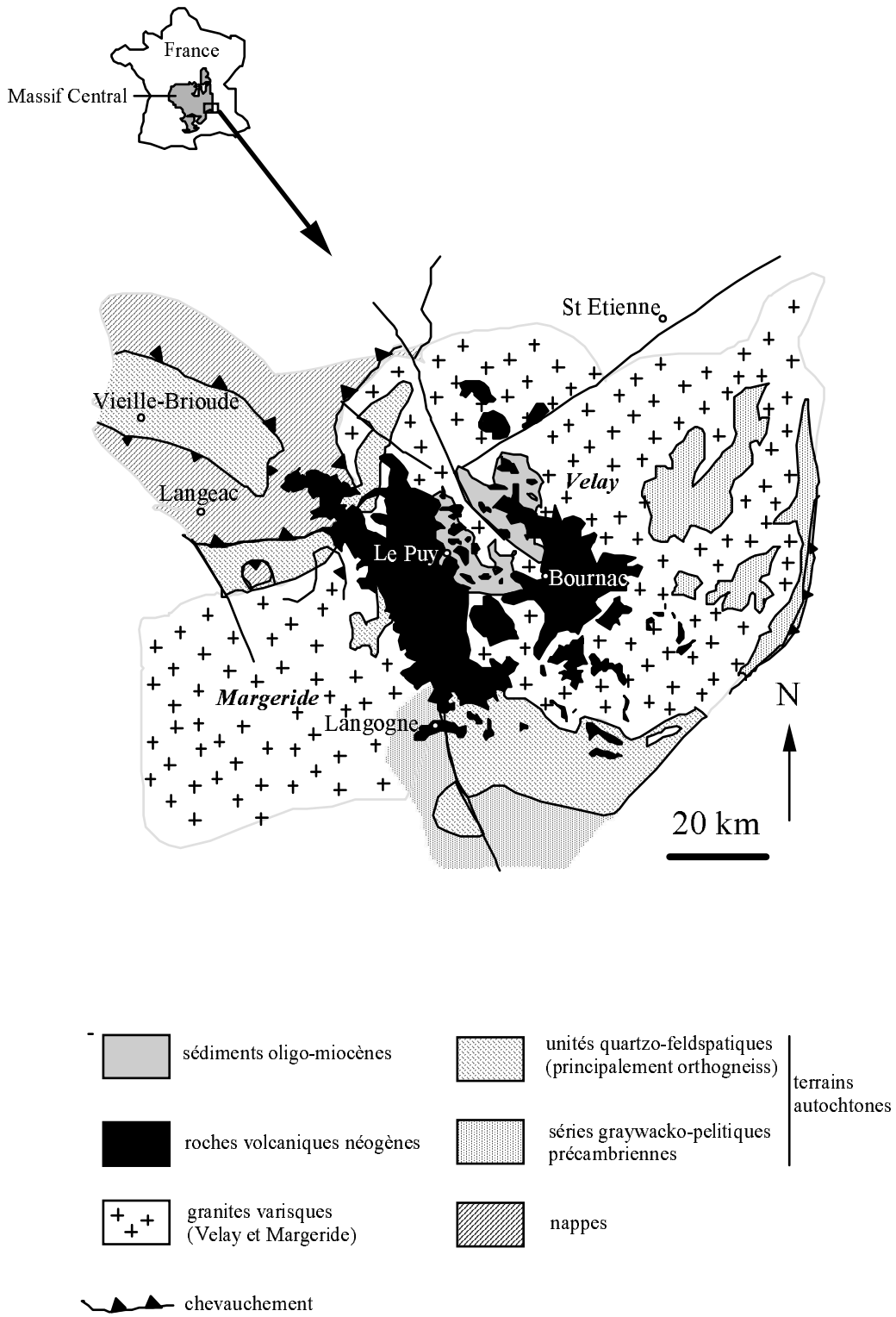


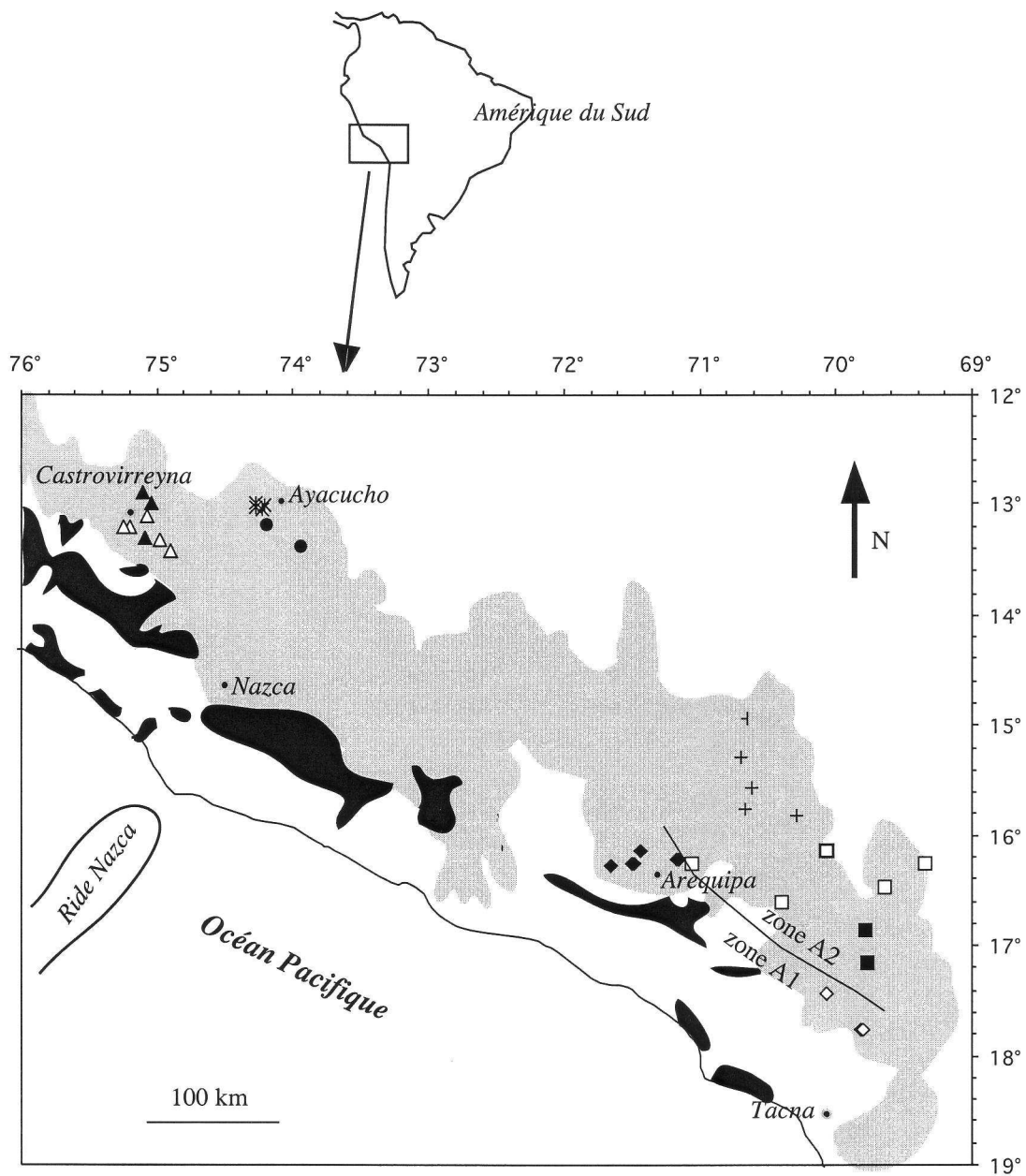
Figure 13 : Carte simplifiée de la partie sud-est du Massif Central (Velay), d'après Dupuy et al. (1977), Downes et al. (1990) et Burg & Leyreloup (1988).

D- Echantillonnage du volcanisme d'arcs insulaires

Notre sélection de laves d'arc est constituée de :

45 échantillons de la marge active du Pérou central et méridional qui ont été étudiés dans le cadre de la thèse de Christian Lefèvre (Lefèvre, 1979 ; annexes O, Q). Parmi ces échantillons, 33 appartiennent à la série calco-alcaline et 12 à la série shoshonitique. La zonalité des types de laves est fonction de la distance à la fosse Pérou-Chili (Dupuy et al. 1974). Pour chaque série, nous avons choisi nos échantillons au sein d'un nombre limité de zones définies dans la thèse de Christian Lefèvre (Annexes O, Q ; Fig. 14). 22 échantillons de la série calco- alcaline et toutes les laves de la série shoshonitique sont d'âge miocène ; 11 laves de la série calco-alcaline sont plio-quaternaires. Pour quelques sites, nous avons volontairement ajouté aux termes les plus primitifs (andésites basaltiques) des laves différenciées: dacite pour la série calco-alcaline et banakite ($57 < \text{SiO}_2 < 63\%$) ou latite ($\text{SiO}_2 > 63\%$) pour la série shoshonitique.

- 20 échantillons provenant des îles de Vanuatu (anciennement Nouvelles Hébrides), un arc intra-océanique (Annexe A pour la localisation). Ces échantillons ont déjà été étudiés par Roca (1978), Briquieu (1985), Dupuy et al. (1982) et Briquieu et al. (1984), mais les données en Nb et Ta étaient absentes ou imprécises.
- 4 échantillons de l'arc du Tilemsi (Bouclier Tuareg, Mali), 2 de la zone de Gara Akoufou (Hoggar, Algérie), 2 de la formation de Ouarzazate (Anti-Atlas, Maroc), représentant des roches d'un arc pan-africain (Protérozoïque supérieur) désormais intégré à la croûte continentale (Annexe O, Q ; Fig. 12 pour la localisation)



		Plio IV	Miocène
Calco-alcalin	Ayacucho	●	○
	Arequipa A1	◆	◇
	Arequipa A2	■	□
	Castrovirreyna	▲	△
Tarma		●	○



E- Echantillonnage du manteau lithosphérique (xénolites mantelliques)

Une importante base de données était disponibles à l'ISTEEM, concernant la composition en éléments en trace des xénolites mantelliques et comprenant des données fiables pour Nb et Ta (Massif Central, Rift Est Africain, Ronda...). Pour cette étude, nous avons complété cette base de données avec deux séries de xénolites provenant :

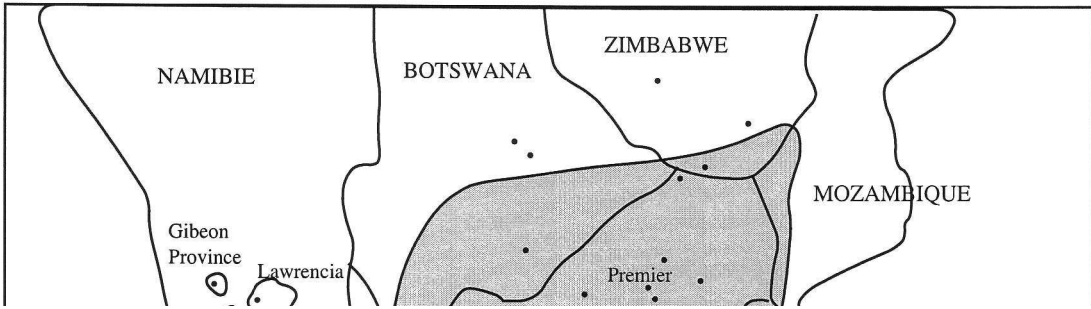
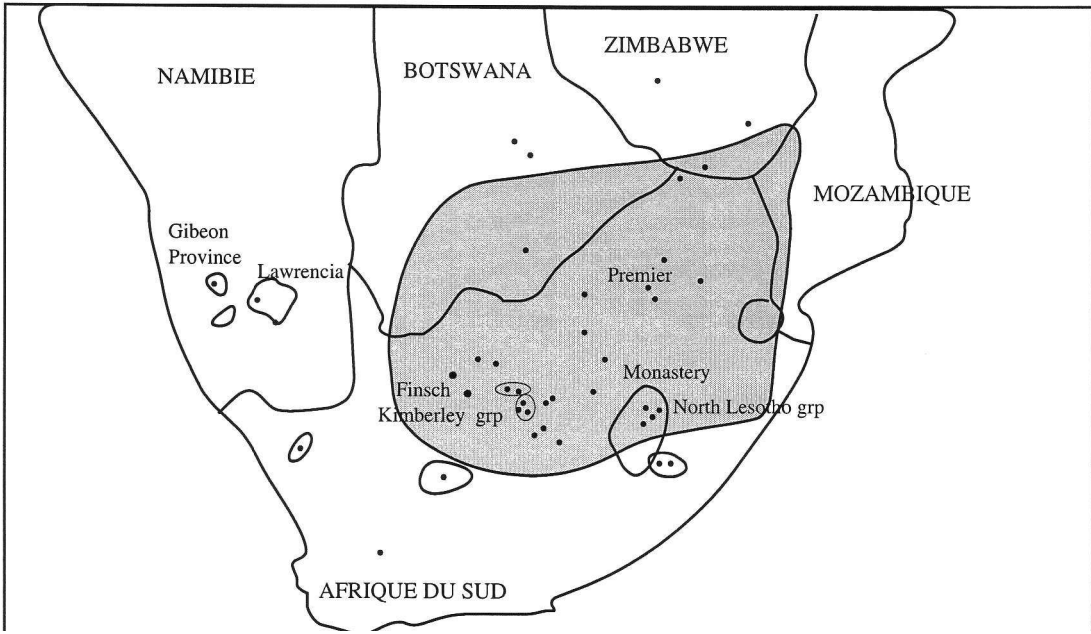
- l'une du Hoggar (Algérie), où les échantillons ont été amenés à la surface par le volcanisme cénozoïque (Dupuy et al., 1986) (Fig. 12).
- l'autre du craton du Kaapvaal (Afrique du Sud), où ils ont été remontés par le volcanisme kilométrique entre 1,2 Ga et 85 Ma (Allsopp et Barrett, 1975 ; Davis et al., 1976 ; Kramers et Smith, 1983) (Fig. 15).

parmi les xénolites du Hoggar collectés par Jean-Marie Dautria, nous avons sélectionné sur la base de données publiées par Dupuy et al. (1986), 11 échantillons de lherzolites à spinelle, de textures variées (Annexes R, T). Les xénolites du Kaapvaal proviennent d'un échantillonnage ayant fait récemment l'objet d'une étude micro-structurale (Ben Ismaïl, 1999). Les échantillons sélectionnés issus de 5 sites situés sur le craton (Buldfontein, Finsch, Monastery, Premier Mine, Letseng la Terae) et d'un site situé en bordure du craton (Lowrencia). Il s'agit de lherzolites à spinelle ou à grenat, de harzburgites à spinelle ou à grenat, dont les températures et pression d'équilibre varient respectivement de 780 à 1100°C et de 24 à 49 kbars (Annexe R, T).

F- Echantillonnage de carbonatites

Les carbonatites dont nous disposons ont plusieurs origines :

- les 8 de Tamazert (Maroc, Atlas) ont été tirées de la thèse d' Abdelhak Bouabli (Fig. 12).
- une carbonatite du Ol Lenghai (Tanzanie) , 5 carbonatites du Cap Vert et une du Kaisersthal (Allemagne) nous ont été fournies par Hervé Bertrand (Université de Lyon) (Annexe A pour la localisation).



III- OIB, MORB ET KOMATIITES : IMPLICATIONS POUR LES VARIATIONS DE NB ET TA DANS LE MANTEAU CONVECTIF

A- Résultats

1- Les OIB

a- Données ICP-MS : distribution des éléments en trace

Les spectres obtenus en normalisant les concentrations des éléments en trace à celle du manteau primitif, montrent l'allure typique des spectres classiquement observés dans les OIB (Sun & McDonough, 1989). Tous les éléments sont enrichis par rapport au manteau primitif. Les éléments les plus incompatibles (à gauche sur l'axe des abscisses) sont plus enrichis que les éléments les moins incompatibles (Fig. 16a, 16b). Nos données confirment l'existence d'une anomalie positive du niobium et du tantale, bien marquée dans la plupart des échantillons. Les phonolites de Tubuai et deux néphélinites d'Aitutaki se distinguent cependant par des enrichissements spécifiques en certains éléments comme Th (et U non représenté) de telle sorte que l'anomalie positive de Nb et Ta n'existe pas par rapport à ces éléments.

b- Concentrations de Nb et Ta et rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La : variations selon le type pétrographique, l'île et la signature isotopique

Si tous les échantillons analysés sont pris en compte, les teneurs en Nb varient de 21.6 à 369 ppm, et celles de Ta de 1.39 à 26.4 ppm (Tableau 5). Les teneurs les plus élevées correspondent aux phonolites et/ou aux néphélinites et les plus basses aux basaltes ou aux tholeites (Fig. 17, tableau 5). Les rapports varient de 14,1 à 19,6 pour Nb/Ta si l'on excepte une valeur de 44 mesurée dans deux phonolites de Rarotonga, de 5,4 à 19,7 pour Nb/Th et de 0,053 à 0,151 pour Ta/La. Ces intervalles ne sont pas fortement modifiés lorsque l'on exclue les termes les plus différenciés (les phonolites). Ils deviennent 14,6-19,6 pour Nb/Ta, 5,4-19,7 pour Nb/Th et 0,053-0,125 pour Ta/La. Notons que l'île d'Aitutaki se singularise par ses valeurs élevées du rapport Nb/Ta (4 échantillons entre 18,1 et 19,6) et ses faibles valeurs de Nb/Th (< 8) et de Ta/La

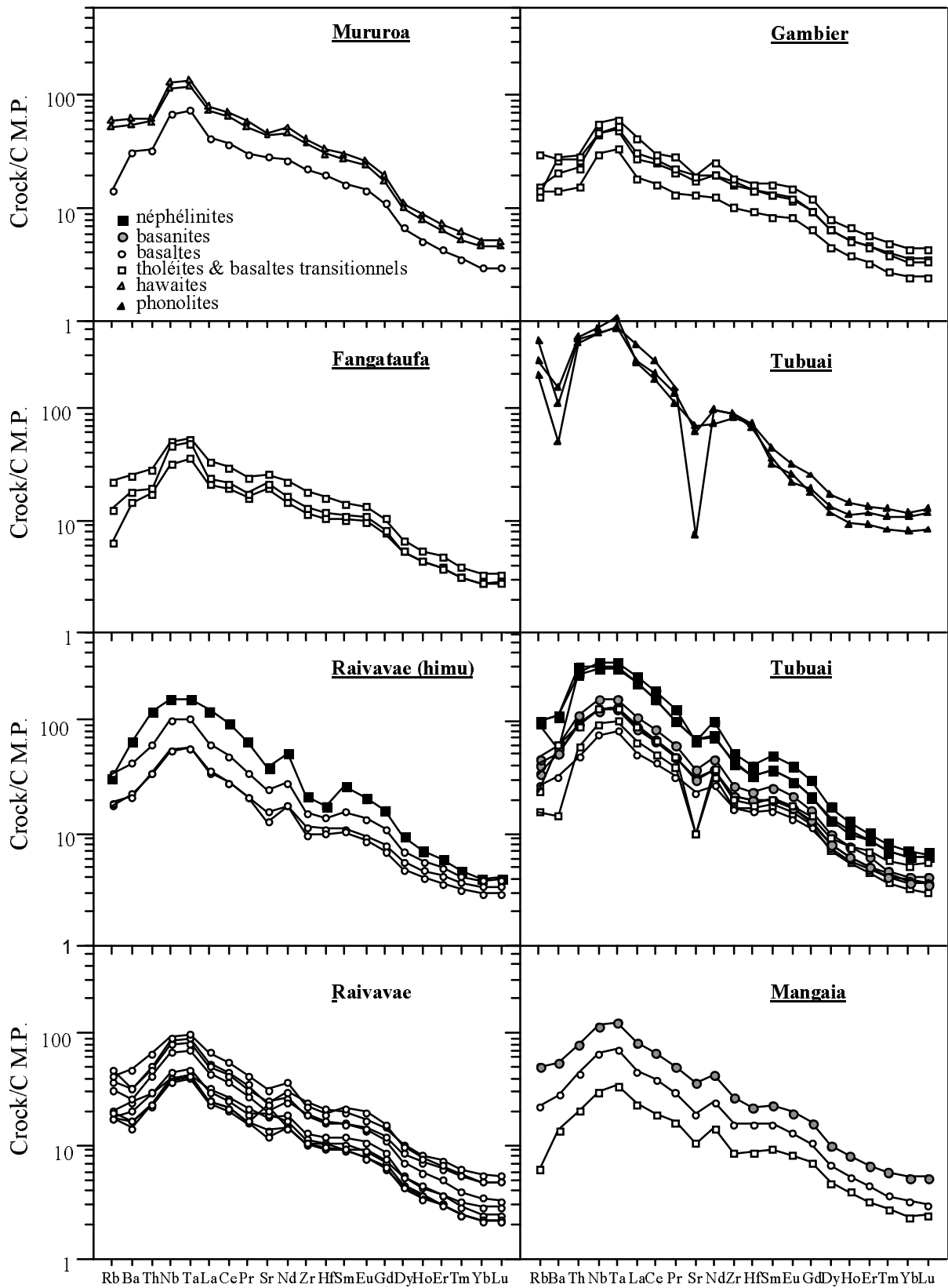


Figure 16a : Spectres de distribution des éléments trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough 1989) dans les OIBs.

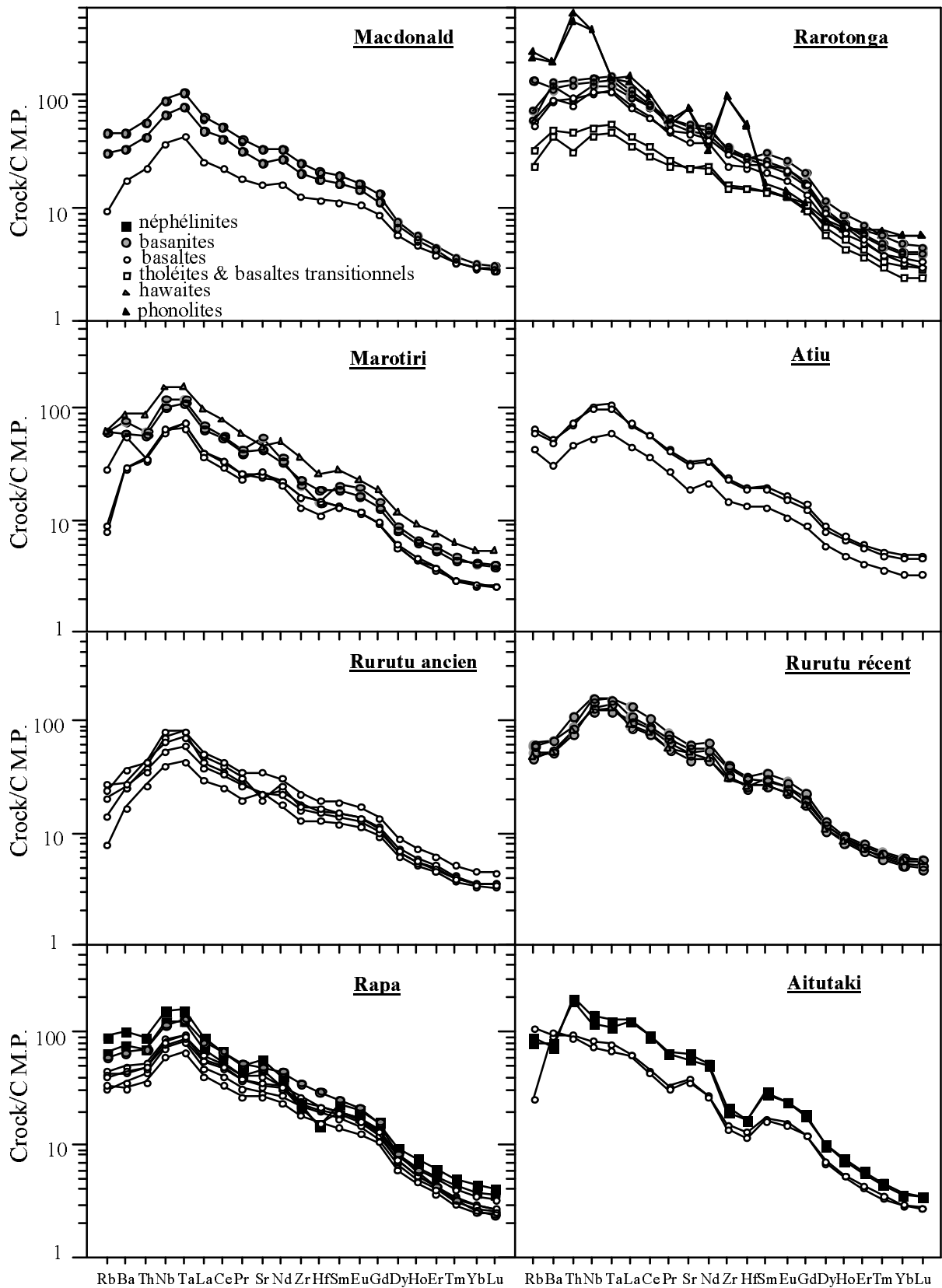


Figure 16b : Spectres de distribution des éléments trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough 1989) dans les OIBs.

Tableau 5 : Valeur de Nb, Ta, Th, La, Nb/Ta, Nb/Th, Ta/La obtenues pour chaque OIB analysé et moyenne par île et par type pétrographique

Référence de l'échantillon	procédure	Nb	Ta	Th	La	Nb/Ta	Nb/Th	Ta/La	type de roche
ARCHIPEL TUAMOTU									
MURUROA									
V359.2	209ah	93,4	5,69	5,25	54,5	16,4	17,8	0,104	hawaite
V738.7	209ah	48,6	3,09	2,79	28,7	15,8	17,4	0,108	basalte picritique
V850.2	209ah	83,6	5,04	4,96	50,5	16,6	16,9	0,100	hawaite
<i>moyenne</i>		75,2	4,61	4,33	44,5	16,3	17,4	0,104	
<i>ecartype</i>		23,5	1,35	1,34	13,9	0,4	0,5	0,004	
GAMBIER									
		Nb	Ta	Th	La	Nb/Ta	Nb/Th	Ta/La	
RB10E	209ah	40,6	2,59	2,50	29,1	15,7	16,3	0,089	basalte/tholeite
RB7L	209ah	32,5	2,08	1,94	19,2	15,6	16,8	0,108	tholeite
RB29D	209ah	34,2	2,17	2,29	21,7	15,8	14,9	0,100	basalte/tholeite
KM7A	208af	21,6	1,39	1,31	12,7	15,5	16,6	0,109	tholeite
<i>moyenne</i>		32,2	2,06	2,01	20,7	15,7	16,1	0,102	
<i>ecartype</i>		7,9	0,49	0,52	6,7	0,1	0,8	0,009	
FANGATAUFA									
		Nb	Ta	Th	La	Nb/Ta	Nb/Th	Ta/La	
FA608	208af	36,4	2,22	2,40	23,5	16,4	15,2	0,094	basalte/tholeite
FA682.7	208af	22,8	1,47	1,48	14,6	15,5	15,5	0,101	tholeite
FA808	208af	32,5	2,02	1,65	16,2	16,0	19,7	0,125	tholeite
<i>moyenne</i>		30,5	1,91	1,84	18,1	16,0	16,8	0,107	
<i>ecartype</i>		7,0	0,39	0,49	4,8	0,4	2,5	0,016	
<i>moyenne Tuamotu</i>		44,6	2,78	2,66	27,1	15,9	16,7	0,104	
<i>ecartype Tuamotu</i>		24,5	1,46	1,37	14,5	0,4	1,4	0,010	
ARCHIPEL AUSTRAL COOK									
MANGAIA									
		Nb	Ta	Th	La	Nb/Ta	Nb/Th	Ta/La	
MGA-106	214aw	21,6	1,41	1,74	16,1	15,3	12,4	0,088	tholeite
MGA-111	204vp	46,7	2,97	3,69	31,4	15,7	12,6	0,095	basalte picritique
MGA-118	214aw	83,0	5,12	6,79	56,9	16,2	12,2	0,090	basanite
<i>moyenne</i>		50,4	3,17	4,08	34,8	15,7	12,4	0,091	
<i>ecartype</i>		30,9	1,86	2,55	20,6	0,5	0,2	0,004	
RIMATARA									
		Nb	Ta	Th	La	Nb/Ta	Nb/Th	Ta/La	
RMT-03	204vp	47,3	3,02	4,60	37,4	15,7	10,3	0,081	basalte
TUBUAI									
		Nb	Ta	Th	La	Nb/Ta	Nb/Th	Ta/La	
TB-006	205vq	369,6	26,24	36,31	173,3	14,1	10,2	0,151	phonolite
TB-009	205vq	321,2	21,59	31,96	180,0	14,9	10,1	0,120	tephrite phonolitique
TB-010	205vq	356,7	21,23	34,85	257,1	16,8	10,2	0,083	phonolite
TB-042	205vq	233,0	13,35	22,29	167,4	17,5	10,4	0,080	nephelinite?
TB-052	205vq	91,2	5,39	8,14	60,5	16,9	11,2	0,089	basanite
TB-061	205vq	218,0	12,19	25,92	147,8	17,9	8,4	0,083	nephelinite
TB-131	205vq	110,9	6,57	9,70	74,5	16,9	11,4	0,088	basanite/tephrite
TBA-09	204vp	68,1	4,09	4,99	44,5	16,6	13,6	0,092	tholeite
TBA-107	205vq	206,3	11,92	22,12	147,1	17,3	9,3	0,081	nephelinite
TBA-109	204vp	53,9	3,31	4,03	34,6	16,3	13,4	0,096	basalte
TBA-11	204vp	91,6	5,51	7,67	60,7	16,6	11,9	0,091	tholeite/basalte
TBA-16	205vq	89,6	5,34	7,78	58,4	16,8	11,5	0,091	basanite
<i>moyenne</i>		184,2	11,39	17,98	117,1	16,5	11,0	0,095	
<i>ecartype</i>		116,3	7,83	12,26	70,6	1,1	1,5	0,021	
<i>moyenne sans phonolite ni tephrite</i>		129,2	7,52	12,52	88,4	17,0	11,3	0,088	

Tableau 5 : Valeur de Nb, Ta, Th, La, Nb/Ta, Nb/Th, Ta/La obtenues pour chaque OIB analysé et moyenne par file et par type pétrographique (suite)

RURUTU RECENT		Nb	Ta	Th	La	Nb/Ta	Nb/Th	Ta/La	
RR20B	213av	112,1	6,25	9,18	90,1	17,9	12,2	0,069	basanite
RRT-13	212au	86,9	4,94	6,68	67,1	17,6	13,0	0,074	basanite
RRT-15	205vq	93,1	5,78	6,42	59,8	16,1	14,5	0,097	basanite/tephrite
RRT-46	218cs	108,0	6,29	7,42	72,9	17,2	14,6	0,086	basanite/tephrite
RRT-60	205vq	87,6	5,28	7,04	63,3	16,6	12,4	0,083	hawaite
<i>moyenne</i>		97,5	5,71	7,35	70,7	17,1	13,3	0,082	
<i>ecartype</i>		11,8	0,59	1,09	11,9	0,7	1,1	0,011	
RURUTU ANCIEN		Nb	Ta	Th	La	Nb/Ta	Nb/Th	Ta/La	
RR01	212au	50,4	3,25	3,24	28,9	15,5	15,6	0,113	basalte
RR03	213av	56,3	3,28	3,63	35,2	17,2	15,5	0,093	basalte
RRT-32	204vp	28,4	1,79	2,23	20,4	15,9	12,7	0,088	basalte
RRT-37	204vp	38,3	2,38	2,99	26,4	16,1	12,8	0,090	basalte
RRT-130		46,0	2,85	3,69	32,3	16,1	12,5	0,088	basalte
<i>moyenne</i>		43,9	2,71	3,16	28,6	16,1	13,8	0,094	
<i>ecartype</i>		10,9	0,63	0,59	5,7	0,6	1,6	0,010	
RAIVAVAE		Nb	Ta	Th	La	Nb/Ta	Nb/Th	Ta/La	
RVV-130	208af	27,2	1,73	2,53	22,4	15,7	10,8	0,077	basalte
RVV-310	207ae	31,7	1,96	2,50	21,0	16,2	12,7	0,094	basalte
RVV-312	208af	65,9	4,01	5,59	46,6	16,5	11,8	0,086	basalte
RVV-316*	208af	114,4	6,29	10,36	86,7	18,2	11,0	0,073	neph/basanitetephrite
RVV-318*	207ae	38,0	2,31	2,87	24,1	16,5	13,2	0,096	basalte
RVV-321*	208af	72,4	4,22	5,15	42,9	17,2	14,0	0,098	basalte
RVV-328	207ae	60,0	3,64	4,25	36,7	16,5	14,1	0,099	basalte
RVV-340	207ae	28,0	1,75	2,02	17,4	16,0	13,9	0,101	basalte
RVV-342	207ae	56,3	3,37	4,03	34,4	16,7	14,0	0,098	basalte
RVV-343	207ae	48,8	2,91	3,61	29,5	16,8	13,5	0,099	basalte
RVV-344*	207ae	39,1	2,36	2,98	24,6	16,6	13,1	0,096	basalte
RVV-362	218cs	25,9	1,65	1,88	16,2	15,7	13,8	0,102	basalte
RVV-370	207ae	26,5	1,67	2,03	17,1	15,8	13,1	0,098	basalte picritique
<i>moyenne</i>		41,2	2,52	3,16	26,8	16,2	13,1	0,095	
<i>ecartype</i>		16,4	0,96	1,28	10,6	0,4	1,1	0,008	
<i>moyenne himu*</i>		66,0	3,79	5,34	44,6	17,1	12,9	0,091	
<i>ecartype himu*</i>		36,0	1,89	3,51	29,4	0,8	1,3	0,012	
MACDONALD		Nb	Ta	Th	La	Nb/Ta	Nb/Th	Ta/La	
MCD-72	204vp	49,1	3,21	3,75	33,2	15,3	13,1	0,097	basalte/basanite
MCD-110	214aw	66,2	4,34	5,05	44,5	15,3	13,1	0,097	basanite
MCD-201	214aw	27,0	1,79	1,93	17,9	15,1	14,0	0,100	basalte
<i>moyenne</i>		47,4	3,11	3,58	31,9	15,2	13,4	0,098	
<i>ecartype</i>		19,6	1,28	1,57	13,4	0,1	0,5	0,002	
MAROTIRI		Nb	Ta	Th	La	Nb/Ta	Nb/Th	Ta/La	
MRT-01	213av	82,7	4,85	5,11	47,5	17,0	16,2	0,102	basanite tephrite
MRT-002	218cs	73,1	4,54	4,80	43,6	16,1	15,2	0,104	basanite tephrite
MRT-04	213av	45,8	2,72	2,99	25,0	16,8	15,3	0,109	basalte
MRT-06	213av	106,4	6,26	7,43	65,3	17,0	14,3	0,096	basalte
MRT-203	213av	44,1	3,01	3,01	27,0	14,7	14,7	0,111	basalte
MRT-203 (bis)	218cs	43,7	2,97	2,89	27,1	14,7	15,1	0,110	basalte
<i>moyenne</i>		65,9	4,06	4,37	39,3	16,1	15,1	0,105	
<i>ecartype</i>		25,9	1,40	1,79	15,9	1,1	0,6	0,006	

Tableau 5 : Valeur de Nb, Ta, Th, La, Nb/Ta, Nb/Th, Ta/La obtenues pour chaque OIB analysé et moyenne par file et par type pétrographique (suite)

RAPA		Nb	Ta	Th	La	Nb/Ta	Nb/Th	Ta/La	
RPA-02	204vp	51,3	3,36	3,67	32,7	15,3	14,0	0,103	basalte
RPA-09	218cs	62,8	3,89	4,63	42,7	16,2	13,6	0,091	basalte
RPA-14	218cs	55,4	3,52	4,01	38,0	15,7	13,8	0,093	basalte
RPA-21	218cs	58,8	3,77	4,20	39,4	15,6	14,0	0,096	basalte
RA-23	214aw	110,6	6,49	7,71	61,7	17,0	14,3	0,105	neph/basanite tephrite
RA-24	214aw	82,8	5,38	6,06	56,6	15,4	13,7	0,095	basalte/basanite
RA-57	214aw	88,5	5,20	6,03	49,1	17,0	14,7	0,106	neph/basanite tephrite
RPA-31	214aw	42,7	2,71	3,12	28,2	15,8	13,7	0,096	basalte picritique
<i>moyenne</i>		69,1	4,29	4,93	43,6	16,0	14,0	0,098	
<i>ecartype</i>		22,8	1,27	1,54	11,5	0,7	0,4	0,006	
<i>moyenne sans néphéline</i>		59,0	3,77	4,28	39,6	15,7	13,8	0,096	
<i>ecartype</i>		13,5	0,89	1,01	9,8	0,3	0,2	0,004	
<i>moyenne des néphélines</i>		99,5	5,84	6,87	55,4	17,0	14,5	0,105	
<i>ecartype</i>		15,6	0,91	1,19	8,9	0,0	0,2	0,000	
RAROTONGA		Nb	Ta	Th	La	Nb/Ta	Nb/Th	Ta/La	
<i>(RTG-102) non compté dans moyennes</i>		269,1	5,92	38,68	91,6	45,5	7,0	0,065	phonolite
RTG-104	212au	37,3	2,26	4,03	29,6	16,5	9,3	0,076	basalte/thol
RTG-106	212au	102,9	6,06	11,70	76,5	17,0	8,8	0,079	basalte/basanite
RTG-107	212au	95,9	5,56	10,59	70,4	17,3	9,1	0,079	basalte
RTG-114	212au	32,0	1,97	2,72	24,9	16,3	11,8	0,079	basalte
RTG-117	212au	85,7	5,01	7,76	67,7	17,1	11,0	0,074	basalte
RTG-130	204vp	73,3	4,55	7,98	56,7	16,1	9,2	0,080	basalte
<i>(RTG-135) non compté dans moyennes</i>		269,8	6,01	46,55	104,3	44,9	5,8	0,058	phonolite
RTG-143	212au	76,5	4,39	6,97	53,3	17,4	11,0	0,082	basalte/basanite
<i>moyenne sans phonolite</i>		71,9	4,26	7,39	54,1	16,8	10,0	0,079	
<i>ecartype</i>		27,5	1,57	3,23	20,1	0,5	1,2	0,003	
ATIUI		Nb	Ta	Th	La	Nb/Ta	Nb/Th	Ta/La	
ATU115	213av	73,9	4,42	6,04	48,9	16,7	12,2	0,090	basalte
ATU128	204vp	38,1	2,40	3,92	31,0	15,9	9,7	0,077	basalte
ATU132	213av	70,1	4,08	6,42	49,8	17,2	10,9	0,082	basalte
<i>moyenne</i>		60,7	3,63	5,46	43,2	16,6	11,0	0,083	
<i>ecartype</i>		19,7	1,08	1,35	10,6	0,7	1,3	0,007	
AITUTAKI		Nb	Ta	Th	La	Nb/Ta	Nb/Th	Ta/La	
ATT121	209ah	102,9	5,24	17,47	89,6	19,6	5,9	0,058	néphéline
ATT122	205vq	86,2	4,50	16,03	85,2	19,2	5,4	0,053	néphéline
ATT139	213av	53,7	2,83	7,55	43,5	19,0	7,1	0,065	basalte
ATT146	209ah	59,6	3,30	8,13	44,2	18,1	7,3	0,075	basalte
<i>moyenne</i>		75,6	3,97	12,30	65,6	19,0	6,4	0,063	
<i>ecartype</i>		23,0	1,10	5,18	25,2	0,7	0,9	0,009	
<i>moyenne sans néphéline</i>		56,6	3,06	7,84	43,9	18,5	7,2	0,070	
<i>ecartype</i>		4,2	0,33	0,40	0,5	0,7	0,2	0,007	
<i>moyenne des néphélines</i>		94,5	4,87	16,75	87,4	19,4	5,6	0,056	
<i>ecartype</i>		11,8	0,52	1,01	3,1	0,3	0,4	0,004	
<i>moyenne Austral Cook</i>		83,3	5,05	7,55	55,9	16,5	12,2	0,091	
<i>ecartype Austral Cook</i>		69,7	4,47	7,43	43,8	1,0	2,3	0,015	
<i>moyenne Austral Cook sans néphéline</i>		75,3	4,65	6,46	49,7	16,3	12,5	0,092	
<i>ecartype Austral Cook sans néphéline</i>		66,9	4,43	6,77	40,0	0,9	2,0	0,013	
<i>moyenne des néph. des Austral Cook</i>		145,0	8,15	15,99	104,3	18,0	9,9	0,080	
<i>ecartype des néph. des Austral Cook</i>		62,5	3,67	7,34	43,8	1,0	3,4	0,019	
<i>moyenne AC+T</i>		78,4	4,77	6,94	52,3	16,4	12,8	0,092	
<i>ecartype AC+T</i>		66,9	4,27	7,15	42,3	1,0	2,7	0,015	

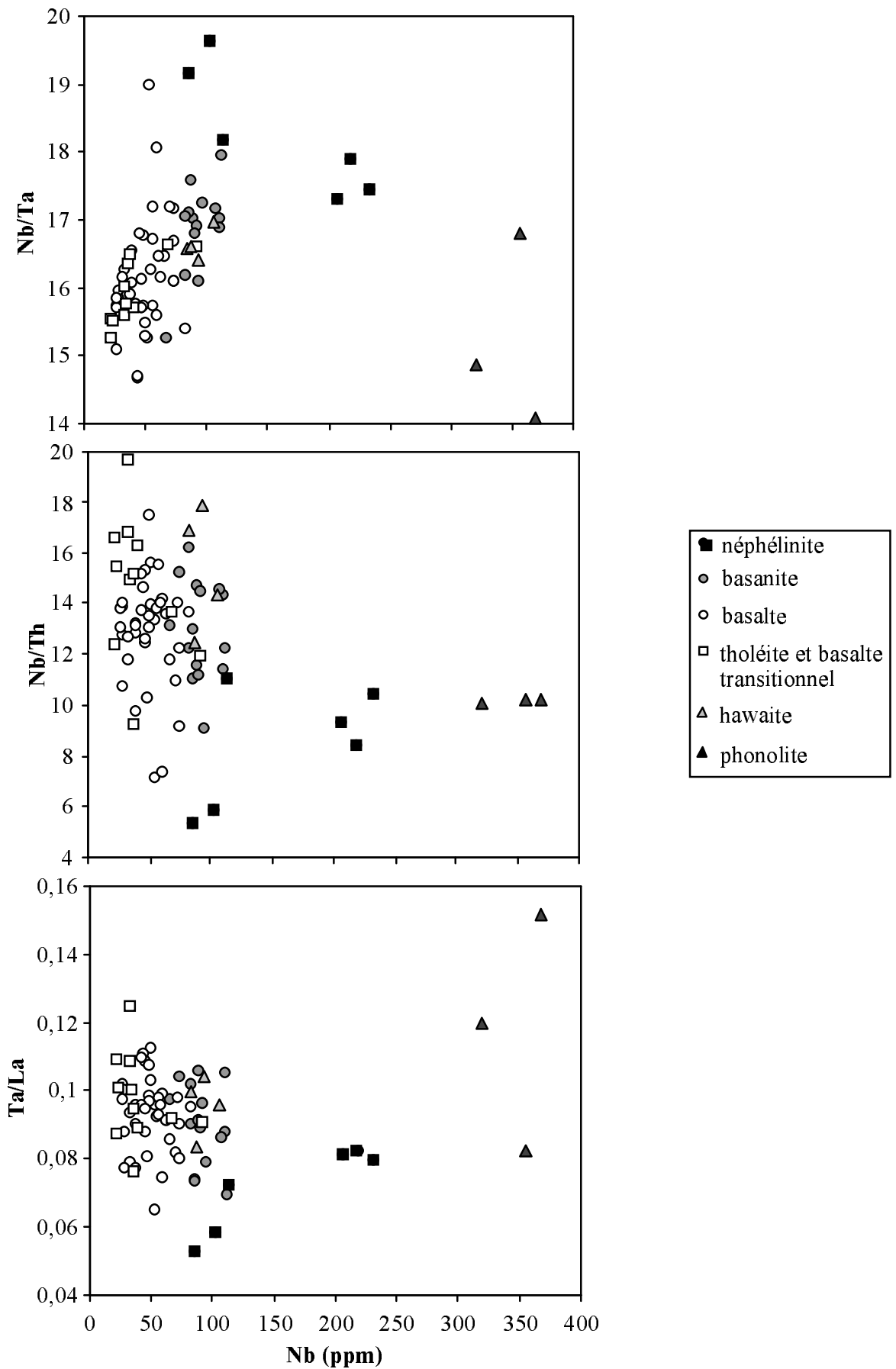


Figure 17 : Représentation des variations des trois rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La en fonction de la concentration en Nb (ppm) selon le type pétrographique des OIB analysés.

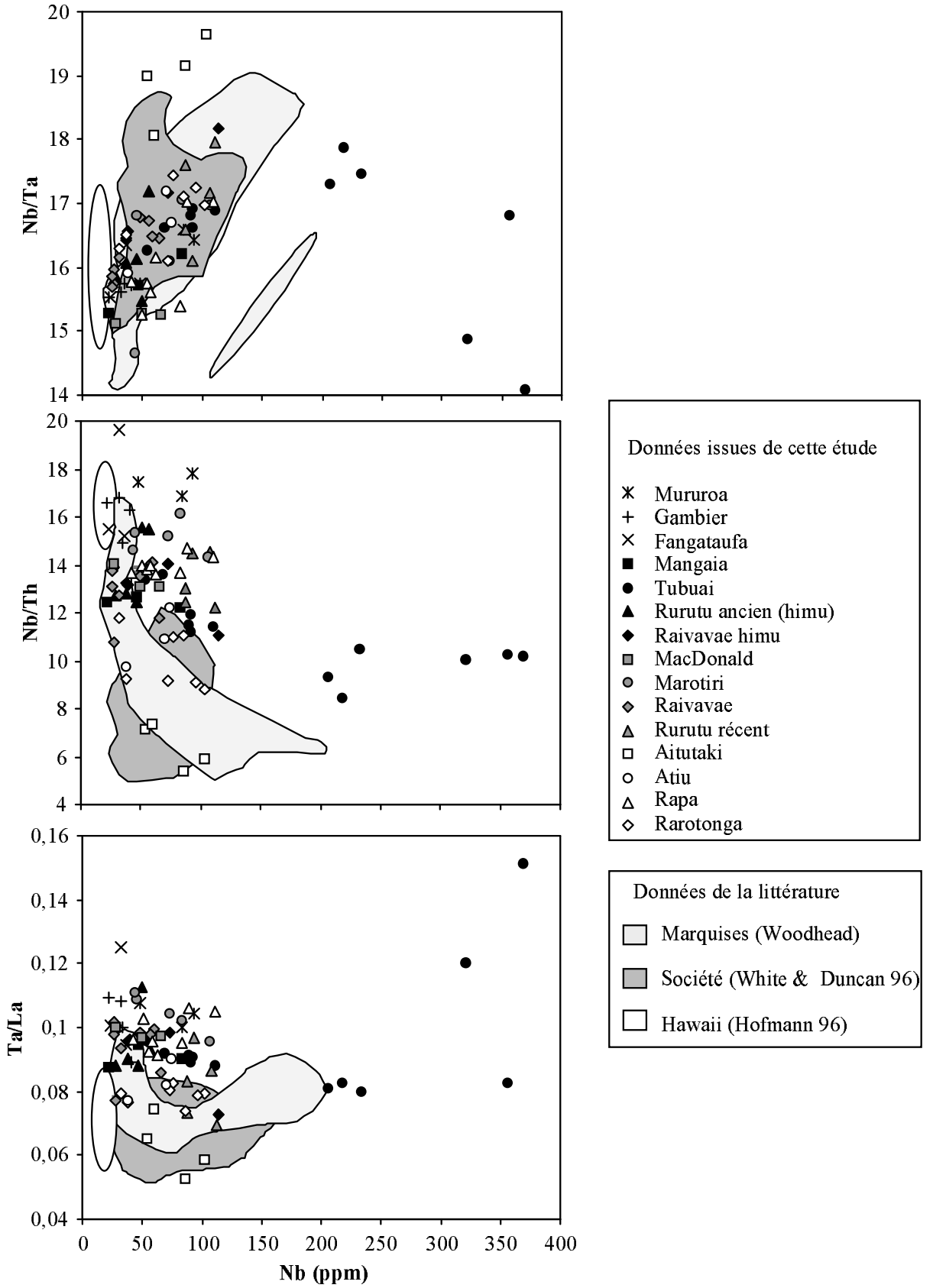


Figure 18 : Représentation des variations des trois rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La en fonction de la concentration en Nb (ppm) pour diverses îles.

Notons que l'île d'Aitutaki se singularise par ses valeurs élevées du rapport Nb/Ta (4 échantillons entre 18,1 et 19,6) et ses faibles valeurs de Nb/Th (< 8) et de Ta/La (< 0.08) (Fig. 18, tableau 5). Aitutaki est caractérisée par des rapports Nb/Ta élevés aussi bien dans les basaltes que dans les néphélinites. Eggins (Eggins et al. 1997) avait déjà fait état de valeurs exceptionnellement élevées de Nb/Ta dans les roches d'Aitutaki, ils ont proposé une valeur moyenne égale à 22, plus élevée encore que nos résultats.

En comparant les variations de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La au sein de chaque île à celles de l'ensemble des échantillons des Australes Cook et de Tuamotu (Fig. 19), nous remarquons que :

- La majorité des îles (10 sur 15) montre des variations de **Nb/Ta** supérieures à 20% de la variation globale de ce rapport, toutes îles confondues (Fig. 19a). Trois îles (Marotiri, Tubuai - phonolites comprises - et Raivavae) montrent même des variations supérieures à 40% de la variation globale. De plus les intervalles de variation se chevauchent largement, ce qui rend difficile une discrimination des îles entre elles par leur rapport Nb/Ta.
- Par contre, seules 6 îles sur 15 montrent des variations de **Nb/Th** supérieures à 20% de la variation globale de ce rapport (Fig. 19b). Aucune ne présente de variation supérieure à 40% de la variation globale. Certains groupes d'îles (comme Fangataufa, Gambier, Mururoa d'une part et Aitutaki, Atiu et Rarotonga d'autre part) n'ont aucune valeur de Nb/Th en commun et peuvent donc être distingués les uns des autres par leur valeur de Nb/Th .
- Les variations de Ta/La sont similaires à celles de Nb/Th : 7 îles sur 15 montrent des variations de Ta/La inférieures à 20% de la variation globale, une seule montre une variation supérieure à 40%). Les deux rapports Nb/Th et Ta/La sont dans une certaine mesure corrélés, les îles dont le rapport Nb/Th est le plus élevé (Fangataufa et Mururoa) ayant également les rapports Ta/La les plus hauts (Fig. 19a,b). Cependant la discrimination inter-îles est un peu moins marquée pour le rapport Ta/La semble avoir une capacité de discrimination un peu moins marquée que Nb/Th.

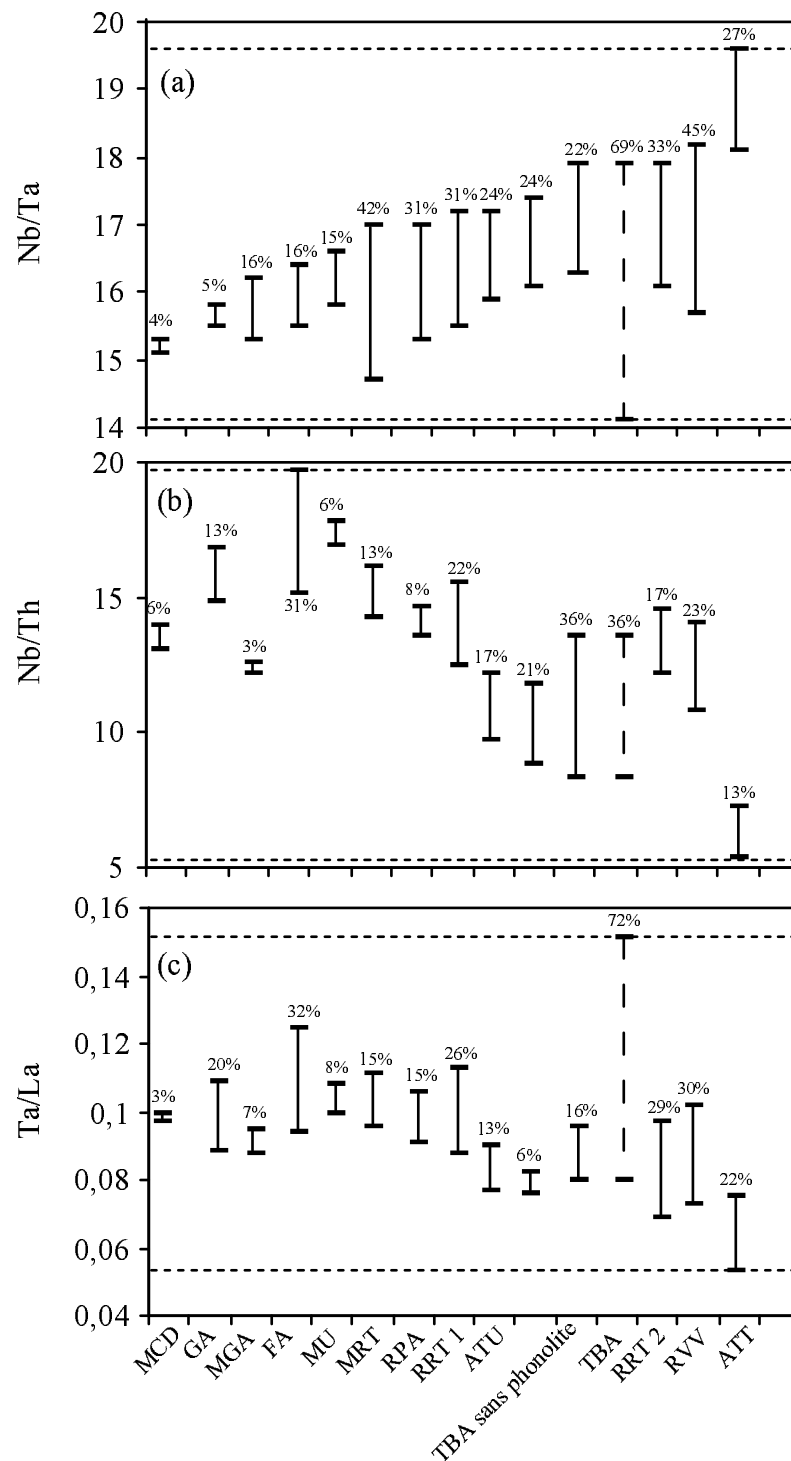


Figure 19 : Amplitudes des variations des trois rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La au sein de chaque île étudiée. ATT (Aitutaki), ATU (Atiu), FA (Fangataufa), GA (Gambier), MCD (MacDonald), MGA (Mangaia), MRT (Marotiri), MU (Mururoa), RPA (Rapa), RTG (Rarotonga), RVV (Raivavae), RRT 1 (Rurutu ancien), RRT 2 (Rurutu récent), TBA (Tubuai). Les îles sont classées par ordre croissant de leur valeur maximale de Nb/Ta. Les pourcentages représentent le rapport : variation interne (au sein d'une île donnée)/variation globale (toutes îles confondues). La variation globale prise en compte dans le calcul est indiquée par les deux lignes horizontales en pointillés.

Ces observations indiquent que la recherche de l'origine des variations de Nb/Ta au sein des OIB passera par l'étude des variations de ce rapport au sein des îles présentant une forte variation de Nb/Ta. Par contre, les variations de Nb/Th et Ta/La devront être appréhendées de manière plus globale, en cherchant ce qui différencie les îles les unes des autres. La relation avec les isotopes (Fig. 20) peut nous fournir une piste de recherche. Elle montre, en effet, que les rapports moyens Nb/Th et Ta/La au sein de chaque île sont fortement liés à la position de l'île dans l'espace $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Ce n'est pas le cas pour Nb/Ta.

2- Les MORB

En ce qui concerne les MORB, nous n'avons pas réalisé d'analyses supplémentaires, compte tenu de l'existence de données en nombre suffisant dans la littérature. Jochum et Hofmann (1998) ont publié une valeur moyenne de $15,5 \pm 1$ pour le rapport Nb/Ta dans les MORB (avec une gamme de variation de 14 à 17,5). Nous avons sélectionné des données de la littérature sur la base de leur qualité analytique (Annexe B) et utilisé des analyses effectuées à Montpellier par Marguerite Godard. D'autre part, parmi les données de la littérature, nous n'avons utilisé que 170 données correspondant à des MORB "typiques". Nous avons, en effet, éliminé les analyses de MORB provenant de contextes particuliers (point triple Rodriguez, ride Sud Chili, certains "seamounts" de l'Est Pacifique qui figurent sous le type MORB* dans l'annexe B), ainsi que les basaltes ophiolitiques, même lorsqu'ils sont d'affinité MORB (Oman).

La figure 21 montre les variations des rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La en fonction de Nb au sein des MORBs sélectionnés. Les rapports Nb/Ta et Ta/La sont corrélés positivement à la concentration de Nb. Le rapport Nb/Th montre au contraire une corrélation négative avec Nb. Les valeurs de Nb/Ta sont essentiellement infrachondritiques (sauf pour 5 échantillons).

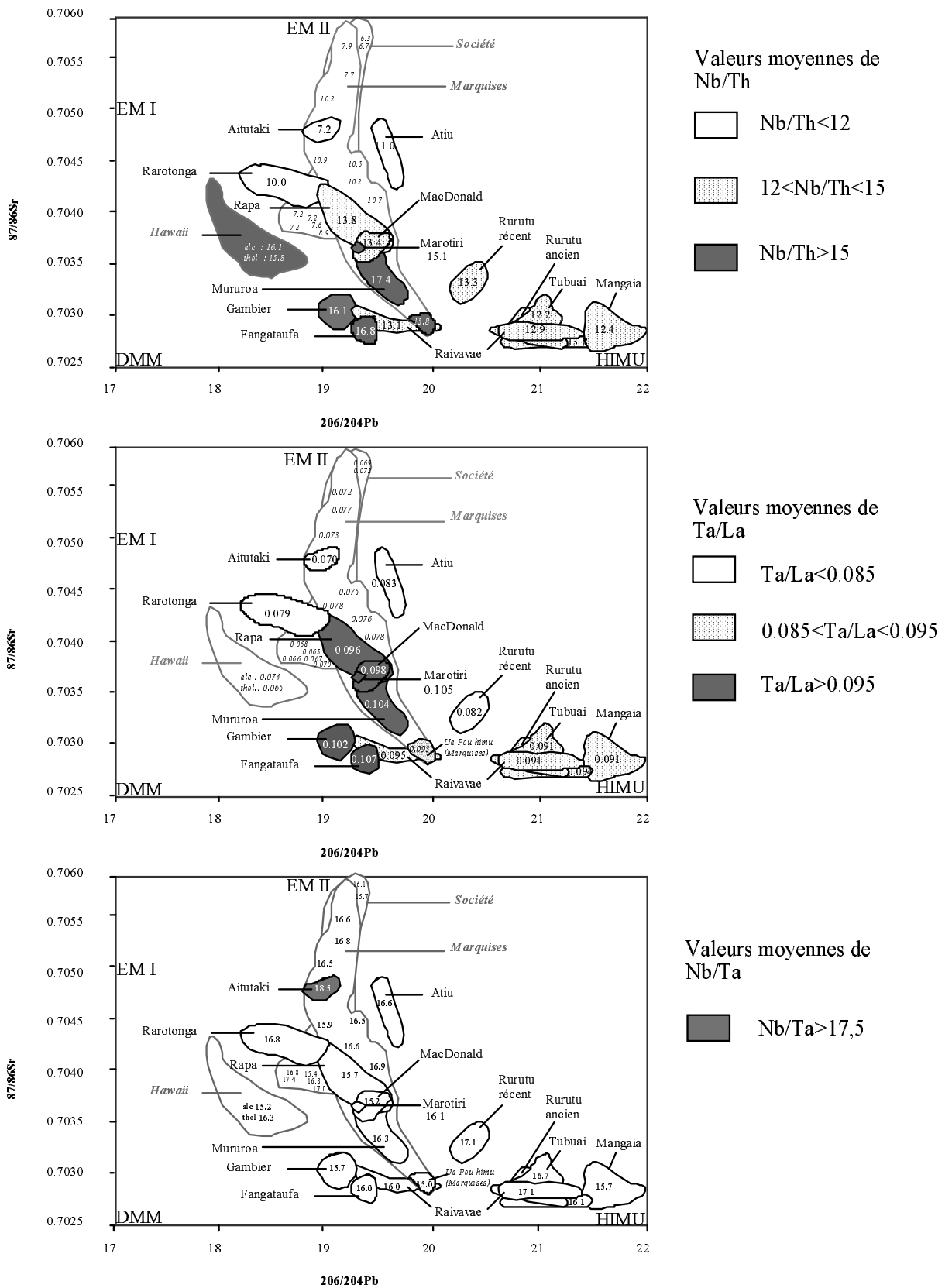


Figure 20 : Répartition des îles étudiées dans un diagramme 87/86Sr en fonction de 206/204Pb. Les nombres représentent les valeurs moyennes des rapports Nb/Th, Ta/La et Nb/Th mesurés sur chaque île (néphélines et phonolites non prises en compte).

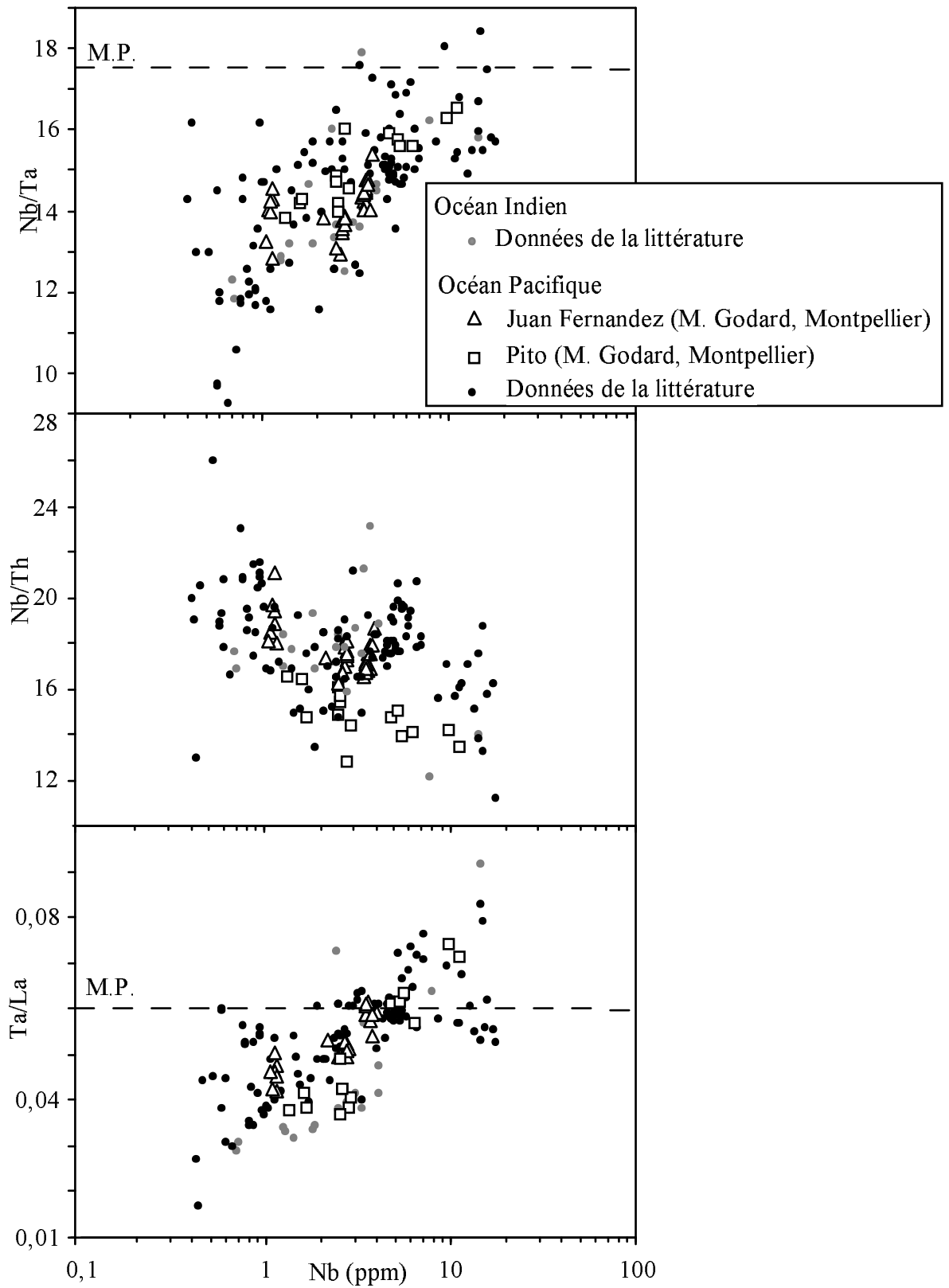


Figure 21 : Représentation des 3 rapports Nb/Ta, Nb/Th, Ta/La en fonction de Nb (ppm) pour les MORBs de différentes origines. Les références utilisées sont données dans le tableau (MORB sans astérisque).

3- Les komatiites

a- Distribution des éléments trace

Les komatiites de Barberton et Abitibi se distinguent des komatiites du craton du Sao Francisco par des spectres beaucoup plus réguliers (exception faite de l'anomalie négative de Sr, l'anomalie positive de Rb et Ba), sans anomalie de Nb-Ta ni de Zr-Hf et par une plus grande homogénéité des spectres (Fig. 22, 23). Les komatiites d'Abitibi, non appauvries en aluminium ("Al undepleted", Gruau, 1983; Arndt, 1986) sont plus appauvries en éléments fortement incompatibles (Th, U, Nb, Ta, La : valeurs infrachondritiques) que celles de Barberton ("Al depleted") (Fig. 23).

Parmi les komatiites du craton du Sao Francisco, certaines montrent de fortes anomalies négatives de Nb-Ta et Zr-Hf. Les anomalies du strontium et du cérium sont fréquentes, elles sont le plus souvent négatives, mais elles peuvent être également positives. L'échantillon 716A est anormalement enrichi en éléments incompatibles par rapport aux autres échantillons (Fig. 23).

b- Concentration de Nb, Ta, La et Th et variations des rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La

Mis à part l'échantillon 716A qui est extrêmement enrichi en éléments trace par rapport aux autres (Nb : 23 ppm, Ta : 0,78 ppm, La : 51,4 ppm, Th : 7,9 ppm), les komatiites analysées présentent des concentrations qui varient de 0,27 à 1,7 ppm pour Nb, de 0,016 à 0,112 ppm pour Ta, de 0,3 à 16 ppm pour La et de 0,025 à 0,19 ppm pour Th (Annexes F, G).

Les rapports Nb/Ta et Ta/La sont très homogènes au sein des komatiites de Barberton et Abitibi avec des valeurs rappelant les OIB et les MORB (Nb/Ta : 15,0-16,3 ; Ta/La : 0,054-0,064). Par contre, ils sont beaucoup plus variables au sein des komatiites du craton du Sao Francisco (Fig. 24) et le rapport Ta/La y est plus faible (Nb/Ta : 14,5-29,6 ; Ta/La : 0,002-0,051).

Le rapport Nb/Th distingue clairement les komatiites du Sao Francisco dont le rapport Nb/Th très bas (2-6) des komatiites de Barberton et d'Abitibi, dont le rapport est plus élevé (Nb/Th >8) (Fig. 24). Nos résultats ne montrent pas de corrélation de Nb/Th avec l'âge (Fig. 25), contrairement à ce qu'ont observé Jochum et al. (1991). Par

contre, le rapport La/Nb montre une corrélation négative avec l'âge (à l'exception des komatiites de Gorgone) (Fig. 25).

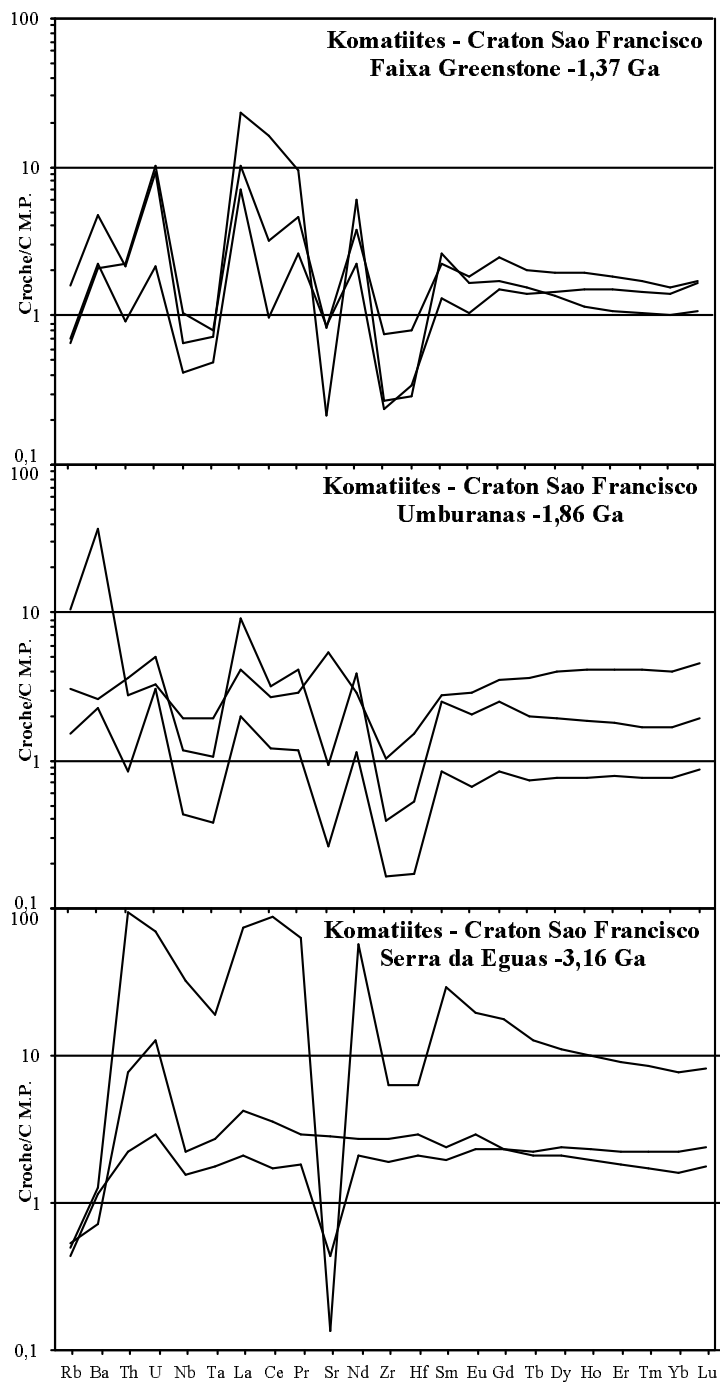


Figure 22 : Distribution des éléments trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans les komatiites de différents âges du Craton du Sao Francisco.

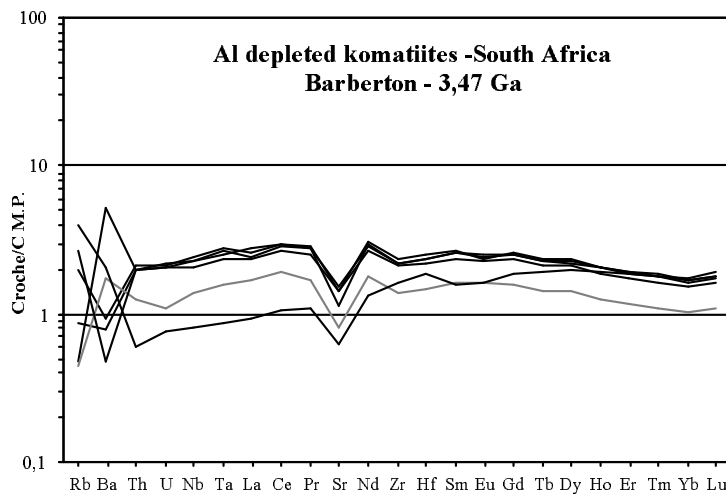
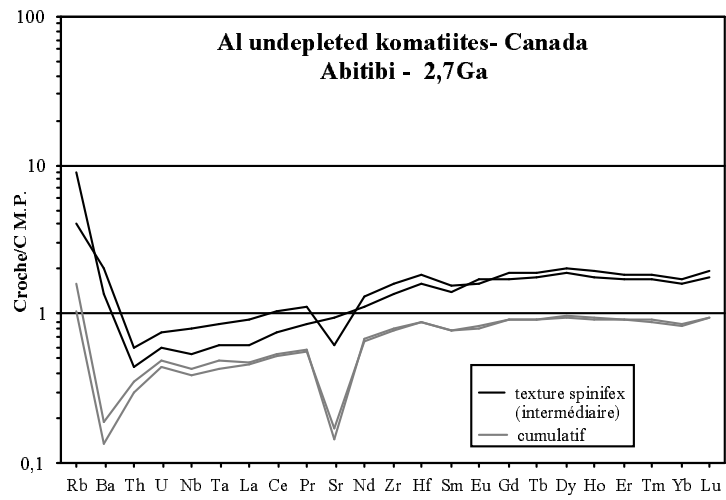


Figure 23: Distribution des éléments en trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans les komatiites de Barberton et Abitibi.

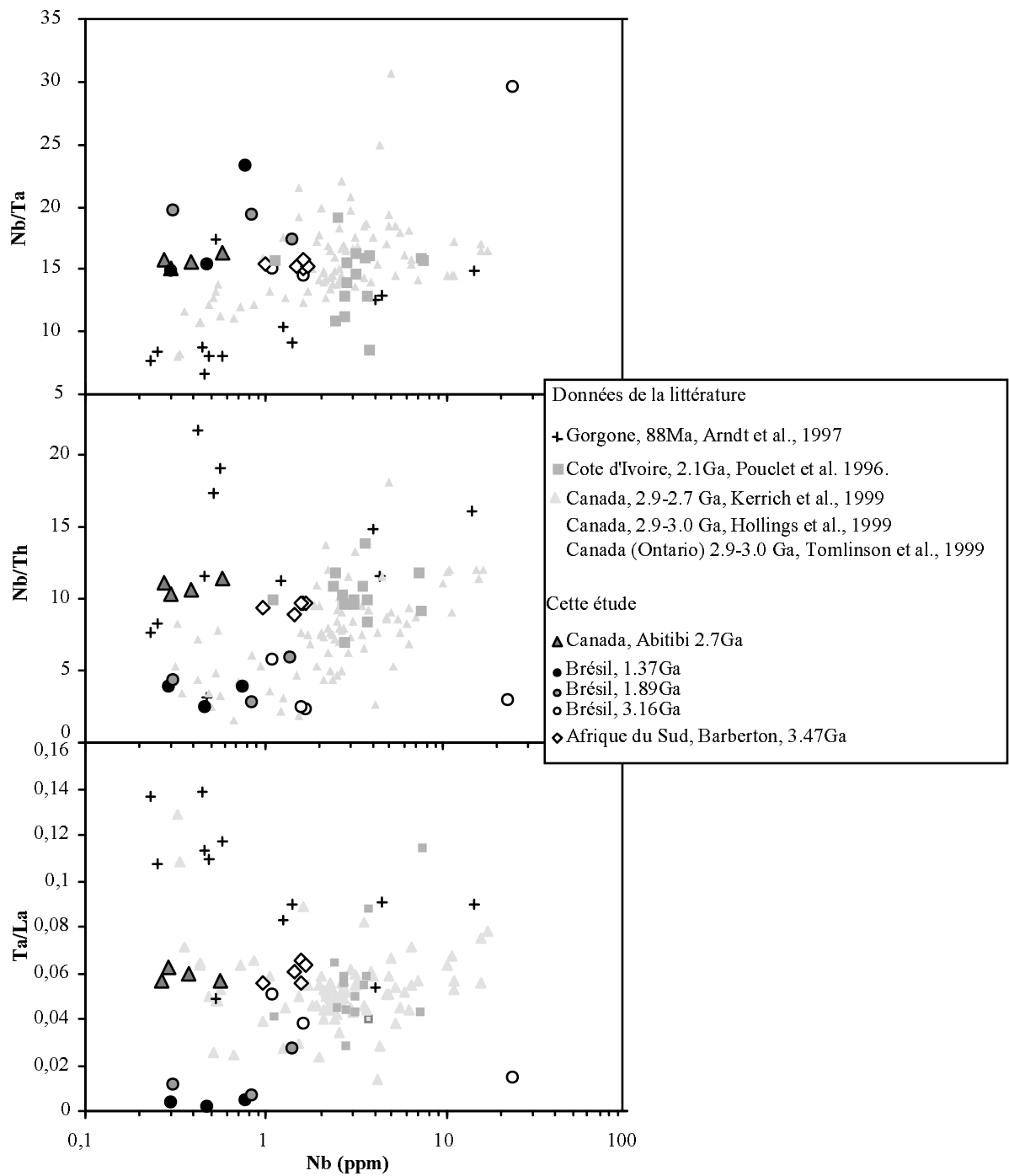


Figure 24 : Variations des trois rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La en fonction de Nb (ppm) dans les komatiites analysées au cours de cette étude et dans les komatiites (ou basaltes komatiitiques) issues de la littérature.

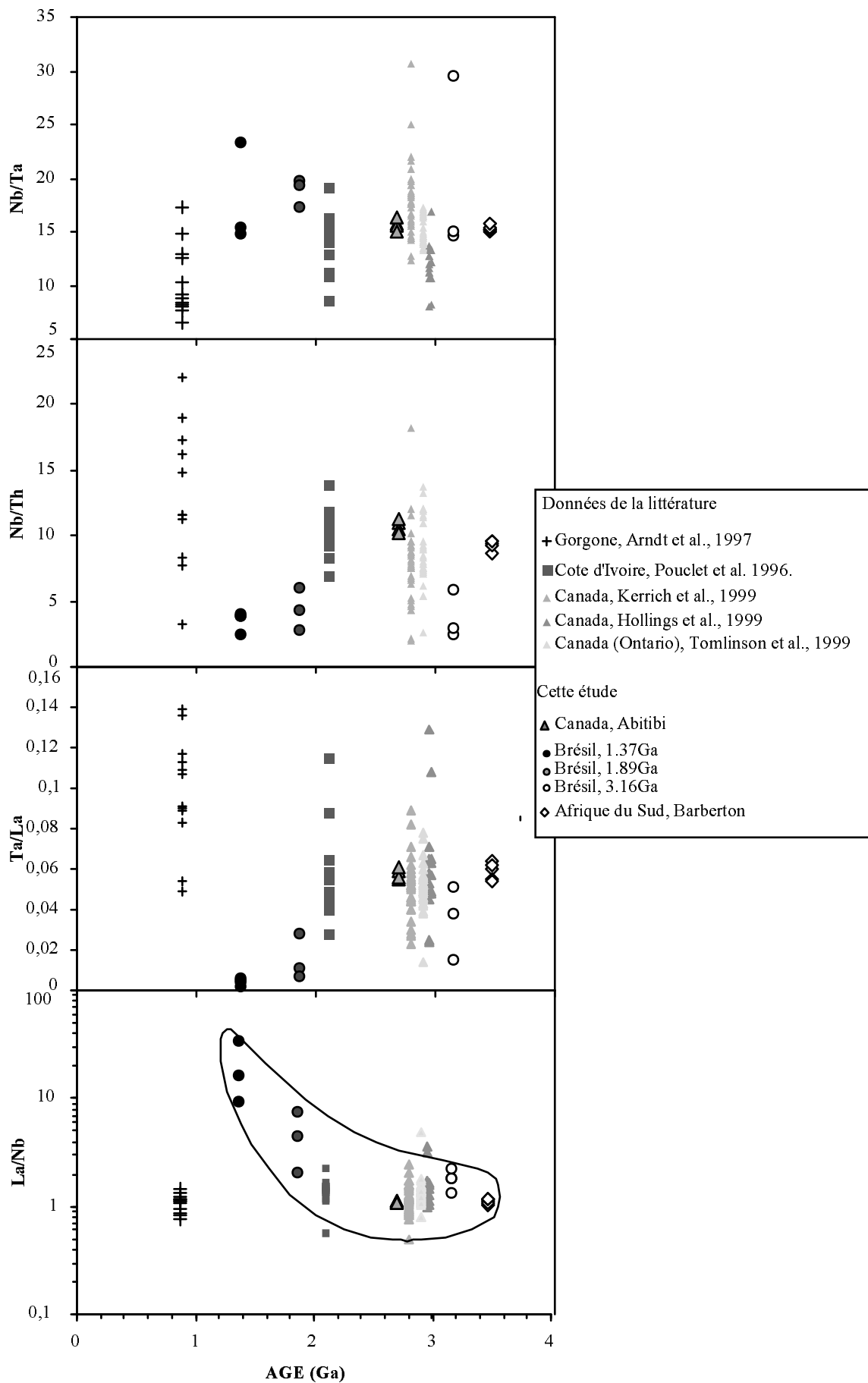


Figure 25 : Variations des rapports Nb/Ta, Nb/Th, Ta/La et La/Nb en fonction de l'âge dans les komatiites analysées au cours de cette étude et dans les komatiites (ou basaltes komatiitiques) issues de la littérature.

B-Discussion : origine des variations des rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La

Nous avons vu plus haut que, les variations de Nb/Ta au sein d'une île donnée couvrent une proportion importante des variations globales de Nb/Ta au sein des OIB. Par contre, les variations de Nb/Th et Ta/La au sein d'une île ne représentent en général qu'un pourcentage plus faible des variations globales de ce rapport dans l'ensemble des OIB .

Ces résultats suggèrent que les variations de Nb/Th et Ta/La devront être appréhendées de manière plus globale en cherchant ce qui différencie les îles, les unes des autres. La figure 20 suggère fortement un lien entre les variations de ces rapports et les caractères isotopiques des îles, donc une intervention des hétérogénéités mantelliques de plus grande échelle dans le fractionnement de ces deux rapports .

Au contraire, l'origine des variations de Nb/Ta pourra être comprise en étudiant le fractionnement local de ce rapport, et en faisant intervenir des processus pétrogénétiques ou des hétérogénéités de source à petite échelle. Les valeurs élevées de Nb/Ta dans les néphélines indiquent que des mécanismes tels que la fusion partielle ou le métasomatisme peuvent être impliqués dans les variations de ce rapport.

1- Variations de Nb/Th et Ta/La au sein des OIB : un lien direct avec les caractères isotopiques

Comme nous l'a montré la figure (20), les valeurs moyennes de Nb/Th et Ta/La de chaque île sont fortement liées à la position de l'île dans le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Par ailleurs, on observe une corrélation entre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et Nb/Th ou Ta/La (Fig. 26a, b).

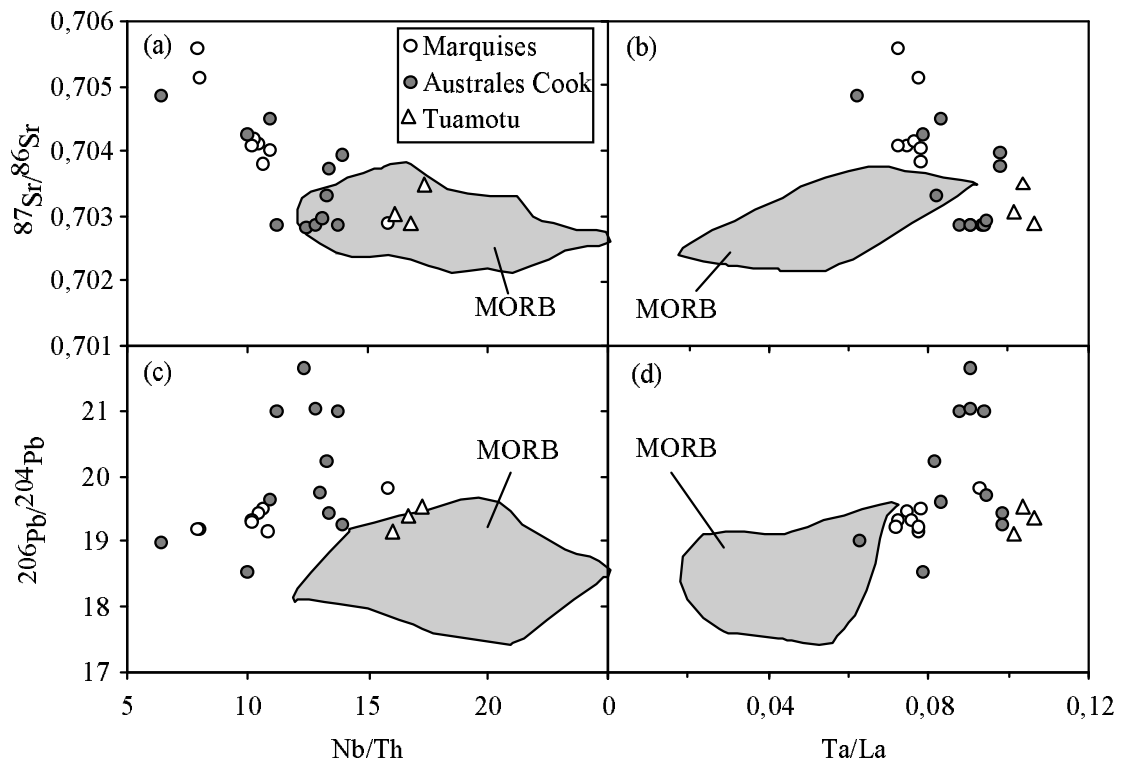


Figure 26 : Représentation des valeurs moyennes du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction des rapports moyens Nb/Th et Ta/La pour chaque île étudiée. Les valeurs Nb/Th et Ta/La des Marqueses proviennent de données de Woodhead & Barszus (non publiées). Les données isotopiques et le champs des MORB sont tirées de la littérature ou de communications personnelles.

La représentation en parallèle de Nb/Th en fonction de Ta/La et des caractéristiques isotopiques en strontium et plomb des îles étudiées (Fig. 27) nous permet de distinguer plusieurs groupes caractérisés à la fois par leur valeur de Nb/Th, Ta/La et par leurs rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$:

- **Les OIB des pôles isotopiques EM** ("Enriched Mantle"), comme les îles d'Aitutaki, de Rarotonga, d'Atiu de sont caractérisés par les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ les plus élevés et des valeurs faibles de Nb/Th et Ta/La inférieures à 10 et à 0,08 respectivement (Fig. 26a, 27).

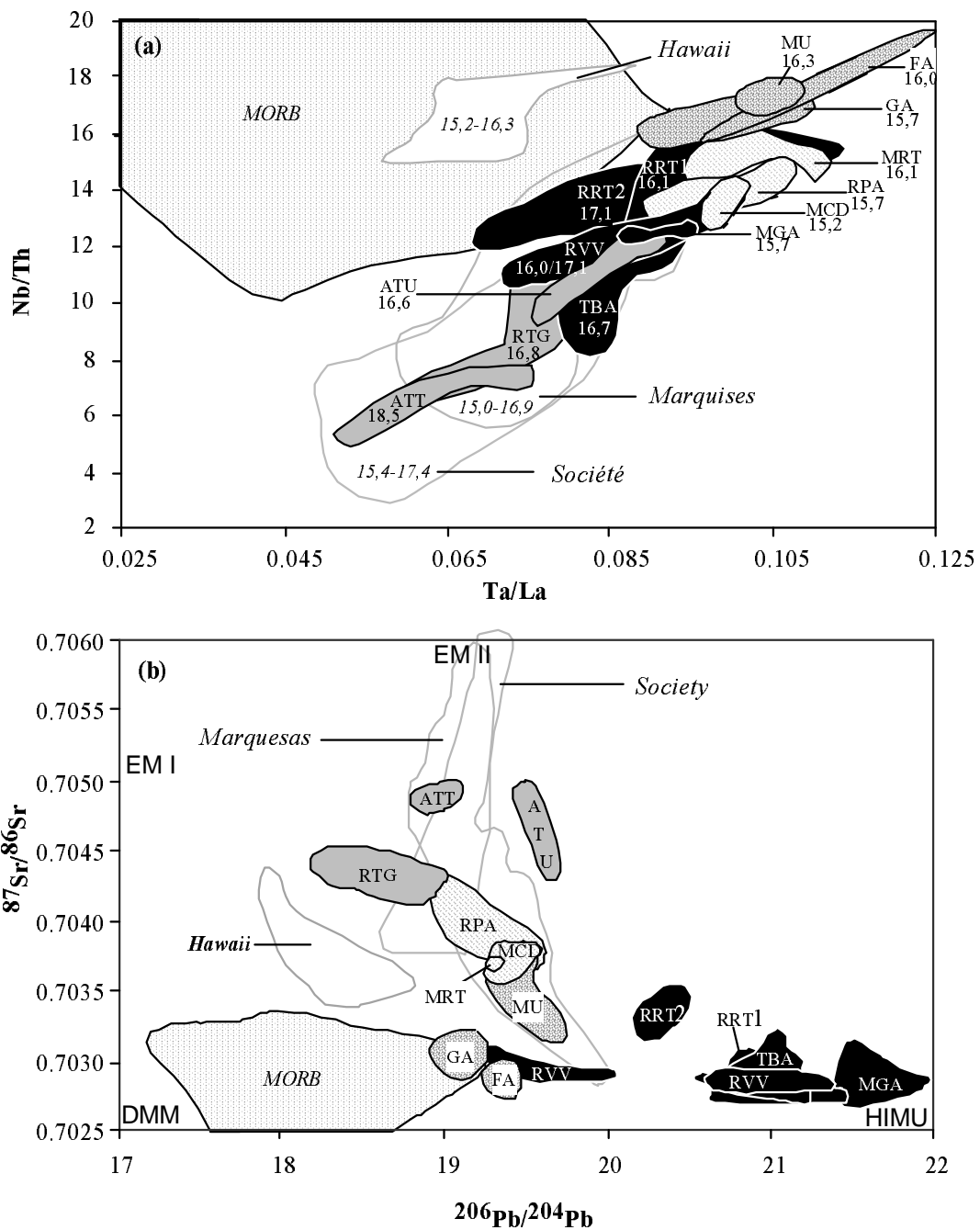


Figure 27 : (a) Représentation de Nb/Th en fonction de Ta/La pour basaltes des îles des Australes Cook et de Tuamotu analysés dans cette thèse. Les champs représentatifs des MORB, de Hawaii, de la Société et des Marquises sont basés sur des données de la littérature. (b) Compositions isotopiques des îles étudiées. (données de la littérature): ATT (Aitutaki), ATU (Atiu), FA (Fangataufa), GA (Gambier), MCD (MacDonald), MGA (Mangaia), MRT (Marotiri), MU (Mururoa), RPA (Rapa), RTG (Rarotonga), RVV (Raivavae), RRT 1(Rurutu ancien), RRT2 (Rurutu récent), TBA (Tubuai). Les couleurs sont utilisées pour repérer plus facilement les groupes d'îles étudiées en parallèle en (a) et en (b).

La composition isotopique du pôle EM est attribuée à la participation de lithosphère subcontinentale (Palacz & Saunders, 1986 ; Hawkesworth et al., 1984, 1986, 1989 pour le pôle EMII ; Mckenzie & O’Nions, 1983, pour le pôle EMI), ou bien au recyclage de croûte océanique contaminée par des sédiments pélagiques (Weaver, 1991, pour le pôle EMI), ou détritiques (White & Hofmann, 1982 ; Weaver, 1991 ; Chauvel & Hofmann, 1992, pour le pôle EMII). Le recyclage de sédiments détritiques est l’hypothèse qui rend le mieux compte des valeurs faibles de Nb/Th (< 10) et Ta/La (< 0.08) dans les OIB de type EM, à côté de leurs caractères isotopiques. Les continents et les arcs insulaires ont en effet en commun des anomalies négatives de Nb et Ta par rapport à Th et U. Les recyclage de sédiments détritiques dérivés de l’un ou l’autre de ces réservoirs expliquerait parfaitement les spécificités géochimiques des OIB de type EM. Ces deux dernières interprétations sont en accord avec les basses valeurs de Nb/Th (<10) et Ta/La qui caractérisent aussi les arcs et la croûte continentale (Fig. 28).

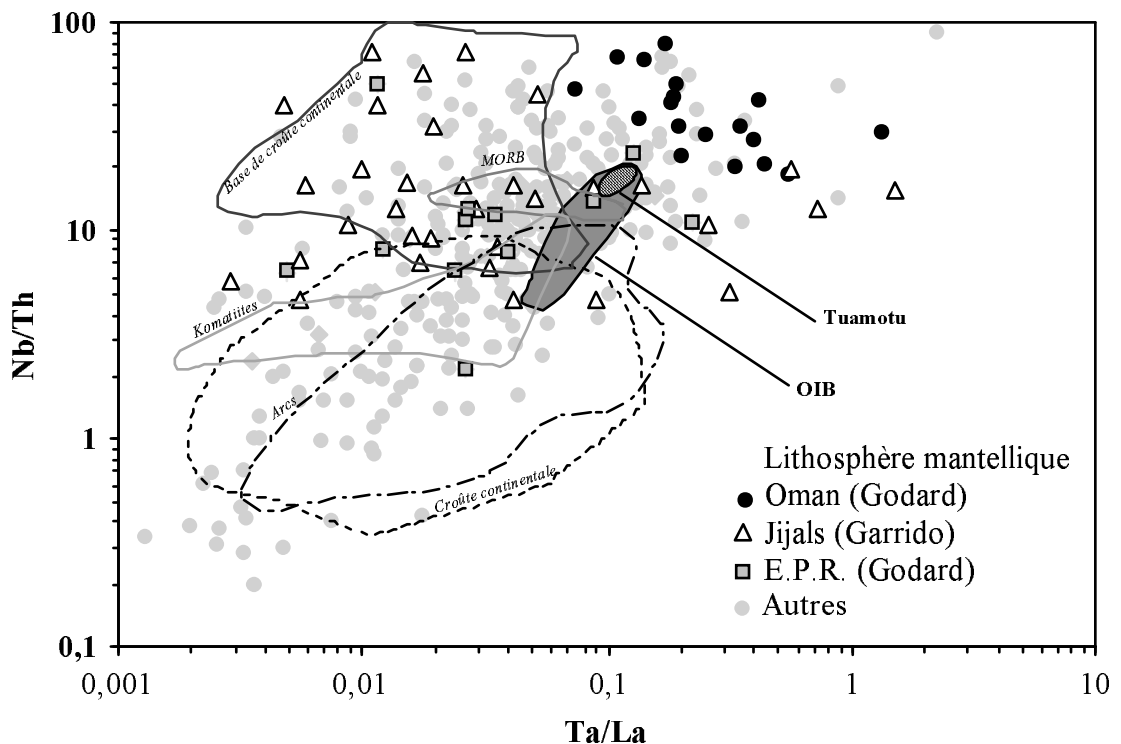


Figure 28 : Représentation de Nb/Th en fonction de Ta/La. Les champs des arcs, de la croûte continentale supérieure et inférieure, des komatiites, des MORB sont représentés par des lignes fines pointillées. Les échantillons de manteau lithosphérique sont représentés individuellement par des symboles différents en fonction de leur origine.

- **Les OIB du pôle HIMU**, caractérisés du point de vue isotopique par leurs rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ très élevés (> 20) (Tubuai, Mangaia, Raivavae himu, Rurutu 1 - Fig. 26a, 26b, 27b), présentent par contre des valeurs de Nb/Th et Ta/La intermédiaires parmi les OIB : $10 < \text{Nb/Th} < 15$ et $0,08 < \text{Ta/La} < 0,1$ (Fig. 26c, 26d, 27a). Leur rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est attribué au recyclage de croûte océanique déshydratée et enrichie en U par rapport à Pb (Chase, 1981 ; Hofmann & White, 1982 ; Zindler et al. 1982 ; Palacz & Saunders, 1986 ; Dupuy et al., 1987, 1986, 1989 ; Weaver, 1991 ; Hofmann 1997) . Les valeurs de Nb/Th et Ta/La sont compatibles avec cette hypothèse, le recyclage de croûte océanique étant peu susceptible de modifier la valeur moyenne de ces rapports dans le manteau source des OIB.

- **Les OIB de l'archipel de Tuamotu** (Gambier, Fangataufa et Mururoa) sont caractérisés par des valeurs faibles des deux rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Par contre, ils montrent les valeurs les plus élevées de Nb/Th et Ta/La : $\text{Nb/Th} > 15$ et $\text{Ta/La} > 0,01$ (Fig., 26a, 26b, 27a, 27b). Si les compositions isotopiques et les valeurs élevées du rapport Nb /Th peuvent être expliquées par l'intervention d'un manteau de type DMM ("Depleted MORB Mantle"), ce composant peut difficilement rendre compte des valeurs élevées du rapport Ta/La (Fig. 26). En théorie, des valeurs élevées de Ta/La peuvent résulter d'un faible taux de fusion partielle (Fig. 29). Toutefois, elles devraient dans ce cas être associées à des valeurs faibles de Nb/Th (Fig. 29), ce qui n'est pas le cas à Tuamotu (Fig. 26). D'autre part, le volcanisme des Tuamotu inclue des tholéïtes (Gambier et Fangataufa) qui dérivent de taux de fusion partielle plus importants que les basaltes, basanites et néphélinites de Marotiri ou Rapa, mais présentent néanmoins des rapports Ta/La plus élevés.
 La composition des OIB de Tuamotu implique donc une source mantellique plus enrichie en Nb et Ta, par rapport à Th et La, que la source moyenne des OIB. Comme le montre la figure 28, un certain nombre de réservoirs lithosphériques sont caractérisés par des rapports Nb/Th et/ou Ta/La élevés. Le recyclage de l'un ou l'autre de ces composants pourrait

donc être envisagé pour expliquer l'enrichissement en Nb- Ta des Tuamotu. Il s'agit:

- de la croûte continentale inférieure et probablement aussi de la base des arcs insulaires (cf. également chapitre III), y compris le manteau immédiatement sous-jacent aux arcs (séquence de Jijal, arc obducté du Kohistan, nord-Pakistan – Burg et al., 1998),
- des parties profondes de la lithoshère mantellique sous-continentale, ainsi que la lithosphère océanique représentée par la séquence mantellique de l'ophiolite d'Oman (cf. également chapitre IV).

On remarquera cependant que seuls certains xénolites mantelliques et la séquence mantellique d'Oman présentent des valeurs élevées à la fois pour le rapport Nb/Th et le rapport Ta/La, compatibles avec la composition des OIB de Tuamotu. Toutefois, les péridotites ophiolitiques d'Oman sont caractérisées par des teneurs extrêmement faibles en éléments fortement incompatibles (Godard et al., 2000). Le recyclage de roches mantelliques aussi appauvries ne peut avoir aucun effet sensible sur les rapports d'éléments incompatibles dans la source des OIB.

- **Les OIB de Rapa, Marotiri et MacDonald** forment un groupe intermédiaire entre les OIB du pôle HIMU et ceux de Tuamotu à la fois par leurs rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et par leurs rapports Nb/Th et Ta/La (Fig. 27a, 27b). La source de ces OIB est donc vraisemblablement intermédiaire entre celles évoquées pour ces deux types impliquent à la fois de la croûte océanique et du manteau infra-arc.

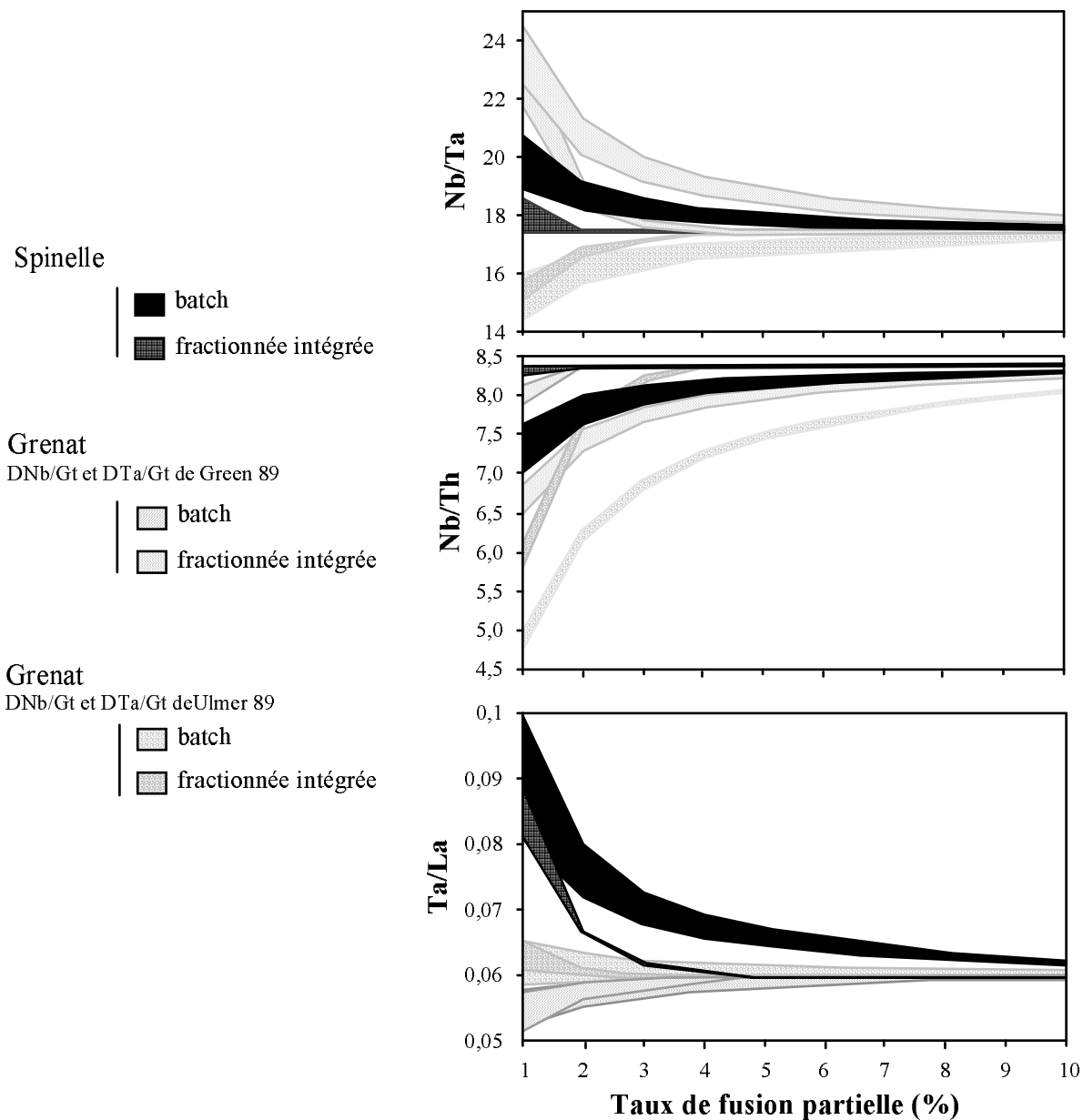


Figure 29: Modélisation des variations de Nb/Ta, Ta/La, Nb/Th en fonction du taux de fusion partielle pour différentes sources possibles (à spinelle ou à grenat). Les champs correspondent aux diverses valeurs de coefficients de partage de Nb et Ta vis à vis du clinopyroxène.

Figure 29 : Nous avons modélisé les variations des rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La en fonction de celle de Nb pour différents taux de fusion partielle. Nous sommes partis d'une péridotite à grenat ou à spinelle.

Avec une combinaison constante de coefficient de partage et un modèle fixé (fusion à l'équilibre ou fusion fractionnée intégrée) nous avons fait varier les proportions des phases fondantes. Les variations de l'allure des courbes les unes par rapport aux autres étaient négligeables. Donc par la suite, nous avons choisi une combinaison de proportions de phases fondantes pour le manteau à grenat et une pour le manteau à spinelle (tableau 6) et nous avons changé les coefficients de partage des différents éléments (Nb, Ta, Th, La). Pour un minéral donné (olivine, clinopyroxène, orthopyroxène ou grenat), nous avons sélectionné les données de la littérature qui avaient déterminé simultanément les coefficients de partage du plus grand nombre d'éléments concernés par notre étude. Cela a beaucoup limité notre choix.

Pour réaliser la figure 29, nous avons fixé les valeurs des coefficients de partage (Kd) de Nb, La et Th par rapport à l'olivine (ol) et à l'orthopyroxène (opx) et pour ceux de Th et La par rapport au grenat et au clinopyroxène (tableau 6). Comme nous ne disposons pas de valeurs de coefficients de partage de Ta par rapport à l'olivine et à l'orthopyroxène, nous les prenons égales à celles de Nb pour ces mêmes phases. Pour les coefficients de partage de Nb et Ta par rapport au grenat (gt), nous avons le choix entre les valeurs proposées par Green (89) et celles de Ulmer (89). Pour chacun des couples (KdNb/gt, KdTa/gt)_{Green} et (KdNb/gt, KdTa/gt)_{Ulmer} dans le cas d'un manteau à grenat et pour le cas d'un manteau à spinelle, nous avons fait varier les coefficients de partage de Nb et Ta par rapport au clinopyroxène (six couples (KdNb/cpx, KdTa/cpx) de valeurs possibles pour le cpx). La figure 29 montre les variations observées dans les différents cas.

Les coefficients KdNb/gt et KdTa/gt de Green (89) (champs rayés) appliqués à une fusion partielle en batch melting ou à une fusion fractionnée intégrée semblent donner les résultats qui correspondent le mieux aux observations effectuées sur l'île de Tubuai. En effet dans ce cas, l'augmentation de Nb s'accompagne d'une augmentation de Nb/Ta, et d'une diminution de Ta/La et Nb/Th. Les différents coefficients choisis pour KdNb/cpx et KdTa/cpx ne font que changer l'amplitude des variations.

FUSION FRACTIONNEE INTEGREE	$CI = (C_{S0}/F) \{1 - (1 - PF/D0)^{1/P}\}$
FUSION A L'EQUILIBRE (BATCH MELTING)	$CI = C_{S0}/D0 + F(1 - P)$
<p>C_{S0}, CI : concentration de la source en l'élément considéré</p> <p>$D0 = \sum X_{0j} K_{dj}$</p> <p>$P = \sum P_j K_{dj}$</p> <p>F : taux de fusion</p>	<p>Pj : % phases j fondantes</p> <p>X_{0i} : % phases i dans source</p> <p>Kdj : coefficient de partage de l'élément / phase i</p> <p>$C_{S0 Nb} = 0.713$ ppm</p> <p>$C_{S0 Ta} = 0.041$ ppm</p> <p>$C_{S0 Th} = 0.085$ ppm</p> <p>$C_{S0 La} = 0.687$ ppm</p>

		Olivine	Orthopyroxène	Clinopyroxène	Grenat
champ du grenat	% phases dans source	0.6	0.2	0.1	0.1
	% phases fondantes	0	0.2	0.3	0.5
champ du spinelle	% phases dans source	0.55	0.3	0.15	
	% phases fondantes	-0.1	0.45	0.65	
Kd Nb	5.10^{-5} (Kennedy 93)	3.10^{-3} (Kelemen 93)	de $2,8 \cdot 10^{-3}$ à 1.10^{-2} selon les auteurs (cf. ci dessous)	$2.10^{-2} / 7.10^{-2}$ (Green 89/ Ulmer 89)	
Kd Ta	5.10^{-3} ?	3.10^{-3} ?	de $2,4 \cdot 10^{-3}$ à 1.10^{-2} selon les auteurs (cf. ci-dessous)	$6.10^{-2} / 4.10^{-2}$ (Green 89/ Ulmer 89)	
Kd La	2.10^{-4} (Kennedy 93)	$3,1.10^{-3}$ (Kennedy 93)	$5,4.10^{-2}$ (Hart & Dunn 93)	7.10^{-4} (Kelemen 93)	
Kd Th	6.10^{-6} (Beattie 93)	2.10^{-5} (Beattie 93)	2.10^{-2} (Beattie 93)	$2,1.10^{-3}$ (Beattie 93)	

	Skulski 94	Lundstrom 98		Jenner 93	Forsythe 94	
Nb/Cpx	0,003	0,006	0,0028	0,004	0,004	0,039
Ta/Cpx	0,01	0,019	0,0024	0,019	0,029	0,164

Tableau 6 : Paramètres et formules utilisés dans la figure 29 pour modéliser les variations des rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La avec la fusion partielle.

Le schéma de la figure 30 récapitule les différentes contributions possibles aux sources mantelliques des OIB des Australes Cook. Il s'agit :

- des sédiments détritiques pour les îles de Rarotonga, Atiu et Aitutaki,
- de la croûte océanique subductée pour les îles du pôle HIMU, telles que Tubuai, Mangaia,
- du manteau infra-arc pour les îles de l'archipel de Tuamotu.

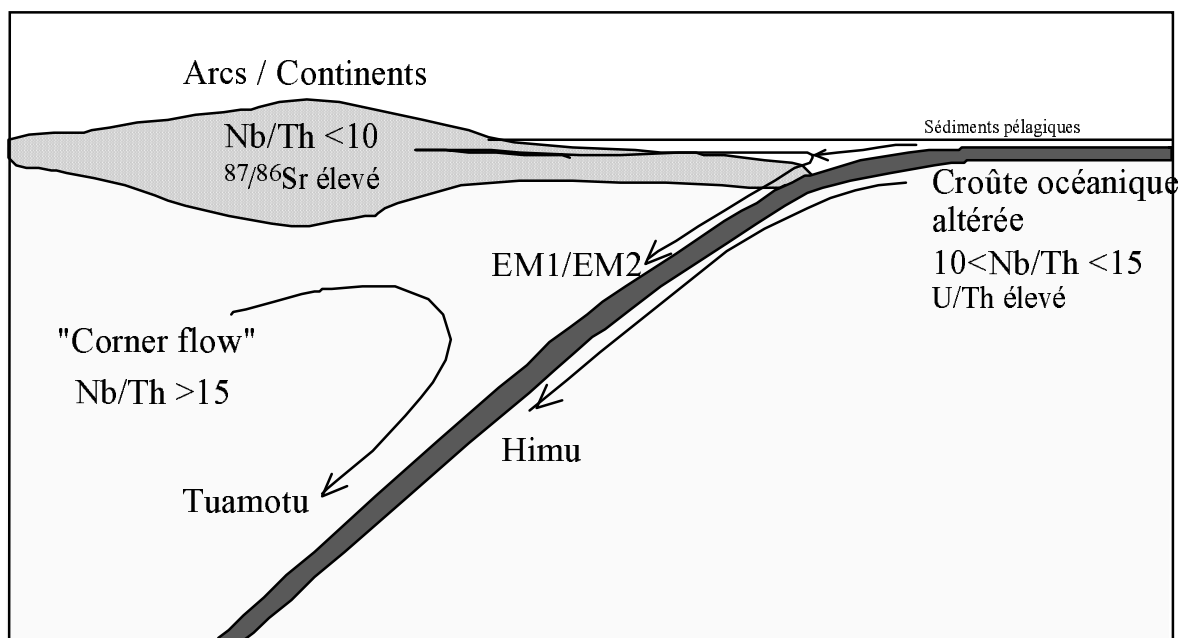


Figure 30 : Schéma récapitulatif des différentes origines possibles des sources des OIB de Tuamotu et des Australes Cook.

2- Variations de Nb/Ta au sein des OIB : effet de la cristallisation fractionnée, de la fusion partielle et des interactions magmas asthénosphériques et la lithosphère océanique

Comme nous l'avons vu, le rapport Nb/Ta peut être étudié à partir d'une île, nous allons nous intéresser en premier lieu à une seule île, à partir d'un échantillonnage nous permettant de tester les divers processus – ou hétérogénéités à petite échelle - susceptibles d'expliquer les variations de ce rapport. Tubuai est l'île dont nous avons analysé le plus grand nombre d'échantillons et pour laquelle nous disposons à la fois de termes issus d'un faible taux de fusion partielle (néphélinites) et de termes différenciés (phonolites). Dans le diagramme SiO_2 (%) en fonction de la teneur en alcalins (Fig. 31a), les échantillons de Tubuai montrent deux alignements correspondant, selon une première approximation, l'un à des roches liées par des taux de fusion partielle variables (des néphélinites TB061 et TBA 107 aux basaltes TBA09 et TBA 11), l'autre à des roches différenciées par cristallisation fractionnée (phonolite TB010, par exemple) (Green & Ringwood, 1967 ; Frey et al., 1978). Toutes ces roches se retrouvent alignées dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (%) en fonction de $\text{Mg}^\#$ (Fig. 31b), où les néphélinites se situent en position intermédiaire entre les phonolites et les basaltes.

Les trois échantillons de phonolite analysés montrent des variations importantes des rapports Nb/Ta et Ta/La, deux échantillons (TB006 et TB009) ayant des rapports respectivement inférieurs et supérieurs à ceux mesurés dans les basaltes et les néphélinites (Fig. 31c, d, g, h). Comme l'a proposé Wolff (1984), ces variations peuvent résulter de la cristallisation de minéraux accessoires fractionnant ces éléments, tel que le sphène. Pour étudier les processus de source, nous nous focaliserons donc sur les termes les moins différenciés, en excluant les phonolites.

Ces termes montrent généralement des corrélations, positives ou négatives, de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La en fonction de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (%) ou $\text{Mg}^\#$ (Fig. 31c, d, e, f, g, h).

Les corrélations positives de Nb/Ta et négative de Nb/Th en fonction de la somme des alcalins peuvent être simplement expliquées par des variations du taux de fusion partielle. La modélisation des variations de Nb/Ta et Nb/Th dans les liquides de fusion partielle produits à partir d'une péridotite à spinelle ou à grenat, utilisant les coefficients de partage proposés par Green (1989) pour Nb et Ta, est en accord avec

cette hypothèse (Fig. 29). Green (1989) avait déjà montré que Nb/Ta pouvait être plus élevé dans les laves dérivant d'un faible taux de fusion partielle.

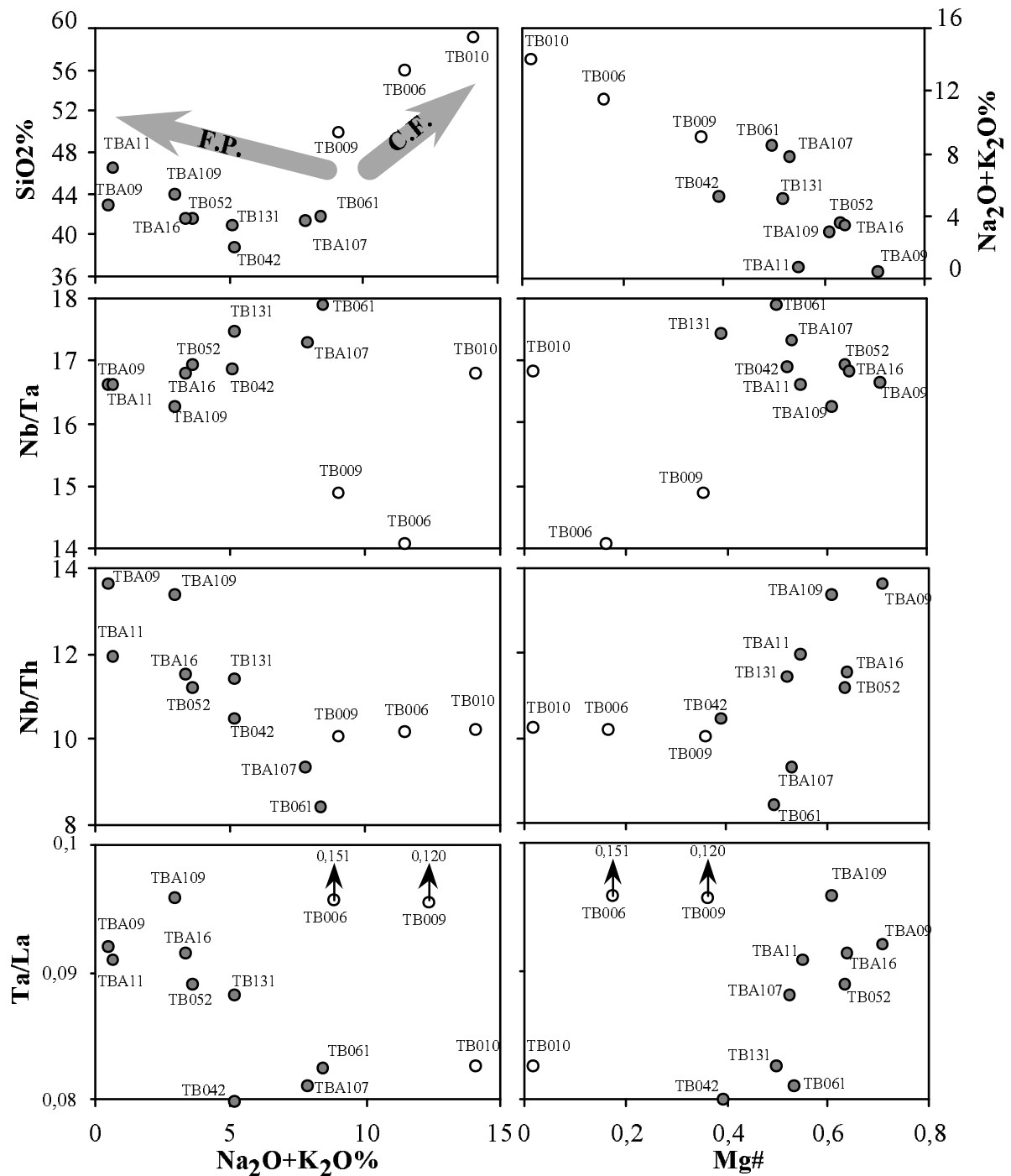


Figure 31 : Variations de SiO₂ (%), Nb/Ta, Ta/La, Nb/Th, en fonction de la teneur en alcalins (Na₂O+K₂O %) et du rapport Mg (Mg#) pour les échantillons de l'île de Tubuai. Les termes les plus différenciés (phonolites) sont symbolisés par des cercles vides (O). Les flèches indiquent un taux de fusion partielle (F.P.) ou une différenciation par cristallisation fractionnée (C.F.) croissants.

Raivavae (Himu), Rapa, Rarotonga et Rurutu montrent également des corrélations entre Nb/Ta et $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Fig. 32). Pour Nb/Th, les corrélations sont moins nettes qu'à Tubuai.

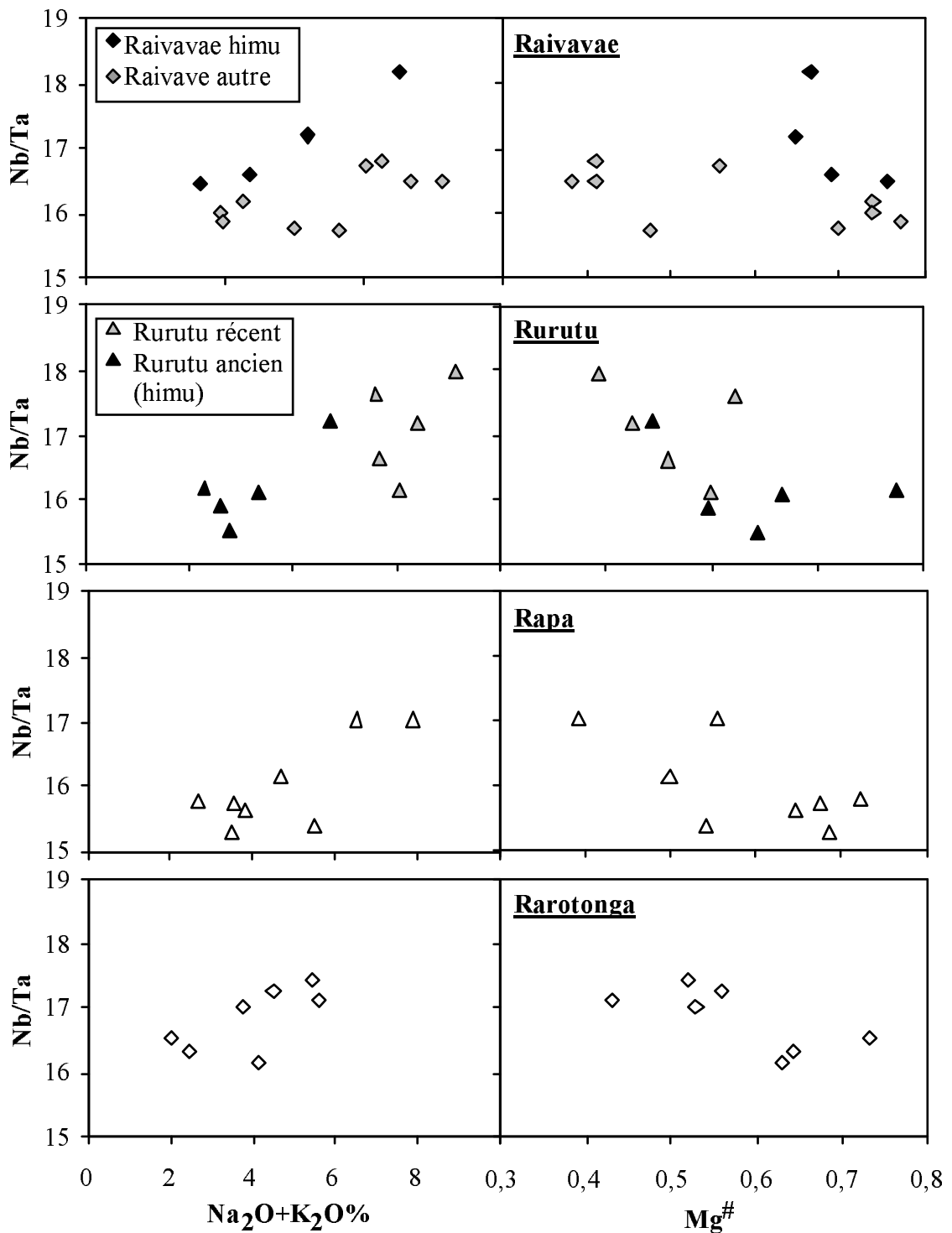


Figure 32 : Représentation de Nb/Ta en fonction de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (%) et Mg# pour les îles de Raivavae, Rapa, Rurutu et Rarotonga .

Lorsque toutes les îles sont prises en compte, la figure 33 illustre la tendance des échantillons à une augmentation de Nb/Ta vers les termes les plus enrichis en alcalins et les plus appauvris en silice est la plus faible c'est-à-dire vers les degrés de fusion partielle les plus faibles.

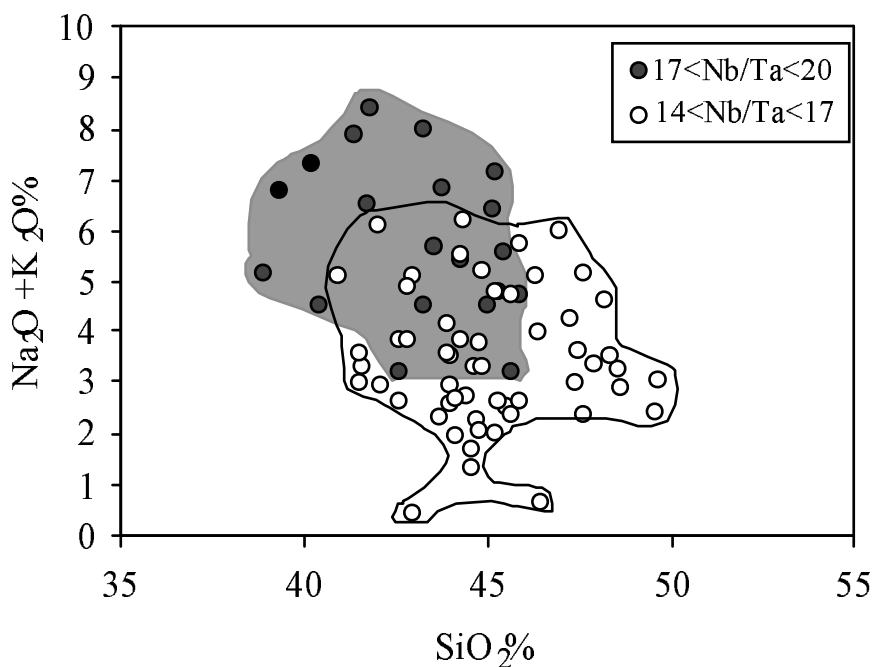


Figure 33 : Représentation de tous les OIB analysés (exceptées les phonolites) dans un diagramme alcalins en fonction de SiO₂ (%), avec des symboles différents selon les valeurs du rapport Nb/Ta.

Cependant, les variations de Ta/La ne sont pas compatibles avec cette interprétation. En effet, compte tenu des valeurs des coefficients de partage de Ta et La, Ta/La devrait augmenter lorsque le taux de fusion partielle diminue (Fig. 29), c'est-à-dire lorsque Na₂O+K₂O augmente. Or nous observons l'effet contraire à Tubuai (Fig. 31g). D'autre part, les variations de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La sont associées à une variation importante du rapport Mg#, de 0,4 dans les néphélinites à 0,7 dans les basaltes. Des corrélations positives sont observées entre Nb/Th, Ta/La et Mg# (Fig. 31f, g). Une telle amplitude de variation du rapport Mg# ne peut être expliquée par des degrés variables de fusion partielle à partir d'une source homogène et ayant un rapport Mg# voisin de 0,89, comme on l'admet généralement pour le manteau supérieur (Ulmer, 89). A elle seule, la fusion partielle ne peut donc expliquer ni les variations de Ta/La, ni celles de Mg#. Il est donc nécessaire de faire intervenir une source hétérogène, deux hypothèses pouvant être envisagées, selon que l'hétérogénéité est :

- *temporelle*, c'est-à-dire qu'elle évolue pendant le volcanisme. Une telle évolution peut résulter d'un métasomatisme associé à l'érosion thermique de la lithosphère par un panache mantellique.
- *spatiale*, c'est-à-dire témoignant d'un manteau asthénosphérique hétérogène à petite échelle de type "Marble Cake" (Allègre et al., 1989 ; Allègre & Turcotte, 1986).

On remarquera que des situations intermédiaires entre ces deux hypothèses sont possibles, impliquant par exemple, la cristallisation de veines métasomatiques au sein de la lithosphère.

Des travaux antérieurs ont déjà fait allusion à ces deux mécanismes. En particulier, des études sur Tubuai publiées par Caroff (1997) proposent deux origines différentes pour les basaltes et basanites d'une part et pour les néphélinites d'autre part. Les premiers dériveraient de la fusion partielle de la partie supérieure de l'asthénosphère (entre les domaines des péridotites à spinelle et celui des péridotites à grenat), et les néphélinites de la fusion partielle de manteau lithosphérique à spinelle. Cette région aurait été enrichie en veines de pyroxénites, cristallisant à partir de liquides extraits d'un panache asthénosphérique et infiltrés au sein de la lithosphère lors de l'érosion thermique. Cependant, Caroff n'exclut pas une autre hypothèse suggérée pour la ride Est - Pacifique par Prinzhofer et al. (1989), qui fait intervenir une source hétérogène composée de péridotites et de pyroxénites, ces dernières représentant de la croûte recyclée et partiellement dispersée au sein du manteau convectif (hypothèse du "Marble Cake" - Allègre et al., 1989 ; Allègre & Turcotte, 1986). Les proportions relatives des deux composants impliqués dans la fusion dépendraient du degré de fusion partielle, les pyroxénites étant prédominantes dans le cas de faibles degrés de fusion. Ces roches étant par ailleurs caractérisées par des valeurs de Mg# beaucoup plus faibles que les péridotites, leur implication expliquerait la variation importante de ce rapport dans les basaltes et les néphélinites de Tubuai, ainsi que la valeur faible caractéristique des néphélinites.

Toutefois, le modèle du "Marble Cake" est difficilement applicable, et ce pour deux raisons majeures :

- d'une part, cette hypothèse implique, pour expliquer la variation de Nb/Ta dans les laves de Tubuai, que la croûte océanique subductée soit caractérisée par des rapports Nb/Ta supérieurs à la valeur de la source "moyenne" des OIB, ce qui est difficilement admissible.

- d'autre part, si l'on admet qu'une hétérogénéité du rapport Mg# soit préservée entre pyroxénites et péridotites (en dépit de la rééquilibration relativement rapide de ce rapport en conditions mantelliques – Bodinier et al., 1988), il est logique que ces roches préservent une hétérogénéité isotopique. L'hétérogénéité isotopique entre péridotite et pyroxénites observée dans les massifs orogéniques est d'ailleurs à l'origine du concept "Marble Cake" (Allègre et al., 1989 ; Allègre & Turcotte, 1986). Or les variations de Nb/Ta et de Mg# à Tubuai ne sont pas associées à des variations isotopiques. Comme nous l'avons vu plus haut, les variations isotopiques les plus importantes sont observées entre différentes îles ou archipels, et sont associées à des variations de Nb/Th et Ta/La, plutôt que Nb/Ta.

L'hypothèse d'un métasomatisme en base de lithosphère, associé à l'érosion thermique de cette dernière par un panache mantellique, nous semble donc l'hypothèse la plus probable pour expliquer les variations de Nb/Ta, Nb /Th et Ta/La couplées à de fortes variations de Mg#. Comme nous le verrons plus loin (chapitre IV), l'enrichissement du manteau lithosphérique par des fluides dérivés de magmas mantelliques (éventuellement de composition carbonatitique – Rudnick et al., 1993) conduit au développement de fortes anomalies négatives de Nb-Ta par rapport à Th et La, couplé à une augmentation du rapport Nb/Ta. Ce métasomatisme est largement répandu dans le manteau lithosphérique, y compris en domaine océanique, à l'aplomb des îles océaniques. Hauri et al. (1993), en particulier, ont mis en évidence ce type de métasomatisme dans des xénolites mantelliques remontés par le volcanisme de Tubuai. On peut donc proposer le scénario suivant, en relation avec un processus d'érosion thermique de la lithosphère à l'aplomb d'un panache mantellique (Fig. 34):

- (a) un métasomatisme de la base de la lithosphère par des fluides dérivés de magmas asthénosphériques extraits d'un panache mantellique. Ce processus, parfois qualifié d'érosion "chimique" de la lithosphère (Bedini et al., 1997) doit prendre deux formes principales: d'une part la cristallisation de veines pyroxénitiques (\pm amphibole et/ou phlogopite) caractérisés par des Mg# faibles, de façon à expliquer les valeurs faibles de ce rapport dans les

néphélinites, d'autre part l'infiltration diffuse de fluides évolués (riches en volatils), contrôlant la composition en éléments fortement incompatibles des péridotites traversées. Ces deux formes de métasomatisme peuvent être expliqués par un mécanisme unique d'évolution des magmas asthénosphériques au sein du manteau lithosphérique (Bodinier et al., 1990; 1999). Comme le suggère la figure 34, cet épisode métasomatique peut être contemporain d'une première phase volcanique dominée par des basaltes et des basanites extraits du manteau asthénosphérique (Caroff, 1997).

- (b) du fait de la progression vers le haut du front d'érosion thermique (et/ou de son enrichissement en fluides), le domaine métasomatisé est par la suite englobé dans le domaine de fusion partielle. Ce domaine ne subit cependant qu'un taux de fusion partielle modéré, impliquant préférentiellement les zones enrichies en veines métasomatiques, et témoignant probablement de la préservation d'un gradient thermique conductif. Cet épisode serait à l'origine des néphélinites, caractérisées par des valeurs faibles de $Mg\#$ (jusqu'à 0.4), Nb/Th et Ta/La, et des valeurs relativement élevées de Nb/Ta, par rapport aux basaltes et basanites. Dans un tel schéma, les valeurs élevées de Nb/Ta peuvent en théorie résulter tout autant du faible degré de fusion partielle que d'un rapport élevé dans la source métasomatisée. Cependant, nous avons vu (Fig. 29) qu'un effet de fusion partielle devrait se traduire par des variations opposées de Nb/Th et Ta/La. Les valeurs élevées de Nb/Ta dans les néphélinites traduisent donc plus vraisemblablement un effet de source.

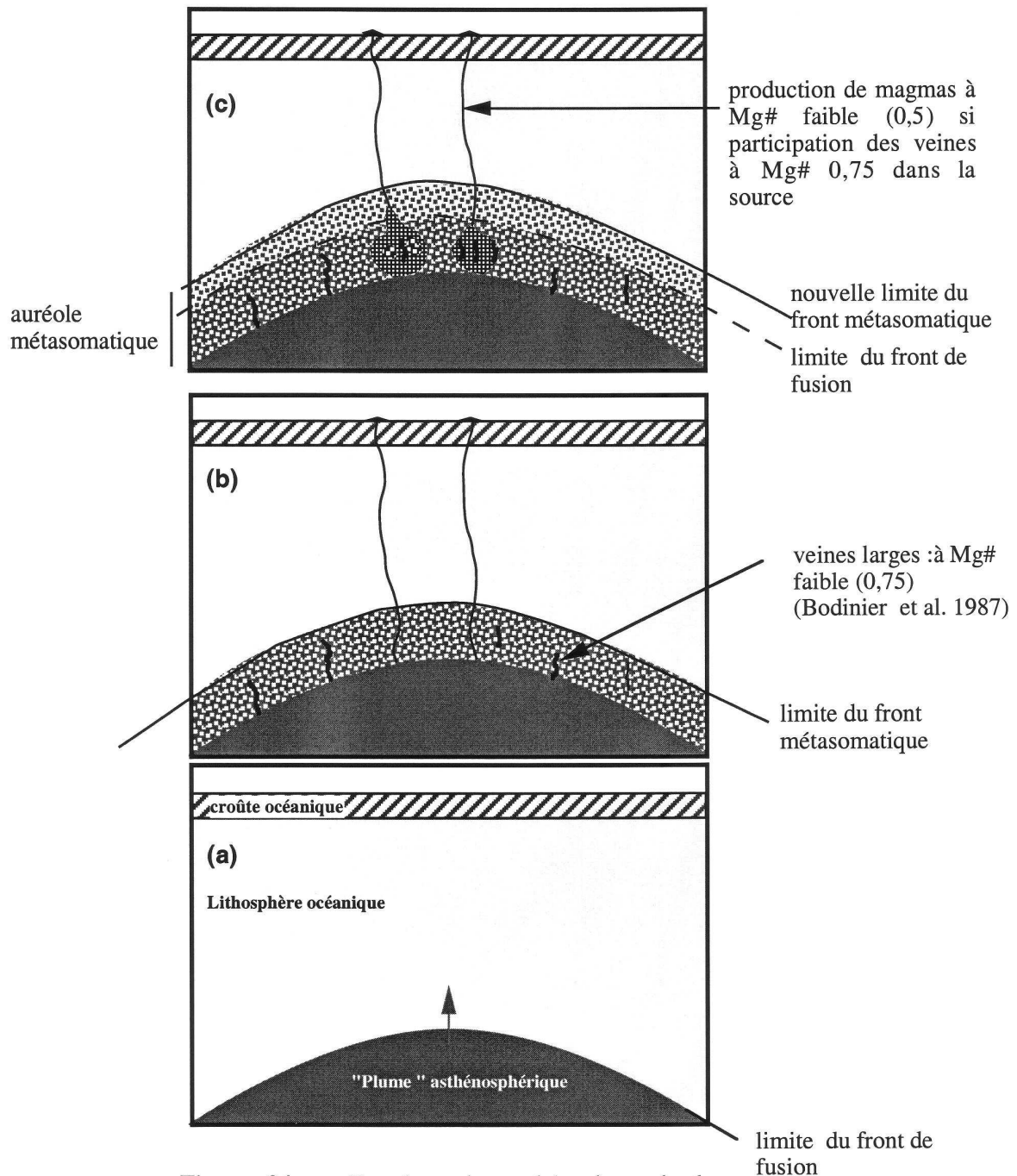


Figure 34 : Représentation schématique de la formation d'un front métasomatique lors de l'arrivée d'un plume asthénosphérique dans la lithosphère (érosion thermique)

L'interaction (a) entre un magma asthénosphérique et une lithosphère susjacent se traduit par (b) la formation d'une auréole métasomatique liée à la percolation de faibles volumes de liquide. Les parties basales de l'auréole métasomatique sont caractérisées par une cristallisation de roches à Mg# faible (0,75), particulièrement dans les zones de type veine où le rapport liquide/roche est élevé. La fusion ultérieure (c) de ces zones est donc susceptible d'engendrer des magmas dont les Mg# peuvent être très bas.

On notera qu'un scénario tout à fait similaire a été récemment proposé pour les basaltes du Cantal (Massif Central) par Pilet et al. (2001). Dans ce cas, l'existence d'une source métasomatique pour les basaltes et néphélinites tardives (épisode "supracantalien") est attestée par l'existence de coeurs hérités de couleur verte au sein des pyroxènes. Contrairement à l'exemple de Tubuai, cependant, l'évolution observée dans le Cantal s'accompagne d'une forte diminution du rapport Nb/Th des laves "infracantaliennes" aux laves "supracantaliennes". En fait, d'autres îles de Polynésie, qui montrent les même variations que Tubuai en ce qui concerne Mg# et Nb/Ta, ne montrent pas de variations significatives de Nb/Th et Ta/La. Dans le cadre du modèle métasomatique, ces différences s'expliquent aisément par l'extrême variation de ces rapports lors de l'infiltration de fluides en milieu lithosphérique. Ces variations sont prédites par les modèles numériques, principalement en fonction du rapport fluide/roche (Fig. 4 de cette étude tirée de la Fig. 8 de Bedini et al., 1997); elles sont également observées dans les xénolites (Fig. 4 de Bedini et al., 1997).

On notera également qu'un métasomatisme particulièrement développé, lié à la localisation d'Aitutaki (sur le bourrelet flexural annulaire de Rarotonga – Dickinson, 1998) peut être à l'origine des valeurs élevées de Nb/Ta mesurées dans les basaltes et les basanites de cette île.

Les variations de Nb/Ta étant pour l'essentiel observées au sein d'îles individuelles, on peut conclure de ce qui précède que la variation globale de ce rapport dans les OIB résulte pour l'essentiel d'effets métasomatiques tels que ceux proposés pour Tubuai.

3- Valeurs de Nb/Ta, Nb/Th, Ta/La retenues pour caractériser le manteau source des OIB

Qu'il s'agisse de fusion partielle ou de métasomatisme, à l'origine des variations de Nb/Ta dans les OIB, ces mécanismes ont tendance à **augmenter** légèrement les valeurs de Nb/Ta par rapport à leur source mantellique. Le **calcul de la valeur moyenne** de Nb/Ta au sein des OIB donnera donc une **valeur maximale du rapport Nb/Ta** dans le manteau asthénosphérique (Fig. 35). De façon à éviter un biais dû à des taux de fusion faibles ou des effets métasomatiques prononcés (Mg# faible), nous avons également calculé des valeurs moyennes de Nb/Ta en nous limitant aux laves dont le rapport Mg# était compris entre 0,6 et 0,8. Des moyennes basées sur le même

travail de sélection ont été également calculés pour les rapports Nb/Th et Ta/La (tableau 7).

Au final, nous constatons que les différentes méthodes ne changent que très légèrement les valeurs moyennes des trois rapports. Nos résultats nous conduisent à proposer la valeur de **16,0 ± 0,5**, comme valeur représentative du rapport **Nb/Ta du manteau asthénosphérique**. Les valeurs moyennes obtenues pour Nb/Th et Ta/La sont très discutables car nous avons vu que ces rapports variaient en fonction des pôles isotopiques. Les moyennes dépendent donc fortement de la représentativité de notre échantillonnage, et leur écart-type est élevé particulièrement dans le cas de Ta/La (Nb/Th = 10,8 ± 3,3 et Ta/La = 0,08 ± 0,15).

	Nb/Ta	Ta/La	Nb/Th
Moyenne de toutes les données prises en compte			
Australes Cook (AC)	16,5 (1)	0,091 (0,015)	12,2 (2,3)
Tuamotu (T)	15,9 (0,4)	0,104 (0,010)	16,7 (1,4)
Marquises (M) (réf. a)	16,4 (0,8)	0,077 (0,009)	10,2 (2,6)
Société (S) (réf. b)	16,8 (1)	0,068 (0,009)	7,7 (1,8)
Hawaii (H) (réf. c)	15,8 (0,9)	0,069 (0,008)	16,0 (0,9)
AC+T+M+S+H	16,5 (0,95)	0,081 (0,015)	10,8 (3,3)
Moyennes des données dont le Mg# est compris entre 0,6 et 0,8			
Australes Cook	16,4 (1,1)	0,090 (0,013)	12,1 (2,5)
Tuamotu	15,6 (0,13)	0,104 (0,005)	16,1 (1,1)
Marquises (réf. a)	16,4 (0,6)	0,077 (0,007)	10,6 (2,1)

Tableau 7 : Comparaison des valeurs moyennes de Nb/Ta, Ta/La et Nb/Th obtenues en prenant en compte toutes les données ou en ne sélectionnant que celles dont le rapport Mg# est compris entre 0,6 et 0,8. Les nombres entre parenthèses représentent les écart-types. Réf.a : Woodhead, communication personnelle ; Réf. b : White et al., 1996 ; Réf. c : Hofmann & Jochum, 1996.

4- Valeurs de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La retenues pour caractériser le manteau source des MORB et des komatiites.

L'histogramme de la figure 35 montre la distribution des rapports Nb/Ta dans notre compilation de données sur les MORB. La moyenne de ces données est 14,4, avec un écart-type de 1,7. Cette valeur est légèrement plus faible que celle proposée par Jochum et Hofmann (1998) qui est de $15,5 \pm 1$ (avec une gamme de variation de 14 à 17,5). Les valeurs de Nb/Th sont suprachondritiques ($> 8,4$) (Fig. 21, Fig. 35) avec une moyenne de 17,6 et un écart-type de 2,1. Le rapport Ta/La varie de part et d'autre de la valeur chondritique (Fig. 21, Fig. 35), la moyenne de ce rapport étant de 0,054 avec un écart-type de 0,012.

En ce qui concerne les informations apportées par les komatiites sur le manteau archéen, celles-ci doivent être utilisées avec prudence. En effet, des études antérieures focalisées sur les komatiites ont montré que les rapports d'éléments trace dans ces roches pouvaient être modifiés par :

- l'altération (Lahaye et al., 1995)
- la contamination crustale (Arndt, 1985), qui a tendance à appauvrir en Nb et enrichir en Th les komatiites,
- l'intervention de certaines phases minérales comme la majorite (Gruau et al., 1990 ; Lahaye et al., 1995 ; Inoue et al., 2000) ou la perovskite (Kato et al., 1989)

La variabilité des rapports Nb/Ta, des teneurs en éléments trace que nous observons au sein des komatiites de Sao Francisco pourrait refléter l'existence de sources mantelliques de compositions différentes – hypothèse proposée pour l'Archéen (Jochum et al., 1991, par exemple). Cependant, elle pourrait également résulter de l'un ou l'autre des processus évoqués ci-dessus, et en particulier la contamination crustale. Des informations supplémentaires seront nécessaires pour aller plus loin dans l'interprétation de la distribution de Nb et Ta dans ces roches.

Malgré la variabilité des rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La observée à la fois dans nos échantillons et dans les données de la littérature, la moyenne et la médiane de ces trois rapports restent **infrachondritiques** (Fig. 35). Les rapports moyens et médians de Nb/Ta et Ta/La (Nb/Ta moyen = $15,2 \pm 3,7$; Ta/La moyen = $0,055 \pm 0,024$) sont

comparables à ceux des MORB, alors que les valeurs de Nb/Th sont nettement plus faibles. Ce rapport est proche des valeurs chondritiques dans les komatiites (Nb/Th moyen = $8,2 \pm 3,6$, contre 8,48 dans les chondrites) alors qu'il est nettement plus élevé dans les MORB (Nb/Th moyen = $17,6 \pm 2,1$). Cette différence entre komatiites et MORB pourrait être liée à l'extraction de la croûte continentale (Nb/Th faible) qui produirait une augmentation de Nb/Th dans le manteau résiduel postérieurement à l'extraction des komatiites (Jochum et al., 1991). Dans ce cas, on devrait normalement observer une augmentation de Nb/Th dans les komatiites les plus jeunes. Cette évolution est peut-être masquée par les variations liées à d'autres facteurs.

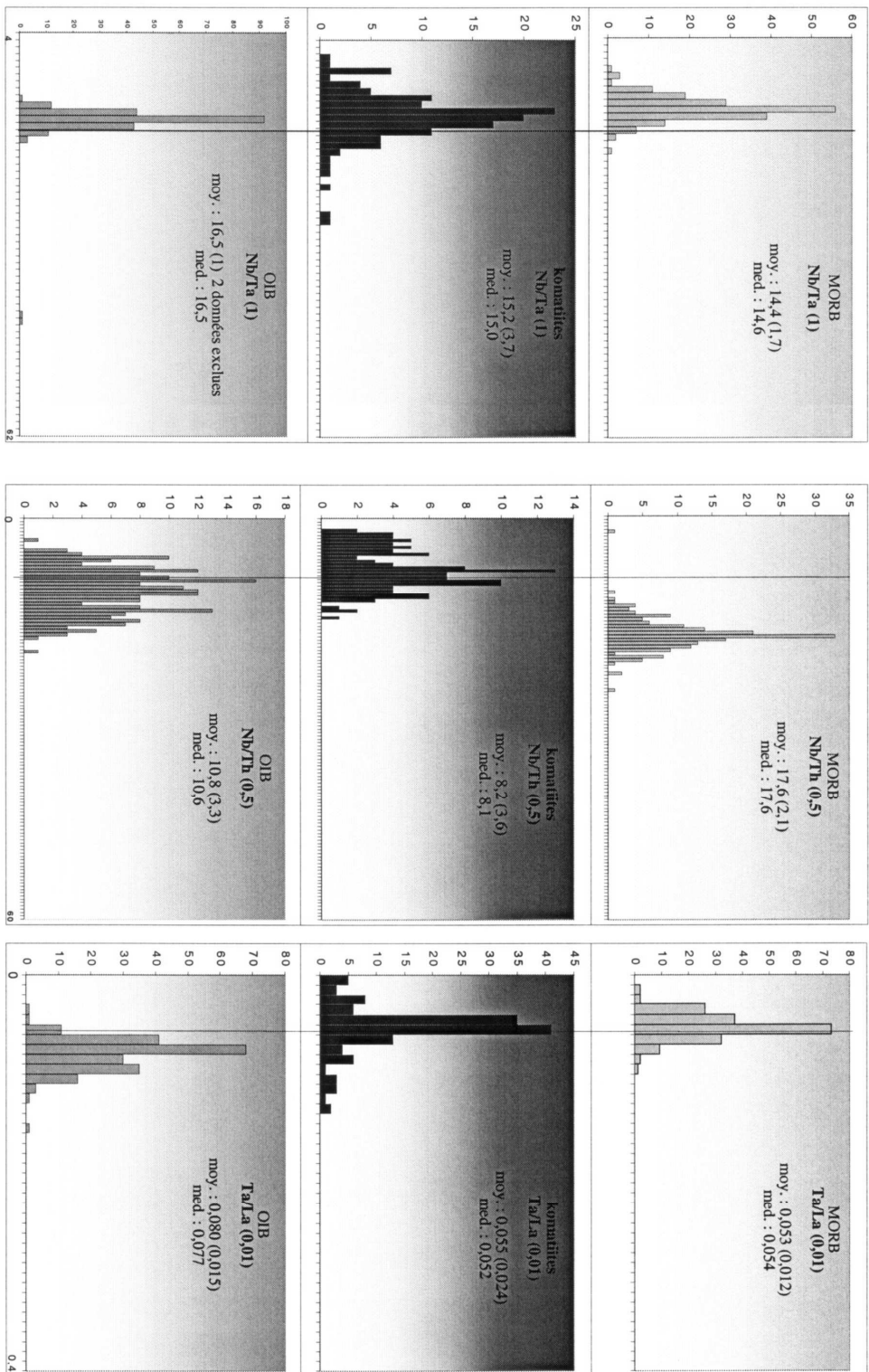


Figure 35 : Histogramme représentant la distribution des valeurs de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La dans les OIB, les MORB et les komatiites. Les valeurs prises en compte sont issues des données publiées et d'échantillons analysés à Montpellier soit dans le cadre de cette thèse, soit dans le cadre d'autres études non publiées (tableau de référence, les MORB* ne sont pas pris en compte). Pour Nb/Ta, chaque division représente 1 unité de 4 à 62, pour Nb/Th chaque division représente 0,5 unité de 0 à 60, pour Ta/La chaque division représente 0,01 de 0 à 0,4. Moy. est la valeur de la moyenne arithmétique, le nombre entre parenthèses est l'écartype, et med. est la médiane. La ligne verticale symbolise la valeur chondritique (17,5 pour Nb/Ta, 8,4 pour Nb/Th et 0,06 pour Ta/La).

IV- CROUTE CONTINENTALE ET ARC INSULAIRES

A- Résultats

1- Croûte continentale

a- Distribution des éléments en trace dans les roches de la croûte continentale supérieure et inférieure

Les figures 36, 37 illustrent les spectres d'éléments en trace des roches crustales normalisés au manteau primitif, pour chaque région étudiée. La croûte continentale supérieure a été distinguée de la croûte inférieure représentée par les xénolites.

Toutes les teneurs en éléments en trace des roches crustales sont enrichies par rapport aux valeurs du manteau primitif, à l'exception des terres rares lourdes (Dy-Lu) dans les granodiorites et certains gneiss gris "jeunes" de Sete Voltas (Fig. 36), et du strontium dans certaines roches de la croûte supérieure du Hoggar (Fig. 37).

Les roches de la **croûte supérieure** sont particulièrement enrichies en éléments incompatibles et montrent de plus un enrichissement des éléments les plus incompatibles par rapport aux moins incompatibles (Fig. 36, 37). Les spectres normalisés sont fortement fractionnés, avec des teneurs en terres rares légères (La-Sm) 10 à 1000 fois supérieures à celles du manteau primitif contre 1 à 50 fois seulement pour les terres rares lourdes. L'appauvrissement en terres rares lourdes est particulièrement marqué dans les roches archéennes du craton du Sao Francisco (gneiss gris et orthogneiss - Fig. 36). Il est attribué à la présence de grenat dans le résidu de fusion (Martin et al., 1997). Les spectres de la croûte supérieure sont également caractérisés par une anomalie négative de Nb et Ta, ainsi que de fréquentes anomalies négatives de Sr, Eu et Ba (Fig. 36, 37).

Les xénolites de **croûte inférieure** sont nettement moins enrichis en éléments incompatibles que la croûte supérieure (Fig. 37, 38). Ils montrent néanmoins, comme la croûte supérieure un enrichissement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (Fig. 37). Les échantillons du craton Sino-Coréen sont particulièrement appauvris en terres rares lourdes (Fig. 37, 39b). Les xénolites paradérivés montrent généralement des anomalies négatives de Sr et EU, moins marquées cependant que

dans la croûte supérieure (Fig. 37). Ils montrent par ailleurs des anomalies positives de Ba, plutôt que négatives, contrairement à la croûte supérieure (Fig. 37). Les xénolites orthodérivés, quant à eux montrent le plus souvent des anomalies positives de Ba, Sr et Eu.

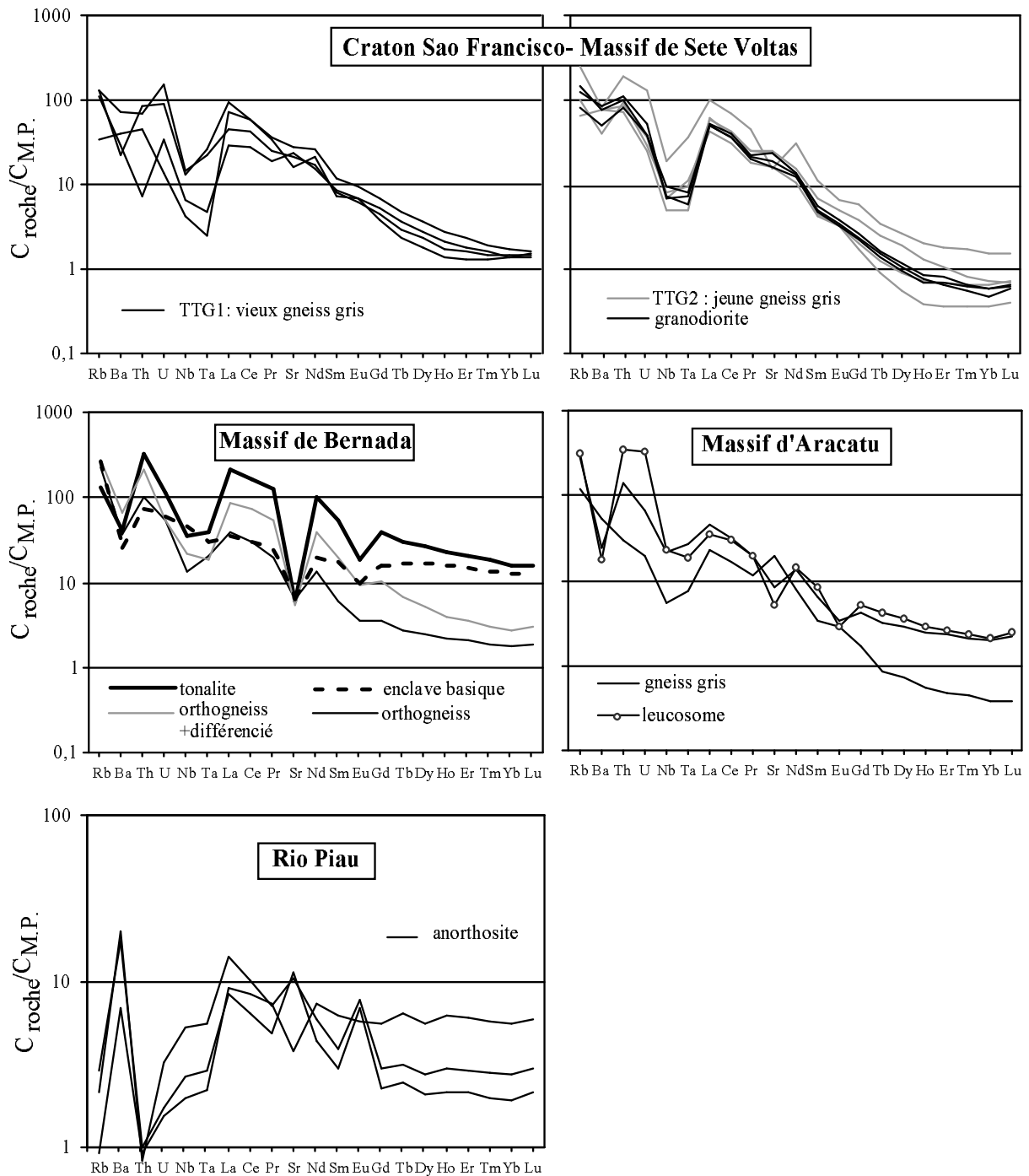


Figure 36 : Spectres de distribution des éléments trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans les roches crustales archéennes du craton du Sao Francisco.

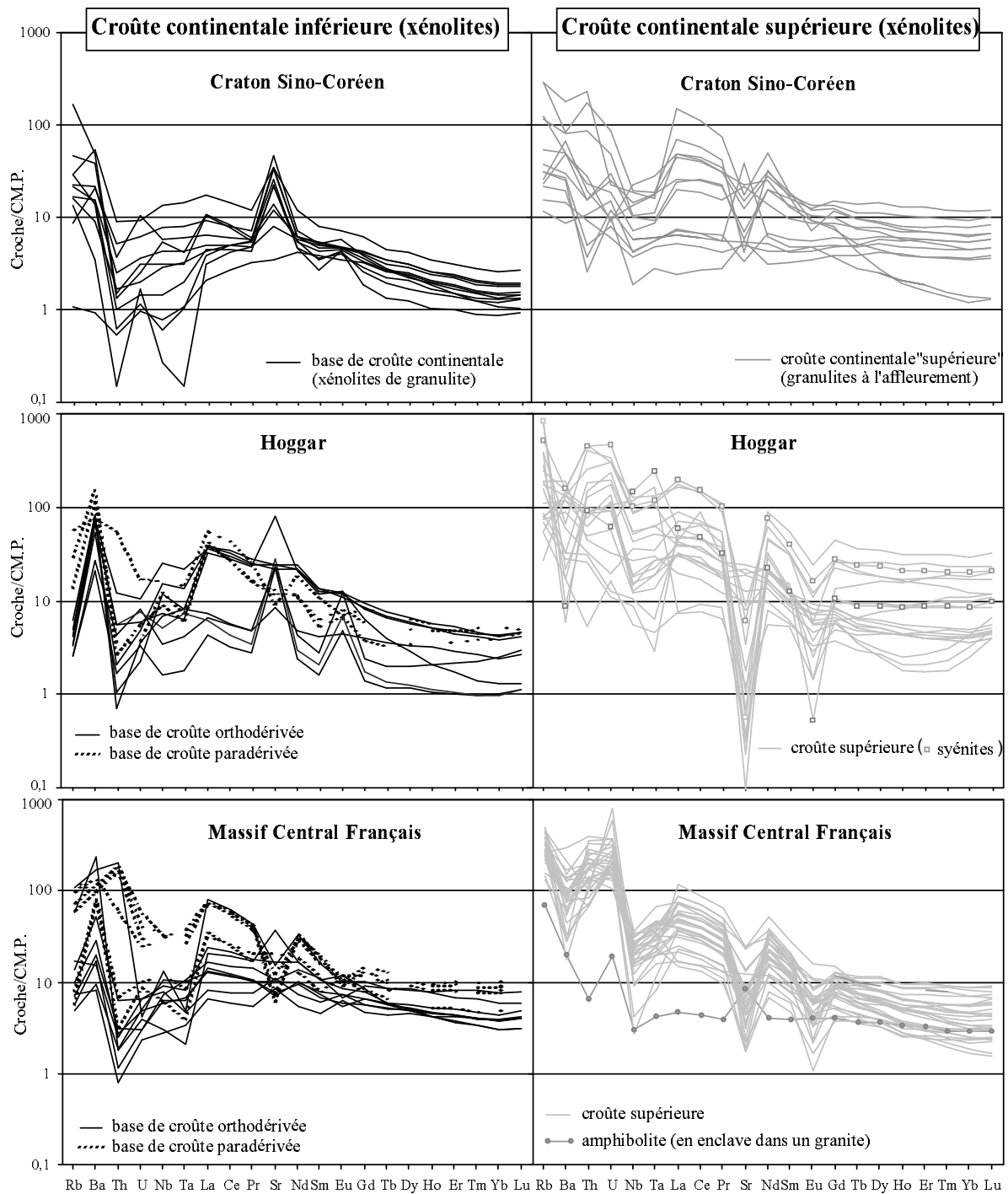


Figure 37 : Spectres de distribution des éléments trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans les échantillons de croûte supérieure et de base de croûte du Craton Sino-Coréen, du Hoggar et du Massif Central Français.

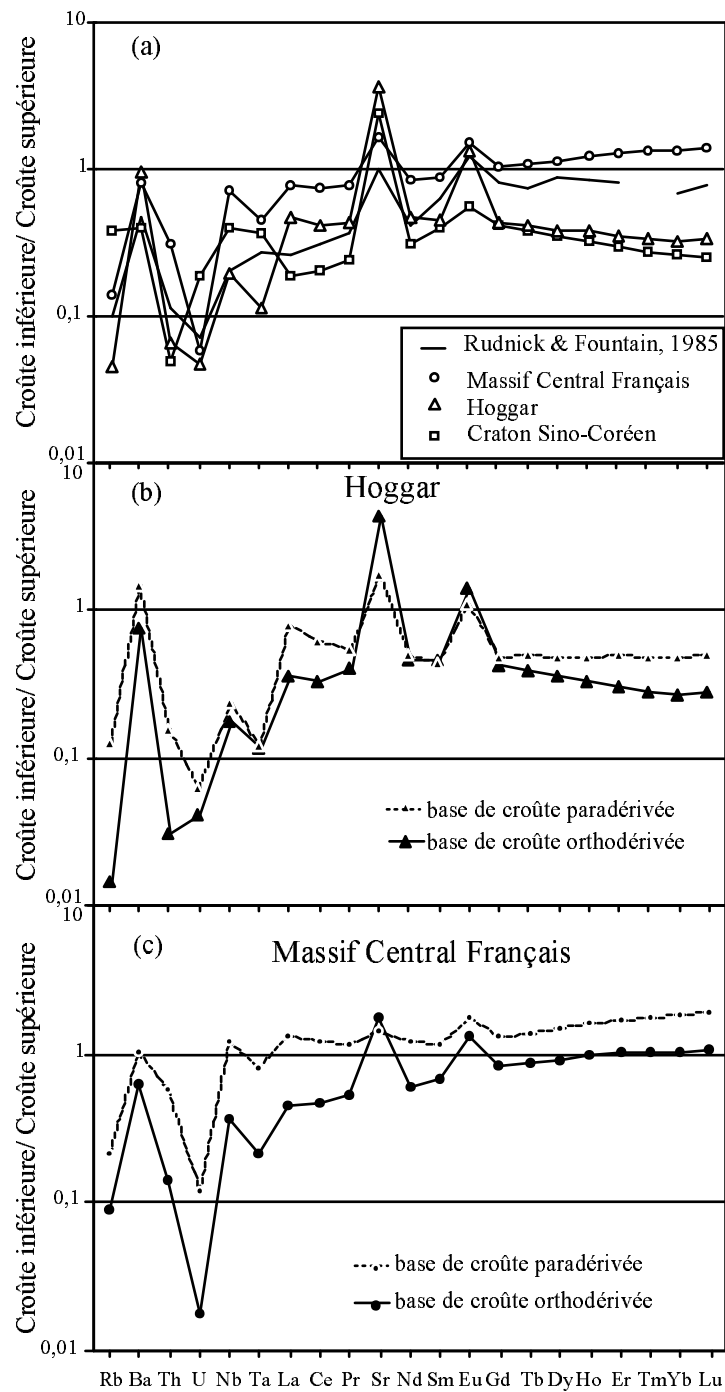


Figure 38 : Distribution des éléments trace dans la croûte inférieure normalisés aux valeurs de la croûte supérieure. (a) Toutes les xénolites de base de croûte sont pris en compte pour calculer la moyenne de la croûte inférieure. (b) et (c) Pour le Hoggar et le Massif Central Français, on a distingué la moyenne de la croûte inférieure calculée avec les xénolites orthodérivés de celle calculée avec les xénolites paradérivés.

Au sein de nos données, la croûte semble d'autant plus appauvrie en éléments incompatibles par rapport à la croûte supérieure (exceptés Ba, Sr) que cette dernière est ancienne (Fig. 39). Des données supplémentaires seront toutefois nécessaires pour confirmer cette observation.

Comme la plupart des autres éléments Nb et Ta sont généralement appauvris dans les xénolites par rapport à la croûte supérieure - sauf le cas particulier des xénolites paradérivés du Massif Central, qui ne sont significativement appauvris qu'en Rb et U (Fig. 37, 39). Alors qu'elles sont le plus souvent supérieures à 10 fois les chondrites dans les roches de la croûte supérieure, les teneurs en Nb et Ta des xénolites sont majoritairement inférieures à cette valeur, en particulier dans les échantillons orthodérivés (Fig. 37).

Comme les roches de la croûte supérieure, les xénolites montrent une anomalie négative de Nb et Ta par rapport aux terres rares légères. Par contre, étant fortement appauvris en Th-U, ils se distinguent généralement par l'absence d'anomalie négative par rapport à ces éléments (Fig. 37, 39). Nous verrons par la suite que cette différence se traduit par des rapports Nb/Th très contrastés entre croûte supérieure et inférieure.

Nos résultats sont comparés en figures 39a, b aux évaluations proposées pour la croûte supérieure par Taylor et McLennan (1985) et pour la croûte inférieure d'après Rudnick et Fountain (1995). La différence de teneur en éléments fortement incompatibles entre croûte supérieure et croûte inférieure avait déjà été soulignée par Rudnick et Fountain (1985) (Fig. 39a). Par contre, leurs résultats indiquent une valeur de Nb/Ta pour la croûte inférieure encore plus faible (= 8,3) que celle de la croûte supérieure (=11,4). Ce résultat est étonnant dans la mesure où, comme nous le verrons plus loin, nos données convergent vers des valeurs de Nb/Ta suprachondritiques dans la croûte inférieure, nettement supérieures aux valeurs de la croûte supérieure. Cette différence peut en partie résulter du fait que l'estimation proposée par Rudnick et Fountain (1995) inclut des données de Nb et Ta mesurées sur des échantillonnages en partie différents. Compte tenu de la variabilité importante des concentrations dans les roches crustales, un léger biais sur Nb et /ou Ta peut se traduire par des erreurs importantes sur le rapport Nb/Ta. D'autre part, pour certains groupes d'échantillons où Ta n'avait pas été analysé, la concentration de cet élément a été établie en fixant arbitrairement le rapport Nb/Ta à 16 (Rudnick et Fountain, 1995).

Hormis cette différence importante concernant le rapport Nb/Ta, la cohérence entre nos résultats et ceux de Rudnick et Fountain (1995) est suffisamment bonne pour justifier "à posteriori" la représentativité de notre échantillonnage (Fig. 39)

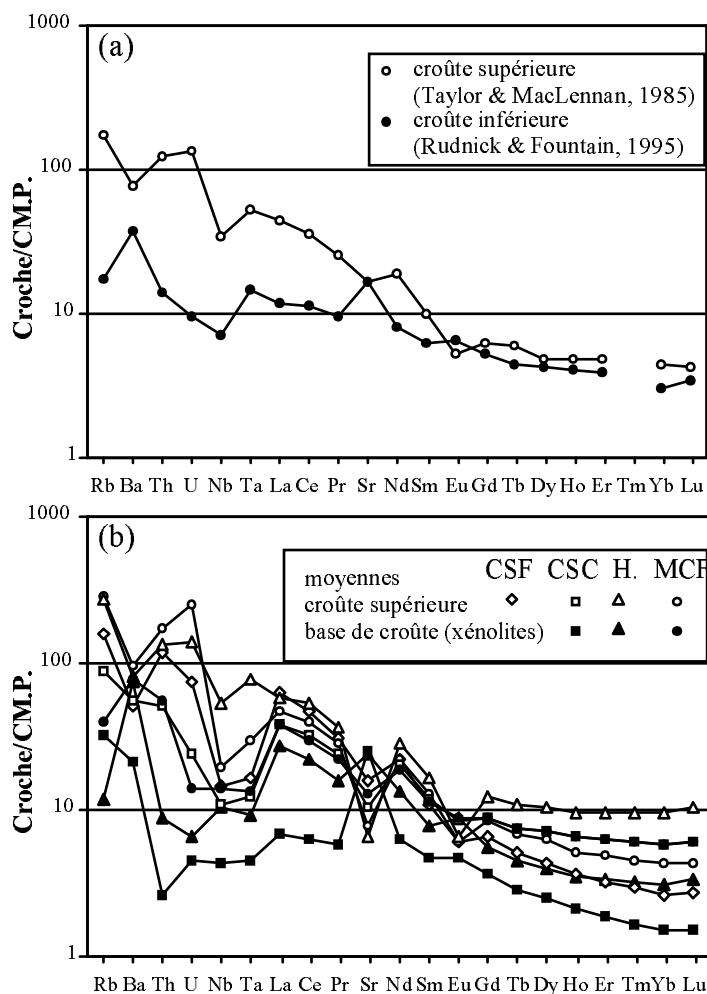


Figure 39 : Distribution des éléments trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans (a) la croûte supérieure et croûte inférieure (moyennes de Rudnick & Fountain, 1995 et Taylor & McLennan, 1985) et dans (b) la croûte supérieure et la base de croûte des 4 régions étudiées (moyennes de tous les échantillons du Craton Sao Francisco (CSF), du Craton Sino-Coréen (CSC), du Massif Central Français (MCF) et du Hoggar (H)).

b- Variation des teneurs de Nb, Ta, Th, La, et des rapports Nb/Ta, Ta/La et Nb/Th dans les échantillons analysés.

Au sein de la croûte supérieure, les concentrations de Nb varient de 1,33 à 105 ppm, celles de Ta de 0,10 à 15,5 ppm, celles de Th de 0,22 à 39,3 ppm et celles de La de 1 à 143 ppm et (Annexe J). Les teneurs en Nb et Ta les plus élevées ($> 100 \times$ manteau primitif) sont observées dans les roches alcalines du Hoggar (syenites, et granites alcalins et peralcalins) et les plus faibles ($< 10 \times$ manteau primitif) dans certains échantillons des cratons brésilien et sino-coréen (Fig. 36, 37). Les valeurs extrêmes

des rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La sont observées dans des faciès particuliers (Annexe J). Ainsi, en ce qui concerne le rapport Nb/Ta, des valeurs minimales de 4,1 et 5,3 ont été mesurées respectivement dans une zone leucocrate à grenat du granite du Velay (Massif Central) et dans une syénite néphéline du Hoggar. A l'opposé, une valeur maximale de 53 a été mesurée dans un granite peralcalin du Hoggar. En ce qui concerne Nb/Th et Ta/La, ce sont les syénites du Hoggar qui présentent des valeurs maximales (158 et 15,6 respectivement). Lorsque l'on écarte ces valeurs extrêmes, Nb/Ta varie de 8,1 à 29,4 (valeurs maximales dans les gneiss gris du Craton du Sao Francisco), Nb/Th de 0,11 à 13,2 et Ta/La de 0,0021 à 0,24.

Notre valeur moyenne de Nb/Ta pour la croûte continentale supérieure, issue des analyses effectuées à Montpellier et des données compilées pour cette étude est de $13,5 \pm 3,9$ (Fig. 40), la valeur de la médiane est 12,8. Nous confirmons donc les valeurs infrachondritiques proposée par Taylor et McLennan (1985) (Nb/Ta = 11,4), par Barth et al. (2000) (Nb/Ta = 12-13).

En ce qui concerne les xénolites de base de croûte, la concentration de Nb varie de 0,19 à 25,0 et celle de Ta de 0,006 à 1,53. Les valeurs les plus élevées sont observées dans les roches paradérivées. Le rapport Nb/Ta varie de 10,3 à 46 (valeur maximale dans un gneiss charnockitique du Massif Central), tandis que Nb/Th varie de 0,53 à 94 (valeur minimale dans le gneiss charnockitique du massif central présentant la valeur maximale de Nb/Ta) et Ta/La de 0,0028 à 0,072 (Fig. 40). La valeur moyenne de Nb/Ta dans les xénolites de base de croûte étudiés est de $19,2 \pm 6,8$ (Fig. 40). Cette valeur est nettement supérieure à celle proposée par Rudnick et Fountain (1995); nous pensons néanmoins que notre évaluation est plus juste que celle proposée par ces auteurs, ainsi que nous l'avons discuté plus haut.

c- Evolution des rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La avec l'âge de la croûte continentale

L'une des lignes directrices de notre échantillonnage de la croûte continentale était de sélectionner des domaines d'âges différents afin de rechercher d'éventuelles variations temporelles des rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La. Comme nous le verrons plus loin, il semble que les valeurs moyennes de Nb/Ta aient tendance à décroître et celles de Th/La à croître des roches crustales archéennes aux roches crustales phanérozoïques hercyniennes. Cependant compte tenu de la variabilité de ces rapports dans les différents domaines, la représentation de l'ensemble des échantillons en fonction de l'âge des échantillons ne montre pas de corrélation significative.

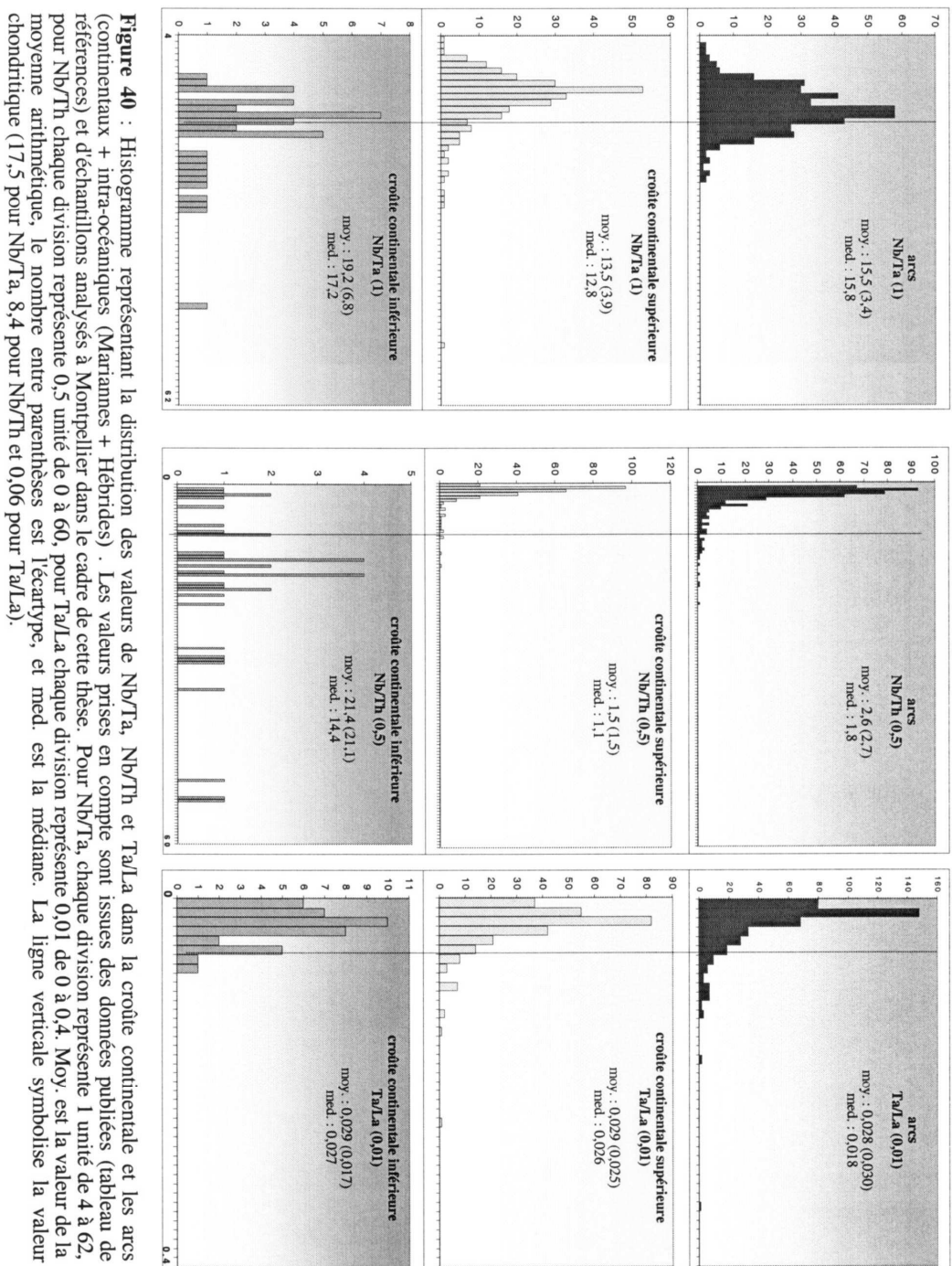


Figure 40 : Histogramme représentant la distribution des valeurs de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La dans la croûte continentale et les arcs (continentaux + intra-océaniques (Marianes + Hébrides) . Les valeurs prises en compte sont issues des données publiées (tableau de références) et d'échantillons analysés à Montpellier dans le cadre de cette thèse. Pour Nb/Ta, chaque division représente 1 unité de 4 à 62, pour Nb/Th chaque division représente 0,5 unité de 0 à 60, pour Ta/La chaque division représente 0,01 de 0 à 0,4. Moy. est la valeur de la moyenne arithmétique, le nombre entre parenthèses est l'écartype, et med. est la médiane. La ligne verticale symbolise la valeur chondritique (17,5 pour Nb/Ta, 8,4 pour Nb/Th et 0,06 pour Ta/La).

d- Variation des rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La entre croûte continentale supérieure et inférieure

Une comparaison région par région des rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La, mesurés pour la croûte inférieure et supérieure (Fig. 41) montre que la base de croûte orthodérivée est caractérisée par des rapports Nb/Ta et Nb/Th différents de ceux de la croûte supérieure.

En ce qui concerne **Nb/Ta**, la différence est modérée, et s'accompagne d'un recouvrement important des valeurs. On constate cependant qu'au sein d'une même région, les xénolites orthodérivés ont généralement des rapports Nb/Ta plus élevés que les échantillons de la croûte supérieure, pour une même teneur de Nb (Fig. 41). Quelques roches alcalines du Hoggar (syenites et granites alcalins et peralcalins) font exception. Les valeurs élevées de Nb/Ta dans ces roches peuvent refléter une signature géochimique mantellique, ou bien encore résulter de la cristallisation de phases accessoires au cours de la différenciation (minéraux de la série des fergusonite-formanite - Hadj-Kaddour et al., 1998).

La différence entre croûte inférieure et supérieure est bien marquée pour le rapport **Nb/Th** qui est essentiellement suprachondritique dans les xénolites orthodérivés alors qu'il est infrachondritique dans les roches de la croûte supérieure (Fig. 41).

On notera que les xénolites paradérivés du Massif Central ressemblent davantage à la croûte supérieure qu'à la croûte inférieure orthodérivée du point de vue des rapports Nb/Ta et Nb/Th (Fig. 41). Il existe cependant une exception notable, représentée par un xénolite restitique, qui présente des caractéristiques similaires à celles des xénolites orthodérivés – comme c'est le cas également, pour les xénolites paradérivés du Hoggar, à l'exception de Nb/Th dans un échantillon.

D'autre part, au sein de l'échantillonnage étudié, on note une tendance à ce que la différence entre croûte inférieure et croûte supérieure diminue avec l'âge de la croûte : elle est en effet maximale pour la croûte phanérozoïque (hercynienne) du Massif Central, et minimal pour les échantillons du craton sino-coréen (Fig. 41). Des analyses supplémentaires seront cependant nécessaires pour confirmer cette tendance.

Enfin, croûtes inférieure et supérieure se différencient très peu du point de vue du rapport **Ta/La** (Fig. 41). Seul le Hoggar montre des valeurs légèrement plus faibles dans les xénolites de base de croûte par rapport à la croûte supérieure, surtout si l'on fait abstraction des roches alcalines à rapport Nb/Ta anormalement élevé (Fig. 41).

Compte tenu des disparités observées pour le rapport Nb/Ta entre croûte supérieure et croûte inférieure, nous peut s'interroger quant à la valeur de Nb/Ta "moyenne" de la croûte continentale. Un simple bilan de masse effectué en considérant les valeurs "moyennes" de Nb, Ta et Nb/Ta au sein des différentes régions continentales étudiées montre que la croûte continentale globale préserve un rapport Nb/Ta infrachondritique, très proche de celui de la croûte continentale supérieure (tableau 8). Ce résultat est lié à la nette prédominance de la croûte continentale supérieure dans le budget global de la croûte continentale, et ce pour tous les éléments fortement incompatibles.

	Croûte continentale						Croûte continentale globale (calculée)					
	inférieure			supérieure			1/3 C. I., 2/3 C. S.			1/2 C. I., 1/2 C. S.		
	Nb	Ta	Nb/Ta	Nb	Ta	Nb/Ta	Nb	Ta	Nb/Ta	Nb	Ta	Nb/Ta
Hoggar	6,7	0,36	18,6	40	3	13,3	28,9	2,12	13,6	23,8	1,7	14,0
CSC	3	0,18	16,7	7,7	0,5	15,4	6,1	0,39	15,6	5,4	0,34	15,7
MCF	5	0,26	19,2	14	1,2	11,7	11,0	0,89	12,4	9,5	0,73	13,0
ensemble	4,6	0,26	17,7	16	1,2	13,3	12,2	0,89	13,8	11,5	0,8	14,4

Tableau 8 : Calcul des concentration de Nb, Ta (ppm) et du rapport Nb/Ta dans la croûte totale de différentes régions. Les valeurs des concentrations dans les croûtes supérieures et inférieures ont été choisies en fonction des valeurs moyennes calculées à partir des mesures ICP-MS et de manière à conserver le rapport Nb/Ta moyen de ces unités (Nb_{moyen}/Ta_{moyen} peu différent de $(Nb/Ta)_{moyen}$ dans les échantillons de croûte continentale supérieure et inférieure analysées au cours de cette étude, cf. tableau en annexe). Les calculs ont été réalisés dans deux situations extrêmes (1/3 ou 1/2 de croûte inférieure). MCF : Massif Central Français, CSC: Craton Sino- Coréen.

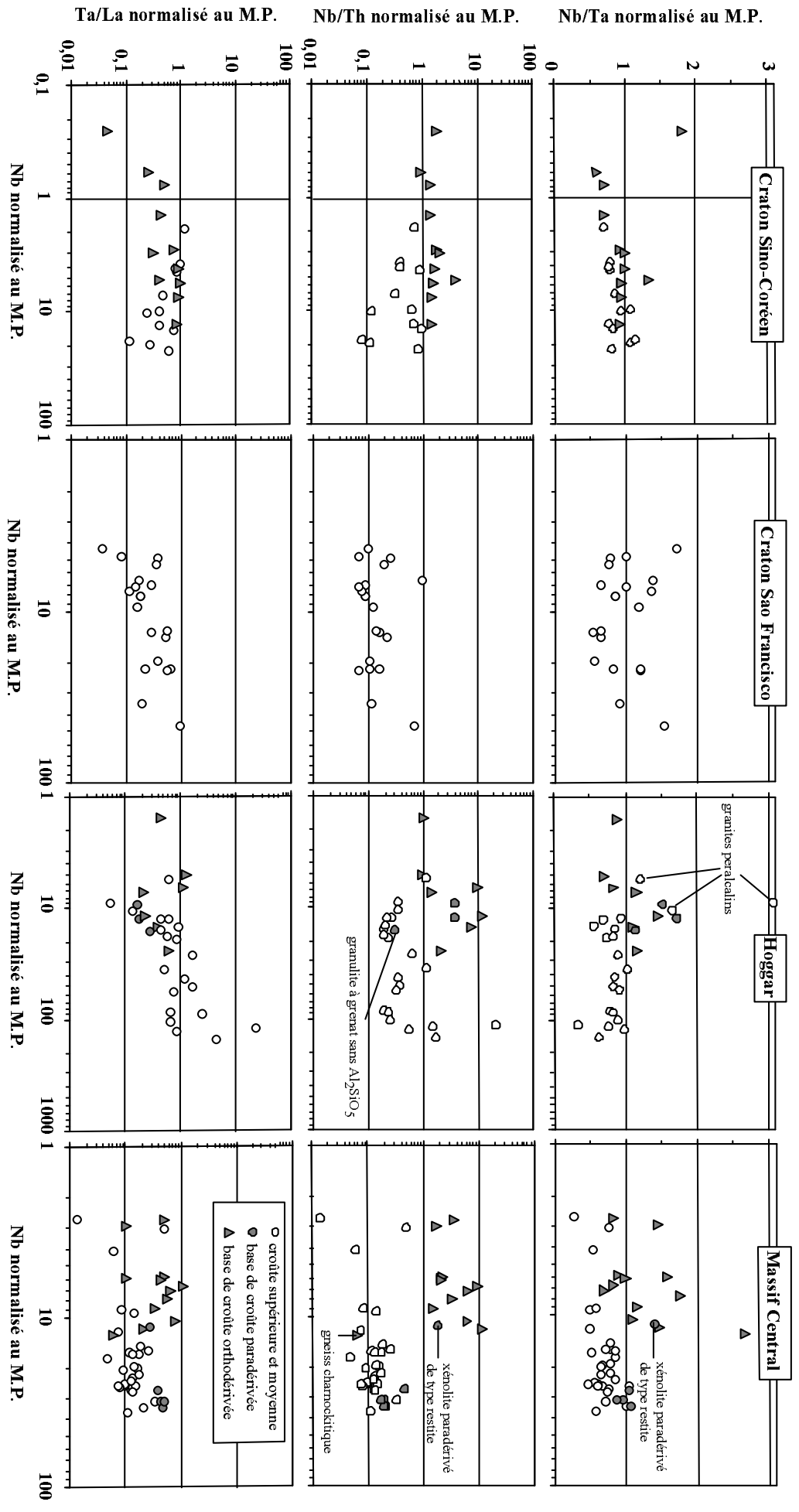


Figure 41 : Représentation des 3 rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La normalisés à ceux du manteau primitif (Sun & MacDonough 1989) en fonction de la concentration de Nb également normalisée à celle du manteau primitif, pour les échantillons crustaux des différentes régions étudiées. Les échantillons de la base de croûte (xénolites) ont été distingués de ceux de la croûte supérieure et moyenne.

2- Arcs insulaires

a- Distribution des éléments en trace dans les laves d'arcs insulaires

La figure 42 montre l'ensemble des spectres d'éléments en trace normalisés aux valeurs du manteau primitif pour les laves d'arc analysées au cours de cette étude. L'arc de Vanuatu est un exemple d'arc intra-océanique et celui du Pérou un exemple d'arc continental. En ce qui concerne le Hoggar (cf. Annexe O pour l'origine exacte des échantillons) le contexte géodynamique est moins bien défini car les laves ont été impliquées dans la collision Pan-africaine. Certaines (arc du Tilemsi) proviendraient d'un arc intra-océanique (Dostal et al., 1994) alors que d'autres auraient été plutôt formées dans le cadre d'une subduction continentale (Chikhaoui et al., 1980 pour les laves de la formation de Ouarzazate ou de Gara Akofou ; Dostal et al., 1996 pour les roches du complexe d'Ougda).

En figure 43 sont illustrés les spectres d'éléments en trace "moyens" par localité, ainsi que les spectres issus de données de la littérature.

Toutes les teneurs en éléments trace sont supérieures à celles du manteau primitif (Fig. 42, 43). Seuls quelques échantillons de l'arc de Vanuatu (Fig. 42a) et la plupart des laves des îles Tonga (Fig. 43) montrent des valeurs de Nb et Ta inférieures à celles du manteau primitif.

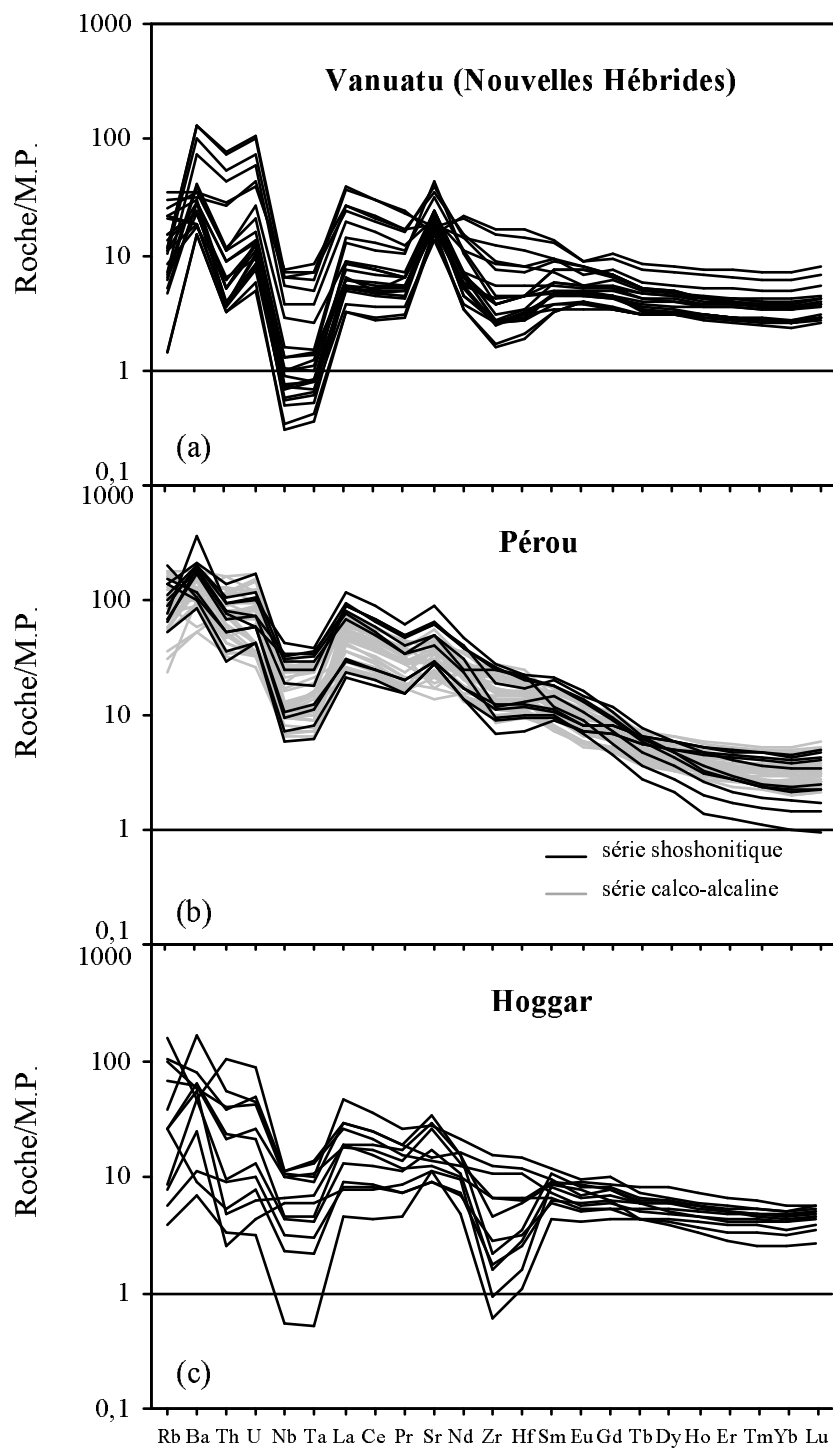


Figure 42 : Distribution des éléments en trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans les laves d'arc de Vanuatu (a), du Pérou (b) et du Hoggar (c) analysées au cours de cette étude.

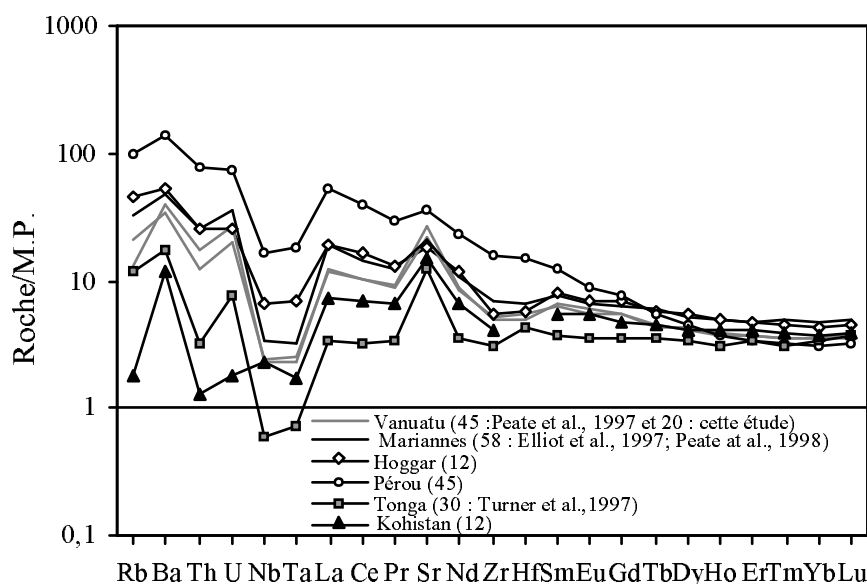


Figure 43 : Comparaison des distributions moyennes en éléments trace (normalisés au manteau primitif (M.P.), Sun & McDonough, 1989) avec des laves d'arc (ou gabbros pour le Kohistan) de différentes origines. Les données du Pérou, du Hoggar et certaines de Vanuatu sont celles obtenues au cours de cette étude. Le spectre moyen du Kohistan (données non publiées) a été calculé en prenant en compte les gabbros et les diorites de Sarangar (Bodinier, en préparation), et les gabbros granulitiques de Jijals (Garrido, en préparation). Les chiffres entre parenthèses représentent le nombre d'échantillons pris en compte pour le calcul de la moyenne.

Tous les échantillons sont caractérisés par une anomalie négative de Nb et Ta (Fig. 42, 43), celle-ci étant plus marquée dans les laves d'arcs intra-océaniques (Fig. 42a).

Les laves d'arcs continentaux (Pérou) sont plus enrichies en terres rares légères et présentent un fractionnement terres rares légères / terres rares lourdes plus important que les laves d'arcs intra-océaniques (Fig. 43). Ce fractionnement est plus fort dans les termes différenciés des séries shoshonitiques (Fig. 44). A l'opposé, les laves des îles Tonga sont plus appauvries en éléments trace et ne présentent pas d'enrichissement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Ces caractéristiques sont à attribuer à une source mantellique, plus appauvrie à mettre en relation avec le bassin d'arrière-arc de Lau (Turner et al., 1997).

Les laves des arcs intra-océaniques de Vanuatu et des Mariannes ont des spectres intermédiaires entre ceux des laves du Pérou et des îles Tonga (Fig. 43).

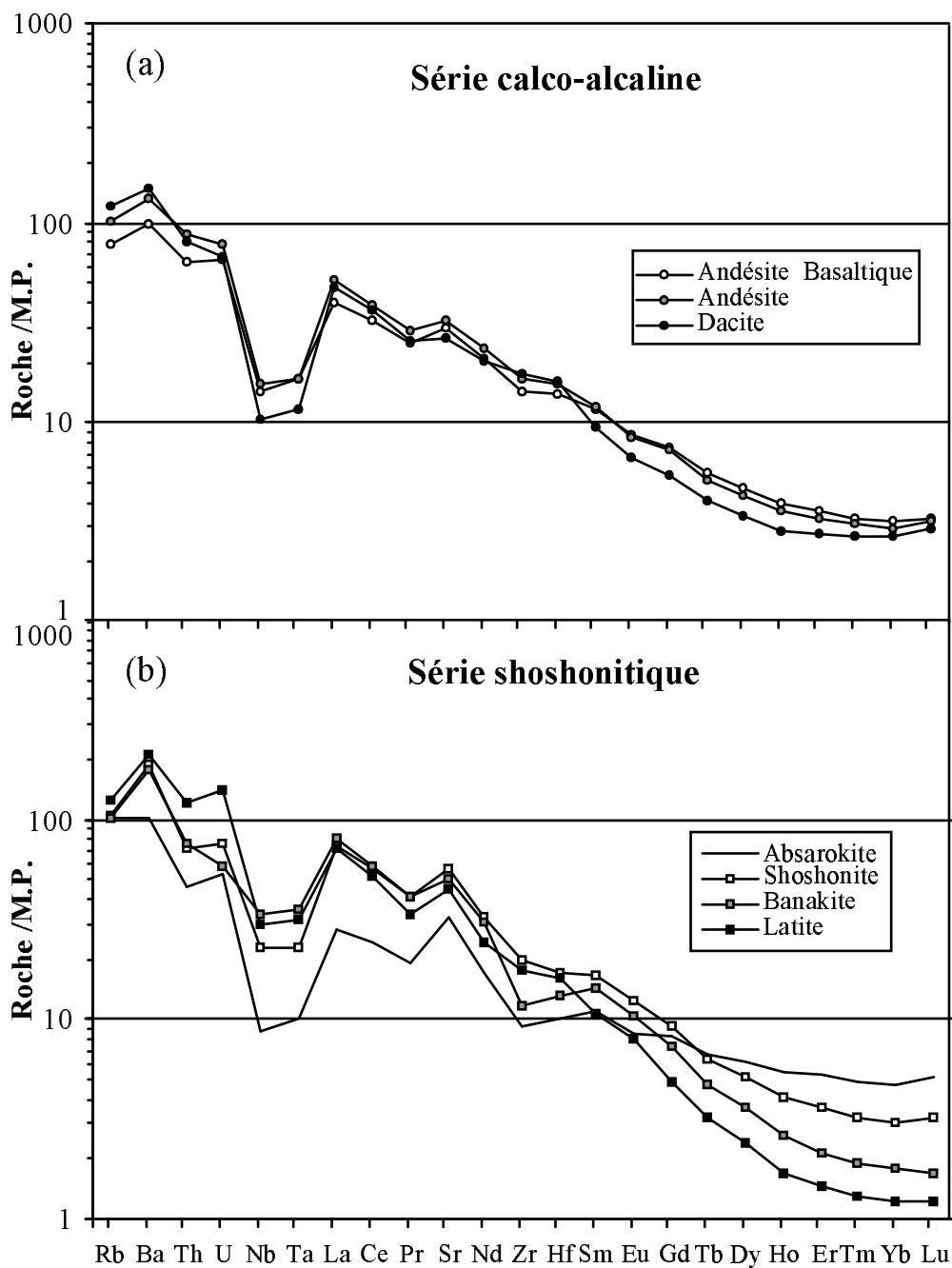


Figure 44 : Distribution des éléments trace normalisés au manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans les laves d'arc du Pérou de la série calco-alkaline (a) et de la série shoshonitique (b). Seules les moyennes de chaque type de roche ont été représentées.

b- Variation des teneurs de Nb, Ta, Th, La, et des rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La dans les laves d'arc analysées.

Les concentrations de Nb et Ta dans les laves d'arcs insulaires varient de 0,36 à 30 ppm et de 0,015 à 1,58 ppm, respectivement. Les concentrations de Th sont comprises entre 0,27 et 13,8 ppm, et celles de La entre 2,1 et 81 ppm (Annexe P). Les teneurs de ces quatre éléments sont plus élevées dans les laves de l'arc continental du Pérou que dans celles de l'arc intra-océanique de Vanuatu. (Annexe P). Les gammes de variation sont de 11,5 à 19,7 pour Nb/Ta, 0,006 à 0,04 pour Ta/La et 0,83 à 4,5 pour Nb/Th (Annexe P et Fig. 45). Nos résultats pour Vanuatu sont comparables à ceux publiés par Peate et al. (1997).

Les données des arcs insulaires sont comparées en figure 46 aux valeurs des basaltes océaniques et de la croûte continentale. Les arcs insulaires océaniques se distinguent très nettement de la croûte continentale supérieure par des teneurs plus faibles en Nb, comparables à celles des MORB et de la croûte continentale inférieure, ainsi que des rapports Nb/Ta nettement supérieurs en moyenne, même si on note un important recouvrement lié à la variabilité importante de ce rapport, aussi bien dans les arcs que dans la croûte continentale. Enfin, les arcs océaniques se distinguent également de la croûte supérieure par des valeurs nettement plus faibles du rapport Ta/La, alors que le rapport Nb/Th n'est pas significativement différent. Par contre, les valeurs faibles du rapport Nb/Th distinguent très nettement les arcs océaniques de la croûte continentale inférieure et des basaltes océaniques (MORB et OIB).

A la différence des arcs océaniques, l'arc continental du Pérou ressemble à la croûte continentale supérieure du point de vue des teneurs en Nb et du rapport Ta/La, qui sont relativement élevés. D'autre part, il partage avec la croûte continentale supérieure et les arcs océaniques des valeurs faibles du rapport Nb/Th. La seule différence notable entre l'arc du Pérou et la croûte continentale supérieure, pour les éléments considérés, concerne la valeur moyenne du rapport Nb/Ta. En dépit d'une variabilité importante ce rapport est plus élevé dans l'arc du Pérou que dans la croûte continentale. En ce qui concerne Nb/Ta, l'arc du Pérou est parfaitement comparable aux arcs océaniques et aux basaltes océaniques (MORB et OIB). On notera que cette observation vaut tout autant pour la série shoshonitique que pour la série calco-alcaline.

Les gabbros et les diorites représentant la base de l'arc océanique du Kohistan présentent des caractéristiques intermédiaires entre la croûte continentale inférieure et

les laves d'arcs océaniques. Les échantillons d'arc protérozoïques du Hoggar présentent quant-à eux des caractéristiques intermédiaires entre les laves de l'arc continental du Pérou, celles des arcs océaniques et les gabbro-diorites du Kohistan.

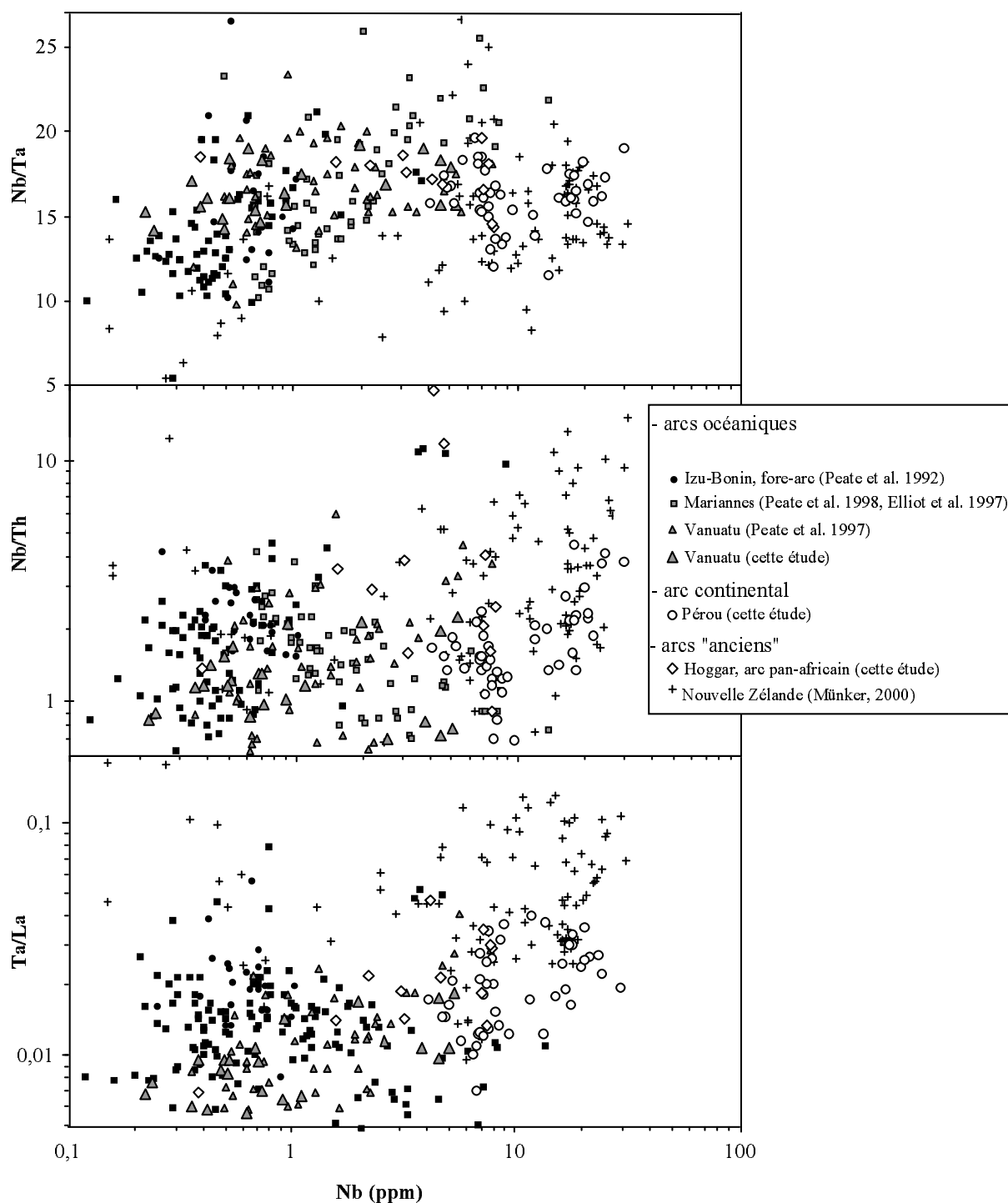


Figure 45 : Représentation des rapports Nb/Ta, Nb/Th, Ta/La en fonction de la concentration de Nb dans différents types de laves d'arc.

B- Discussion

1- Valeurs "mantelliques" du rapport Nb/Ta dans le volcanisme d'arc : implications pour la formation et l'évolution de la croûte continentale

Les valeurs de Nb/Ta dans un arc donné montrent une variabilité plus importante que dans les MORB ou les OIB, considérés séparément (Fig. 35, 40, 46). Cette variation est peut-être en relation avec le fractionnement de ces deux éléments par rapport aux autres éléments incompatibles, caractéristique des laves des arcs insulaires (anomalie négative de Nb-Ta par rapport à Th et La). Quel que soit le mécanisme à l'origine du fractionnement de Nb et Ta, il est en effet possible que ce processus s'accompagne de variations, plus ou moins prononcées, du rapport Nb/Ta. Cette variation peut également résulter en partie de processus de différenciation crustale au sein des arcs.

Il est maintenant bien connu que des oxydes de Fe-Ti interviennent au cours de cette différenciation, qui peuvent influencer le rapport Nb/Ta.

Cependant, considérée globalement, la variabilité de Nb/Ta dans les arcs est à peine supérieure à celle observée dans l'ensemble des basaltes océaniques (MORB + OIB – Fig. 47). D'autre part, en accord avec les données disponibles dans la littérature, nos résultats n'indiquent pas de biais systématique du rapport Nb/Ta dans le volcanisme d'arc, par rapport aux basaltes océaniques (Fig. 35, 40). En effet, nos valeurs moyennes obtenues pour les arcs ($16,8 \pm 3,1$ pour Vanuatu, $16,1 \pm 1,8$ pour le Pérou et $15,5 \pm 3,4$ pour l'ensemble des valeurs obtenues ou compilées) ne sont pas significativement différentes des valeurs proposées pour les MORB ($14,4 \pm 1,7$ à partir de notre compilation et $15,5 \pm 1,0$ pour Jochum & Hofmann, 1998) et les OIB ($16,5 \pm 1,0$ d'après notre étude). Ces résultats suggèrent que la subduction ne s'accompagne pas d'un fractionnement systématique de Nb/Ta par rapport aux valeurs du manteau convectif.

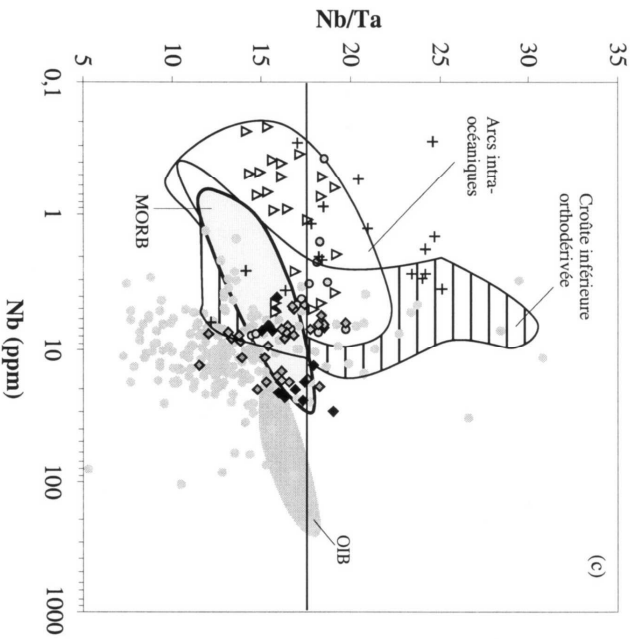
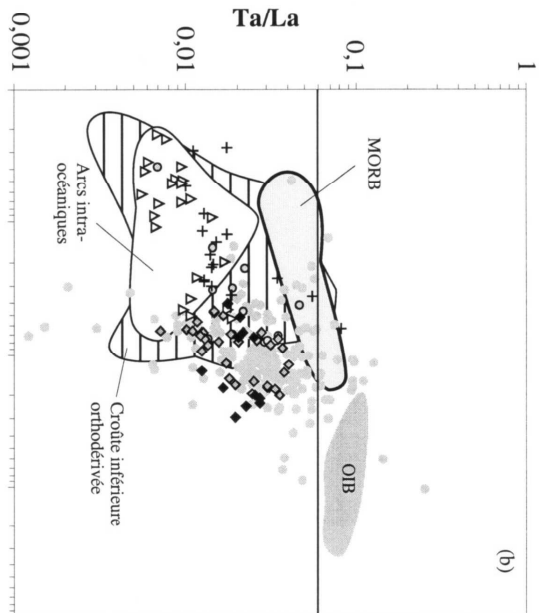
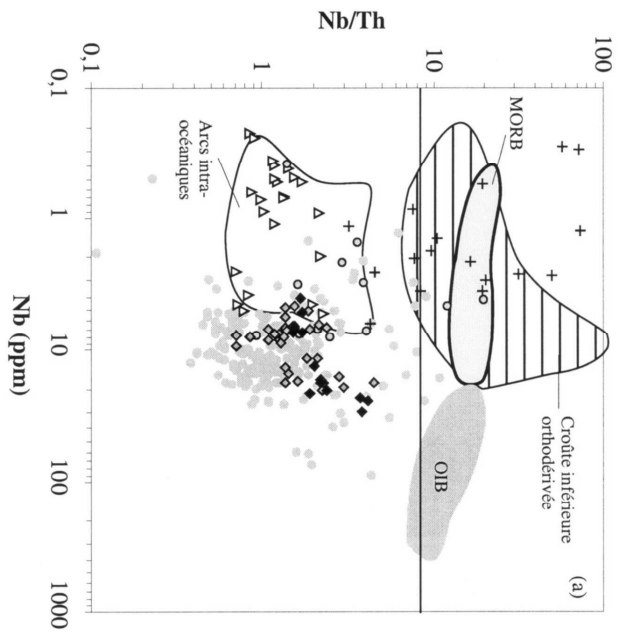


Figure 46 : Variation des rapports Nb/Th, Ta/La et Nb/Th en fonction de Nb dans les échantillons d'arc analysés. On a également reporté des données de la littérature pour les arcs océaniques (Péate et al., 1997 ; Elliot et al., 1997 ; Peate et al., 1998), ainsi que des données concernant la base de l'arc obducté du Kohistan, nord-Pakistan (gabros et diorites). Les données du Kohistan sont issues d'un étude géochimique de l'arc en cours à l'ISTEEM (Mompellier), l'ETH (Zürich), l'IACI (Grenade) et le PMNH (Islamabad). Les données utilisées pour cette étude ont été obtenues par ICP-MS à l'ISTEEM. Pour comparaison, on a également représenté les champs de variation des basaltes océaniques (MORB et OIB) et de la croûte continentale (supérieure et inférieure). En ce qui concerne la croûte continentale supérieure (données issues de cette étude et de la littérature – Jain & Condie, 1995 ; Callet et al., 1996 ; Ajaji et al., 1998 ; Dounbia et al., 1998 ; Liégeois et al., 1998 ; Barth et al., 2000), les données sont représentées individuellement.

- + arc obducté du Kohistan : croûte inférieure
- Δ Vanantur : laves d'arc intra-océanique
- Hoggar : laves d'arc (intra-océanique ou continental)
- ◇ Pérou : laves d'arc continental, série calco-alkaline
- ◆ Pérou : laves d'arc continental, série shoshonitique
- Croûte continentale supérieure

Cette observation comporte au moins deux implications majeures, concernant:

- d'une part, l'existence éventuelle d'un réservoir caché à rapport Nb/Ta élevé dans le manteau profond (McDonough, 1991 ; Jochum & Hofmann, 1998). Comme on le verra plus loin, la constitution d'un tel réservoir par accumulation de matériaux recyclés au niveau des subductions est difficile à envisager en l'absence de fractionnement systématique de Nb/Ta dans les zones de subduction.
- d'autre part, l'origine et l'évolution de la croûte continentale, caractérisée par un rapport Nb/Ta nettement inférieur aux valeurs du manteau et des arcs insulaires. Dans l'hypothèse où la croûte continentale se forme par accrétion d'arcs insulaires (modèle andésitique de Taylor, 1967; 1977), des processus complémentaires devront donc intervenir pour faire évoluer la composition initiale des continents et diminuer leur rapport Nb/Ta.

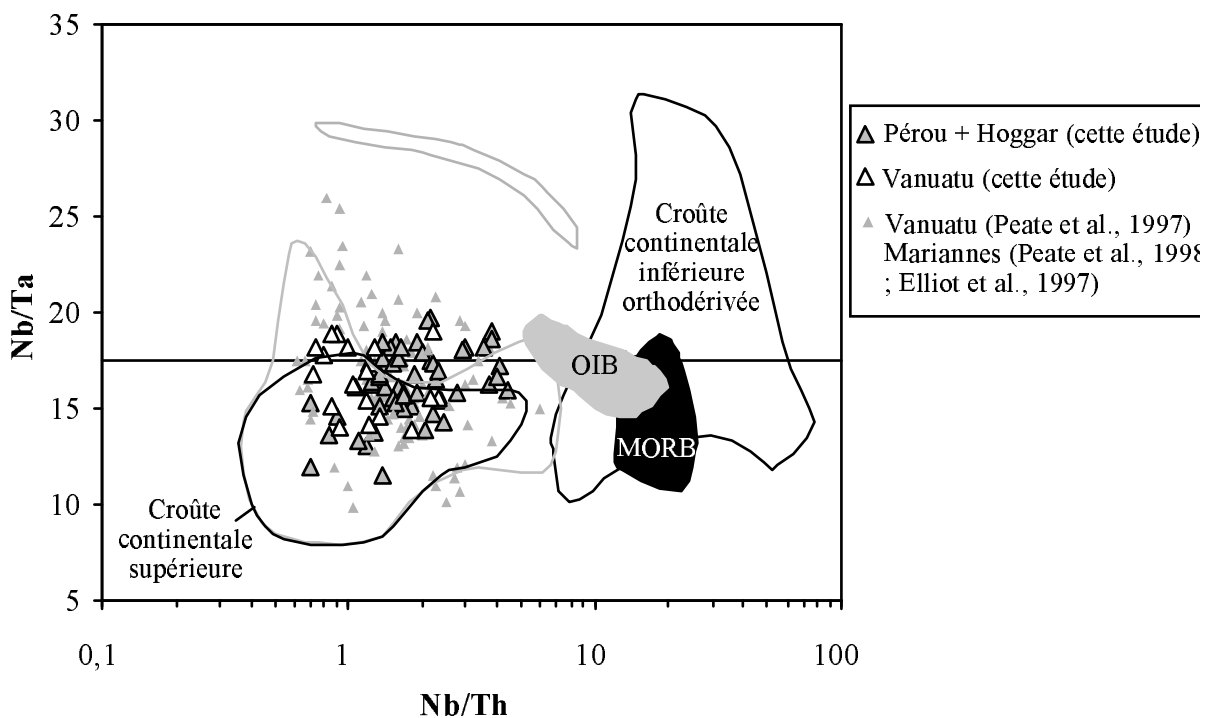


Figure 47 : Variations de Nb/Ta en fonction de Nb/Th dans les arcs, comparées aux champs représentatifs des MORB (données de la littérature: cf. annexe B), des OIB (cette étude et données de la littérature) et de la croûte continentale. La croûte continentale est représentée par deux champs distincts; le plus petit n'englobe pas les roches archéennes du craton de Sao Francisco (Brésil) et du craton sino-coréen.

2- Différenciation crustale et maturation continentale

La figure 48 illustre la composition des différentes unités crustales étudiées, normalisée à la composition moyenne des arcs insulaires. Les spectres observés pour les unités de croûte supérieure (très semblables, en composition, aux estimations de composition moyenne de la croûte, comme nous l'avons vu plus haut) indiquent que la "maturation" de la croûte continentale, dans l'hypothèse où celle-ci se forme à partir d'arcs insulaires, se traduit par de très forts enrichissements en éléments fortement incompatibles: terres rares légères, Nb, Ta, Th, U, Ba et Rb. L'enrichissement important observé pour Nb et Ta, par rapport aux arcs, est plutôt surprenant dans la mesure où la croûte continentale est généralement considérée comme appauvrie en ces éléments.

Différents mécanismes ont été évoqués pour rendre compte de la maturation crustale, qui impliquent généralement la combinaison de plusieurs processus:

- une différenciation verticale par cristallisation fractionnée, fusion partielle, migration de fluides de déshydratation, etc.... Ainsi, l'hypothèse d'une différenciation entre croûte continentale inférieure et supérieure par fusion partielle a été proposée par Taylor et McLennan (1995) pour expliquer l'anomalie négative de l'europium dans la croûte supérieure.
- une délamination de la croûte inférieure granulitique, plus dense, et éventuellement réfractaire (Arndt & Goldstein, 1989; Pearcy et al., 1990; Kay & Kay, 1991).
- un sous-placage magmatique qui alimente périodiquement les continents en matériel basaltique juvénile, tout en renouvelant la source d'éléments fortement incompatibles susceptibles d'être mobilisés par la différenciation crustale.

Ce modèle de maturation ne fait pas l'unanimité pour expliquer la concentration des éléments fortement incompatibles dans la croûte continentale. Certains auteurs ont suggéré que cet enrichissement résulte de la circulation de très faibles fractions de liquide dans le manteau (O'Nions & McKenzie, 1988; McKenzie, 1989). Dans ce modèle, des effets chromatographiques sont responsables d'un transport sélectif des éléments les plus incompatibles vers les enveloppes mantelliques les plus externes. Un certain nombre de travaux ont montré l'efficacité de ce processus pour rendre compte

des enrichissements en éléments incompatibles observés dans les roches de la lithosphère mantellique (Navon & Stolper, 1987; Bodinier et al., 1990; Bedini et al., 1997). D'autre part, l'étude des inclusions contenues dans les minéraux des xénolites mantelliques a révélé l'existence de liquides siliceux piégés dans ces roches (Schiano & Clocchiatti, 1994).

Toutefois, aucune lien direct n'a été établi à ce jour entre ces processus mantelliques et la formation des continents. Par contre, l'existence d'une zonalité chimique verticale de la croûte continentale est un fait patent. La grande similitude entre la composition moyenne estimée pour la croûte continentale et celle mesurée pour la croûte supérieure permet de penser que la différenciation crustale joue un rôle important dans l'individualisation chimique des continents. De ce point de vue, la variation du rapport Nb/Ta de part et d'autre de la valeur des basaltes océaniques (et du rapport chondritique) est particulièrement significative. Alors que la croûte inférieure est caractérisée par des rapports souvent élevés, essentiellement supra-chondritiques (Fig. 46 et 47), la croûte supérieure montre des valeurs faibles, caractéristiques de la croûte continentale prise dans son ensemble. La double variation de Nb/Ta, entre manteau et croûte d'une part, et entre croûte supérieure et croûte inférieure d'autre part, suggère fortement l'existence d'un lien entre différenciation crustale et maturation continentale.

Le fait que les xénolites de base de croûte soient extrêmement appauvris en éléments fortement incompatibles (Fig. 48) montre que la croûte inférieure peut constituer la source des enrichissements caractéristiques de la croûte supérieure. En système ouvert, l'apport répété de matériel sous-plaqué permettrait de réalimenter périodiquement cette source et de renouveler l'apport en éléments fortement incompatibles à partir de la croûte inférieure. Ce sous-placage pourrait également contribuer à l'enrichissement en Nb-Ta de la croûte continentale par rapport aux arcs insulaires, qui est particulièrement prononcé dans certaines régions (Hoggar – Fig. 48). A première vue, cet enrichissement est surprenant si l'on considère que la croûte se forme essentiellement à partir d'arcs insulaires, dont les laves sont caractérisées par de fortes anomalies négatives de ces éléments (Fig. 42 et 43). En partie, l'enrichissement en Nb-Ta de la croûte continentale peut résulter du piégeage de ces éléments par des oxydes de titane lors de la maturation crustale en système ouvert. Ce processus rendrait également compte des fortes anomalies positives de ces éléments observées dans un certain nombre de xénolites de base de croûte et, de façon générale, des valeurs très élevées du rapport Nb/Th observées dans les unités de croûte inférieure

(Fig. 46 et 47). Le piégeage de Nb et Ta dans des phases accessoires pourrait également expliquer les variations de Nb/Ta associées à la différenciation crustale.

Cependant, l'enrichissement en Nb-Ta de la croûte continentale (par rapport aux arcs) peut également résulter, au moins en partie, d'une contribution du sous-placage magmatique. Les basaltes mantelliques sous-plaqués peuvent en effet présenter une signature de type OIB (légèrement enrichie en Nb-Ta relativement à Th et La, par rapport au manteau primitif). Ils peuvent même être sélectivement enrichis en ces éléments par rapport à la moyenne des OIB, du fait d'interactions avec la base du manteau lithosphérique (Chapitre III de cette étude pour les basaltes océaniques de Tubuai et Pilet et al., 2001, pour ceux du Cantal).

3- Mécanisme de la différenciation crustale : l'exemple du Kohistan

Il est intéressant de noter que la différenciation crustale n'est pas limitée aux domaines continentaux. Nous avons en effet reporté en figure 48 des données obtenues à Montpellier concernant la croûte inférieure (granulitique) de l'arc insulaire du Kohistan (nord-Pakistan), un arc océanique mésozoïque obducté sur la marge indienne (Bard et al., 1980). Les roches analysées (gabbros et diorites à grenat) sont caractérisées par un très net appauvrissement en Rb, Ba, Th et U par rapport aux laves d'arcs insulaires, qui rappelle fortement l'appauvrissement observé dans les suites de xénolites de base de croûte (xénolites du Hoggar, par exemple). D'autre part, comme les xénolites, la base de l'arc du Kohistan est caractérisée par des valeurs élevées des rapports Nb/Ta et Nb/Th (Fig. 46 et 47). Ces résultats indiquent que les mécanismes de la différenciation crustale sont déjà à l'oeuvre au sein des arcs insulaires, avant même l'accrétion de ces derniers aux continents.

L'appauvrissement en éléments fortement incompatibles tels que Rb, Ba, Th et U observé dans les xénolites de croûte inférieure et à la base de l'arc du Kohistan suggère que de faibles fractions de liquides/fluides ont été extraits de ces niveaux profonds. La mobilisation de ces éléments peut en partie résulter de la déshydratation associée au métamorphisme granulitique, du fait, principalement, de la transformation des micas en grenat et autres minéraux anhydres peu susceptibles de retenir Rb, Ba, Th et U (Burton & O'Nions, 1988; Dupuy et al., 1991). Compte tenu de la différence de mobilité de U et Th dans les fluides (cf., par exemple, Keppler & Wyllie, 1990), ce processus doit se traduire par un fractionnement important du rapport U/Th. Un tel fractionnement (appauvrissement sélectif en U) est observé dans les xénolites

paradérivés du Massif Central et dans un échantillon du Hoggar, qui ne sont que modérément appauvris en éléments fortement incompatibles (Fig. 37). Ces échantillons se distinguent nettement de la croûte supérieure et des xénolites orthodérivés par des rapports U/Th inférieurs (Fig. 49). Dans le cas du Massif Central, on observe par ailleurs une bonne corrélation positive entre Nb/Th et U/Th pour les xénolites paradérivés.

Par contre, la plupart des xénolites orthodérivés et les gabbros-diorites du Kohistan tendent à être plus appauvris en thorium qu'en uranium, par rapport au manteau primitif (Fig. 37). D'autre part, l'hypothèse d'une déshydratation métamorphique est difficilement envisageable dans le cas de ces roches, dont la paragenèse initiale est généralement anhydre (hormis la présence d'amphibole dans une partie des roches du Kohistan). Enfin, dans le cas du craton sino-coréen, les faciès prélevés à l'affleurement et ceux remontés sous forme d'enclaves sont tous les deux dans le faciès granulite. Or la différence de signature géochimique entre les deux faciès est tout à fait comparable à celle observée dans les autres localités entre croûte supérieure et inférieure (Fig. 38a). Cette différence est bien illustrée par la variation du rapport Nb/Th entre les xénolites orthodérivés et les unités à l'affleurement (Fig. 41 et 49).

Les valeurs élevées de Nb/Th des xénolites orthodérivés et de la base de l'arc du Kohistan peuvent être expliquées, soit par l'extraction de faibles quantités de liquide résiduel en fin de cristallisation, soit par un faible degré de fusion partielle. Dans le cas du Kohistan où la minéralogie est relativement bien contrainte, une modélisation de ces processus a été effectuée pour Th, U et les terres rares (Fig. 50). La distribution de ces éléments est en effet dominée par les phases majeures (clinopyroxène et/ou amphibole, et plagioclase), sans fractionnement trop important entre le clinopyroxène et l'amphibole, dont les proportions relatives sont extrêmement variables. Rb et Ba ont été exclus du fait de leur sensibilité à la présence de minéraux hydratés, ainsi que les éléments partiellement contrôlés par des phases accessoires, tels Nb et Ta.

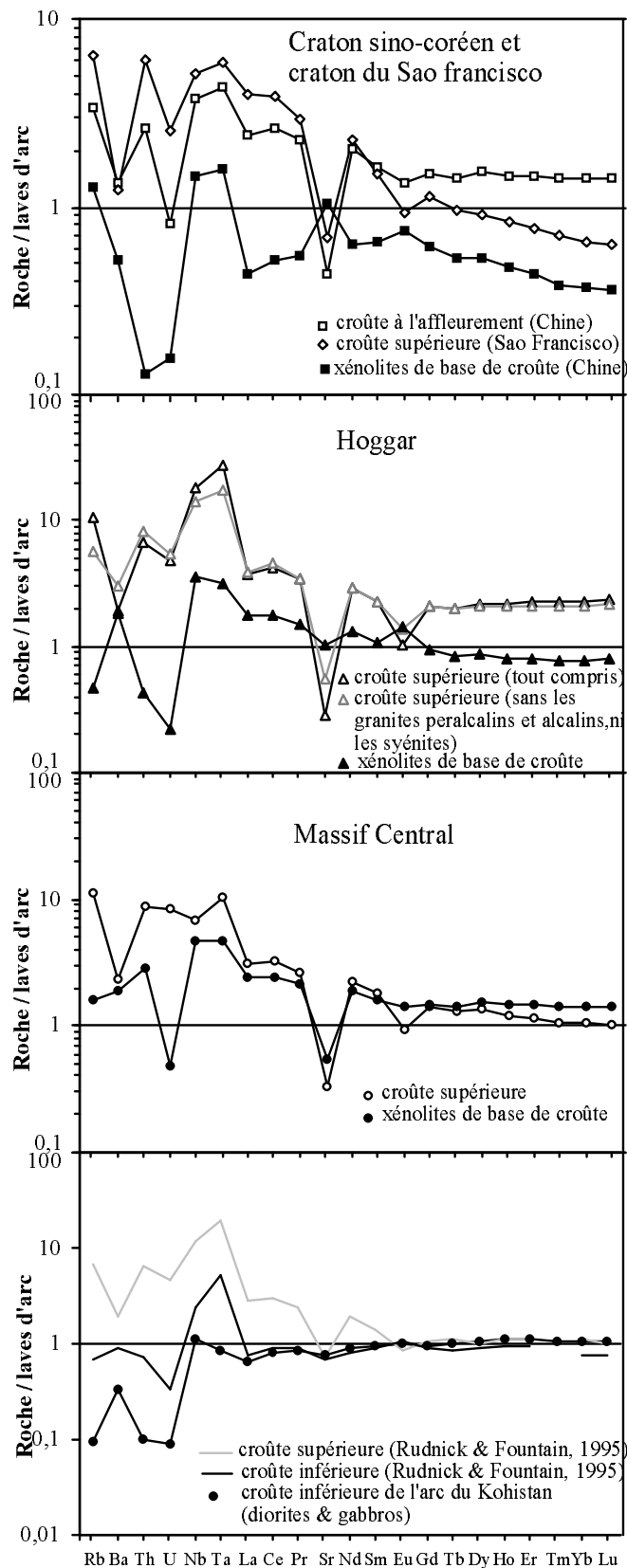


Figure 48 : Distribution des éléments en trace normalisés à la moyenne des laves d'arcs océaniques (Mariannes et Vanuatu: données de cette étude et de la littérature – Elliot et al., 1997 ; Peate et al., 1997, 1998) dans les unités crustales étudiées, ainsi que dans la croûte inférieure de l'arc obducté du Pakistan (nord-Pakistan).

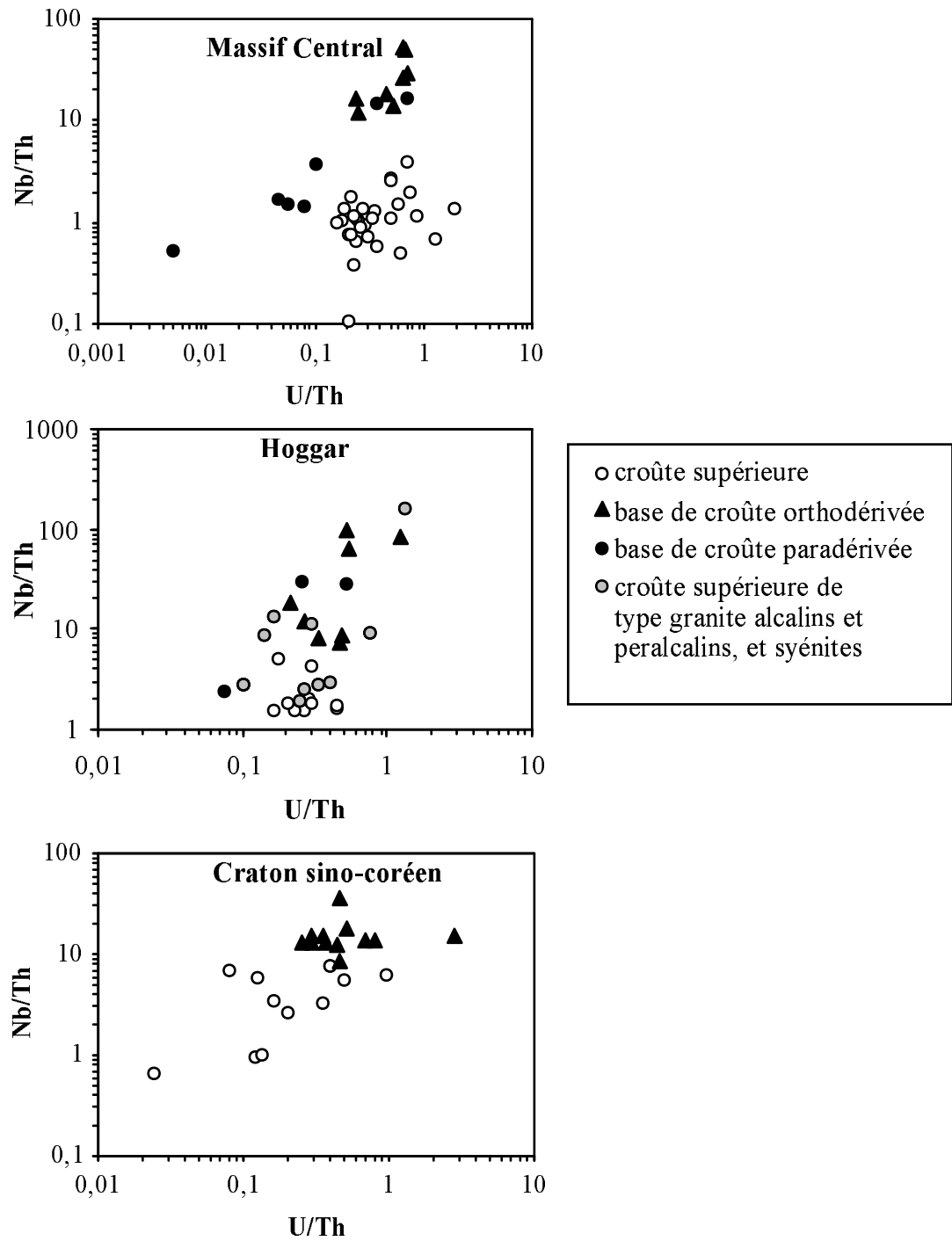


Figure 49 : Variations de Nb/Th en fonction de U/Th dans les unités crustales étudiées du massif Central, du Hoggar, et du craton sino-coréen.

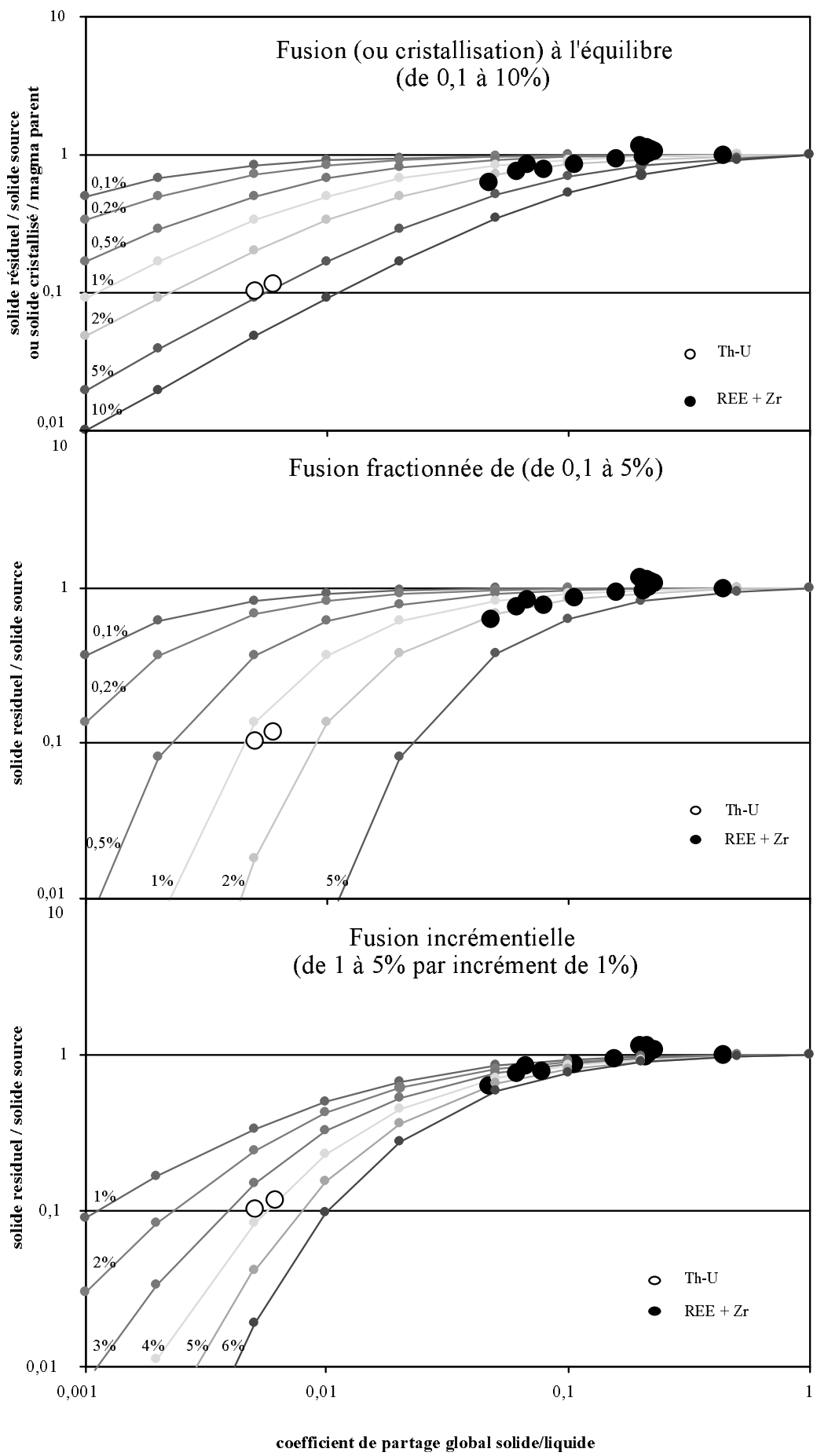


Figure 50

Figure 50: Modèles de cristallisation et de fusion partielle pour expliquer la différence de concentration en Th, U et terres rares entre la croûte inférieure de l'arc obducté du Kohistan et les laves d'arcs océaniques. La figure montre les rapports de concentration des liquides résiduels sur la composition du magma parent (cristallisation) et/ou ceux des liquides de fusion sur la composition du solide source (fusion), portés en fonction des coefficients de partage globaux des éléments. Les données du Kohistan sont normalisées à la moyenne des laves d'arcs océaniques (Vanuatu et Mariannes), considérée comme une approximation de la composition du magma parent de l'arc (cristallisation) ou du solide source (fusion). Les calculs ont été effectués pour Th, U et les terres rares, pour lesquels des données expérimentales de coefficients de partage sont disponibles et parce que ces éléments ne sont que modérément sensibles à la présence d'amphibole ou de minéraux accessoires comme les oxydes de titane. Des éléments tels que Rb, Nb et Ta ont été écartés du calcul à cause de leur forte sensibilité à la présence de ces minéraux. Pour le calcul des coefficients de partage globaux, on a utilisé la minéralogie simplifiée suivante: 0,5 CLINOPYROXENE + 0,5 PLAGIOCLASE. La cristallisation et la fusion ne s'accompagnent pas de variations modales. Cette approximation est sans conséquence sur les résultats dans les faibles gammes de cristallisation/fusion considérées. Les coefficients de partage ont été fixés d'après Hart et Dunn (1993) pour les terres rares entre clinopyroxène et liquide, et d'après Hauri et al. (1994) pour Th et U. Pour les terres rares entre plagioclase et liquide, on a utilisé les valeurs compilées par Niu et al. (1996). Les coefficients de partage de Th et U entre plagioclase et liquide ont été arbitrairement fixés à zéro.

Le modèle de cristallisation à l'équilibre utilise l'équation de bilan de masse suivante :

$$Cs = C10 / [(F/D) + 1 - F]$$

où Cs représente, pour un élément donné, la composition du solide cristallisé, C10 la composition du magma parent, F la fraction de liquide résiduel et D le coefficient de partage global. Ce modèle est équivalent à un modèle de fusion à l'équilibre dans lequel Cs représente la composition du solide résiduel, C10 la composition du solide source (= Cs0) et F le taux de fusion partielle.

Le modèle de fusion fractionnée utilise l'équation :

$$Cs = Cs0 (1-F) (1/D)-1 \quad (\text{Gast, 1968; Shaw, 1970}).$$

Le modèle de fusion incrémentielle opère par itérations successives de l'équation de fusion à l'équilibre, en utilisant comme composition de la source à l'étape i la composition obtenue pour le résidu à l'étape i - 1 (Cs0, i = Cs, i-1). Le taux de fusion est la somme des incréments de fusion ΔF à chaque étape, pondérée par la fraction de solide résiduel. Une approximation suffisante est donnée par

$$F = (n \cdot \Delta F) - \sum [(i - 1) \cdot \Delta F2],$$

où n est le nombre d'étapes de fusion incrémentielle et i = 1, ..., n.

Kd	cpx / liquide	pl / liquide
Th	0,012	0
U	0,01	0
La	0,054	0,04
Ce	0,086	0,035
Pr	0,127	0,03
Nd	0,187	0,025
Sm	0,291	0,02
Eu	0,373	0,5
Gd	0,395	0,015
Tb	0,418	0,013
Dy	0,442	0,011
Ho	0,414	0,009
Er	0,387	0,007
Tm	0,408	0,006
Yb	0,430	0,005
Lu	0,433	0,003

Tableau 9 : Valeur des coefficients de partage utilisés pour la modélisation.

Les résultats obtenus montrent que, en premier ordre, l'appauvrissement de Nb et Ta par rapport aux terres rares légères est compatible avec l'extraction de quelques pour cents (1 à 4%) de liquide résiduel en fin de cristallisation, ou d'une proportion similaire de liquide de fusion partielle. Une interprétation plus poussée des résultats est délicate compte tenu de l'incertitude importante sur les coefficients de partage de Th et U, et de l'approximation qui consiste à considérer la moyenne des basaltes d'arcs océaniques comme représentative du magma parent du Kohistan. Si l'on accepte cette hypothèse, la composition des gabbros-diorites du Kohistan est mieux expliquée par un modèle de fusion incrémentielle, qui correspond à l'extraction "en continu" de faibles fractions de liquides ($\leq 1\%$), pour atteindre un taux d'extraction cumulée d'environ 4%. A l'opposé, l'extraction de liquides résiduels en fin de cristallisation (équivalente à un processus de "fusion à l'équilibre", c'est à dire de fusion-extraction en une seule étape), explique moins bien le fractionnement de Th et U par rapport aux terres rares.

Deux observations viennent appuyer l'hypothèse de la fusion partielle:

- d'une part, un xénolite paradérivé du Massif Central décrit par Leyreloup (1992) comme ayant un caractère "restitique" se distingue très nettement des autres xénolites paradérivés par des rapports Nb/Th et Nb/Ta élevés, similaires aux valeurs des xénolites orthodérivés (Fig. 41);

d'autre part, la séquence crustale de l'arc du Kohistan comprend de nombreuses intrusions granitiques, dont les caractéristiques témoignent d'une fusion partielle en présence de grenat (Pettersson & Windley, 1990). Comme la plupart des granites "continentaux", ces granites du Kohistan sont caractérisés par des valeurs faibles des rapports Nb/Th et Nb/Ta (Fig. 51).

Il est cependant important de noter que le transfert sélectif des éléments les plus incompatibles de la croûte inférieure à la croûte supérieure est d'autant plus efficace que le degré de fusion partielle est faible ($< 5\%$ - Fig. 50). Il est possible que les liquides produits – probablement riches en volatils - puissent se concentrer pour donner naissance à des granites intrusifs. Cependant, ces liquides peuvent également migrer de façon diffuse, au moins au travers de la croûte moyenne. La différenciation crustale résulterait dans ce cas de deux mécanismes sensiblement distincts:

- de faibles degrés de fusion partielle et/ou de déshydratation granulitique de la croûte inférieure, avec percolation de liquides riches en volatils vers la croûte moyenne. Ce processus serait le principal responsable des variations des éléments fortement incompatibles (transfert de Rb, Ba, Th et U de la croûte inférieure à la croûte supérieure et fractionnement des rapports Nb/Th et Nb /Ta). Dostal & Chatterjee (2000) ont observé une diminution de Nb/Ta couplée à un enrichissement de Ta, Rb, Li, F, des roches les moins différenciées (leucomonzogranites) aux roches les plus différenciées (leucogranites) du pluton granitique peralumineux de Nova Scotia (Canada). Ils ont attribué cette observation à une intervention des fluides dans les variations de Nb/Ta et dans les processus impliqués dans la différenciation crustale.
- des degrés plus importants de fusion de la croûte inférieure ou moyenne, éventuellement favorisée par l'infiltration de faibles fractions de liquides depuis la croûte inférieure. Ce processus serait responsable de la formation de granites et expliquerait la zonalité chimique de la croûte du point de vue des éléments majeurs (enrichissement en silice de la croûte supérieure).

L'existence de ces deux mécanismes, sensiblement distincts, expliquerait que la corrélation entre éléments en trace et SiO₂ soit généralement de mauvaise qualité, comme le montre l'exemple du craton de Sao Francisco (bouclier archéen du Brésil) et de l'arc mésozoïque du Kohistan (Fig. 51).

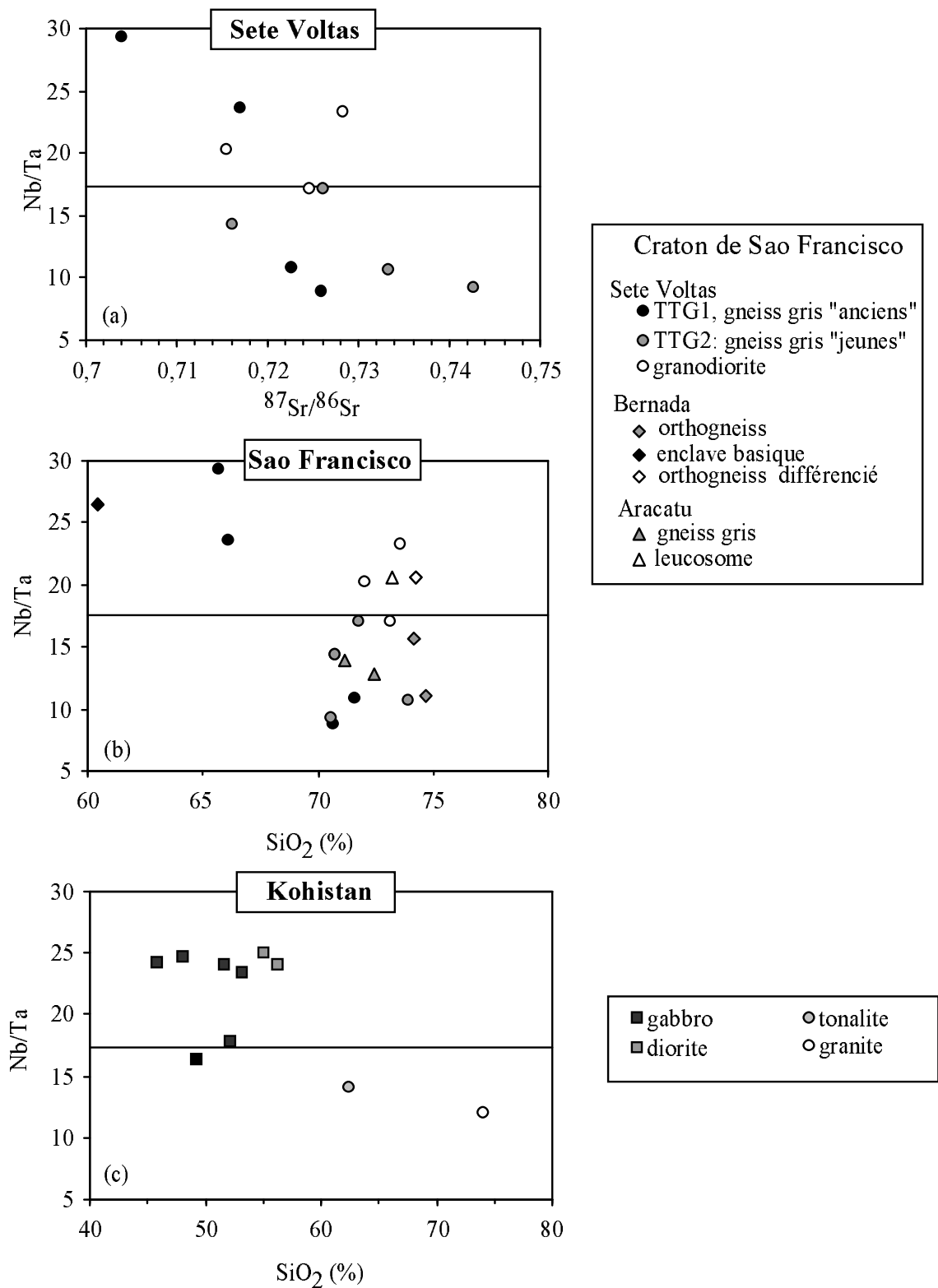


Figure 51 : Variation du rapport Nb/Ta en fonction: (a) du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les roches du massif de Sete Voltas (craton de Sao Francisco, Brésil), (b) de SiO_2 dans différents massifs du craton de Sao Francisco et (c) de SiO_2 dans des roches plutoniques de l'arc océanique obducté du Kohistan (nord-Pakistan). Les données de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et SiO_2 du craton de Sao Francisco sont issues de l'article Martin et al. (1997) ; celles du Kohistan ont été obtenues dans le cadre d'une étude géochimique en cours à l'ISTEEM (Montpellier), l'ETH (Zürich), l'IACT (Grenade) et le PMNH (Islamabad).

4- Nb/Ta marqueur de la maturation continentale?

Les données isotopiques disponibles pour l'unité de Sete Voltas (craton de Sao Francisco, Brésil) témoignent d'une corrélation négative entre Nb/Ta et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, qui confirme l'existence d'une relation entre la variation de Nb/Ta et la mobilisation des éléments fortement incompatibles (Rb) au sein de la croûte, lors de la différenciation crustale. Le travail de Dostal et Chatterjee (2000) sur le pluton granitique peralumineux de Nova Scotia au Canada montre également une corrélation négative entre Nb/Ta et les teneurs en Ta, Rb, Li, F. La relation entre Nb/Ta et le transfert des éléments fortement incompatibles depuis la croûte inférieure vers la croûte supérieure est également illustrée par le diagramme Nb/Ta en fonction de Th/La (Fig. 52). On notera que les unités étudiées présentent deux grands types d'évolution sur ce diagramme:

- **une évolution "mantellique"** caractérisée par une tendance des deux rapports à être corrélés positivement. Compte tenu du caractère plus incompatible de Nb par rapport à Ta, et de Th par rapport à La, en conditions asthénosphériques, cette évolution peut être interprétée simplement en terme de variations du degré de fusion partielle ou/et d'enrichissement (ou d'appauvrissement) des sources. Ce type d'évolution est observé dans les MORB, les OIB (Fig. 52d) et les laves d'arcs océaniques (Vanuatu et Mariannes – Fig. 52b). Une légère tendance de ce type est également observée dans les roches crustales les plus anciennes (archéennes) et les moins différenciées (Nb/Ta et Th/La proches des valeurs chondritiques).
- **une évolution "crustale"** marquée par une corrélation négative entre Nb/Ta et Th/La. Cette évolution, caractéristique de la différenciation crustale, est observée non seulement à travers l'ensemble des unités continentales analysées (Fig. 52a), mais aussi dans les roches effusives de l'arc continental du Pérou (Fig. 52b) et les roches plutoniques de l'arc océanique du Kohistan (Fig. 52c).

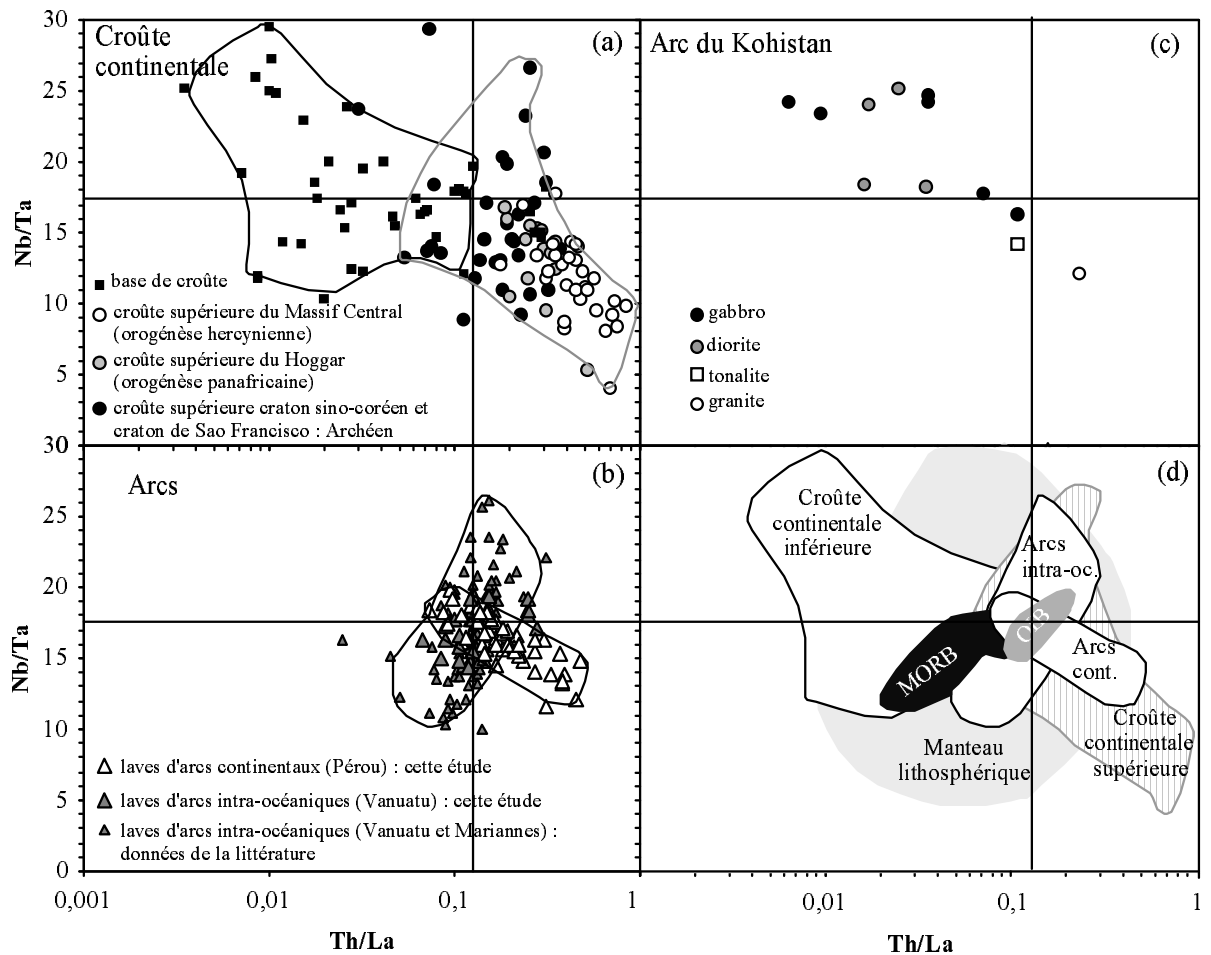


Figure 52 : Variation du rapport Nb/Ta en fonction du rapport Th/La

(a) dans les unités étudiées de la croûte continentale ; les symboles distinguent, d'une part, la croûte inférieure et supérieure, et, d'autre part, les unités de la croûte supérieure en fonction de l'âge de cette dernière (ou de la dernière orogène);

(b) dans les arcs, océaniques et continentaux (Pérou: cette étude; Vanuatu: cette étude et Peate et al., 1997; Mariannes: Elliot et al., 1997; Peate et al., 1998);

(c) dans des roches plutoniques de l'arc mésozoïque obducté du Kohistan (nord-Pakistan); les données ont été obtenues par ICP-MS à Montpellier dans le cadre d'une étude géochimique en cours à l'ISTEEM (Montpellier), l'ETH (Zürich), l'IAC (Grenade) et le PMNH (Islamabad).

(d) dans l'ensemble des entités géochimiques faisant l'objet de cette étude, représentées sous forme de champs.

L'influence de la différenciation crustale sur cette évolution des deux rapports est clairement illustrée:

- d'une part, dans les roches continentales, par l'existence de deux domaines qui ne se superposent que faiblement autour des valeurs chondritiques: (1) l'un, caractérisé par des valeurs faibles de Th/La (infra-chondritiques) et élevées de Nb/Ta (jusqu'à 25-30), correspond à la croûte inférieure (xénolites); (2) l'autre présente des caractéristiques opposées et correspond aux unités de croûte supérieure.
- d'autre part, dans l'arc du Kohistan, par la relation observée entre les variations de Nb/Ta et Th/La et les faciès pétrographiques: les gabbros et les diorites montrent les valeurs les plus élevées de Nb/Ta (supra-chondritiques) et les plus faibles de Th/La (infra-chondritiques), alors que les deux échantillons de tonalite et de granite (intrusifs) montrent une tendance opposée.

La corrélation observée dans les laves du Pérou, bien différente de celle qui caractérise les laves d'arc océanique, pourrait témoigner d'une contamination crustale ou/et d'un processus de différenciation intra-arc plus marqué que dans les arcs océaniques.

Un autre résultat important illustré par la figure 52 est l'existence d'une tendance assez nette à l'évolution des rapports Nb/Ta et Th/La dans la croûte supérieure en fonction de l'âge de la dernière orogène. Nb/Ta tend en effet à diminuer, et Th/La à augmenter, depuis les roches des cratons brésiliens et sino-coréens jusqu'à celles du Hoggar (orogénèse pan-africaine) et finalement à celles du Massif Central (orogénèse hercynienne). Cette évolution est compatible avec un processus de maturation continentale plus avancée dans le cas de croûte continentale "jeunes", remaniées par plusieurs orogènes successives. Toutefois, la variation des deux rapports peut aussi simplement traduire la zonation verticale de la croûte continentale. Bien que cette relation ne soit pas systématique, une partie des unités les plus anciennes montrent en effet à l'affleurement des niveaux structuraux plus profonds (c'est le cas, par exemple, des échantillons granulitiques du craton sino-coréen). Des analyses supplémentaires seront nécessaires pour trancher entre ces deux hypothèses.

Quoiqu'il en soit, surtout lorsqu'il est couplé au rapport Th/La, le rapport Nb/Ta apparaît comme un très bon indicateur de la différenciation crustale, sinon de la maturation continentale. L'origine du fractionnement Nb-Ta en milieu crustal demeure en partie un problème ouvert. L'hypothèse la plus probable consiste à envisager un contrôle de ces éléments par des microphases en équilibre avec des liquides de

composition granitique ou des fluides (Green, 1995 ; Linnen & Keppler, 1997 ; Dostal & Chatterjee, 2000)

C- Conclusion (arcs insulaires et croûte continentale)

L'étude de la distribution de Nb et Ta dans les arcs insulaires et la croûte continentale a permis de préciser certains points concernant le fractionnement de ces éléments en milieu mantellique (zones de subduction) et crustal (arcs insulaires et continents).

Nos données sur les laves des arcs insulaires indiquent qu'il n'existe pas de fractionnement systématique du rapport Nb/Ta dans les zones de subduction, même si les laves présentent de fortes anomalies négatives de ces éléments par rapport à Th et La, et si la variabilité du rapport Nb/Ta dans les laves d'arc est plus importante que dans les MORB ou les OIB. Les données sur la séquence plutonique de l'arc obducté du Kohistan (nord-Pakistan) suggèrent que cette variabilité pourrait en partie refléter les processus de différenciation crustale en oeuvre au sein des arcs insulaires. Dans le cas de l'arc continental du Pérou, ces processus pourraient être associés à une contamination crustale diminuant légèrement le rapport Nb/Ta. Une implication importante de ce résultat concerne l'existence éventuelle d'un réservoir caché à rapport Nb/Ta élevé dans le manteau profond (McDonough, 1991). La constitution d'un tel réservoir par accumulation de matériaux recyclés au niveau des subductions est difficile à envisager en l'absence de fractionnement systématique de Nb/Ta dans les zones de subduction.

L'estimation de la concentration moyenne de la croûte continentale (tableau 8) montre que celle-ci se différencie très nettement des laves d'arcs insulaires par des valeurs faibles, nettement infra-mantelliques, du rapport Nb/Ta. Dans l'hypothèse où la croûte continentale se forme par accréation d'arcs insulaires, des processus complémentaires de "maturation continentale" sont donc mis en jeu pour faire évoluer la composition initiale des continents et diminuer leur rapport Nb/Ta. Le fait que la croûte supérieure soit également caractérisée par des valeurs faibles de Nb/Ta, alors que la croûte inférieure montre des valeurs élevées, nettement supra-mantelliques – suggère que la maturation continentale est intimement liée au processus de différenciation crustale. Ce processus, qui fait intervenir de faibles degrés de fusion partielle de la croûte inférieure, serait couplé à des mécanismes de délamination de base de croûte et de sous-placage magmatique. En ce qui concerne les éléments en trace, la différenciation crustale se traduit par un transfert des éléments les plus incompatibles de la croûte inférieure vers la croûte supérieure. Cette évolution est

marquée par une corrélation négative de Nb/Ta en fonction de Th/La, bien différente de la corrélation positive dessinée par les laves mantelliques. La variation de Nb/Ta au cours de ce processus demeure un problème ouvert, mais les données expérimentales disponibles suggèrent que le fractionnement de ces éléments est lié à la présence d'oxydes de titane en équilibre avec des fluides ou des liquides granitiques (Green & Pearson, 1987 ; Brenan et al., 1993; Dostal & Chatterjee, 2000).

IV- XENOLITES DE MANTEAU LITHOSPHERIQUE ET CARBONATITES

Le rôle probablement très important joué par les fluides carbonatés dans les enrichissements géochimiques caractéristiques du manteau lithosphérique (Yaxley et al., 1991 ; Dautria et al., 1992 ; Ionov et al., 1993 ; Hauri et al., 1993 ; Rudnick et al., 1993 ; Downes et al., 2001) justifie de traiter conjointement les xénolites mantelliques et les carbonatites. On verra que ce regroupement est également justifié par la très grande similitude de certains spectres d'éléments en trace (comparer, par exemple, les xénolites enrichis de Barhatny, Sibérie orientale, en figure 55, aux carbonatites de Tamazert, Maroc, en figure 57). Ceci n'implique pas, cependant, que l'on assimile directement les fluides responsables du métasomatisme carbonaté aux carbonatites.

A- Résultats

1- Les xénolites mantelliques

a- Distribution des éléments en trace dans les xénolites analysés

La plupart des xénolites étudiés montrent des enrichissements en éléments fortement incompatibles tels que Rb, Ba, Th, U, Sr et les terres rares légères, par rapport aux éléments modérément incompatibles tels que les terres rares lourdes (Fig. 53, 54 et 55). Seuls certains échantillons de péridotites de Barhatny, Sibérie orientale, (Fig. 55) montrent des spectres relativement plats. Aucun des xénolites analysés ne montre les appauvrissements en éléments fortement incompatibles caractéristiques du manteau de type DMM (" Depleted MORB Mantle " - Jochum et al., 1989). Des variations très importantes sont néanmoins observées selon les régions et, pour une même localité, selon les faciès minéralogiques.

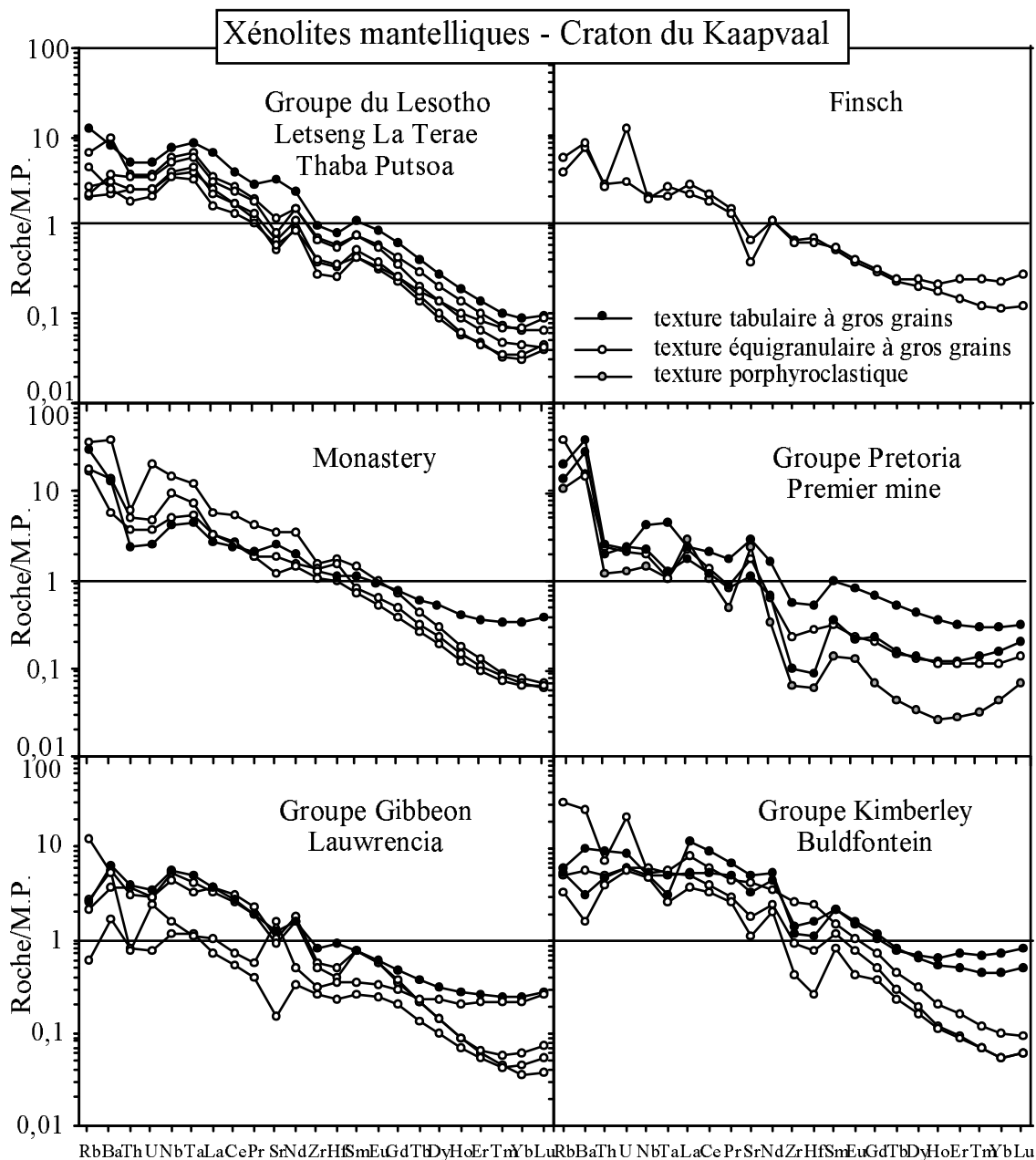


Figure 53 : Distribution des éléments trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans les xénolites du craton du Kaapvaal (Afrique du Sud). Les textures sont extraites de Ben Ismail, 1999.

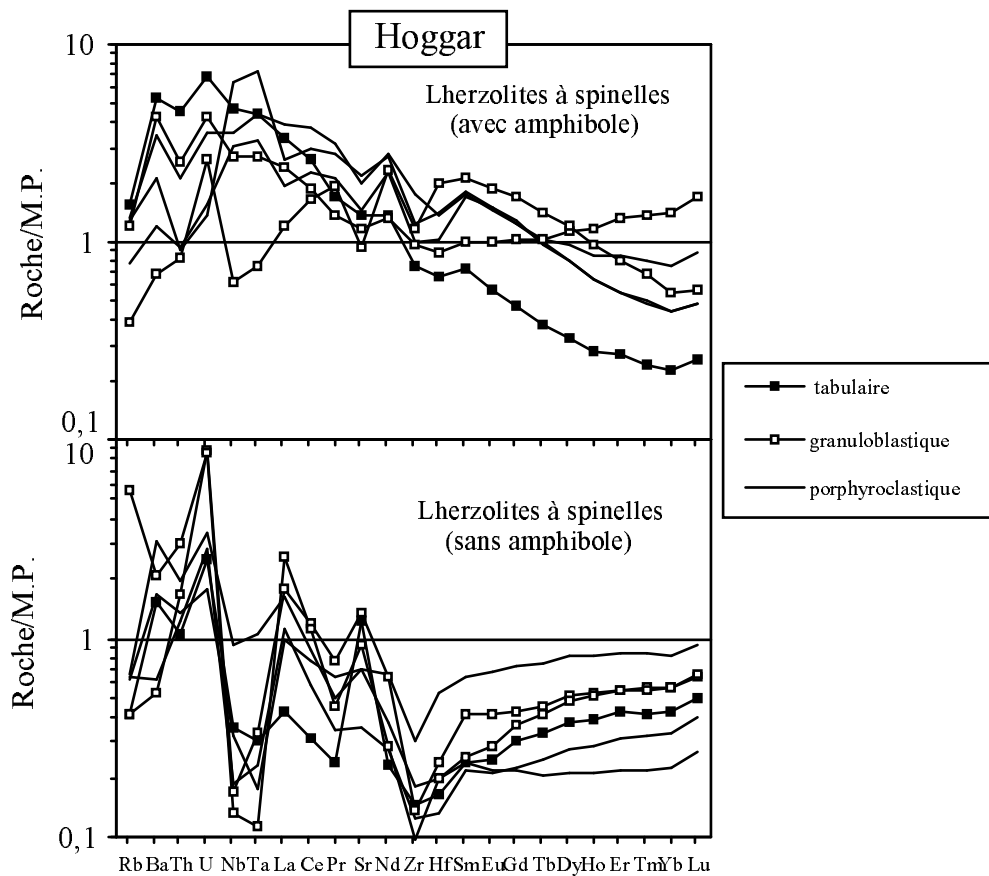


Figure 54 : Distribution des éléments en trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans les xénolites du Hoggar (Algérie). Les données minéralogiques et texturales sont extraites de Dupuy et al., (1986).

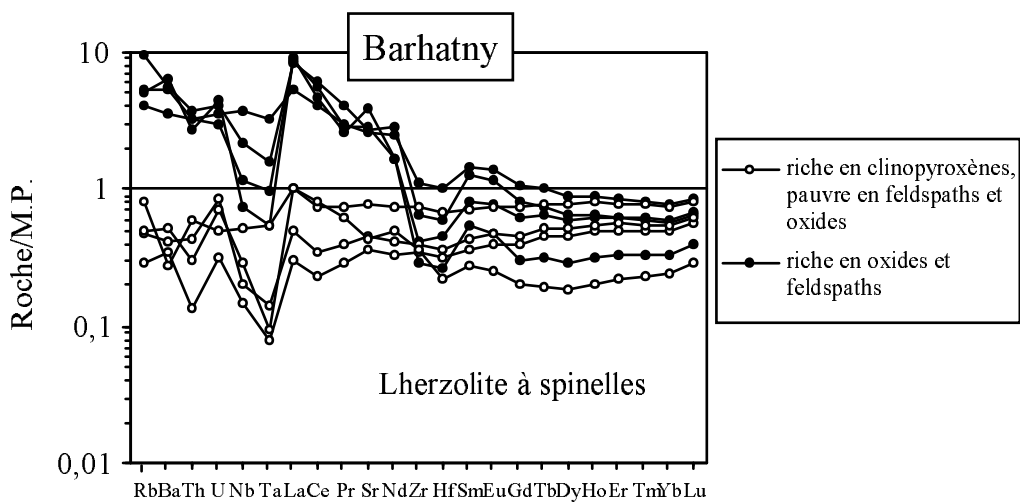


Figure 55 : Distribution des éléments trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans les xénolites de Barhatny (Sibérie orientale). Les données minéralogiques proviennent d'une communication personnelle de D. Ionov.

Par comparaison avec les autres échantillons, **les xénolites du Kaapvaal (issus d'une lithosphère cratonique archéenne)** tendent à être relativement homogènes du point de vue des éléments en trace. Ces échantillons sont caractérisés par des teneurs souvent très faibles en terres lourdes (0,03 à 0,3 x les valeurs manteau primitif pour la majorité des échantillons) et un enrichissement graduel vers les éléments les plus incompatibles, dont les teneurs sont généralement comprises entre 3 et 30 fois les valeurs du manteau primitif. Une partie des échantillons (Groupe du Lesotho, par exemple) montre cependant une légère anomalie positive de Nb et Ta. Le spectre de ces xénolites ressemble fortement à celui des OIB (Fig. 16), mais leur rapport terres rares légères / terres rares lourdes est plus élevé et rappelle d'avantage celui des laves de type kimberlite (Muramatsu, 1983). D'autres échantillons ne montrent pas d'anomalie positive de Nb et Ta. Il est intéressant de noter que ces échantillons tendent également à être appauvris en Ta par rapport à Nb et montrent en général une anomalie négative de Zr et Hf plus prononcée que les autres échantillons. Certains xénolites du Kaapvaal montrent par ailleurs un enrichissement spécifique en Rb et Ba par rapports aux autres éléments (Groupe Pretoria–Premier Mine, par exemple). Enfin, un certain nombre d'échantillons se distinguent par des teneurs en terres rares lourdes extrêmement variables (souvent élevées) et un spectre quasiment plat de Tb à Lu, ou bien marqué par une inflexion avec un minimum des valeurs normalisées au niveau de Ho (Groupe Pretoria-Premier Mine, par exemple).

Il est important de noter l'existence d'une relation entre les teneurs en éléments en trace et les textures parmi les xénolites du Kaapvaal. Dans un groupe donné, les échantillons à texture tabulaire à gros grain sont en effet plus enrichis que les échantillons à texture granulaire à gros grain ou porphyroclastique, tout au moins en terres rares lourdes (Fig. 53). À l'opposé, l'échantillon à texture porphyroclastique (Groupe Pretoria-Premier Mine) est le plus appauvri en terres rares lourdes.

À la différence des échantillons du Kaapvaal, **les xénolites du Hoggar (issus d'une lithosphère structurée au Protérozoïque)** montrent une grande variété de spectres d'éléments en trace (Fig. 54). On y reconnaît toutefois deux grandes tendances qui sont corrélées à la minéralogie (présence ou non d'amphibole) et correspondent aux deux grands types de métasomatisme mantellique classiquement distingués dans les péridotites lithosphériques (Menzies, 1987 ; Bodinier et al., 1990) :

- d'une part, des échantillons caractérisés par la présence d'amphibole, qui montrent des spectres convexes ou régulièrement enrichis des terres lourdes vers les éléments les plus incompatibles. Ces caractéristiques sont

typiques du " métasomatisme modal " (Wilshire & shervais, 1975 ; Gurney & Harte, 1980 ; Irving, 1980 ; Wilshire et al., 1980 ; Boivin, 1982 ; Harte, 1983).

- d'autre part, des échantillons dépourvus d'amphibole, qui tendent à montrer des spectres concaves (" U-shaped "), marqués par de très forts fractionnements des terres rares légères (les rapports La/Sm sont extrêmement élevés). Ces caractéristiques sont typiques du " métasomatisme cryptique ", caractérisé par de très forts enrichissements en éléments fortement incompatibles, tels que les terres rares légères, sans que cet enrichissement soit associé à la présence de minéraux hydratés tels que l'amphibole (Frey & Green, 1974 ; Stosch & Seck, 1980 ; Dawson, 1984 ; Frey, 1984 ; Kempton, 1987 ; Menzies et al., 1985 ; Downes & Dupuy, 1987).

Dans le détail, les lherzolites à amphibole montrent une relation entre spectres d'éléments en trace et textures. L'échantillon à texture tabulaire est fortement appauvri en terres rares lourdes et présente un enrichissement quasi-continu vers les éléments les plus incompatibles (sauf pour Rb). Ce type de spectre rappelle fortement celui des xénolites du craton du Kaapvaal (Fig. 53). Les échantillons à texture porphyroblastique montrent des spectres convexes, qui se distinguent par des teneurs plus élevées en terres rares lourdes, une augmentation des valeurs normalisées depuis les terres rares lourdes jusqu'aux terres rares légères et Nb-Ta, puis une diminution des valeurs pour Rb, Ba, Th et U. Ces échantillons sont également caractérisés par une anomalie positive plus ou moins marquée de Nb et Ta, et de légères anomalies négatives de Sr, Zr et/ou Hf. Parmi les deux échantillons à texture granuloblastique, l'un montre un spectre convexe bien marqué, mais avec maximum au niveau de Pr-Sm - cet échantillon est donc appauvri en terres rares légères par rapport aux terres rares moyennes. Il est d'autre part caractérisé par une anomalie positive de l'uranium et des anomalies négatives de Sr, Zr, ainsi que Nb et Ta, dans une certaine mesure. L'autre échantillon à texture granuloblastique montre un spectre atypique : il est très semblable à l'échantillon tabulaire pour les éléments les plus incompatibles (Rb à Sm), mais se distingue de tous les autres échantillons par un enrichissement en terres rares lourdes.

Les relations entre éléments en trace et textures sont moins nettes dans le cas des lherzolites sans amphibole, mais sont néanmoins discernables. Tous les échantillons de ce groupe sont caractérisés, en plus de très forts enrichissements sélectifs en terres rares légères, U (\pm Th) et Sr, par des anomalies négatives de Nb, Ta et Zr (\pm Hf). Ces caractéristiques, qui sont classiquement attribuées à un métasomatisme par des liquides carbonatés (Green & Wallace, 1988 ; Baker & Willie, 1992 ; Rudnick et al., 1993), sont particulièrement marquées dans les deux échantillons à texture granuloblastique, qui sont plus enrichis en terres rares légères et U, et plus appauvris en Nb et Ta que les échantillons porphyroclastiques. À l'opposé, l'échantillon à texture tabulaire présente des caractéristiques inverses : il n'est que très faiblement enrichi en terres rares légères et ne présente pas d'anomalie négative très marquée en Nb-Ta. Cet échantillon montre néanmoins de fortes anomalies positives en U et Sr.

Parmi les xénolites de Barthany (Sibérie orientale), représentant une zone mobile mésozoïque marquée par des phénomènes de subduction (Ionov et al., 1995) les lherzolites " banales ", ne contenant pas de proportions importantes de feldspaths et d'oxydes, se distinguent nettement des xénolites du Kaapvaal et du Hoggar par l'absence de fractionnement entre éléments fortement et modérément incompatibles (Fig. 55). Les spectres de ces échantillons sont pratiquement plats des terres lourdes aux éléments les plus incompatibles, avec seulement des anomalies négatives de Nb et Ta, ainsi que de faibles anomalies positives de l'uranium (à l'exception d'un échantillon). Les concentrations sont comprises entre 0,2 et 0,8 fois le manteau primitif pour la plupart des éléments. Les péridotites contenant des proportions notables de feldspath et d'oxydes montrent également des spectres plats pour les terres lourdes, à un niveau de concentration légèrement plus élevé. Cependant, ces échantillons se distinguent par un enrichissement important des terres rares légères, associé à un important fractionnement La-Sm, rappelant celui observé dans les lherzolites sans amphibole du Hoggar (Fig. 54). Bien que légèrement moins enrichis que les terres rares légères, Rb, Ba Th et U ont un niveau concentration dix fois supérieur à celui de ces mêmes éléments dans les péridotites de Barthany appauvries en feldspaths et oxydes. Enfin les échantillons riches en feldspaths et oxydes sont caractérisés par des anomalies négatives de Nb-Ta (sauf dans un échantillon) et de Zr-Hf. On retrouve là, avec l'enrichissement en terres rares légères et Rb, Ba, Th et U, les caractéristiques généralement attribuées au métasomatisme carbonaté (Rudnick et al., 1993).

b- Variations de Nb et Ta, et des rapports Nb/Ta, Nb/Th, Ta/La dans les xénolites analysés

Les concentrations de Nb et Ta mesurées dans les xénolites varient largement, d'un facteur 120 environ pour Nb (0,09 à 10,7 ppm) et 170 environ pour Ta (0,003 à 0,5 ppm). Par comparaison, Th et La varient moins largement, d'un facteur 70 pour Th (0,011 à 0,8 ppm) et 40 pour La (0,21 à 8 ppm) (Annexe S). Cette différence se traduit par l'existence d'anomalies positives et négatives de Nb et Ta par rapport à Th et/ou La sur les diagrammes de normalisation au manteau primitif (Fig. 53, 54 et 55). D'autre part, la comparaison avec les valeurs publiées et la base de données disponible à Montpellier montre que nos valeurs obtenues pour les xénolites sont nettement plus élevées (environ d'un facteur 10 pour Nb, par exemple) que les valeurs mesurées dans les roches mantelliques océaniques (péridotites abyssales et ophiolitiques – Godard & Hékinian, données non publiées ; Godard et al., 2000), ou les péridotites orogéniques (Remaïdi, 1993 ; Van der Wal & Bodinier, 1996 ; Lenoir et al., 2001).

L'existence d'anomalies positives et négatives de Nb et Ta se traduit par des variations très importantes des rapports Nb/Th et (0,4 à 60) et Ta/La (0,0025 à 0,17). De même, le rapport Nb/Ta varie très largement, depuis des valeurs nettement infrachondritiques (Nb/Ta = 8) jusqu'à des valeurs franchement suprachondritiques (Nb/Ta = 52). Ces variations recouvrent pratiquement l'ensemble du domaine de variation des xénolites mantelliques, d'après la base de donnée disponible. Elles sont nettement supérieures aux variations relevées dans les autres entités étudiées. La croûte continentale considérée globalement (croûte inférieure + croûte supérieure) présente des variations relativement importantes pour Nb/Ta et Nb/Th, mais non pour Ta/La (Fig. 41, Fig. 58).

Lorsque l'ensemble des données publiées ou disponibles à Montpellier pour les péridotites mantelliques sont prises en compte (Fig. 56), on note une diminution des rapports Nb/Th et Ta /La avec le degré d'enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (La /Sm). La diminution des rapports Nb/Th et Ta/La traduit l'existence d'une anomalie négative de Nb et Ta quasi-systématique dans les xénolites montrant de forts enrichissements sélectifs en terres rares légères. Les carbonatites ont également été reportées en figure 56, où leur composition est compatible avec l'hypothèse du métasomatisme " carbonaté " pour expliquer la composition des xénolites enrichis en terres rares légères et appauvris en HFSE (Rudnick et al., 1993 ; Green & Wallace, 1986).

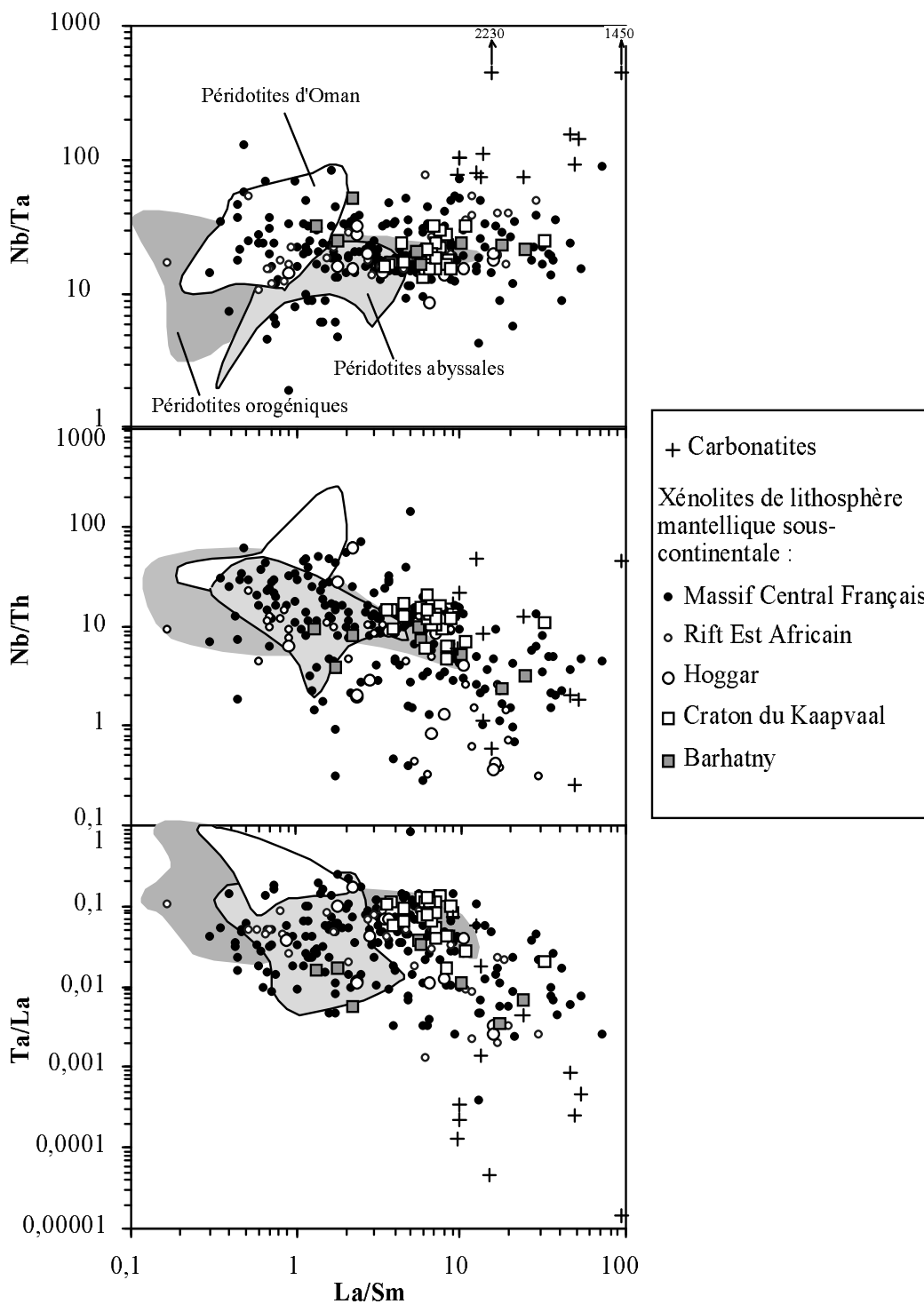


Figure 56 : Variations de Nb/Ta, Ta/La et Nb/Th en fonction du rapport La/Sm dans les roches mantelliques et les carbonatites. Les données des xénolites du Hoggar, du Kaapvaal et de Barhatny, ainsi que celles concernant les carbonatites sont issues de cette étude. Les données des péridotites abyssales (Ride Est Pacifique) ont été fournies par Marguerite Godard (Godard M. & Hékinian H., données non publiées). Celles de la séquence mantellique d'Oman sont extraites de Godard et al. (2000) et celles des péridotites orogéniques (Ronda et Horoman) de Remaidi (1993), Van der Wal & Bodinier (1996), Takazawa et al. (2000), Lenoir et al. (2001). Les données concernant le Massif Central sont issues de Alard et al. (1996), Lenoir et al. (1997), Lenoir et al. (2000) et d'une base de données non publiées disponible à Montpellier; celles concernant les xénolites du Rift Est Africain sont issues de Bedini et al. (1997, 1999).

2- Les carbonatites

Les échantillons analysés (Fig. 57) montrent l'enrichissement en terres rares légères (100 à 1000 fois les valeurs du manteau primitif) caractéristique des carbonatites (Nelson, 1988). La plupart des échantillons sont également caractérisés par une forte anomalie négative de Zr et Hf et un net appauvrissement de Nb et Ta par rapport à La (à l'exception d'un échantillon du Kaiserstuhl). Par contre, la distribution des autres éléments est plus variable, en particulier celle de Rb, Ba, Th et U qui sont parfois aussi enrichis que les terres rares légères (par exemple Ba, Th et U dans certains échantillons de Tamazert), mais peuvent également être fortement appauvris par rapport à ces dernières (par exemple Th et U dans les échantillons du Cap Vert). Les échantillons montrent fréquemment une anomalie positive de Sr, mais celle-ci peut être absente, voire négative.

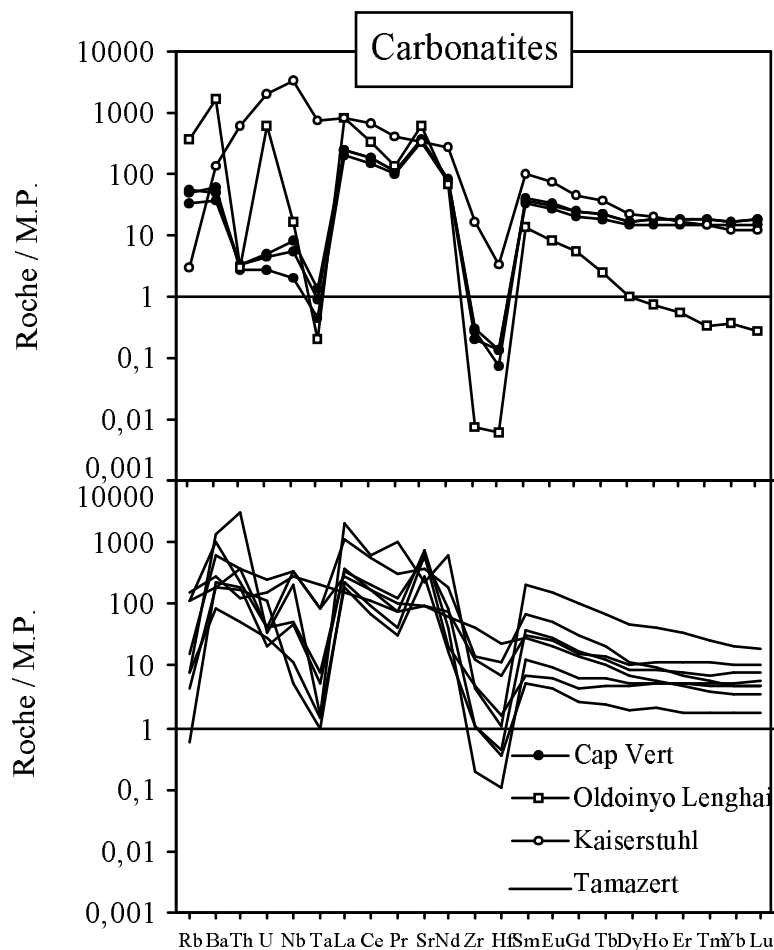


Figure 57 : Distribution des éléments trace normalisés au manteau primitif (M.P.), (Sun & McDonough, 1989) dans les carbonatites analysées à Montpellier au cours de cette étude

Les concentrations de Nb et Ta sont extrêmement variables : de 1,4 à 2491 ppm pour Nb et de 0,008 à 31 ppm pour Ta. De même Th varie très largement (0,25 à 250 ppm), alors que les teneurs en La sont beaucoup plus homogènes (110 à 1376 ppm). Un point important à noter est que les carbonatites sont en général plus appauvries en Ta qu'en Nb, par rapport au manteau primitif. Ces roches sont donc caractérisées par des rapports Nb/Ta suprachondritiques pouvant atteindre des valeurs très élevées (Nb/Ta = 23 à 2230), largement supérieures aux valeurs rencontrées dans les autres roches étudiées. De plus, les carbonatites ont des rapports Ta/La extrêmement faibles (0,000014 à 0,075), alors que leurs rapports Nb/Th sont variables (0,6 à 46,2).

B- Discussion

Il ressort de nos analyses et de la compilation de données que nous avons effectuées que le manteau lithosphérique sous-continentale est caractérisé par une extrême diversité de teneurs en Nb et Ta par rapport aux autres éléments incompatibles (Fig. 53, 54 et 55). Tous les cas de figure sont observés sur les diagrammes de normalisation au manteau primitif, depuis des anomalies positives de ces éléments (en particulier dans les xénolites cratoniques – Fig. 53) jusqu'à de fortes anomalies négatives (Fig. 54 et 55). Cette diversité se traduit par des variations des rapports Nb/Th et Ta/La beaucoup plus importantes que dans aucun autre des réservoirs analysés – à la seule exception, peut-être, de Nb/Th dans la croûte continentale inférieure (Fig. 58). De même, le rapport Nb/Ta est beaucoup plus variable dans la lithosphère mantellique que dans aucun autre des réservoirs étudiés. Cette variabilité se traduit en particulier par l'existence de nombreux xénolites caractérisés par des rapports Nb/Ta élevés (> 20). En dehors du manteau lithosphérique, ces valeurs ne sont observées que dans les carbonatites ou, plus rarement, dans la croûte continentale inférieure. A l'inverse, un certain nombre de xénolites montrent des valeurs de Nb/Ta faibles (< 10). Seuls de rares échantillons de croûte continentale supérieure ont des valeurs similaires.

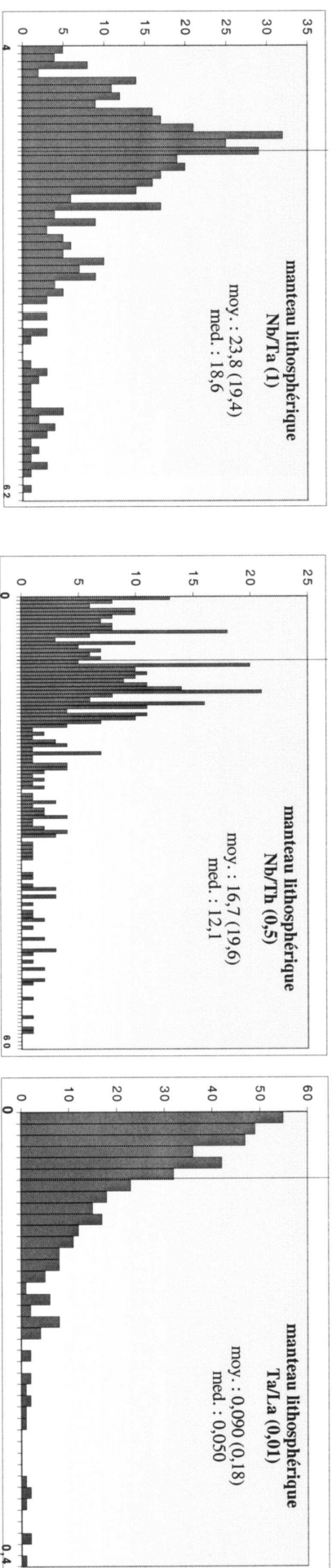


Figure 58 : Histogramme représentant la distribution des valeurs de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La dans le manteau lithosphérique, d'après la composition des xénolites mantelliques (données obtenues lors de cette étude et base de donnée issue de résultats, publiés ou non, obtenus à Montpellier - cf. tableau de références). Chaque division représente 1 unité pour Nb/Ta, 0,5 unité pour Nb/Th, 0,01 unité pour Ta/La. Les valeurs moyennes et médianes sont indiquées pour chaque rapport, ainsi que les écart-types (entre parenthèses). Les lignes verticales représentent les valeurs chondritiques (17,5 pour Nb/Ta, 8,4 pour Nb/Th et 0,06 pour Ta/La).

Une observation importante qui découle également de nos résultats est l'existence d'une relation assez nette entre la signature globale des éléments en trace et l'anomalie de Nb et Ta dans les péridotites lithosphériques. Schématiquement, la base de données existante permet de distinguer trois grands types de distribution des éléments en trace normalisés au manteau primitif, qui montrent en même temps des signatures contrastées en ce qui concerne Nb et Ta:

- (1) **une signature " appauvrie "**, généralement assimilée au manteau supérieur source des MORB (" DMM ", ou " Depleted MORB Mantle " - Jochum et al., 1989). Cette signature est caractéristique des massifs lherzolitiques orogéniques (McDonough & Frey, 1989, et références citées par ces auteurs) et d'une grande partie des xénolites mantelliques dans les zones mobiles continentales, en particulier dans celles qui ont été affectées par les orogènes phanérozoïques (la partie sud du Massif Central, en France, par exemple, d'après Lenoir et al., 2000). Ces échantillons ne montrent généralement pas d'anomalies significatives de Nb et Ta. Le rapport Nb/Th peut être relativement élevé, mais dans ce cas le rapport Ta/La (ou Nb/La) est faible, cette signature traduisant seulement l'appauvrissement progressif des éléments en fonction du degré d'incompatibilité (Jochum et al., 1989).
- (2) **une signature " enrichie " caractérisée par un fractionnement très important des terres rares légères** (rapport La/Sm parfois très élevé) et des teneurs souvent élevées en Ba, Th et U. Pour le reste, le spectre de normalisation est variable, mais le plus souvent en forme de " U ", c'est-à-dire caractérisé par des teneurs faibles en terres rares moyennes par rapport aux terres rares légères et lourdes. Cette signature est caractéristique de la majorité des xénolites mantelliques dans les domaines de croûte continentale protérozoïque (cf., par exemple, ceux du Hoggar – Fig. 54). Elle est également observée dans les termes réfractaires (harzburgites) des suites de xénolites dans les domaines continentaux phanérozoïques et dans ceux des massifs orogéniques (McDonough and Frey, 1989). Enfin, cette signature est observée dans certains xénolites représentant le manteau lithosphérique sous les îles océaniques (Hauri et al., 1993). Elle s'accompagne le plus souvent d'une anomalie négative de Nb et Ta, parfois très importante (Fig. 54 et 59). La présence de cette anomalie – généralement associée à des anomalies des autres HFSE (Zr, Hf et Ti) ainsi qu'à un enrichissement très important en Ba, U, Th et terres rares légères - a souvent été considérée comme un argument pour attribuer cette

signature géochimique à une interaction avec des liquides carbonatés (Rudnick et al., 1993 ; Dautria et al., 1992 ; Ionov et al., 1993).

- (3) **une signature " enrichie " sans fractionnement important des terres rares légères.** Les échantillons de ce type sont en général très appauvris en terres rares lourdes et montrent un enrichissement progressif vers les éléments les plus incompatibles. Le spectre normalisé au manteau primitif rappelle celui des laves mantelliques enrichies (OIB, kimberlites, lamproïtes...). Cette signature est caractéristique du manteau lithosphérique en domaine cratonique (xénolites du Kaapvaal, par exemple – Fig. 53). Elle est également observée dans de rares xénolites provenant de manteaux lithosphériques post-archéens, mais néanmoins équilibrés à haute température et attribués à des interactions magma-roche en base de lithosphère (Borée, dans le Massif Central, par exemple – Xu et al., 1998), ou bien encore dans des xénolites à amphibole (Fig. 54 : xénolites du Hoggar, par exemple). Le plus souvent, cette signature est associée à une anomalie positive de Nb-Ta (Fig. 59), les rapports Nb/Th et Ta/La de ces échantillons atteignant parfois des valeurs très élevées, sans équivalent parmi les autres réservoirs étudiés (Fig. 58).

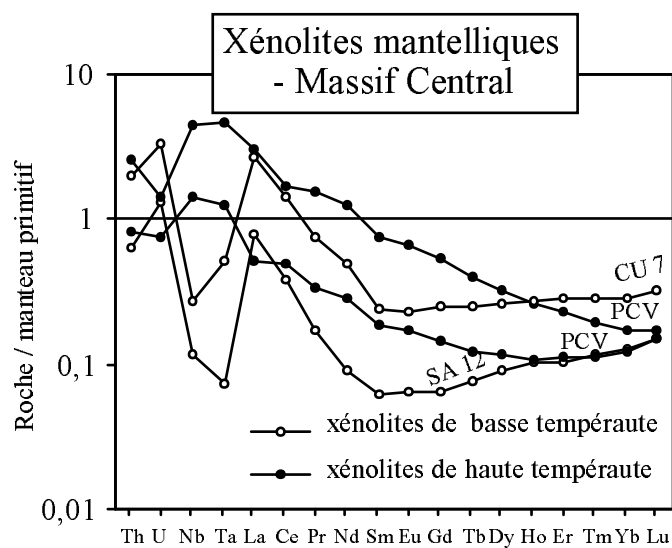


Figure 59 : Comparaison des distributions des éléments en trace normalisés au manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans des xénolites enrichies du Massif Central, France, équilibrés à basse et haute températures (< 1000° C et >1150° C, respectivement). Les échantillons de basse température proviennent : SA - du Roc de Sauterre (Chaîne de la Sioule) et CU - de Cussac (Cantal) (Lenoir, 2000) ; Les échantillons de haute température proviennent : PCV - du Plan du Celezou (Languedoc) (Alard, données non publiées).

Les corrélations négatives des rapports Nb/Th et Ta/La en fonction du rapport La/Sm (Fig. 53) témoignent de la relation observée entre spectres d'éléments en trace et anomalies de Nb et Ta : les xénolites qui montrent un enrichissement important de La par rapport à Sm tendent à être caractérisés par des valeurs faibles de Th/Nb et Ta/La qui traduisent l'existence de fortes anomalies négatives de ces éléments. Le rapport Nb/Ta ne montre pas de corrélation significative en fonction de La/Sm (Fig. 53). Il est cependant logique de penser que la variabilité de ce rapport dans le manteau lithosphérique (Fig. 58) est d'une façon ou d'une autre reliée aux fortes variations de Nb et Ta relativement aux autres éléments incompatibles.

La plupart des études pétrologiques et géochimiques consacrées aux xénolites mantelliques, depuis plus de 25 ans, ont insisté sur l'importance des interactions fluides-roches pour expliquer les compositions observées, et en particulier les enrichissements en éléments incompatibles qui caractérisent bon nombre d'échantillons (par exemple : Frey & Prinz, 1978 ; Menzies, 1987, et références citées dans cet article). Navon et Stolper (1987) ont montré que l'infiltration et la percolation de fluides au sein du manteau lithosphérique est susceptible de produire d'importants fractionnements inter-élémentaires (effets chromatographiques) pouvant rendre compte de la plupart des spectres de terres rares observés dans les xénolites. Les implications de ce processus et leur application à des exemples réels ont été discutées par Bodinier et al. (1990) et Vasseur et al. (1991). Par la suite, différents modèles ont été proposés pour intégrer l'effet des réactions liquide-solide (modifications des proportions modales et de la porosité, et/ou précipitation de minéraux secondaires et de phases accessoires – Godard et al., 1995 ; Vernières et al., 1997 ; Bedini et al., 1997).

Sur la base de ces différents modèles, il est possible d'expliquer l'extrême variété géochimique des xénolites mantelliques par un processus de percolation-réaction à diminution de volume de liquide (" reactive porous flow at decreasing melt volume " pour Bedini et al., 1997, par exemple, ou " percolative fractional cristallisation " pour Burgess et Hart, 2001 – cf. également Hart & Burgess, 2001), affectant des magmas asthénosphériques infiltrés en base de lithosphère. Le processus réactionnel est attribué au régime thermique conductif qui caractérise le manteau lithosphérique : la solidification graduelle des liquides infiltrés, au fur-et-à-mesure de leur percolation dans des péridotites de plus en plus froides, se traduirait par la précipitation de minéraux anhydres (pyroxène, grenat, spinelle) puis de phases hydratées et des minéraux accessoires (phlogopite, amphibole, oxydes de titane,

apatite). Dans le même temps, la composition du liquide évoluerait vers des compositions progressivement enrichies en volatils et en éléments incompatibles (H, C, O, K, P, etc...). Etant caractérisés par une faible viscosité, une faible densité et des températures de solidification inférieures à celle du liquide asthénosphérique initial, de tels liquides seraient capables de s'infiltrer jusqu'à des niveaux lithosphériques relativement superficiels (jusque vers l'isotherme 900°C), dans de faibles porosités interstitielles (Watson et al., 1990; McKenzie, 1989). Au cours de ce processus, la composition des liquides évoluerait, de manière continue ou plus ou moins discontinue, en réponse aux réactions liquide-roche et aux échanges diffusifs avec la matrice percolée. Leur composition finale, faisant suite à la précipitation de minéraux hydratés (phlogopite ou amphibole), serait carbonatée et les réactions ultimes entre ces liquides et le manteau lithosphérique seraient représentées par les réactions de décarbonatation qui ont été décrites dans plusieurs séries de xénolites (Yaxley et al., 1991 ; Dautria et al., 1992).

Un modèle de ce type a été proposé par Bodinier et al. (1990, 1999) pour expliquer les variations minéralogiques et chimiques observées à petite échelle (< 1 m) dans l'éponte d'un conduit magmatique traversant le massif de Lherz. Ce processus a également été proposé par Bedini et al. (1997) pour rendre compte des variations des éléments en trace au sein d'une suite de xénolites du Rift est-africain, ainsi que par Ionov et al. (2001) pour des xénolites mantelliques du Spitzberg. Enfin, un processus analogue est invoqué par Burgess et Hart (2001 – cf. également Hart et Burgess, 2001) pour rendre compte des variations des terres rares dans les grenats des xénolites cratoniques d'Afrique du Sud.

Replacés dans un colonne synthétique de percolation infiltrée par des magmas enrichis, les trois types de spectres décrits plus haut représenteraient :

- **pour la signature appauvrie, de type 1**, la partie aval de la colonne de la colonne, c'est-à-dire son sommet dans le cas d'une percolation trans-lithosphérique, où serait préservée la signature géochimique d'un protolithe de type DMM. La préservation de cette signature indique que les xénolites étaient situés au delà du front de percolation (ou tout au moins au delà du front chromatographique des éléments les plus incompatibles, dans un modèle non réactionnel). Dans la réalité, il est toutefois possible que certains de ces xénolites aient été en fait totalement rééquilibrés avec des liquides appauvris, de type MORB, comme l'ont proposé Lenoir et al.

(2001) pour certaines péridotites du massif lherzolitique de Ronda (Espagne).

- **pour la signature sélectivement enrichie en éléments fortement incompatibles, de type 2** (fractionnement important des terres rares légères), une partie intermédiaire de la colonne de percolation, caractérisée par l'existence de fractionnements chromatographiques caractéristiques des étapes transitoires de la rééquilibration en milieu poreux advectif (Navon & Stolper, 1987). De plus, dans cette zone, le couplage entre effets chromatographiques et effets " source " des réactions à diminution des volumes de liquide se traduit par des surenrichissements en éléments fortement incompatibles tels que Ba, Th, U et La.
- **pour la signature graduellement enrichie depuis les terres lourdes jusqu'aux éléments fortement incompatibles, de type 3** (sans fractionnement important des terres rares légères), la base de la colonne de percolation, éventuellement modifiée sur le plan minéralogique par les réactions liquide-roche, mais chimiquement rééquilibrée avec le magma asthénosphérique, tout au moins pour l'ensemble des éléments en trace incompatibles.

Comme le montre la figure 59, il existe dans les xénolites mantelliques du Massif Central une relation entre les signatures géochimiques et la température d'équilibre des xénolites qui confirme ce modèle: les échantillons montrant des spectres de type 1 (non reportés sur cette figure) et de type 2 sont équilibrés à plus basse température que ceux qui sont caractérisés par des spectres de type (3).

En théorie, l'importance relative de ces trois domaines superposés dépend essentiellement de la quantité totale de magma infiltré. Dans la réalité, cette zonalité peut être perturbée par l'hétérogénéité minéralogique du manteau lithosphérique (propagation des fronts chromatographiques plus rapide dans les termes réfractaires, où les coefficients de partage globaux solide/liquide sont plus faibles que dans les termes fertiles – Bedini et al., 1997), par l'existence de barrières de perméabilité (et donc d'accumulation magmatique et/ou de réfraction des flux – Van der Wal and Bodinier, 1996 ; Xu et al., 1998), par l'érosion thermique de la lithosphère à l'aplomb de points chauds (Bedini et al., 1997) et/ou par la superposition de différents événements successifs. Cependant, le fait que la proportion des signatures d'éléments

en trace observées dans les suites de xénolites tend à augmenter depuis le type (1) ("haut de colonne") jusqu'au type (3) ("base de colonne") en fonction de l'âge de la lithosphère est en première analyse en accord avec le modèle de percolation proposé et suggère que les effets d'infiltrations successives peuvent se cumuler dans le temps. Autrement dit, le degré d'interaction des xénolites mantelliques avec des liquides infiltrés représenterait l'intégration de plusieurs événements successifs, d'autant plus nombreux que la lithosphère serait plus âgée - ou bien encore l'infiltration continue de faibles fractions de liquides en provenance du manteau convectif (McKenzie, 1989). Le fait que l'anomalie négative de Nb-Ta soit caractéristique des xénolites de type (2), caractérisés par des fractionnements importants des terres rares légères et, souvent, de forts enrichissements en Ba, Th, U et La, suggère que cette anomalie témoigne d'un état de rééquilibration transitoire, de type chromatographique. Une simple augmentation du coefficient de partage global péridotite/fluide de ces deux éléments ($D_{\text{Nb-Ta}}$), par rapport aux valeurs asthénosphériques, suffit à expliquer l'anomalie négative de Nb-Ta dans le type (2) (les fronts chromatographiques de ces éléments sont dans ce "retardés" du fait de l'augmentation de $D_{\text{Nb-Ta}}$) en même temps que l'anomalie positive de ces éléments observée dans le type (3) (l'enrichissement témoigne de valeurs élevées de $D_{\text{Nb-Ta}}$).

Deux alternatives sont possibles pour expliquer l'augmentation des valeurs de $D_{\text{Nb-Ta}}$ en milieu lithosphérique, qui ne sont d'ailleurs pas incompatibles entre elles :

- une diminution de la solubilité de ces éléments dans les fluides lithosphériques riches en volatils ou carbonatés, par rapport aux magmas asthénosphériques (Gill, 1981 ; Tatsumi et al., 1986 ; Keppler, 1996). Cette hypothèse est couramment admise, à tel point que l'anomalie négative de Nb-Ta est souvent considérée comme un argument pour le métasomatisme "carbonaté" (Rudnick et al., 1993). Elle est compatible avec l'existence fortes anomalies négatives de Nb-Ta, ainsi qu'avec la très grande similitude de certains spectres d'éléments en trace (comparer, par exemple, les xénolites enrichis de Barhatny, en Sibérie orientale, en figure 55, aux carbonatites de Tamazert, Maroc, en figure 57). Le seul inconvénient de cette hypothèse est qu'elle explique plus difficilement l'anomalie positive de Nb-Ta dans les xénolites de haute température – sauf si l'on considère que l'individualisation de fluides à faible solubilité pour Nb-Ta est déjà amorcée dans cette zone.

- la précipitation de phases métasomatiques accessoires, enrichies en Nb-Ta par rapport aux autres éléments incompatibles. Plusieurs auteurs ont souligné le très fort enrichissement en Nb-Ta des amphiboles mantelliques (Ionov & Hofmann, 1995) et l'affinité de ce minéral pour Nb-Ta a été évaluée expérimentalement par Tiepolo et al. (2000, 2001), en fonction de sa composition en éléments majeurs. Pour ces auteurs la cristallisation d'amphibole peut affecter sensiblement $D_{\text{Nb-Ta}}$ en milieu lithosphérique et à l'aplomb des zones de subduction, si cette amphibole cristallise à partir de liquide évolués. Certains des échantillons étudiés, contenant de l'amphibole et présentant des spectres d'éléments en trace de type 3 (enrichissement graduel depuis les terres rares lourdes vers les éléments les plus incompatibles), sont effectivement caractérisés par une anomalie positive de Nb-Ta, parfois bien marquée (Fig. 54 : péridotites à texture porphyroclastique du Hoggar). Il est donc possible que la précipitation de ce minéral se traduise par l'individualisation de liquides qui seraient à la fois enrichis en composant carbonaté et caractérisés par une anomalie négative de Nb-Ta. Il reste cependant que les xénolites de haute température (tels ceux du Massif Central – Fig. 59) et de nombreux xénolites cratoniques (Fig. 53) sont généralement dépourvus d'amphibole et montrent néanmoins une anomalie positive de Nb-Ta. Bodinier et al. (1996), et Bedini et Bodinier (1999), ont montré que dans des péridotites à spinelle du Rift est-africain, le budget de ces éléments était pour l'essentiel contrôlé par des micro-quantités de Nb-rutile concentré sur les surface du spinelle (Fig. 3). Cette phase n'est présente qu'en très faibles proportions (quelques dizaines de ppm) mais concentre de 45 à 60% de Nb-Ta des échantillons, du fait de concentrations élevées en ces éléments (plusieurs pour cents de Nb, par exemple – Bodinier et al., 1996). Ces microphases ont également été décrites dans les xénolites cratoniques, où elles apparaissent, entre autres, dans des auréoles réactionnelles autour du spinelle (Haggerty, 1991). Elles sont également observées dans les xénolites de Barhatny (Sibérie orientale), où leur caractérisation fait l'objet de l'autre partie de cette étude (Kalfoun, 2001a,b, et première partie de cette étude).

Bedini et al. (1997) ont montré au moyen d'une simulation numérique que de très faibles quantités de Nb-rutile (< 100 ppm) précipitées lors de la percolation des fluides au travers du manteau lithosphérique suffisait à expliquer le fractionnement de Nb-Ta par rapport aux autres éléments incompatibles, c'est-à-dire l'existence d'anomalies positives de Nb-Ta en base de colonne passant à des anomalies négatives vers le sommet. Ce processus est assimilé à un " effet tampon " dans la mesure où, contrairement aux autres éléments fortement incompatibles dont la concentration varie fortement, Nb et Ta demeurent quasiment constants et sont entièrement contrôlés par d'infimes quantités d'oxydes de titane dans lesquels Nb (\pm Ta) sont des éléments majeurs.

Comme le montrent l'exemple des xénolites cratoniques (Haggerty, 1987) et celui des xénolites de Barhatny (Kalfoun, 2001b), les oxydes de Ti peuvent précipiter directement au cours de réactions métasomatiques. Il est cependant possible que ces micro-phases aient dans certains cas une origine secondaire, liée à la fusion incongruente de l'amphibole métasomatique au cours d'un processus d'érosion thermique du manteau lithosphérique.

Il est logique d'attribuer les importantes variations de Nb/Ta caractéristiques du manteau lithosphérique au même processus que ceux proposés pour expliquer les variations de Nb/Th et Ta/La, puisque ces derniers modifient très sensiblement les coefficients de partage globaux solide/liquide de Nb et Ta. Quelque soit le mécanisme envisagé (diminution de la solubilité des éléments dans des liquides riches en volatils ou précipitation de phases accessoires enrichies en Nb-Ta), il n'y a aucune raison de penser que le rapport D_{Nb} / D_{Ta} caractéristique de la fusion partielle asthénosphérique soit strictement conservé lors de la l'interaction fluide-roche en milieu lithosphérique. Néanmoins, si l'on considère que la variation de ce rapport est probablement modérée par comparaison avec la variation des rapports D_{Nb} / D_{Th} et D_{Ta} / D_{La} , alors les modèles chromatographiques permettent de prédire des fluctuations rapides du rapport Nb/Ta pour de faibles variations des rapports Nb/Th et Ta/La. C'est effectivement ce qui est observé, par exemple dans les xénolites sans amphibole du Hoggar (Fig. 54) qui montrent des variations importantes de Nb/Ta de part et d'autre du rapport chondritique pour des échantillons qui présentent tous, par ailleurs, la même signature en éléments en trace (type 2, caractérisé par un important fractionnement des terres rares légères et une anomalie négative prononcée de Nb-Ta – cf. également Bedini et al., 1997). De telles fluctuations " rapides " de Nb/Ta ne sont pas rares dans les

péridotites lithosphériques : une variation importante de ce rapport a été observée sur quelques dizaines de mètres de distance au travers d'un front de fusion fossile, dans le massif de Ronda (Lenoir et al., 2001). Ces fluctuations expliquent que l'on n'observe pas de corrélations significative entre Nb/Ta et les rapports Nb/Th, Ta/La et La/Sm (Fig. 56).

Une observation importante, cependant, est que si le rapport Nb/Ta ne montre pas de corrélation significative avec les autres rapports d'éléments en trace, il montre par contre une corrélation négative avec la température et la pression d'équilibre des xénolithes cratoniques (Fig. 60). Alors que les échantillons les plus profonds ($P > 35$ kb) ont des rapports Nb/Ta comprises entre 14 et 20, globalement similaires aux valeurs observées dans les basaltes océaniques (chapitre III de la deuxième partie), les échantillons les plus superficiels se distinguent par des valeurs nettement plus élevées (21 à 32). Compte tenu des valeurs élevées de Nb/Ta qui caractérisent les carbonatites, cette évolution constitue un argument important pour les modèles suggérant que l'évolution chimique des fluides lithosphériques aboutit à l'individualisation de liquides carbonatés dans les niveaux d'infiltration les plus superficiels.

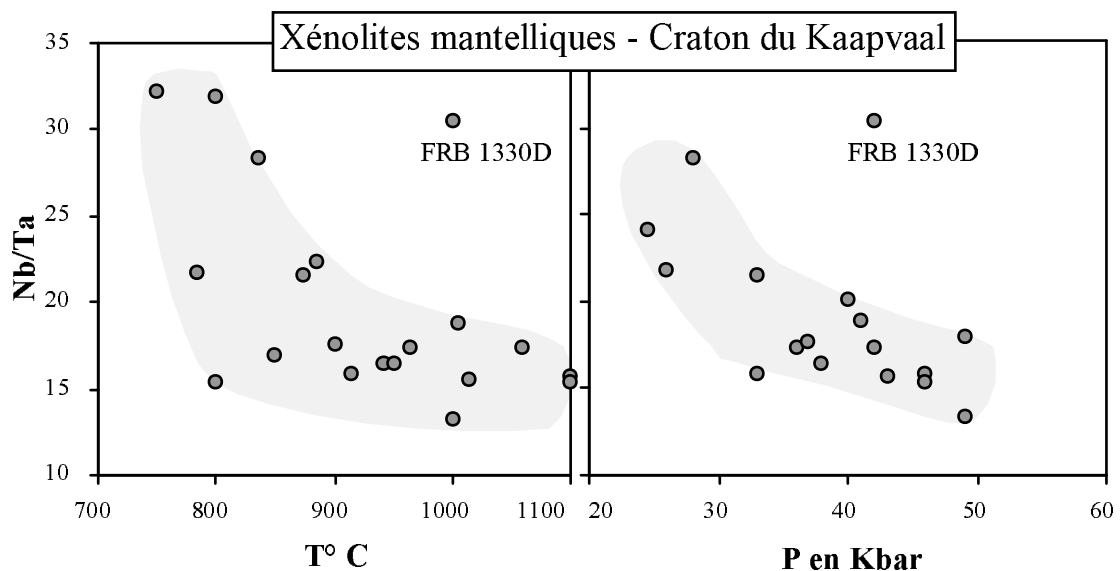


Figure 60 : Variations de Nb/Ta en fonction de la température (° C) et de la pression d'équilibration (kbars) dans les xénolithes d'u craton du Kaapvaal. L'échantillon FRB1330D est le seul à texture porphyroclastique.

C- Conclusion (manteau lithosphérique et carbonatites)

Le manteau lithosphérique est caractérisé par une extrême hétérogénéité des rapports Nb/Th et Ta/La, plus importante que dans aucun autre réservoir terrestre. Cette hétérogénéité se traduit par des anomalies de Nb et Ta sur les diagrammes de normalisation au manteau primitif, qui sont aussi bien négatives que positives. De plus, les rapports Nb/Th et Ta/La sont négativement corrélés avec le degré d'enrichissement en terres rares légères, indiquant que ces anomalies sont en relation avec les percolations de fluides qui affectent le manteau lithosphérique. Les variations observées sont compatibles avec un modèle intégré de métasomatisme lithosphérique faisant appel à l'évolution progressive de liquides asthénosphériques infiltrés en base de lithosphère, du fait de réactions liquide-roche à diminution de volume de liquide. Au cours de ce processus, le liquide infiltré évoluerait vers une composition d'abord enrichie en volatils, puis franchement carbonatée. L'évolution de Nb-Ta est marquée par une forte anomalie négative dans les termes à signature géochimique "transitoire", caractérisés par des fractionnements chromatographiques importants, et par une anomalie positive dans les termes dont la composition témoigne d'un équilibre avec le liquide infiltré. Cette évolution témoigne d'une augmentation du coefficient de partage solide/liquide de Nb et Ta ($D_{\text{Nb-Ta}}$) lors de l'interaction fluide-roche en milieu lithosphérique, par rapport aux conditions de la fusion de la fusion partielle en milieu asthénosphérique. Cette augmentation peut résulter d'une diminution de la solubilité de ces éléments dans les fluides lithosphériques (dont les liquides carbonatés) ou/et de la précipitation de phases accessoires enrichies en Nb-Ta (amphibole ou Nb-rutile, en particulier).

La variation de $D_{\text{Nb-Ta}}$ s'accompagne vraisemblablement d'une variation de $D_{\text{Nb}} / D_{\text{Ta}}$ qui expliquerait les fluctuations "rapides" de Nb/Ta par effet chromatographique. On observe cependant une variation de ce rapport en fonction de la profondeur dans la lithosphère cratonique, depuis des valeurs similaires à celle des basaltes océaniques dans les niveaux les plus profonds jusqu'à des valeurs supra-chondritiques dans les niveaux superficiels. Compte tenu des valeurs très élevées de Nb/Ta observées dans les carbonatites, il s'agit là d'un argument important pour les modèles suggérant que l'évolution des fluides lithosphériques aboutit à l'individualisation de liquides carbonatés.

Le manteau lithosphérique diffère des autres réservoirs étudiés par une valeur moyenne de Nb/Ta supra-chondritique (23,8). L'incertitude sur ce rapport (écart-type = 18,6), qui résulte de l'extrême variabilité des valeurs, ne permet pas de considérer cette différence comme significative. L'examen de l'histogramme de distribution présenté en figure 58 montre que la valeur moyenne réelle de Nb/Ta dans le manteau lithosphérique dépend principalement du volume (et de la concentration en Nb-Ta) des termes à rapport Nb/Ta élevé (> 20), probablement équilibrés avec des liquides carbonatés. Si la proportion de ces termes est au moins égale à celle observée dans notre compilation, le manteau lithosphérique pourrait effectivement représenter un réservoir supra-chondritique pour Nb/Ta, à la différence du manteau convectif.

CONCLUSION

Les résultats de cette étude montrent que la plupart des réservoirs géochimiques étudiés - sélectionnés pour fournir une image représentative de la "Terre Silicatée" (= Terre Globale moins le Noyau) - sont caractérisés par des rapports Nb/Ta infra-chondritiques. Ces rapports varient globalement de $16 \pm 0,5$ dans le manteau source des basaltes océaniques (OIB) à 14 ± 2 dans la croûte continentale supérieure (Fig. 61).

Seule la couche lithosphérique située au voisinage de l'interface croûte-manteau serait caractérisée par des rapports Nb/Ta supra-chondritiques (Fig. 61). Cette couche comprend deux entités distinctes :

- (1) d'une part la partie supérieure du manteau lithosphérique, équilibrée avec des liquides carbonatés. Il semble que cette entité pourrait être continue dans les lithosphères anciennes (cratons archéens) alors qu'elle serait largement discontinue dans les lithosphères plus jeunes, voire totalement absente dans les zones mobiles phanérozoïques.
- (2) d'autre part la croûte continentale inférieure granulitique - ainsi que la section basale granulitique des arcs volcaniques insulaires - résiduelle à la suite de l'extraction de faibles fractions de liquides enrichis en volatils.

Dans les deux cas, le fractionnement du rapport Nb/Ta est attribué à la migration de faibles fractions de liquides, probablement associée à la précipitation de phases accessoires enrichies en ces éléments (Green, 1995). Le mécanisme invoqué pour le manteau lithosphérique fait appel à la solidification graduelle - "translithosphérique" - de magmas asthénosphériques infiltrés en base de lithosphère (Bedini et al., 1997). A l'inverse, le mécanisme invoqué pour la croûte fait appel à de faibles degrés de fusion partielle de la croûte inférieure. Ce mécanisme de différenciation intra-crustale serait déjà à l'oeuvre dans les arcs insulaires, comme le montre l'exemple du Kohistan. Il se poursuivrait en domaine continental, en affectant la croûte inférieure sous-plaquée. Dans les deux cas (manteau lithosphérique et croûte continentale + arcs insulaires, respectivement), la migration de faibles fractions de liquides se traduit par un transfert vers les niveaux supérieurs des éléments fortement incompatibles de type LILE ("Large Ion Lithophile Elements" : K, Rb, Sr, Ba), ainsi que Th, U et les terres rares légères. Nb et Ta sont également transportés, mais avec un

effet de "retard" (au sens chromatographique) attribué à la diminution de solubilité de ces éléments dans les fluides lithosphériques (au sens large), par rapport aux magmas asthénosphériques, ou/et à leur piégeage par des phases accessoires (Bodinier et al., 1996). En milieu crustal, le fractionnement de ces éléments se traduit par une diminution de Nb/Ta vers la croûte supérieure, alors que l'inverse est observé dans le manteau lithosphérique. C'est ce double fractionnement qui serait à l'origine d'une couche lithosphérique à Nb/Ta supra-chondritique au voisinage du Moho, séparant deux réservoirs infra-chondritiques : le manteau d'une part (au moins dans sa partie supérieure), et la croûte continentale moyenne et supérieure d'autre part.

Le caractère infra-chondritique des réservoirs "majeurs" de la Terre Silicatée est surprenant dans la mesure où ces deux éléments sont nettement réfractaires et classiquement considérés comme lithophiles. Leur caractère réfractaire exclu un fractionnement entre Terre Globale et le reste du Système Solaire tandis que leur caractère lithophile exclu en théorie un fractionnement entre Terre Silicatée et Noyau (McDonough & Sun, 1995, par exemple). Ce paradoxe a été relevé par un certain nombre d'auteurs ces dernières années.

Pour le résoudre, un certain nombre d'entre eux ont proposé l'existence d'un réservoir géochimique "caché" dans le manteau profond, qui serait caractérisé par des rapports Nb/Ta supra-chondritiques, susceptibles de contrebalancer les valeurs infra-chondritiques des réservoirs accessibles à l'observation (McDonough, 1991 ; Kamber & Collerson, 2000 ; Rudnick et al., 2000)). Cette hypothèse d'un réservoir mantellique caché à Nb/Ta supra-chondritique découle de l'idée que les arcs volcaniques insulaires sont caractérisés par des rapports Nb/Ta nettement infra-chondritiques, une idée qui découle elle-même en grande partie de l'observation que la croûte continentale est caractérisée par des rapports Nb/Ta extrêmement faibles, nettement infra-chondritiques (cf., par exemple, Jochum & Hofmann, 1998 ; Barth et al., 2000). Comme les arcs insulaires sont considérés comme les éléments de base à partir desquels les continents se sont construits, on considère que le rapport Nb/Ta de la croûte continentale est directement hérité de la composition des arcs. Par simple bilan de masse, cette hypothèse implique que le manteau et/ou la croûte océanique subductée ayant participé à la genèse des magmas d'arc soient caractérisés par des rapports Nb/Ta élevés. Le recyclage et le stockage de ce matériel dans le manteau profond constituerait le réservoir caché invoqué par les auteurs.

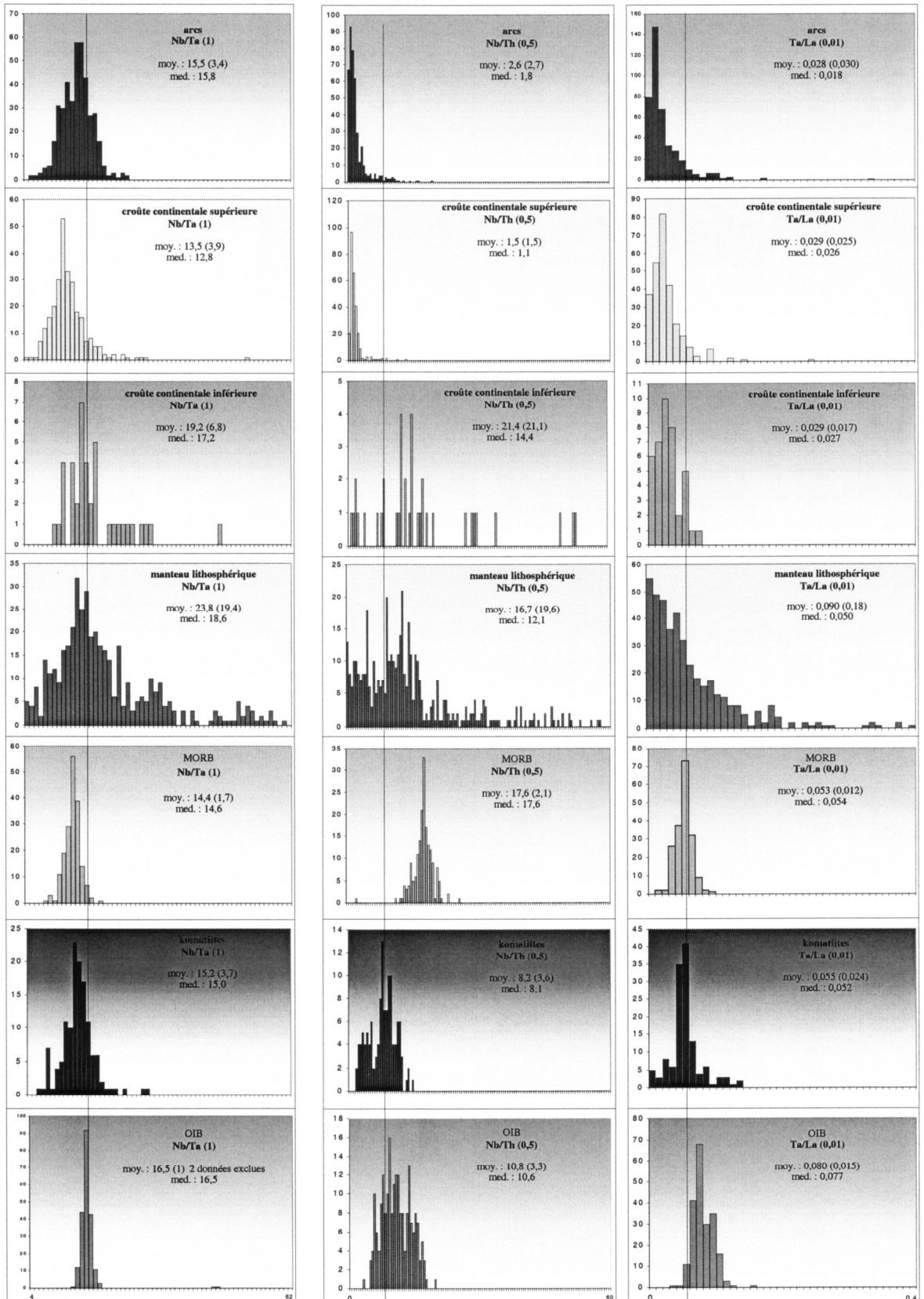


Figure 61 : Histogramme représentant la distribution des valeurs de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La dans les différentes unités considérées. Les valeurs prises en compte sont issues des données de bonne qualité publiées et d'échantillons analysés à Montpellier soit dans le cadre de cette thèse, soit dans le cadre d'autres études non publiées. Pour Nb/Ta, chaque division représente 1 unité de 4 à 62, pour Nb/Th chaque division représente 0,5 unité de 0 à 60, pour Ta/La chaque division représente 0,01 de 0 à 0,4. Moy. est la valeur de la moyenne arithmétique, le nombre entre parenthèses est l'écartype, et med. est la médiane. La ligne verticale symbolise la valeur chondritique (17,5 pour Nb/Ta, 8,4 pour Nb/Th et 0,06 pour Ta/La).

Toutefois, **les résultats de cette étude nous conduisent à remettre en cause ce modèle et à réfuter l'existence d'un tel réservoir à Nb/Ta élevé dans le manteau**, pour deux raisons majeures :

- (1) tout d'abord, nos résultats concernant le volcanisme d'arc et les roches continentales, ainsi que les données sur la base de l'arc du Kohistan, montrent que les valeurs faibles de Nb/Ta dans la croûte continentale ne sont pas un héritage de la subduction, mais l'aboutissement d'un processus de différenciation et de maturation intra-crustale. Les laves d'arc montrent une variabilité de Nb/Ta plus importante que dans les basaltes océaniques (en particulier les OIB – Fig 52). Toutefois, la valeur moyenne de ce rapport dans les arcs n'est pas significativement inférieure à celle des basaltes océaniques. Si certaines laves d'arc montrent des valeurs faibles de Nb/Ta, les valeurs supra-chondritiques de ce rapport sont en contrepartie nettement plus fréquentes dans les arcs insulaires que dans les basaltes océaniques (Fig 46). Les processus de différenciation et de maturation crustale qui conduisent à une diminution de Nb/Ta dans la croûte continentale ont été discutés plus haut. Une bonne illustration de ce processus est donnée par la diminution du rapport Nb/Ta couplée à une augmentation de Th/La, non seulement depuis la croûte inférieure vers la croûte supérieure, mais aussi en fonction de l'âge de la croûte supérieure, depuis les cratons archéens vers les croûtes protérozoïque et phanérozoïque (Fig. 52).
- (2) en second lieu, nos résultats concernant les OIB ne montrent pas de relation systématique entre les variations de Nb/Ta et les signatures isotopiques des laves pour Sr, Nd et Pb. Or il existe un large consensus pour considérer que la variabilité isotopique des OIB est le reflet du recyclage de différents matériaux lithosphériques. Nous observons par contre des relations entre les valeurs des rapports Nb/Th et Ta/La et les isotopes, à l'échelle régionale. On sait que ces rapports, qui traduisent une différence de comportement de Nb et Ta par rapport aux autres éléments fortement incompatibles, sont fortement fractionnés dans les zones de subduction, comme en témoigne la très forte anomalie négative de Nb-Ta dans la composition des laves d'arcs insulaires normalisée au manteau primitif (Fig. 42). A l'inverse, l'anomalie positive de ces éléments dans la plupart des OIB témoigne du recyclage du matériel résiduel dont a été

extrait le volcanisme d'arc. Les relations entre signatures isotopiques et Nb/Th sont parfaitement compatibles avec la nature généralement envisagée pour les composants recyclés : lithosphère océanique pour les îles à signature isotopique de type HIMU, caractérisés par des rapports Nb/Th "moyens" (10-15), manteau supra-subduction pour les laves de tendance DMM et rapports Nb/Th très élevés (> 15) ou composants terrigènes pour les signatures enrichies (EM1/EM2) associées à des rapports Nb/Th faibles (< 10). Si le rapport Nb/Ta était fractionné dans les zones de subduction, on devrait donc également observer des co-variations à l'échelle régionale entre les signatures isotopiques et ce rapport. Celles-ci ne sont pas observées : une seule île (Aitutaki) présente des valeurs de Nb/Ta supra-chondritiques ($19,0 \pm 0,7$), significativement supérieures aux valeurs observées dans les autres îles. Nos données témoignent par ailleurs de variations locales du rapport Nb/Ta, non corrélées avec les isotopes : les laves produites par de faibles degrés de fusion partielle (néphélinites) montrent des rapports plus élevés d'une ou deux unités que celles produites par des degrés de fusion plus élevés. Toutefois, cette variation s'accompagne d'une forte diminution du rapport mg# vers les néphélinites, sans que cette diminution puisse être reliée à un mécanisme de cristallisation fractionnée. Nous pensons donc que les corrélations négatives entre mg# et Nb/Ta – ainsi que des valeurs particulièrement élevées de Nb/Ta à Aitutaki - témoignent de processus métasomatiques au toit des régions sources du volcanisme. Compte tenu de ces effets métasomatiques, nous avons sélectionné les laves de composition basaltique et à mg# relativement élevé pour estimer la valeur du rapport Nb/Ta dans le manteau convectif source des OIB. Cette valeur est de **$16,0 \pm 0,5$** . Les estimations proposées pour le manteau source des MORB ($15,5 \pm 1$, d'après Jochum & Hofmann, 1998 ; et $14,5 \pm 1,5$, d'après notre base de données, Fig. 61) nous conduit à proposer **une valeur de Nb/Ta de $15,5 \pm 0,5$ pour l'ensemble du manteau convectif.**

Si l'écart entre la valeur proposée pour le manteau convectif ($15,5 \pm 0,5$) et la valeur chondritique généralement admise pour la Terre Silicatée ($17,4$ – Jochum & Stolz, 1997) n'est pas expliquée par un réservoir caché dans le manteau profond, il est légitime de s'interroger sur l'existence éventuelle d'un autre réservoir à Nb/Ta élevé au sein de la Terre Silicatée. Nos données nous ont conduit à identifier une couche

lithosphérique située de part et d'autre du Moho et qui serait caractérisée par des rapports Nb/Ta nettement suprachondritiques (Fig. 61). Toutefois, cette couche, dont l'épaisseur maximale ne doit pas dépasser quelques dizaines de kilomètres dans les cratons, ne participe que pour une faible partie du budget de Nb et Ta dans la lithosphère, ces éléments étant pour l'essentiel concentrés dans la croûte continentale supérieure. **Des bilans de masse effectués pour la lithosphère, à partir de nos données, montrent que cette dernière est caractérisée par un rapport Nb/Ta de 15,0 à 15,6 (tableau 10), indistinguable de la valeur obtenue pour le manteau convectif. (15,5 ± 0,5). Ce résultat confirme que Nb/Ta n'est pas significativement fractionné par les processus qui conduisent à l'individualisation de la lithosphère à partir du manteau convectif.**

	Nb	Ta	Nb/Ta	Proportions
Manteau lithosphérique	0,68	0,037	18,4	0,795
Croûte Continentale (tableau 8)	11,5	0,8	14,4	0,205
Lithosphère (calcul)	2,9	0,19	15,0	
Manteau lithosphérique	0,8	0,035	22,9	0,795
Croûte Continentale (tableau 8)	11,5	0,8	14,4	0,205
Lithosphère (calcul)	3,0	0,19	15,6	

Tableau 10 : Deux exemples de calcul du rapport Nb/Ta au sein de la lithosphère à partir des valeurs de Nb, Ta (ppm) et Nb/Ta dans la croûte continentale (tableau 8) et dans le manteau lithosphérique. Ces valeurs ont été choisies à partir des moyennes issues de notre base de données.

En réalité, seules les carbonatites présentent à la fois des rapports Nb/Ta extrêmement élevés (23 - 2230) et des teneurs en ces éléments suffisamment importantes pour contrebalancer la valeur infra-chondritique obtenue pour les autres réservoirs. Des proportions de carbonatites de l'ordre du pour cent sont néanmoins nécessaires. Il est extrêmement irréaliste d'imaginer qu'un réservoir carbonatitique de cette importance puisse exister dans le manteau et rester isolé, sans participer à la genèse du volcanisme océanique. Il semble beaucoup plus réaliste d'imaginer que les carbonatites prennent naissance dans la partie mantellique de la couche lithosphérique à Nb/Ta élevé. Cette hypothèse s'appuie sur l'extrême similitude de composition entre

les carbonatites et les xénolites provenant de ce domaine (comparer, par exemple, les xénolites enrichis de Barhatny, Sibérie orientale, en figure 55, aux carbonatites de Tamazert, Maroc, en figure 57), ainsi que sur les résultats de la modélisation numérique appliquée à l'évolution géochimique des fluides lithosphériques (Bedini et al., 1997).

Finalement, nos résultats nous conduisent à envisager que le réservoir à Nb/Ta supra-chondritique soit en fait situé dans le noyau, qui aurait pu incorporer une partie du niobium terrestre, mais non le tantale. Cette hypothèse a été avancée récemment par Wade et Wood (2001), sur la base de résultats expérimentaux (Fig. 2). Ces auteurs ont montré que, à l'instar du chrome et du vanadium, le niobium pouvait développer un comportement sidérophile à haute pression et température, en particulier pour de faibles fugacités d'oxygène. Pour une fugacité d'oxygène correspondant à l'équilibre Noyau-Terre Silicatée, Nb serait réparti entre les deux composants.

Pour préciser la répartition de Nb, Ta, Th et La entre les différents réservoirs terrestres, nous avons effectué une inversion du bilan de masse de ces éléments dans la Terre Globale, au moyen de l'algorithme proposé par Tarantola et Valette (1982), adapté par Jacques Vernières (Bodinier et al., 1987a, b ; Bedini & Bodinier, 1999). Les paramètres *a priori* du modèle ont été établis de la façon suivante:

- les concentrations des quatre éléments dans la Terre Globale sont chondritiques (Sun & McDonough, 1995),
- Ta, Th et La sont strictement lithophiles (la concentration de ces éléments est nulle dans le noyau),
- la concentration de Nb dans le noyau est inconnue (100% d'incertitude),
- l'inversion prend en compte une information *a priori* sur les rapports inter-élémentaires (Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La) indépendante des concentrations; cette approche permet de tenir compte de situations où les rapports inter-élémentaires des réservoirs sont mieux connus et/ou moins variables que leurs concentrations,
- les proportions et les erreurs *a priori* sur les proportions massiques des réservoirs sont établies d'après les données géophysiques (Stacey, 1977 ; Taylor & McLennan, 1985, 1995 ; McDonough, 1990 ; Wedepohl, 1995).

Les résultats de l'inversion sont présentés dans le tableau 11, qui donne aussi les valeurs *a posteriori* des différents paramètres, et sont illustrés par les figures 62 et 63. Des gains d'informations importants (diminution de l'incertitude après inversion) sont obtenus pour les principales inconnues, en particulier la concentration de Nb dans

le noyau (gain de 77%). Dans le détail, l'incertitude sur la composition de certains composants lithosphériques reste importante (par exemple, sur le rapport Nb/Ta dans le manteau lithosphérique "moyen" et sur le rapport Nb/Th dans la croûte inférieure – Fig. 62). Cependant, la distribution des éléments entre les réservoirs terrestres majeurs (lithosphère, manteau convectif et noyau pour Nb) est assez bien contrainte. La lithosphère concentre 46% du thorium terrestre (dont 41% dans la croûte continentale - Fig. 63) et 27% du lanthane (dont 21% dans la croûte), mais seulement 17% du tantale et 16% du niobium (dont 12 et 10%, respectivement, dans la croûte). Une concentration zéro étant imposée dans le modèle pour Nb, Ta et La dans le noyau, le complément du bilan terrestre est entièrement assuré par le manteau convectif, pour ces éléments (54% pour Th, 73% pour La et 83% pour Ta).

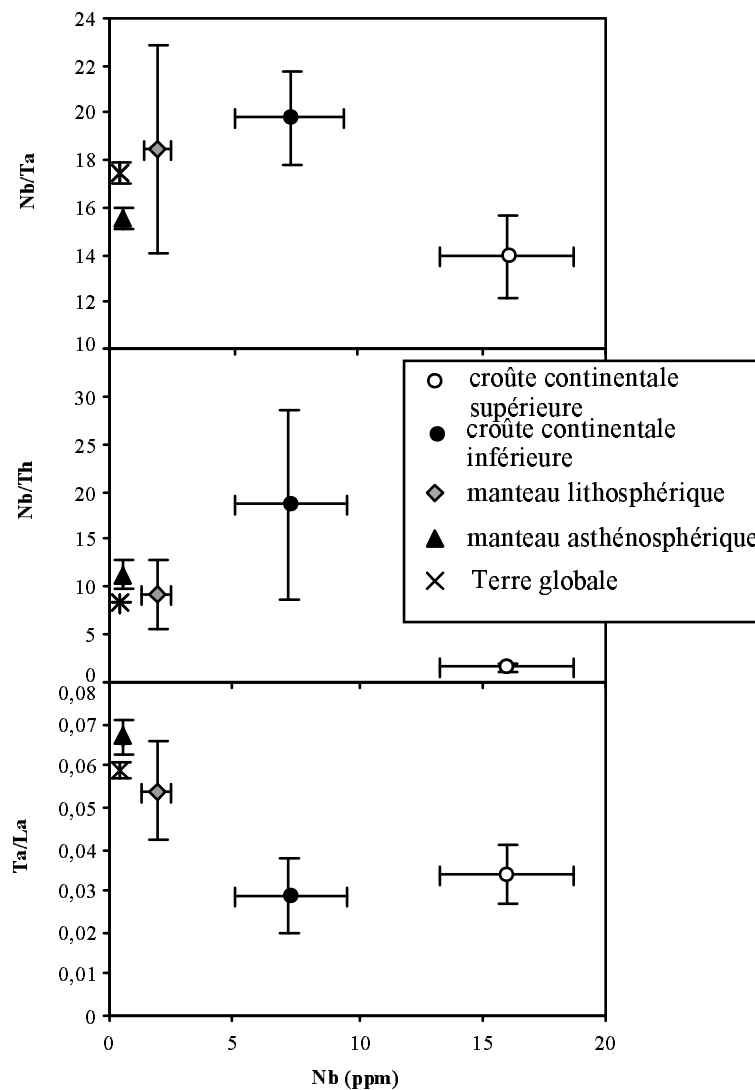


Figure 62 : Représentations des trois rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La obtenus à posteriori par inversion en fonction de la concentration de Nb (ppm) obtenue également par inversion dans chacun des réservoirs pris en compte. L'erreur à posteriori est symbolisée par les barres d'erreur.

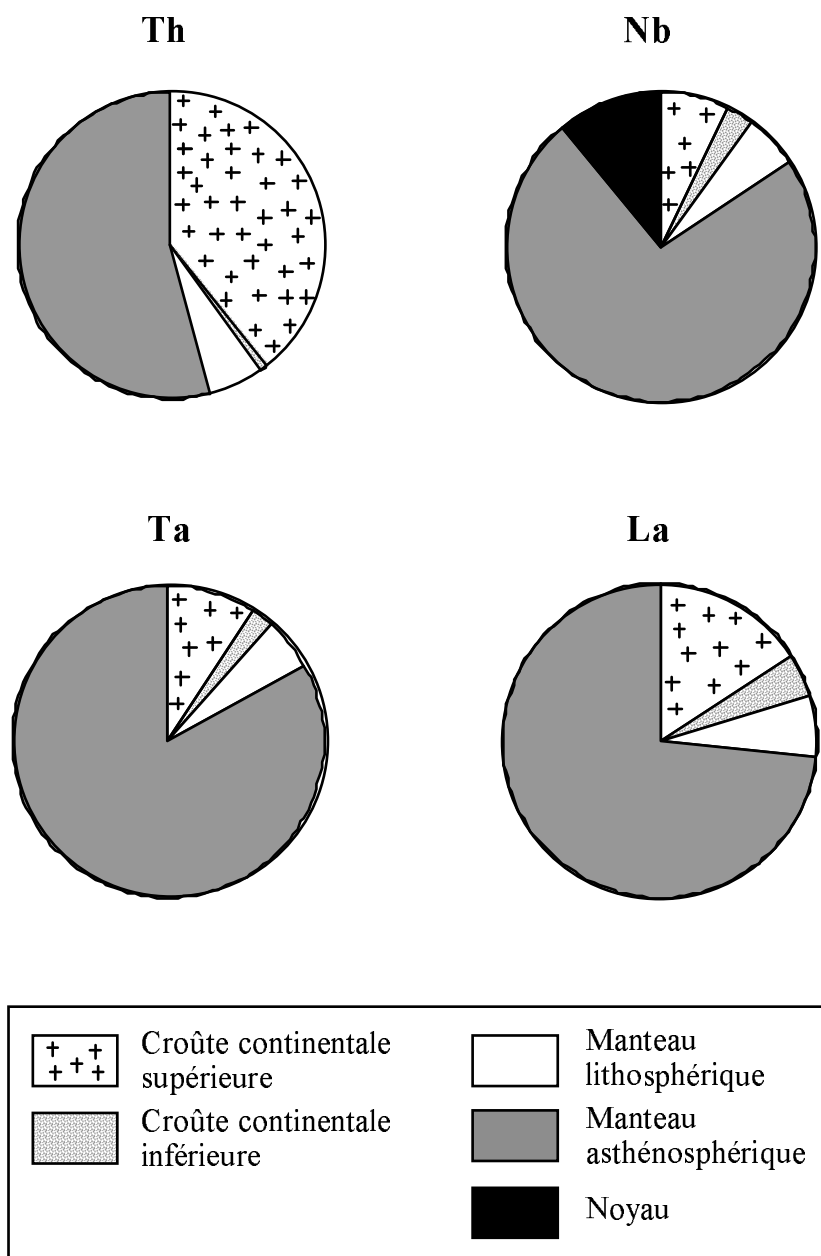


Figure 63 : Répartition massique de Th, Nb, La et La dans les différentes enveloppes terrestres après traitement des données par inversion.

En ce qui concerne Nb, nos résultats fournissent une concentration de 0,15 ppm ($\pm 0,05$) pour le Noyau, soit 11% du budget terrestre pour cet élément, la contribution du manteau asthénosphérique étant de 73%. La valeur du coefficient de distribution de Nb entre Noyau et Terre Silicatée de $0,25 \pm 0,08$. Comme le montre la figure 64, cette valeur est en parfait accord avec les valeurs du coefficient de distribution Metal / Silicates obtenues expérimentalement par Wade et Wood (2001), pour des fugacités d'oxygène correspondant à l'équilibre en Noyau et Terre Silicatée.

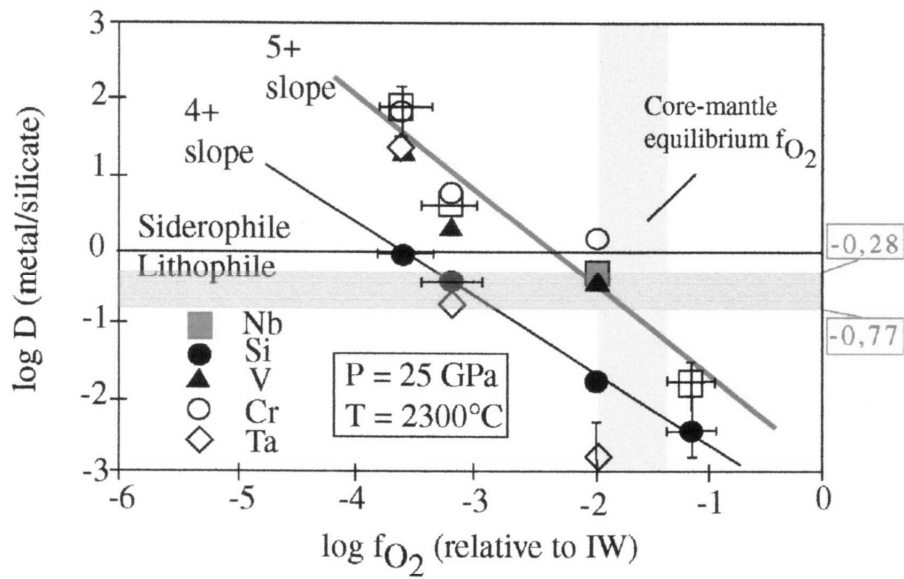


Figure 64 : Comparaison du coefficient de partage de Nb entre un liquide métallique riche en fer et un liquide silicaté obtenu expérimentalement (Wade & Wood, 2001) avec le coefficient de partage de Nb entre le noyau et la terre silicatée calculé d'après les résultats de l'inversion. L'incertitude de ce dernier coefficient de partage est représentée par un champ ombré rouge. Les coefficients de partage entre un liquide métallique riche en fer et un liquide silicaté, sont mesurés sous différentes conditions de fugacité d'oxygène (f_{O_2}), à une pression de 25 GPa et une température de 2300°C (valeurs extraites de Wade & Wood, 2001).

	Croûte supérieure		Croûte inférieure		Manteau lithosphérique		Manteau convectif		Noyau		Terre Globale		
	Valeur	Erreur	Valeur	Erreur	Valeur	Erreur	Valeur	Erreur	Valeur	Erreur	Valeur	Erreur	
A priori	Th (ppm)	10	4	2	0,2	0,1	0,05	0,02	0	0	0,056	0,002	
	Nb (ppm)	13	4	6	2	1	0,5	0,04	0,2	0,2	0,45	0,05	
	Ta (ppm)	1	0,4	0,4	0,2	0,1	0,05	0,03	0,003	0	0	0,026	0,003
	La (ppm)	34	6	15	10	1,8	0,5	0,5	0,05	0	0,44	0,03	
	Nb/Ta	14	2	20	2	18	5	15,5	0,5	0,5	17,4	0,4	
	Nb/Th	2	0,5	20	10	10	5	13	2	2	8,39	0,1	
	Ta/La	0,035	0,01	0,03	0,01	0,05	0,015	0,07	0,02	0,02	0,06	0,003	
	Proportions	0,0019	0,0003	0,0017	0,0003	0,014	0,005	0,655	0,005	0,326	0,005		
	A postérieur	Th (ppm)	10,33	2,01	0,39	0,24	0,21	0,08	0,045	0,006	0	0	
		Nb (ppm)	16	2,7	7,26	2,23	1,9	0,55	0,51	0,023	0,15	0,046	
		Ta (ppm)	1,15	0,2	0,37	0,11	0,1	0,026	0,033	0,001	0	0	
		La (ppm)	33,4	5,2	12,5	5	1,9	0,42	0,49	0,03	0	0	
		Nb/Ta	13,9	1,8	19,8	1,97	18,5	4,4	15,5	0,46		17,5	0,37
Nb/Th		1,55	0,33	18,7	9,9	9,2	3,6	11,3	1,5		8,38	0,098	
Ta/La		0,034	0,007	0,029	0,009	0,054	0,012	0,067	0,004		0,059	0,002	
Proportions		0,0021	0,00027	0,0017	0,0003	0,0153	0,004	0,655	0,004	0,326	0,004		

Tableau 11 : Valeurs et erreurs choisies à priori et obtenues à postérieur dans le modèle d'inversion de J. Vermières. Les valeurs des concentrations sont en ppm. Elles ont été choisies à partir des valeurs moyennes de Nb, Ta, Th, La, Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La obtenues dans cette étude (ANNEXE W). Les proportions sont les proportions massiques de chaque réservoirs par rapport à la Terre totale (Stacey, 1977; Taylor & McLennan, 1985, 1985; McDonough, 1990).

BIBLIOGRAPHIE

- Adam J., Green T. H., and Sie S. H. (1993) Proton microprobe determined partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb and Ta between experimentally produced amphiboles and silicate melts with variable F content. *Chem. Geol.* **109**, 29-49.
- Ajaji T., Weis D., Giret A., and Bouabdellah M. (1998) Coeval potassic and sodic calc-alkaline series in the post-collisional Hercynian Tanncherfi complex, northeastern Morocco : geochemical, isotopic and geochronological evidence. *Lithos* **45**, 371-393.
- Alard O., Dautria J.-M., and Bodinier J.-L. (1996) Nature du manteau supérieur de part et d'autre du Sillon houillier (massif central). *C. R. Acad. Sci. Paris* **323**, 763-770.
- Allan J. F., Batiza R., Perfit M. R., Fornari D. J., and Sack R. O. (1989) Petrology of lavas from the Lamont seamount chain and adjacent East Pacific Rise, 10 degree N. *J. Petrol.* **30**, 1245-1298.
- Allègre J. C. and Turcotte D. L. (1986) Implication of a two-component marble-cake mantle. *Nature* **323**, 123-127.
- Anderson D. L. (1995) Lithosphere, asthenosphere, and perisphere. *Reviews of Geophysics* **33**(1), 125-149.
- Arndt N. (1986) Komatiites : a dirty window to the archean mantle. *Terra Nova* **6**(1), 59-66.
- Arndt N. and Goldstein S. (1989) An open boundary between lower continental crust and mantle : its role in crust formation and crustal recycling. *Tectonophysics* **161**, 201-212.
- Arndt N. T., Kerr A. C., and Tarney J. (1997) Dynamic melting in plume heads: the formation of Gorgona komatiites and basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* **146**, 289-301.
- Ayers J. C. and Watson E. B. (1991) Solubility of apatite, monazite, zircon, and rutile in supercritical aqueous fluids with implications for subduction zones geochemistry. *Philos. Trans. R. Soc. of London* **A(335)**, 365-375.
- Ayers J. C. and Watson E. B. (1993) Rutile solubility and mobility in supercritical aqueous fluid. *Contrib. Mineral. Petrol.* **114**, 321-330.
- Bach W., Erzinger J., Dosso L., Bollinger C., and Bougault H. E. J., Sauerwein J. (1996) Unusually large Nb-Ta depletions in North Chile ridge basalts at 36°50' to 38°56' S : major element, trace element, and isotopic data. *Earth Planet. Sci. Lett.* **142**, 223-240.
- Bach W., Hegner E., Erzinger J., and Satir M. (1994) Chemical and isotopic variations along the superfast spreading East Pacific Rise from 6 to 30°S. *Contrib. Mineral. Petrol.* **116**, 365-380.
- Baker M. B. and Willie P. J. (1992) High-pressure apatite solubility in carbonate-rich liquids: implications for mantle metasomatism. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 3409-3422.
- Barszczus H. G. (1980) Les îles Australes (Polynésie Française) et la théorie des points chauds. *Centre ORSTOM de Papeete* **1980/27**, 15 p.
- Barszczus H. G. and Liotard J.-M. (1985) Contribution à la connaissance pétrographique et géochimique de l'île de Raivavae (Polynésie Française, Océan Pacifique Centre Sud). *C. R. Acad. Sci. Paris* **II(301)**, 1409-1412.
- Barth M. G., McDonough W. F., and Rudnick R. L. (2000) Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. *Chem. Geol.* **165**, 197-213.
- Batiza R., Niu Y., Karsten J. L., Boger W., Potts S. E., Norby L., and Butler R. (1996) Steady and non-steady state magma chambers below the East Pacific Rise. *Geophys. Res. Lett.* **23**, 221-224.
- Bedini R. M. and Bodinier J.-L. (1999) Distribution of incompatible trace elements between the constituents of spinel peridotite xenoliths : ICP-MS data from the east African Rift. *Geochim. Cosmochim. Acta* **63**(22), 3883-3900.

- Bedini R. M., Bodinier J.-L., Dautria J.-M., and Morten L. (1997) Evolution of LILE-enriched small melt fractions in the lithospheric mantle: A case study from the East African Rift. *Earth Planet. Sci. Lett.* **153**, 67-83.
- Bellon H., Brousse R., and Pantaloni A. (1980) Ages de l'île de Tubuai: L'alignement de Australes et des Cook. *Cahiers de l'Indo-Pacifique* **2**, 219-240.
- Ben Ismail W. (1999) La lithosphère cratonique : Pétrophysique des xénolithes mantelliques d'Afrique du Sud., Montpellier II.
- Bertrand H., Dostal J., and Dupuy C. (1992) Geochemistry of Early Mesozoic tholeiites from Morocco. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **58**, 225-239.
- Bienvenu P., Bougault H., Joron J.-L., Treuil M., and Dmitriev L. (1990) MORB alteration : rare-earth element/non-rare-earth hygromagmatophile element fractionation. *Chem. Geol.* **82**, 1-14.
- Bodinier J.-L., Fabriès J., Lorand J.-P., and Dupuy C. (1987b) Geochemistry of amphibole pyroxenite veins from the Lherz and Freychinède ultramafic bodies (Ariège, French Pyrenees). *Bull. Minéral.* **110**, 345-358.
- Bodinier J.-L., Guiraud M., Fabriès J., and Dostal J. (1987a) Petrogenesis of layered pyroxenites from Lherz, Freychinède and Prades ultramafic bodies (Ariège, French Pyrenees). *Geochim. Cosmochim. Acta* **51**, 279-290.
- Bodinier J.-L., McPherson E., Shimizu N., Vernières J., and Frey F. A. (1999) Mechanisms of mantle metasomatism: Re-examination and modelling of wall-rock reactions in Lherz peridotite, based on SIMS, ICP-MS and Nd-Sr isotopic data. *3rd International Conference on Orogenic Lherzolites and mantle Processes*, 67-69.
- Bodinier J.-L., Merlet C., Bedini R. M., Simien F., M. R., and Garrido C. J. (1996) Distribution of niobium, tantalum, and other highly incompatible trace elements in the lithospheric mantle : the spinel paradox. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**(3), 545-550.
- Bodinier J.-L., Remaidi M., Gervilla F., Bedini R. M., Leblanc M., Garrido C. J., and Lorand J.-P. Magma channelling at the asthenosphere-lithosphere boundary: evidence from the Ronda peridotite. *in prep.*
- Bodinier J.-L., Vasseur G., Vernières J., Dupuy C., and Fabriès J. (1990) Mechanisms of mantle metasomatism : geochemical evidence from Lherz orogenic peridotite. *J. Petrol.* **31**, 597-628.
- Boivin P. A. (1982) Interactions entre magmas basaltiques et manteau supérieur. arguments apportés par les enclaves basiques des basaltes alcalins. exemples du Devès (Massif Central français) et du volcanisme quaternaire de la région de Carthagène (Espagne). Thèse de Doctorat d'Etat, Clermont-Ferrand.
- Bouabli A. (1987) Etude pétrologique et géochimique des lamprophyres et roches associées de la région de Tamazert (Haut Atlas de Midelt, Maroc). Thèse, Montpellier.
- Bowles J. F. W. (1988) Definition and range of naturally occurring minerals with pseudobrookite structure. *Americ. Mineral.* **73**, 1377-1383.
- Brenan J. M., Shaw H. F., Phinney D. L., and Ryerson F. J. (1993) Partitioning of trace-elements between clinopyroxene, rutile and aqueous fluids at high P and T: implications for the chemistry of subduction-zone fluids. *Eos (Trans. Am. Geophys. Union)*, **74**(16), 340.
- Brenan J. M., Shaw H. F., Phinney D. L., and Ryerson F. J. (1994) Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th : implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* **128**, 327-339.
- Briqueu L., Bougault H., and Joron J. L. (1984) Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones : petrogenetic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* **68**, 397-308.
- Brophy J. G. and Marsh B. D. (1985) On the origin of high-alumina arc basalt and the mechanics of melt extraction. *J. Petrol.* **27**(4), 763-789.

- Brousse R. and Maury R. C. (1980) Volcanisme et pétrologie de l'île de Tubuai dans les îles Australes (Pacifique Sud). *Cahiers de l'Indo-Pacifique* **2**, 131-194.
- Caby R., Dostal J., and Dupuy C. (1977) Upper proterozoic volcanic graywackes from northwestern Hoggar (Algeria) - Geology and geochemistry. *Precambrian Research* **5**, 283-297.
- Cann J. R. (1970) Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor. *Earth Planet. Sci. Lett.* **10**, 7-11.
- Chase C. G. (1981) Oceanic island lead : two-stage histories and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **52**, 277-284.
- Chauvel C., Hoffman A. W., and Vidal P. (1992) HIMU-EM : the French Polynesian connection. *Earth Planet. Sci. Lett.* **110**, 99-119.
- Chauvel C., McDonough W., Guille G., Maury R., and Duncan R. (1997) Contrasting old and young volcanism in Rurutu Island, Austral Chain. *Chem. Geol.* **139**, 125-143.
- Coffin M. F. and Eldhom O. (1994) Large igneous provinces : crustal structure, dimensions and external consequences. *Reviews of Geophysics* **32**(1), 1-36.
- Coisy P. and Nicolas A. (1978) Structure et géodynamique du manteau supérieure sous le Massif Central (France) d'après l'étude des enclaves des basaltes. *Bull. Minéral.* **101**, 424-436.
- Condie K. C. (1989) Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary : Identification and significance. *Lithos* **23**, 1-18.
- Dalrymple G. B., Jarrard R. D., and Lague D. A. (1975) K-Ar ages of some volcanic rocks from the Cook and Austral Islands. *Geol. Soc. Am. Bull.* **86**, 1463-1467.
- Danyushevsky L. V., Eggins S. M., Falloon T. J., and Christie D. M. (2000) H₂O Abundance in depleted to moderately enriched mid-ocean ridge magmas; Part I: incompatible behaviour, Implications for mantle storage, and origin of regional variations. *J. Petrol.* **41**, 1329-1364.
- Dautria J.-M., Dupuy C., Takherist D., and Dostal J. (1992) Carbonate metasomatism in the lithospheric mantle : peridotitic xenoliths from a melilitic district of the Sahara basin. *Contrib. Mineral. Petrol.* **111**, 37-52.
- Dawson J. B. (1984) Contrasting types of upper mantle metasomatism. In *Kimberlites II: the Mantle and Crust-Mantle Relationships* (ed. J. Kornprobst), pp. 289-294. Elsevier.
- Defant M. J. and Drummond M. S. (1990) Subducted lithosphere-derived andesitic and dacitic rocks in young volcanic arc setting. *Nature* **347**, 662-665.
- Devey C. W., Albarède F., Cheminée J.-L., Michard A., Muhe R., and Stoffers P. (1990) Active submarine volcanism on the Society hotspot swell (W. Pacific) : a geochemical study. *J. Geophys. Res.* **95**, 5049-5066.
- Diament M. and Baudry N. (1987) Structural trends in the Southern Cook and Austral archipelagoes (south central Pacifique) based on analysis of SEASAT data : Geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* **85**, 427-438.
- Dickinson W. (1988) Geomorphology and geodynamics of the Cook-Austral island-seamount chain in the south pacific ocean : implications for hotspots and plumes. *International Geology Review* **40**, 1039-1075.
- Diraison C. (1991) Le volcanisme aérien des archipels polynésiens de la Société, des Marquises, et des Austral-Cook. Tephrostratigraphie, datation isotopique et géochimie comparée. Contribution à l'étude des origines du volcanisme intraplaque du Pacifique central. Ph.D. Thesis, Univ. Bretagne occidentale, Brest.
- Dostal J., Caby R., and Dupuy C. (1979) Metamorphosed alkaline intrusions and dyke complexes within the pan-african belt of western Hoggar (Algeria) : geology and geochemistry. *Precambrian Research* **10**, 1-20.
- Dostal J., Caby R., Dupuy C., Mevel C., and Owen J. V. (1996) Inception and demise of a Neoproterozoic ocean basin : evidence from the Ougda complex, western Hoggar (Algeria). *Geologische Rundschau* **85**, 619-631.

- Dostal J. and Chatterjee A. K. (2000) Contrasting behavior of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada). *Chem. Geol.* **163**, 207-218.
- Dostal J., Dupuy C., and Caby R. (1994) Geochemistry of the Neoproterozoic Tilemsi belt of Iforas (Mali, Sahara) : a crustal section of an oceanic island arc. *Precambrian Research* **65**, 55-69.
- Dostal J., Dupuy C., and Leyreloup A. (1980) Geochemistry and petrology of meta-igneous granulitic xenoliths in Neogene volcanic rocks of the Massif Central, France - Implication for the lower crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **50**, 31-40.
- Doumbia S., Pouclet A., Kouamelan A., Peucat J. J., Vidal M., and Delor C. (1998) Petrogenesis of juvenile-type birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Côte-d'Ivoire, west Africa : geochemistry and geochronology. *Precambrian Research* **87**, 33-63.
- Downes H. (2001) Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and central Europe. *J. Petrol.* **42**(1), 233-250.
- Downes H. and Dupuy C. (1987) Textural, isotopic and REE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif Central, France. *Earth Planet. Sci. Lett.* **82**, 121-135.
- Downes H., Dupuy C., and Leyreloup A. (1990) Crustal evolution of the hercynian belt of Western Europe: Evidence from lower-crustal granulitic xenoliths (French Massif Central). *Chem. Geol.* **83**, 209-231.
- Duncan R. A. and Compston W. (1976) Sr-isotope evidence for an old mantle source region for French Polynesian volcanism. *Geology* **4**, 728-732.
- Duncan R. A. and MacDougall I. (1976) Linear volcanism in French Polynesia. *J. Volcanol. Geotherm. Research* **1**, 197-227.
- Dunn T. (1987) Partitioning of Hf, Lu, Ti and Mn between olivine, clinopyroxene and basaltic liquid. *Contrib. Mineral. Petrol.* **96**, 476-484.
- Dunn T. and McCallum I. S. (1982) The partitioning of Zr and Nb between diopside and melts in the system diopside-albite-anorthite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **46**, 623-629.
- Dupré B., Schiano P., Polvé M., and Joron J.-L. (1994) Variability : a new parameter which emphasizes the limits of extended rare earth diagrams. *Bull. Soc. Géol. France* **165**, 3-13.
- Dupuy C., Barseczus H. G., Dostal J., Vidal P., and Liotard J. M. (1989) Subducted and recycled lithosphere as the mantle source of ocean island basalts from southern Polynesia central Pacific. *Chem. Geol.* **77**, 1-18.
- Dupuy C., Barseczus H. G., Liotard J. M., and J. D. (1988a) Trace element evidence for the origin of ocean island basalts : an example from the Austral Islands French Polynesia. *Contrib. Mineral. Petrol.* **98**, 293-302.
- Dupuy C., Dostal J., Marcelot G., Bougault H., Joron J. L., and Treuil M. (1982) Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc : implication for their source rock composition. *Earth Planet. Sci. Lett.* **60**, 207-225.
- Dupuy C., Leyreloup A., and Vernieres J. (1977) The lower continental crust of the Massif Central (Bournac, France) with special reference to REE, U and Th composition, evolution, heat flow production. *Phys. Chem. Earth* **11**, 401-416.
- Dupuy C., Leyreloup A., and Vernieres J. (1979b) The lower continental crust of the Massif Central (France) with special references to REE, U, and Th. *Phys. Chem. Earth* **11**, 401-415.
- Dupuy C., Liotard J. M., and Dostal J. (1992) Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: carbonate metasomatism in the mantle source. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 2417-2423.

- Dupuy C., Marsh J., Dostal J., Michard A., and Testa S. (1988b) Asthenospheric and lithospheric sources for Mesozoic dolerites from Liberia (Africa) : trace element and isotopic evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.* **87**, 100-110.
- Dupuy C., Vidal P., Barszczus H. G., and Chauvel C. (1987) Origin of basalts from the Marquesas archipelago (south Central Pacific Ocean) : isotopic and trace element constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.* **82**, 145-152.
- Dupuy C., Vidal P., Maury R., and Guille G. (1993) Basalts from Mururoa, Fangataufa and Gambier islands (French Polynesia) : Geochemical dependence on the age of the lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* **117**, 89-100.
- Eggins S. M., Rudnick R. L., and McDonough W. F. (1998) The composition of peridotites and their minerals : a laser-ablation ICP-MS study. *Earth Planet. Sci. Lett.* **154**, 53-71.
- Eggins S. M., Woodhead J. D., Kinsley L. P. J., Mortimer G. E., Sylvester P., McCulloch M. T., Hergt J. M., and Handler M. R. (1997) *Chem. Geol.* **134**, 311-326.
- Elliot T., Plank T., Zindler A., White W., and Bourdon B. (1997) Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *J. Geophys. Res.* **102**(B7), 14991-15019.
- Ewart A., Collerson K. D., Regelous M., Wendt J. I., and Niu Y. (1998) Geochemical Evolution within the Tonga-Kermadec- Lau Arc-Back-arc System : the Role of Varying Mantle wedge Composition in space and Time. *J. Petrol.* **39**(3), 331-368.
- Ewart A., W. B. Bryan et al., (1994) Regional geochemistry of the Lau-Tonga arc and backarc systems. In *Proceedings fo the Ocean Drilling Program; Scientific results, Lau Basin; Leg 135 sites 834-841. J. Hawkins, L. Parson, J. Allan and e. al. College Station, TX, United States, Texas A & M University, Ocean Drilling Program.* **135**: 385-425., Vol. **135**, pp. 385-425.
- Foley S. (1992) Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos* **28**, 435-453.
- Foley S. F., Barth G. M., and Jenner G. A. (2000) Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of the subduction zone magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta* **64**(5), 933-938.
- Foley S. F. and Wheller G. E. (1990) Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks : the role of residual titanates. *Chem. Geol.* **85**, 1-18.
- Forsythe L. M. (1994) HFSE partitioning behavior in high-Ti oxide phases. *Eos (Trans. Am. Geophys. Union)*, **75**(44), 720.
- Forsythe L. M., Nielsen R. L., and Fisk M. R. (1991) New experimentally determined clinopyroxene-melt high field strength element partition coefficients. *Eos (Trans. Am. Geophys. Union)*, **72**(44), 548.
- Forsythe L. M., Nielsen R. L., and Fisk M. R. (1993) HFSE fractionation by pyroxene in basalts through dacites. *Eos (Trans. Am. Geophys. Union)*, **74**(16), 339.
- Forsythe L. M., Nielsen R. L., and Fisk M. R. (1994) High-field-strength element partitioning between pyroxene and basaltic to dacitic magmas. *Chem. Geol.* **117**, 107-125.
- Frey F. A. (1984) Rare earth element abundances in upper mantle rocks. In *Rare earth element geochemistry* (ed. P. Henderson), pp. 153-203. Elsevier.
- Frey F. A. and D.H. G. (1974) The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **38**, 1023-1059.
- Frey F. A., Green D. H., and Roy S. D. (1978) Integrated models of basalts petrogenesis : a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.* **19**, 463-513.
- Frey F. A. and Prinz M. (1978) Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona; petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* **38**(1), 129-176.

- Fujii T., Yamashita T. I., Ishii T., Tainosho Y., Langmuir C. H., Nakada S., Matsumoto S., Harada Y., Takahashi N., and Hirose K. (1995) Petrological sampling at the Rodriguez triple junction in the Indian ocean. *KH93-3 CRUISE REPORT*, 68-87.
- Gallet S., Bor-Ming J., and Torii M. (1996) Geochemical characterization of the Luochan loess-paleosol sequence, China, and paleoclimatic implications. *Chem. Geol.* **133**(67-88).
- Gao S., Zhang B.-R., Jin Z. M., Kern H., Luo T. C., and Zhao Z. D. (1998) How mafic is the lower continental crust? *Earth Planet. Sci. Lett.* **161**, 101-117.
- Garrido C. J., Bodinier J.-L., and Alard O. (2000) Incompatible trace element partitioning and residence in anhydrous spinel peridotites and websterites from the Ronda orogenic peridotite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **181**, 341-358.
- Garrido C. J., Bodinier J.-L., Burg J.-P., Hussain S. S., Dawood H., and Chaudhry M. N. Geochemistry of the Jijal Complex: a subarc mantle-crust transition at the base of the Mesozoic Kohistan Arc. *in prep.*
- Gast P. W. (1968) Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta* **32**, 1057-1086.
- Gerlach D. C. (1990) Eruption rates and isotopic systematics of ocean islands : further evidence for small-scale heterogeneity in the upper mantle. *Tectonophysics* **172**, 273-289.
- Gill J. B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer.
- Godard M., Bodinier J.-L., and Vasseur G. (1995) Effects of mineralogical reactions on trace element redistributions in mantle rocks during percolation processes; a chromatographic approach. *Earth Planet. Sci. Lett.* **133**(3-4), 449-461.
- Godard M., Jousset D., and Bodinier J.-L. (2000) Relationships between geochemistry and structure beneath a paleo-spreading centre: A study of the mantle section in the Oman ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **180**, 133-148.
- Granet M., Wilson M., and Achauer U. (1995) Imaging a mantle plume beneath the french Massif Central. *Earth Planet. Sci. Lett.* **136**, 281-296.
- Green D. H. and Wallace M. E. (1988) Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. *Nature* **336**, 459-462.
- Green T. H. (1980) Island arc and continent-building magmatism - a review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics* **63**, 367-385.
- Green T. H. (1981) Experimental evidence for the role of accessory phases in magma genesis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **10**, 405-422.
- Green T. H. (1995) Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chem. Geol.* **120**, 347-359.
- Green T. H., Adam J., and Sie S. H. (1993) Proton microprobe determined trace element partition coefficients between pargasite, augite and silicate or carbonatitic melts. *Eos (Trans. Am. Geophys. Union)*, **74**, 340 (abstract).
- Green T. H. and Pearson N. J. (1987) An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta* **51**, 55-62.
- Green T. H. and Ringwood A. E. (1967) The genesis of basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* **15**, 103-190.
- Green T. H. and Ringwood A. E. (1968) Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib. Mineral. Petrol.* **18**, 105-162.
- Green T. H., Sie S. H., Ryan C. G., and Cousens D. R. (1989) Proton microprobe-determined partitioning of Nb, Ta, Zr, Sr and Y between garnet, clinopyroxene and basaltic magma at high pressure and temperature. *Chem. Geol.* **74**, 201-216.
- Gregoire M., Lorand J. P., O'Reilly S. Y., and Cottin J. Y. (2000) Armacolite-bearing, Ti-rich metasomatic assemblages in harzburgitic xenoliths from the Kerguelen Islands :

- Implications for the oceanic mantle budget of high-field strength elements. *Geochim. Cosmochim. Acta* **64**(4), 673-694.
- Griffin W. L. and O'Reilly S. Y. (1987) The composition of the lower crust and the nature of the continental Moho - xenolith evidence. In *Mantle Xenoliths* (ed. P. H. Nixon).
- Gruau G. (1983) Etude géochimique d'associations volcaniques basiques et ultrabasiques d'âge supérieur à 3,5 AE : conséquence sur la structure du manteau archéen précoce. Thèse de doctorat, Université de Rennes.
- Gruau G., Chauvel C., Arndt N., and Cornichet J. (1990b) Al-depletion in komatiites and garnet fractionation in the early archaean mantle: Hf isotopic constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta* **54**, 3095-3101.
- Gurney J. and Harte B. (1980) Chemical variations in upper mantle nodules from Southern african kimberlites. *Philos. Trans. R. Soc. of London* **297**, 273-293.
- Hadj-Kaddour Z., Liégeois J.-P., Demaiffe D., and Caby R. (1998) The alkaline-peralkaline granitic post-collisional Tin Zebane dyke swarm (Pan-African Tuareg shield, Algeria) : prevalent mantle signature and late algaaitic differentiation. *Lithos* **45**, 223-243.
- Haggerty S. E. (1987) Metasomatic mineral titanates in upper mantle xenoliths. In *Mantle Xenoliths* (ed. N. P.H.), pp. 671-690. Wiley J. & Sons.
- Haggerty S. E. (1991) Oxide mineralogy of the upper mantle. In *Oxide minerals : petrologic and magnetic significance* (ed. D. H. Lindsley), pp. 355-416. Mineral. Soc. Amer.
- Halliday A. N., Lee-Der-Chuen, Tommasini S., Davies G. R., Paslick C. R., Fitton J. G., and James D. D. (1995) Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **133**(3-4), 379-395.
- Hanan B. and Graham D. (1994) A common deep source for mantle plumes : evidence from lead and helium isotopes. *EOS* **75**(16), 67.
- Hanan B. B. and Graham D. W. (1996) Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. *Science* **272**, 991-995.
- Hart B. and Burgess S. R. (2001) Melt percolation and peridotite evolution in the lower lithosphere, as shown by xenoliths from the jagersfontein kimberlite pipe. *Réunion spécialisée de la Société Géologique de France "Dynamique du manteau terrestre" en l'honneur de Jacques Kornprobst*, 29-30.
- Hart S. R. and Dunn T. (1993) Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contrib. Mineral. Petrol.* **113**, 1-8.
- Hart S. R., Gerlach D. C., and W.M. W. (1986) A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing. *Geochim. Cosmochim. Acta* **50**, 1551-1557.
- Hart S. R., Hauri E. H., Oschmann L. A., and Whitehead J. A. (1992) Mantle plumes and entrainment : isotopic evidence. *Science* **256**, 517-520.
- Hart S. R., Schilling J. G., and Powell J. L. (1973) Basalts from Iceland and along the Reykjanes Ridge : Sr isotope geochemistry. *Nature Physical Science* **246**, 104-107.
- Harte B. (1983) Mantle peridotites and processes - the Kimberlite sample. In *Continental basalts and mantle xenoliths* (ed. C. J. N. Hawkesworth, J.M.), pp. 46-91. Shiva.
- Hauri, E.H., Wagner T. P., and Grove T. L. (1994) Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb, and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chem. Geol.* **117**, 149-166.
- Hauri E. H. and Hart S. R. (1993) Re-Os isotope systematics of HIMU and EMII oceanic island basalts from the south Pacific Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* **114**, 353-371.
- Hauri E. H., Shimizu N., Dieu J.-J., and S.R. H. (1993) Evidence for hotspot- related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. *Nature* **365**, 221-227.
- Hawkesworth C., Mantovani M., and Peate D. W. (1988) Lithosphere remobilization during parana CFB magmatism. *J. of Petrology Special Lithosphere Issue*, 205-223.
- Hawkesworth C. J., Gallagher K., Hergt J. M., and McDermott F. (1993) Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts. *Philos. Trans. R. Soc. of London* **342**(A), 171-191.

- Hawkesworth C. J., Rogers N. W., Van Calsteren P. W. C., and Menzies M. A. (1984) Mantle enrichment processes. *Nature* **311**, 331-335.
- Hawkesworth C. J., Van Calsteren P., Rogers N. W., and Menzies M. A. (1987) Isotope variations in recent volcanics : a trace element perspective. In *Mantle Metasomatism* (ed. Menzies M.A. and Hawkesworth C.J.). Academic Press.
- Hémond C., Devey C. W., and Chauvel C. (1994) Source composition 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. (1982) *Inorganic Geochemistry*.
- Hofmann A. W. (1986) Nb in hawaiian magmas : constraints on source composition and evolution. *Chem. Geol.* **57**, 17-30.
- Hofmann A. W. (1988) Chemical differentiation of the Earth : the relationship between mantle continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **90**, 297-314.
- Hofmann A. W. (1989) A unified model for mantle plume sources. *EOS* **70**(15), 503.
- Hofmann A. W. (1997) Early evolution of continents. *Science* **275**, 498-499.
- Hofmann A. W. and Jochum K. P. (1996) Source characteristics derived from very incompatible trace elements in Mauna Loa and Mauna Kea basalts, Hawaii Scientific Drilling Project. *J. Geophys. Res.* **101**(B5), 11831-11839.
- Hofmann A. W., Jochum K. P., Seufert M., and White W. M. (1986) Nb and Pb in oceanic basalts : new constraints on mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **90**, 290-314.
- Hofmann A. W. and White W. M. (1982a) Mantle plume from ancient oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **57**, 421-436.
- Hofmann A. W. and White W. M. (1982b) Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **57**, 421-436.
- Hollings P., Wyman D., and Kerrich R. (1999) Komatiite-basalt-rhyolite volcanic associations in Northern Superior Province greenstone belts significance of plume-arc interaction in the generation of the proto continental Superior Province. *Lithos* **46**, 137-161.
- Hornig W. S. and Hess P. C. (2000) Partition coefficients of Nb and Ta between rutile and anhydrous haplogranite melts. *Contrib. Mineral. Petrol.* **138**, 176-185.
- Inoue T., Rapp R. P., Zhang J., Gasparik T., Weidner D. J., and Irifune T. (2000) Garnet fractionation in a hydrous magma ocean and the origin of Al-depleted komatiites: melting experiments of hydrous pyrolite with REEs at high pressure. *Earth Planet. Sci. Lett.* **177**(1-2), 81-87.
- Ionov D. A. (1993) Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism. *Earth Planet. Sci. Lett.* **119**, 283-297.
- Ionov D. A. (1999) Mantle metasomatism by fluid with low water activity: feldspar-Ti-oxide-bearing peridotite xenoliths in basalts from SE Siberia. *J. Conf. Abstr.* **4**, 364-365.
- Ionov D. A., Bodinier J.-L., Mukasa S. B., and Zannetti A. (2001) Mechanisms and source of mantle metasomatism : major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modeling. Soumis.
- Ionov D. A., Grégoire M., and Prikhod'ko V. S. (1999) Feldspar-Ti-oxide metasomatism in off-cratonic continental and oceanic upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **165**, 37-44.
- Ionov D. A. and Hofmann A. W. (1995) Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas : implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth Planet. Sci. Lett.* **131**, 341-356.
- Ionov D. A., Hofmann A. W., and Shimizu N. (1994) Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia. *J. Petrol.* **35**(3), 753-785.
- Ionov D. A., O'Reilly S. Y., and Ashchepkov I. V. (1995a) Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.* **122**, 174-190.

- Ionov D. A., O'Reilly S. Y., and Griffin W. L. (1997) Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle. *Chem. Geol.* **141**, 153-184.
- Ionov D. A., Prikhod'ko V. S., and O'Reilly S. Y. (1995b) Peridotite xenoliths from Sikhotealin, south-eastern Siberia, Russia: trace element signature of mantle beneath a convergent continental margin. *Chem. Geol.* **120**, 275-294.
- Ionov D. A., Savoyant L., and Dupuy C. (1992) Application of the ICP-MS Technique to trace element analysis of peridotite and their minerals. *Geostandards Newsletter* **16**, 311-315.
- Irving A. J. (1980) Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle. *Am. J. Sci.* **280**, 389-426.
- Irving A. J. and Frey F. A. (1984) Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: Constraints on partition coefficients and megacryst. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**(1201-1221).
- Janney P. E. and Castillo P. R. (1996) Basalts from the Central Pacific Basin : evidence for the origin of Cretaceous igneous complexes in the Jurassic western Pacific. *J. Geophys. Res.* **101**(B2), 2875-2893.
- Janney P. E. and Castillo P. R. (1997) Geochemistry of mesozoic pacific mid-ocean ridge basalt : constraints on melt generation and the evolution on the pacific upper mantle. *J. Geophys. Res.* **102**(B3), 5207-5229.
- Jenner G. A., Foley S. F., Jackson S. E., Green T. H., Fryer B. J., and Longerich H. P. (1993) Determination of partition coefficients for trace elements in high pressure- temperature experimental run products by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma mass spectrometry (LAM-ICP-MS). *Geochim. Cosmochim. Acta* **57**, 5099-5103. *Geochim. Cosmochim. Acta* **57**, 5099-5103.
- Jochum K. P., Arndt N. T., and Hofmann A. W. (1991) Nb-Th-La in komatiites and basalts : constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution. *Earth Planet. Lett.* **107**, 272-289.
- Jochum K. P. and Hofmann A. W. (1996) Nb and Ta in Ocean Island Basalts. *AGU Fall Meeting Abstracts EOS* **77**(46 suppl.), 785.
- Jochum K. P. and Hofmann A. W. (1998) Nb-Ta in MORB and Continental Crust : implications for a superchondritic Nb-Ta reservoir in the mantle. *AGU Spring Meeting Abstracts* **79**(17), S354.
- Jochum K. P., Hofmann A. W., and Stolz J. (1997a) Low Nb-Ta in OIB mantle. *Terra Nova* **9**(EUG abstract supplement), 48.
- Jochum K. P., McDonough W. F., Palme H., and Spettel B. (1989) Compositional constraints on the continental lithospheric mantle from trace elements in spinel peridotite xenoliths. *Nature* **340**.
- Jochum K. P., Pfänder A. W., Snow J. E., and Hofmann A. W. (1997b) Nb-Ta in mantle and crust. *EOS (Trans. Am. Geophys. Union)* **78**, 804.
- Jochum K. P., Seufert H. M., Midinet-Best S., Rettmann E., Schönberger K., and Zimmer M. (1988) Multi-element analysis by isotope dilution-spark source mass spectrometry (ID-SSMS). *Anal. Chem.* **331**, 104-110.
- Jochum K. P., Seufert H. M., Spettel B., and Palme H. (1986) The solar-system abundances of Nb, Ta, and Y, and the relative abundances of refractory lithophile element in differentiated planetary bodies. *Geochim. Cosmochim. Acta* **50**, 1173-1183.
- Jochum K. P., Seufert H. M., and Thirlwall M. F. (1990) High-sensitivity Nb analysis by spark-source mass spectrometry (SSMS) and calibration of XRF Nb and Zr. *Chem. Geol.* **81**, 1-16.
- Jochum K. P. and Stolz J. (1997) High-precision niobium, tantalum, zirconium, and Yttrium data for carbonaceous chondrites: constraints on solar system niobium:tantalum and

- zirconium/niobium ratios. *Ka Hoku Lele "the flying star"; 60th annual Meteoritical Society meeting*, 67.
- Johnson K. T. M. and Kinzler R. J. (1989) Partitioning of REE, Ti, Zr, Hf and Nb between clinopyroxene and basaltic liquid : an ion microprobe study. *Eos (Trans. Am. Geophys. Union)* **70**, 1388.
- Jones A. P., Smith J. V., and Dawson J. B. (1982) Mantle metasomatism in 14 veined peridotites from Bulfontein Mine, South Africa. *J. Geol.* **90**, 435-453.
- Kamber B. S. and Collerson K. D. (2000) Role of "hidden" deeply subducted slabs in mantle depletion. *Chem. Geol.* **166**, 241-254.
- Karsten J. L., Klein E. M., and Sherman S. B. (1996) Subduction zone geochemical characteristics in ocean ridge basalts from the southern Chile Ridge : Implication of modern ridge subduction systems for the Archean. *Lithos* **37**, 143-161.
- Kato T., Ringwood A. E., and Irifune T. (1988) Experimental determination of element partitioning between silicate perovskites, garnets and liquids : constraints on early differentiation of the mantle. *Earth Planet. Lett.* **89**, 123-145.
- Kelemen P. B. and Dunn J. T. (1992) Depletion of Nb relative to other highly incompatible elements by melt/ rock reaction in the upper mantle. *Eos (Trans. Am. Geophys. Union)* **73**, 656-657.
- Kelemen P. B., Johnson K. T. M., Kinzler R. J., and Irving A. J. (1990) High-field-strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. *Nature* **345**, 521-524.
- Kelemen P. B., Shimizu N., and Dunn T. (1993) Relative depletion of niobium in some arc magma and the continental crust : partitioning of K, Nb, La, Ce during melting/rock reaction in the upper mantle. *Earth Planet. Lett.* **120**, 111-134.
- Kempton P. D. (1987) Mineralogic and geochemical evidence for differing styles of metasomatism in spinel lherzolite xenoliths : enriched mantle source regions of basalts? In *Mantle metasomatism* (ed. M. A. Menzies and C. Hawkesworth), pp. 45-89. Academic press.
- Keppler H. (1996) Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature* **380**, 237-240.
- Keppler H. and Wyllie P. J. (1990) Role of fluids in transport and fractionation of uranium and thorium in magmatic processes. *Nature* **348**, 531-533.
- Kerrick R., Polat A., Wyman D., and Hollings P. (1999) Trace element systematics of Mg-, to Fe-tholeiitic basalt suites of the Superior Province: implications for Archean mantle reservoirs and greenstone belt genesis. *Lithos* **46**, 163-187.
- Kogiso T., Tatsumi Y., Shimoda G., and Barszczus H. G. (1997) High μ (HIMU) ocean island basalts in southern Polynesia : New evidence for whole mantle scale recycling of subducted oceanic crust. *J. Geophys. Res.*, **102**, 8085-8103.
- Krummenacher D. and Noetzelin J. (1966) Ages isotopiques K/Ar de roches prélevées dans les possessions françaises du Pacifique. *Bull. Soc. Géol. France* **8**, 173-175.
- La Tourrette T., Hervig R. L., and Holloway J. R. (1995) Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth Planet. Lett.* **135**, 13-30.
- Lahaye Y. and Arndt N. (1996) Alteration of a komatiite flow from Alexo, Ontario, Canada. *J. Petrol.* **37**(6), 1261-1284.
- Lahaye Y., Arndt N., Byerly G., Chauvel C., Fourcade S., and Gruau G. (1995) The influence of alteration on the trace-element and Nd isotopic compositions of komatiites;. *Earth Planet. Lett.* **126**, 43-64.
- Larsen L. M. (1979) Distribution of REE and other trace elements between phenocrysts and peralkaline undersaturated magmas, exemplified by rocks of the Gardar igneous province, south Greenland. *Lithos* **12**, 303-315.

- Lassiter J. C. and DePaolo D. J. (1996) Isotopic evolution of Mauna Kea volcano : Results from the initial phase of the Hawaii Scientific Drilling Project. *J. Geophys. Res.* **101**(B5), 11769-11780.
- Laurora A., Mazzuchelli M., Rivalenti G., Vannucci R., Zanetti A., Barbieri M. A., and Cingolani C. A. (2001) Metasomatism and melting in carbonated peridotite xenoliths from the mantle wedge: The Gobernador Gregores case (southern Patagonia). *J. Petrol.* **42**, 69-87.
- Lenoir X., Dautria J.-M., and Bodinier J.-L. (1997) Les enclaves mantelliques protogranulaires du Forez: témoins de l'érosion lithosphérique en bordure du panache du Massif Central. *C. R. Acad. Sci. Paris* **325**, 235-241.
- Lenoir X., Garrido C. J., Bodinier J.-L., and Dautria J.-L. (2000) Contrasting lithospheric mantle domains beneath the Massif Central (France) revealed by geochemistry of peridotite xenoliths. *Earth Planet. Sci. Lett.* **181**, 359-375.
- Lenoir X., Garrido C. J., Bodinier J.-L., Dautria J.-M., and Gervilla F. (2001) The recrystallisation front of the Ronda peridotite : evidence for melting and thermal erosion of subcontinental lithospheric mantle beneath the Alboran Basin. *J. Petrol.* **42**(1), 141-158.
- Leyreloup A., Bodinier J.-L., Dupuy C., and Dostal J. (1982) Petrology and geochemistry of granulite xenoliths from Central Hoggar (Algeria) - Implications for the lower crust. *Contrib. Mineral. Petrol.* **79**, 68-75.
- Liégeois J. P., Navez J., Hertogen J., and Black R. (1998) Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos* **45**, 1-28.
- Linnen R. L. and Keppler H. (1997) Columbite solubility in granitic melts : consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the Earth's crust. *Contrib. Mineral. Petrol.* **128**, 213-227.
- Liotard J.-M. (1988) Contribution au problème de l'origine des basaltes alcalins : fractionnement haute pression, caractérisation des zones sources, comparaison entre domaine océanique (Polynésie française) et domaine continental (Hoggar algérien, Massif Central français). Thèse d'état, U.S.T.L., Montpellier.
- Liotard J.-M., Maury R. C., and Barszczus H. G. (1990) La diversité des basaltes en Polynésie Française : Approche minéralogique. *Géodynamique* **5**, 121-134.
- Lundstrom C. C., Sampson D. E., Perfit M. R., Gill J. B., and Williams Q. (1999) Insights into mid-ocean ridge basalt petrogenesis: U-series disequilibria from the Siqueiros transform, Lamont seamounts, and the East Pacific Rise. *J. Geophys. Res.* **104**, 13035-13048.
- Lundstrom C. C., Shaw H. F., Ryerson F. J., Williams Q., and Gill J. (1998) Crystal chemical control of clinopyroxene-melt partitioning in the Di-Ab-An system : implications for elemental fractionations in the depleted mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* **62**(16), 2849-2862.
- Mahood G. and Hildreth W. (1983) Large partition coefficients for trace elements in high - silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **51**, 2117-2128.
- Martin H., Peucat J. J., Sabaté P., and Da Cunha J. C. (1997) Crustal evolution in the early Archean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. *Precambrian Research* **82**, 35-62.
- Matsuda J.-I., Notsu K., Okano J., Yaskawa K., and Chungue L. (1984) Geochemical implications from Sr isotopes and K-Ar age determinations for the Cook-Austral Islands chain. *Tectonophysics* **104**, 145-154.
- Maury R. C., Andriambololona R., and Dupuy C. (1978) Evolution comparée de deux séries alcalines du Pacifique Central : rôle de la fugacité d'oxygène et de la pression d'eau. *Bull. Volcanol.* **41**(2), 97-118.

- Maury R. C., El Azzouzi M., Bellon H., Liotard J.-M., Guille G., Barszczus H. G., Chauvel C., Diraison C., Dupuy C., Vidal P., and Brousse R. (1994) Géologie et pétrologie de l'île de Tubuai (Australes, Polynésie française). *C. R. Acad. Sci. Paris* **318**(II), 1341-1347.
- McCallum I. S. and Charette M. P. (1978) Zr and Nb partition coefficients : implications for the genesis of mare basalts, KREEP and sea floor basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta* **42**, 859-869.
- McCulloch M. T. and Bennett V. C. (1994) Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle : geochemical constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**(21), 4717-4738.
- McCulloch M. T. and Gamble J. A. (1991) Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.* **102**, 358-374.
- McDonough W. and Frey F. A. (1989) Rare earth elements in upper mantle rocks. *Reviews in Mineralogy* **21**, 100-145.
- McDonough W. F. (1990) Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **101**, 1-18.
- McDonough W. F. (1991) Partial melting of subducted oceanic crust and isolation of its residual eclogitic lithology. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* **A 335**, 407-418.
- McDonough W. F. and Sun S.-S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**, 223-253.
- Mckenzie D. and O'Nions R. K. (1983) Mantle reservoirs and ocean island basalts. *Nature* **301**, 229-231.
- Menzies M. A., Rogers N., Tindle A., and Hawkesworth C. (1987) Metasomatic and enrichment processes in lithospheric peridotites, an effect of asthenosphere-lithosphere interaction. In *Mantle metasomatism* (ed. M. A. Menzies and C. Hawkesworth), pp. 313-361. Academic Press.
- Mottay G. (1976) Contributin à l'étude géologique de la Polynésie française : Archipel des Australes, Mehetia (Archipel de la Société). Thèse de 3^{ième} cycle, Paris Sud, Orsay.
- Münker C. (1998) Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand : source constraints and application of refined ICP-MS techniques. *Chem. Geol.* **144**, 23-45.
- Münker C. (2000) The isotope and trace element budget of the cambrian Devil river arc system, New zealand : identification of four source. *J. Petrol.*
- Münker C., Weyer S., Wörner G., and Mezger K. (2001) The behaviour of HFSE in subduction zones: New insights from Hf isotopes and high precision measurements of Nb/Ta, Zr/Hf and Lu/Hf in arcs rocks from Kamchakta. *J. Conf. Abstr.* **6**, 384.
- Muramatsu Y. (1983) Geochemical investigations of kimberlites from the Kimberley area, South Africa. *Geochem. J.* **17**, 71-86.
- Murton B. J., D. W. Peate, et al.,. (1992) Trace element geochemistry of volcanic rocks from site 786 : The Izu-Bonin forearc. In *Proceedings fo the Ocean Drilling Program; Scientific results, Bonin-Mariana Region; Leg 125 sites 778-786.*, Vol. **125** (ed. P. Fryer, J. A. Pearce, and L. B. Stokking), pp. 211-235. Texas A & M University, Ocean Drilling Program.
- Myers R. M. and Breitung J. (1989) Basalt geochemistry and tectonic settings : A new approach to relate tectonic and magmatic processes. *Lithos* **23**, 53-62.
- Nakamura Y. and Tatsumoto M. (1988) Pb, Nd, and Sr isotopic evidence for a multicomponent source for rocks of Cook-Austral Islands and heterogeneities of mantle plumes. *Geochim. Cosmochim. Acta* **52**, 2909-2924.
- Navez J., Stein G., and Andre L. (1995) Simple method for high sensitivity determination of Zr, Hf, Nb and Ta in silicate rocks by ICP-MS. *EUG abstracts Terra Nova* **7**, 346.
- Nielsen R. L., Forsythe L. R., and Fisk M. R. (1993) The partitionong of HFSE between magnetite and natural mafic to intermediate liquids at low pressure. *Eos (Trans. Am. Geophys. Union)*, **74**(16), 338-339.

- Niu Y., Collerson K. D., Batiza R., Wendt J. I., and Regelous M. (1999) Origin of enriched-type mid-ocean ridge basalt at ridges as far from mantle plumes : the East Pacific rise at 11 degree 20 min N. *J. Geophys. Res.* **104**, 7067-7087.
- Niu Y. and R. B. (1997) Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the Eastern Pacific mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **148**, 471-483.
- Niu Y., Waggoner D. G., Sinton J. M., and Mahoney J. J. (1996) Mantle source heterogeneity and melting processes beneath seafloor spreading centers; the East Pacific rise, 18 degrees-19 degrees S. *J. Geophys. Res.* **101**, 27711-27733.
- O'Nions R. K. and McKenzie D. P. (1988) Melting and continent generation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **90**, 449-456.
- Palacz Z. A. and Saunders D. (1986) Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands, southwest Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.* **79**, 270-280.
- Palme H. and Schmitt W. (1984) On the origin of lithophile refractory elements in Pt-metal nuggets from Ca, Al-rich inclusions in carbonaceous chondrites. *Lunar Planet. Sci.* **XV**, 623-624.
- Peacock S. M. (1994) Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **121**, 227-244.
- Pearce J. A. and Cann J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* **19**, 290-300.
- Pearce J. A. and Norry M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, Nb variations in volcanic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **69**, 33-47.
- Pearcy L. G., Debari S. M., and Sleep N. H. (1990) Mass balance calculations for two sections of island arc crust and implications for the formation of continents. *Earth Planet. Sci. Lett.* **96**, 427-442.
- Peate D. W. and Pearce J. A. (1998) Causes of spatial compositional variations in Mariana arc lavas : trace element evidence. *The Island Arc* **7**, 479-495.
- Peate D. W., Pearce J. A., Hawkesworth C. J., Colley H., Edwards C. M. H., and Hirose K. (1997) Geochemical variations in Vanuatu arc lavas : the role of subducted material and a variable mantle wedge composition. *J. Petrol.* **38**(10), 1331-1358.
- Petterson M. G. and Windley B. F. (1990) Changing source regions of magmas and crustal growth in the Trans-Himalayas : evidence from the Chalt volcanics and Kohistan batholith, Kohistan, N. Pakistan. *Earth Planet. Sci. Lett.* **74**, 45-57.
- Plank T. and Langmuir C. H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.* **145**, 325-394.
- Plank T. and White W. M. (1995) Nb and Ta in Arc and Mid-ocean Ridge Basalts. *AGU Fall meeting*, F655.
- Poitrasson F., Pin C., Telouk P., and Imbert J. L. (1993) Assessment of a simple method for the determination of Nb and Ta at the Sub- $\mu\text{g/g}$ level in silicate rocks by ICP-MS. *Geostandards Newsletters*, **17**(2), 209-215.
- Poucllet A., Vidal M., Delor C., Simeon Y., and Alric G. (1996) Le volcanisme birimien du nord-est de la Côte d'Ivoire, mise en évidence de deux phases volcano-tectoniques distinctes dans l'évolution géodynamique du Paléoproterozoïque. *Bulletin de la Société Géologique de France* **167**(4), 529-541.
- Prinzhofer A., Lewin E., and Allègre C. J. (1989) Stochastic melting of the marble cake mantle : evidence from local study of the East Pacific Rise at 12°50'N. *Earth Planet. Sci. Lett.* **92**, 189-206.
- Pyle D. G. (1994) Geochemistry of mid-ocean ridge basalt within and surrounding the Australian-Antarctic discordance. PHD OSU.
- Pyle D. G. and Christie D. M. (1995) Geochemistry and geochronology of ancient southeast Indian and southwest Pacific seafloor. *Journal of Geophysical Research* **100**(B11), 22261-22282.

- Rammensee W., Palme H., and Wänke H. (1983) Experimental investigation of metal-silicate partitioning of some lithophile elements (Ta, Mn, V, Cr). *Lunar Planet. Sci.* **XIV**, 628-629.
- Regelous M., Niu Y., Wendt J. I., Batiza R., Greig A., and Collerson K. D. (1999) Variations in the geochemistry of magmatism on the East Pacific rise at 10 deg 30 N since 800 KA. *Earth Planet. Sci. Lett.* **168**, 45-63.
- Remond G., Coutures P., Gilles C., and Massiot D. (1989) Analytical description of X-ray peaks : Application to L X-ray spectra processing of lanthanide elements by means of the electron probe micro-analyzer. *Scanning Microscopy* **3**(4), 1059-1086.
- Richardson S. H., Erlank A. J., Duncan A. R., and Reid D. R. (1982) Correlated Nd, SR and Pb isotopes variation in Walvis Ridge Basalts and implications for the evolution of their mantle source. *Earth Planet. Sci. Lett.* **59**, 327-342.
- Rudnick R. L. (1995) Making continental crust. *Nature* **378**, 571-577.
- Rudnick R. L., Barth M., Horn I., and McDonough W. F. (2000) Rutile-bearing refractory eclogites: missing link between continents and depleted mantle. *Science* **287**, 287-281.
- Rudnick R. L., McDonough W., and Chappell B. W. (1993) Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle : petrographic and geochemical characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.* **114**, 463-475.
- Ryerson F. J. and Watson E. B. (1987) Rutile saturation in magmas : implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* **86**, 225-239.
- Saunders A. D., Tarney J., Stern C. R., and Dalziel I. W. D. (1979) Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.* **90**, 237-258.
- Saunders A. D., Tarney J., and Weaver S. (1980) Transverse geochemical variations across the antarctic peninsula : omplications for the genesis of calk-alkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.* **46**, 344-360.
- Schiano P., Clocchiatti R., Shimizu N., Maury R. C., Jochum K. P., and Hofmann A. W. (1995) Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationship with erupted arc lavas. *Nature* **377**, 595-600.
- Shaw D. M. (1970) Trace-element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta* **34**, 237-243.
- Sinton C. W., Duncan R. A., Storey M., Lewis J., and Estrada J. J. (1998) An Oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth Planet. Sci. Lett.* **155**, 221-235.
- Skulski T. (1993) Trace element partitioning between clinopyroxene and basaltic melts. *Eos (Trans. Am. Geophys. Union)* **74**, 338.
- Skulski T., Minarik W., and Watson B. (1994) High-pressure experimental trace-element partitioning between clinopyroxene and basaltic melts. *Chem. Geol.* **117**, 127-147.
- Skulski T. and Watson E. B. (1992) Partitioning of Ti, Y, Zr, Nb, Hf, Ta between clinopyroxene and silicate melts. *Eos (Trans. Am. Geophys. Union)* **73**(342).
- Sobolev S. V., Zeyen H., Granet M., Achauer U., Bauer C., Werling F., Altherr R., and Fuchs K. (1997) Upper mantle temperatures and lithosphere-asthenosphere system beneath the french Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations. *Tectonophysics* **275**, 143-164.
- Stacey F. D. (1977) *Physics of the Earth*.
- Stalder R., Foley S. F., Brey G. P., and Horn L. (1998) Mineral-aqueous fluid partitioning of trace element at 900-1200°C and 3.0-5.7 GPa : New experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implication for mantle metasomatism. *Geochim. Cosmochim. Acta* **62**, 1781-1801.
- Stein G. and André L. (1995) Zr/Hf and Nb/Ta fractionations in intraplate basaltic rocks and carbonatites : new constraints on the mantle evolution. *EUG abstracts Terra Nova* **7**, 296.

- Stein M. and Goldstein S. L. (1996) From plume head to continental lithosphere in the Arabian-Nubian shield. *Nature* **382**, 773-778.
- Stevenson R., Henry P., and Gariépy C. (1999) Assimilation-fractional crystallization origin of Archean Sanukitoid Suites: Western Superior Province, Canada. *Precambrian Research* **96**, 83-99.
- Stolz A. J., Jochum K. P., and Hofmann A. W. (1995) HFSE constraints on the nature of island arc and ocean island magma sources. *EUG abstracts Terra Nova* **7**, 299.
- Stolz A. J., Jochum K. P., Spettel B., and Hofmann A. W. (1996) Fluid- and melt-related enrichment in the subarc mantle : evidence from Nb/Ta variations in island-arc basalts. *Geology* **24**(7), 587-590.
- Stosch H. G. and Seck H. A. (1980) Geochemistry and mineralogy of two spinel peridotite suites from Dreiser Weiher, West Germany. *Geochim. Cosmochim. Acta* **44**, 457-470.
- Sturm M. E., Klein E. M., Graham D. W., and Karsten J. L. (1999) Age constraints on crustal recycling to the mantle beneath the southern Chile ridge : He-Pb-Sr-Nd isotope systematics. *J. Geophys. Res.* **104**, 5097-5114.
- Sun S.-S. and McDonough W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins.*, Vol. 42 (ed. A. D. S. a. M. J. Norry), pp. 313-345.
- Sun S.-S. and McDonough W. F. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**, 223-253.
- Sweeney R. J., Green D. H., and Sie S. H. (1992) Trace and minor element partitioning between garnet and amphibole and carbonatitic melt. *Earth Planet. Sci. Lett.* **113**, 1-14.
- Sylvester P. J., Campbell I. H., and Bowyer D. A. (1997) Niobium/Uranium evidence for early formation of the continental crust. *Science* **275**, 521-523.
- Takazawa E., Frey F. A., Shimizu N., and Obata M. (2000) Whole rock compositional variations in an upper mantle peridotite (Horoman, Hokkaido, Japan) : Are they consistent with a partial melting process? *Geochim. Cosmochim. Acta* **64**(4), 695-716.
- Tarantola A. and Valette B. (1982) Generalized non linear inverse problems solved using the last squares criterion. *Reviews of Geophysics and Space Physics* **20**(2), 219-232.
- Tatsumi Y., Hamilton D. L., and Nesbitt R. W. (1986) Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **29**, 293-309.
- Tatsumi Y., Shinjoe H., Ishizuka H., Sager W. W., and Klaus A. (1998) Geochemical evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology* **26**(2), 151-154.
- Taylor S. R. (1967) The origin and growth of continents. *Tectonophysics* **4**, 17-34.
- Taylor S. R. (1977) Island arc models and the composition of the continental crust. In *Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back-Arc basins*, Vol. 1 (ed. M. Talwani and W. C. Pitman), pp. 325-335. AGU.
- Taylor S. R. and McLennan S. M. (1985) *The continental crust : its composition and its Evolution*. Blackwell.
- Taylor S. R. and McLennan S. M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics* **33**(2), 241-265.
- Thirlwall M. F., Smith T. E., Graham A. M., Theodorou N., Hollings P., Davidson J. P., and Arculus R. J. (1994) High field strength element anomalies in arc lavas. *J. Petrol.* **35**(3), 819-838.
- Tiepolo M., Bottazzi P., Foley S., Oberti R., Vannucci R., and Zanetti A. (2001) Fractionation of Nb and Ta from Zr and Hf at mantle depths: the role of titanian pargasite and kaersusite. *J. Petrol.* **42**, 221-232.
- Tiepolo M., Vannucci R., Oberti R., Foley S., Bottazzi P., and Zanetti A. (2000) Nb and Ta incorporation and fractionation in titanian pargasite and kaersusite: crystal-chemical constraints and implications for natural systems. *Earth Planet. Sci. Lett.* **176**, 185-201.

- Tomlinson K. Y., Hughes D. J., Thurston P. C., and Hall R. P. (1999) Plume magmatism and crustal growth at 2.9 to 3 Ga in the Steep Rock and Lumby Lake area, Western Superior Province. *Lithos* **46**, 103-136.
- Totland M., Jarvis I., and Jarvis K. E. (1992) An assessment of dissolution techniques for the analysis of geological samples by plasma spectrometry. *Chem. Geol.* **95**, 35-62.
- Turner S., Hawkesworth C., Rogers N., Bartlett J., Worthington T., Hergt J., Pearce J., and Smith I. (1997) 238U-230Th disequilibria, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**(22), 4855-4884.
- Turner S. and Hawkesworth C. J. (1995) The nature of the subcontinental mantle : constraints from the major element composition of the continental flood basalts. *Chem. Geol.* **120**, 295-314.
- Ulmer P. (1989) The dependence of the Fe²⁺-Mg cation-partitioning between olivine and basaltic liquid on pressure, temperature and composition. *Contrib. Mineral. Petrol.* **101**, 261-273.
- Van der Wal D. and Bodinier J.-L. (1996) Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow. *Contrib. Mineral. Petrol.* **122**, 387-405.
- Vasseur G., Vernieres J., and Bodinier J.-L. (1991) Modelling of trace element transfer between mantle melt and heterogranular peridotite matrix. *J. Petrol. Spec. Vol. "Orogenic Lherzolites and Mantle Processes"*, 41-54.
- Vernieres J., Godard M., and Bodinier J.-L. (1997) A plate model for the simulation of trace element fractionation during partial melting and magma transport in the Earth's upper mantle. *J. Geophys. Res.* **102 (B11)**, 24771-24784.
- Vidal P., Chauvel C., and Brousse R. (1984) Large mantle heterogeneity beneath French Polynesia. *Nature* **307**, 536-538.
- Vidal P., Dupuy C., Barszczus H. G., and Chauvel C. (1987) Hétérogénéité du manteau et origine des basaltes des Marquises (Polynésie). *Bulletin de la Société Géologique de France* **11**(série 8), 633-642.
- Wade J. and Wood B. J. (2001) The earth's 'missing' niobium may be in the core. *Nature* **409**, 75-78.
- Wang L. W., Essene E. J., and Zang Y. (1999) mineral inclusions in pyrope crystals from garnet Ridge, Arizona, USA : implications for processes in the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.* **135**, 164-178.
- Ware N. G. and Reed S. J. B. (1973) Background corrections for quantitative electron microprobe analysis using a lithium drifted silicon X-ray detector. *J. Phys. E. Sci. Instrum.* **6**, 286-288.
- Wass S. Y. and Rogers N. W. (1980) Mantle metasomatism- precursor to continental alkaline volcanism. *Geochim. Cosmochim. Acta* **44**, 1811-1823.
- Watson B. E., Brenan J. M., and Baker D. R. (1990) Distribution of fluids in the continental mantle. In *Continental Mantle* (ed. M. A. Menzies), pp. 111-125. Clarendon Press.
- Watson E. B. and Ryerson F. J. (1986) Partitioning of zirconium between clinopyroxene and magmatic liquids of intermediate composition. *Geochim. Cosmochim. Acta* **50**, 2523-2526.
- Weaver B. L. (1991) The origin of ocean island basalt end-member compositions : trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.* **104**, 381-397.
- Wedepohl K. H. (1995) The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**(7), 1217-1232.
- Wendlandt R. F. (1990) Partitioning of niobium and tantalum between rutile and silicate melt. *Eos (Trans. Am. Geophys. Union)* **71**, 1658.

- Wendt J. I., Regelous M., Niu Y., Hekinian R., and Collerson K. D. (1999) Geochemistry of lavas from the Garrett Transform Fault: insights into mantle heterogeneity beneath the eastern Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.* **173**, 271-284.
- White W. M. and Duncan R. A. (1996) Geochemistry and Geochronology of the Society Islands : new evidence for deep mantle recycling. In *Isotope studies of crust Mantle evolution* (ed. B. A. H. S.R.), pp. 183-206. American Geophysical Union Monograph.
- White W. M. and Hofmann A. W. (1982) Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature* **296**, 821-825.
- Wilshire H. G., Nielson J. E., Pike J. E., Meyer C. E., and Schwarzman E. C. (1980) Amphibole-rich veins in lherzolite xenoliths, Dish Hill and Deadman lake, California. *Am. J. Sci.* **280**, 576-593.
- Wilshire H. G. and Shervais J. W. (1975) Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from Western United States: structural and textural relationships. *Phys. Chem. Earth* **9**, 257-272.
- Wolff J. A. (1984) Variation in Nb/Ta during differentiation of phonolitic magma, Tenerife, Canary Islands. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**, 1345-1348.
- Wood D. A., Joron J.-L., and Treuil M. (1979) A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.* **45**, 326-336.
- Wood D. A., Tarney J. A., and Weaver B. L. (1981) Trace element variations in Atlantic oceanic basalts and proterozoic dykes from northwest Scotland : their bearing upon the nature and geochemical evolution of the upper mantle. *Tectonophysics* **75**, 91-112.
- Woodhead J. D. (1996) Extreme HIMU in an oceanic setting : the geochemistry of Mangaia Island (Polynesia), and temporal evolution of the Cook-Austral hotspot. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **72**, 1-19.
- Wörner G., Beusen J.-M., Duchateau N., Gijbels R., and Schmincke H.-U. (1983) Trace element abundances and mineral/melt distribution coefficients in phonolites from the Laacher See Volcano (Germany). *Contribution to Mineralogy and Petrology* **84**, 152-173.
- Wyman D. A. (1999) A 2.7 Ga depleted tholeiite suite: evidence of plume-arc interaction in the Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Precambrian Research* **97**, 27-42.
- Xie Q. and Kerrich R. (1995) Application of isotope dilution for precise measurement of Zr and Hf in low-abundance samples and international reference materials by inductively coupled plasma mass spectrometry : implications for Zr (Hf)/REE fractionations in komatiites. *Chem. Geol.* **123**, 17-27.
- Xie Q., Kerrich R., and Fan J. (1993) HFSE/REE fractionations recorded in three komatiite-basalt sequences, Archean Abitibi greenstone belt : implications for multiple plume sources and depths. *Geochim. Cosmochim. Acta* **57**, 4111-4118.
- Xu Y., Menzies M. A., Vronn P., Mercier J. C., and Chuangyong L. (1998) Texture-temperature-geochemistry relationship in the upper mantle as revealed from spinel peridotite xenoliths from Wangqing, NE China. *J. Petrol.* **39**, 469-493.
- Yaxley G. M., Crawford A. J., and D.H. G. (1991) Evidence for carbonatite metasomatism in spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.* **107**, 305-317.
- Yi W., Halliday A. N., Alt J. C., Lee D. C., Rehkaemper M., Garcia M. O., and Su Y. (2000) Cadmium, indium, tin, tellurium, and sulfur in oceanic basalts : implications for chalcophile element fractionation in the Earth. *J. Geophys. Res.* **105**(B8), 18927-18948.

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1	: Comparaison des distribution des éléments trace normalisés au manteau primitif dans les OIB, les laves d'arcs et la croûte continentale.	p. 6
FIGURE 2	: Comportement sidérophile de Nb (Wood & Wade, 2001).	p. 10
FIGURE 3	: Contribution des différents composants au budget d'une péridotite totale en éléments trace (Bedini & Bodinier, 1999).	p. 15
FIGURE 4	: Illustration du modèle de plaque simulant un flux poreux réactif associé à l'érosion thermo-mécanique de la lithosphère inférieure (Bedini et al., 1997).	p. 16
FIGURE 5	: Carte géographique de la Polynésie française.	p. 93
FIGURE 6	: Carte des Australes Cook.	p. 94
FIGURE 7	: Evolution de l'âge des îles Australes Cook en fonction de la distance à MacDonal.	p. 95
FIGURE 8	: Caractéristiques isotopiques des Australes Cook.	p. 96
FIGURE 9	: Variations de la somme des alcalins en fonction de SiO ₂ dans les échantillons des Australes Cook.	p. 97
FIGURE 10	: Carte du Craton de Sao Francisco.	p. 100
FIGURE 11	: Carte du Craton Sino-Coréen.	p. 101
FIGURE 12	: Carte du Hoggar.	p. 103
FIGURE 13	: Carte du Massif Central Français.	p. 105
FIGURE 14	: Carte du Pérou.	p. 107
FIGURE 15	: Carte du Kaapvaal.	p. 109
FIGURE 16	: Distribution des éléments trace normalisés au manteau primitif dans les OIB.	p. 111-112
FIGURE 17	: Variations de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La en fonction de Nb (ppm). Symboles différents en fonction du type pétrographique.	p. 116
FIGURE 18	: Variations de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La en fonction de Nb (ppm). Symboles différents en fonction de l'île d'origine des OIB.	p. 117
FIGURE 19	: Variations intra-îles de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La en fonction de la variation globale de ces rapports au sein des OIB.	p. 119
FIGURE 20	: Carte isotopique couplée aux valeurs moyennes de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La au sein des OIB.	p. 121
FIGURE 21	: Variations de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La en fonction de Nb (ppm) au sein des MORB sélectionnés.	p. 122
FIGURE 22	: Distribution des éléments trace normalisés au manteau primitif dans les komatiites du Craton du Sao Francisco.	p. 124
FIGURE 23	: Distribution des éléments trace normalisés au manteau primitif dans les komatiites de Barberton et d'Abitibi.	p. 125
FIGURE 24	: Variations de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La en fonction de Nb (ppm) au sein des komatiites.	p. 126
FIGURE 25	: Variations de Nb/Ta, Nb/Th, Ta/La et La/Nb en fonction de l'âge des komatiites.	p. 127
FIGURE 26	: Variations de ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr et ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb en fonction de Nb/Th et Ta/La au sein des OIB.	p. 129
FIGURE 27	: Comparaison des variations de Nb/Th en fonction de Ta/La avec les caractéristiques isotopiques des OIB.	p. 130
FIGURE 28	: Variations de Nb/Th en fonction de Ta/La pour différents réservoirs.	p. 131
FIGURE 29	: Modèle d'évolution de Nb/Ta, Nb/Th, et Ta/La en fonction du	

	taux de fusion partielle.	p. 134
FIGURE 30	: Représentation schématique des composants participant à la formation des OIB.	p. 136
FIGURE 31	: Variations de Nb/Ta, Nb/Th, Ta/La et SiO ₂ en fonction de la somme des alcalins et de Mg# dans les échantillons de Tubuai.	p. 138
FIGURE 32	: Variations de Nb/Ta en fonction de la somme des alcalins et de Mg# dans différentes îles des Australes Cook.	p. 139
FIGURE 33	: Variations de la somme des alcalins en fonction de SiO ₂ dans les OIB. Symboles différents en fonction des valeurs de Nb/Ta.	p. 140
FIGURE 34	: Représentation schématique de l'érosion thermo-mécanique de la lithosphère à l'arrivée d'un panache mantellique.	p. 144
FIGURE 35	: Histogramme de distribution des valeurs de Nb/Ta, Nb/Th, et Ta/La dans les OIB, MORB et komatiites.	p. 149
FIGURE 36	: Distribution des éléments trace normalisés au manteau primitif dans les roches crustales du Brésil.	p. 151
FIGURE 37	: Distribution des éléments trace normalisés au manteau primitif dans les roches crustales du Craton Sino-Coréen, Hoggar et du Massif Central Français.	p. 152
FIGURE 38	: Distribution des éléments trace normalisés à la croûte supérieure moyenne dans les roches de croûte inférieure de chaque région étudiée (Craton Sino-Coréen, Hoggar, Massif Central Français).	p. 153
FIGURE 39	: Distribution moyenne des éléments trace normalisés au manteau primitif dans les roches crustales du Craton du Sao Francisco, du Craton Sino-Coréen, du Hoggar et du Massif Central Français.	p. 155
FIGURE 40	: Histogramme de distribution des valeurs de Nb/Ta, Nb/Th, et Ta/La dans la croûte continentale supérieure et inférieure et dans les laves d'arcs insulaires.	p. 157
FIGURE 41	: Variations de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La en fonction de Nb (ppm) au sein des roches crustales.	p. 160
FIGURE 42	: Distribution des éléments trace normalisés au manteau primitif dans les laves d'arcs des îles de Vanuatu, du Pérou et du Hoggar.	p. 162
FIGURE 43	: Distribution moyenne des éléments trace normalisés au manteau primitif dans les laves d'arcs étudiées au cours de cette étude et dans celles issus de la littérature.	p. 163
FIGURE 44	: Distribution moyenne des éléments trace normalisés au manteau primitif dans chaque type pétrographique les laves d'arcs du Pérou.	p. 164
FIGURE 45	: Variations de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La en fonction de Nb (ppm) au sein des laves d'arcs.	p. 166
FIGURE 46	: Variations de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La en fonction de Nb (ppm) au sein des laves d'arcs et des autres entités étudiées précédemment.	p. 168
FIGURE 47	: Variations de Nb/Ta en fonction de Nb/Th pour différents réservoirs.	p. 169
FIGURE 48	: Distribution des éléments trace normalisés aux laves d'arcs insulaires dans les roches crustales.	p. 174
FIGURE 49	: Variations de Nb/Th en fonction de U/Th dans les roches crustales.	p. 175
FIGURE 50	: Modèles de fusion partielle ou de cristallisation au sein des	

	arcs ou de la croûte continentale	p. 176
FIGURE 51	: Variations de Nb/Ta en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et de SiO_2 dans les roches crustales du Craton du Sao Francisco et du Kohistan.	p. 180
FIGURE 52	: Variations de Nb/Ta en fonction de Th/La dans les différentes entités étudiées.	p. 182
FIGURE 53	: Distribution des éléments trace normalisés au manteau primitif dans les xénolites mantelliques du Kaapvaal.	p. 187
FIGURE 54	: Distribution des éléments trace normalisés au manteau primitif dans les xénolites mantelliques du Hoggar.	p. 188
FIGURE 55	: Distribution des éléments trace normalisés au manteau primitif dans les xénolites mantelliques de Barhatny.	p. 188
FIGURE 56	: Variations de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La en fonction de La/Sm au sein des roches mantelliques.	p. 193
FIGURE 57	: Distribution des éléments trace normalisés au manteau primitif dans les carbonatites étudiées.	p. 194
FIGURE 58	: Histogramme de distribution des valeurs de Nb/Ta, Nb/Th, et Ta/La dans les roches de la lithosphère mantellique.	p. 196
FIGURE 59	: Comparaison des distribution des éléments trace normalisés au manteau primitif dans les xénolites mantelliques de haute ($>1100^\circ\text{C}$) et basse température du Massif Central Français.	p. 198
FIGURE 60	: Variations de Nb/Ta en fonction de la température d'équilibration au sein des xénolites du Kaapvaal.	p. 205
FIGURE 61	: Histogramme de distribution des valeurs de Nb/Ta, Nb/Th, et Ta/La dans les différentes entités étudiées.	p. 210
FIGURE 62	: Variations de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La en fonction de Nb (ppm), valeurs obtenues après inversion effectuée sur la Terre globale.	p. 215
FIGURE 63	: Contribution de chaque entité au budget terrestre global en Nb, Th, Ta, La.	p. 216
FIGURE 64	: Comparaison du coefficient de partage D_{Nb} (Noyau / Terre Silicatée) obtenu à partir des résultats de l'inversion à celui obtenu expérimentalement par Wade & Wood (2001), dans un diagramme log D (métal/silicate) en fonction de Log $f\text{O}_2$.	p. 217

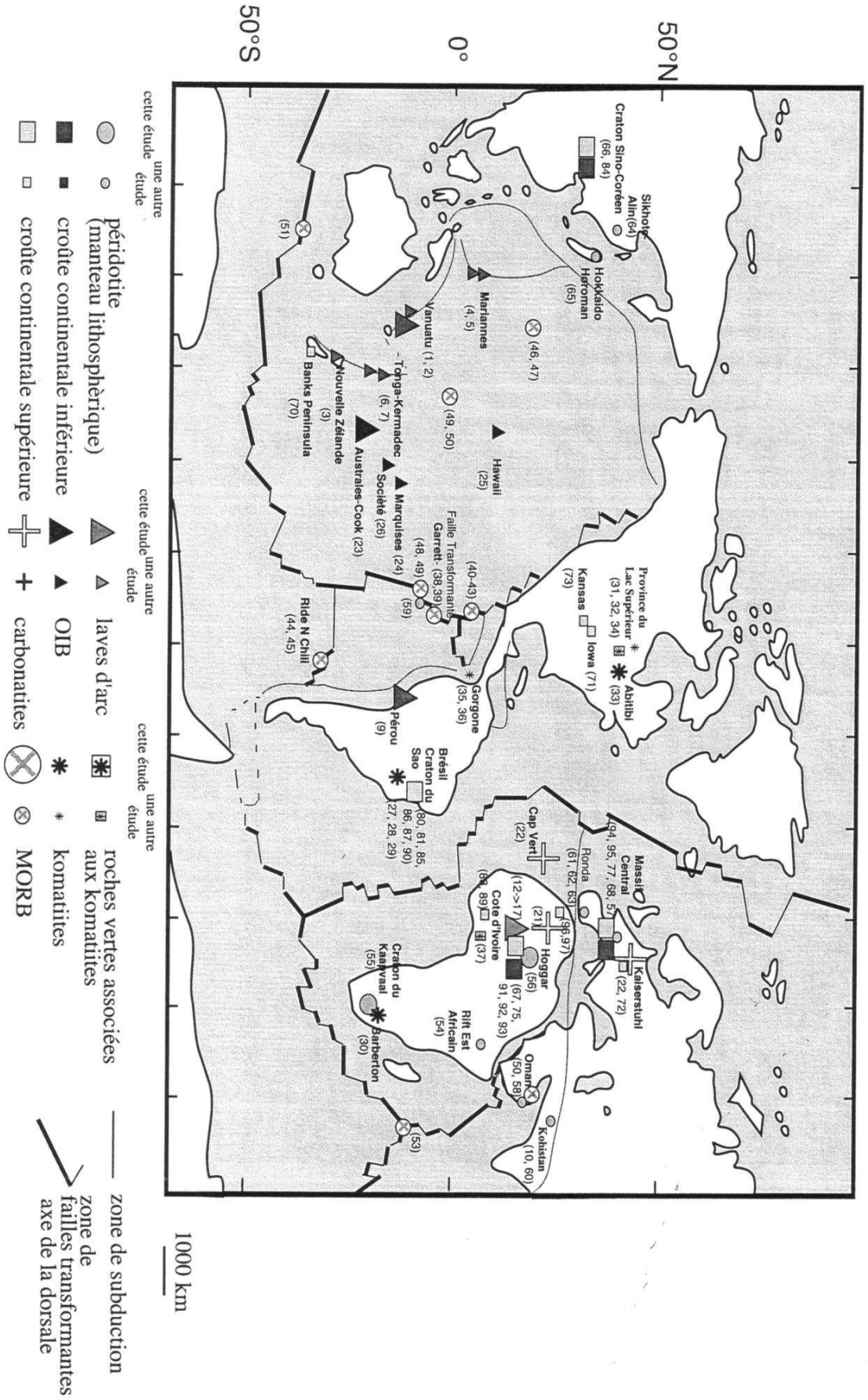
LISTE DES TABLEAUX

T1	: Interférences isobariques prises en compte à l'ICP-MS.	p. 86
T2	: Limites de détection obtenues à l'ICP-MS de Montpellier	p. 89
T3	: Résultats du calcul d'erreur à partir de la statistique de comptage pour un certain nombre de standards analysés par ICP-MS	p. 90
T4	: Moyennes, écart-types, et erreurs relatives obtenus après plusieurs analyses des standards à l'ICP-MS	p. 91
T5	: Valeurs de Nb, Ta, Th, La, Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La dans les OIB.	p. 113-115
T6	: Paramètres utilisés dans le modèle de fusion partielle d'une péridotite (légende figure 29).	p. 135
T7	: Comparaison des valeurs moyennes de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La, obtenues au sein des OIB en utilisant divers critères de sélection des échantillons.	p. 146
T8	: Calcul des concentrations de Nb, Ta et du rapport Nb/Ta dans la croûte continentale.	p. 159
T9	: Coefficients de partages utilisés pour le modèle de fusion ou de cristallisation au sein des arcs ou de la croûte continentale (légende figure 50).	p. 177
T10	: Calcul des concentrations de Nb, Ta et du rapport Nb/Ta au sein de la lithosphère continentale.	p. 213
T11	: Paramètres utilisés pour le modèle d'inversion.	p. 218

LISTE DES ANNEXES

- ANNEXE A** : Carte mondiale de la répartition des échantillons analysés ou compilés.
- ANNEXE B** : Tableau des références bibliographiques des échantillons analysés ou compilés.
- ANNEXE C** : Tableau des références des OIB analysés.
- ANNEXE D** : Compositions en éléments trace des OIB analysés.
- ANNEXE E** : Compositions en éléments majeurs des OIB analysés.
- ANNEXE F** : Tableau des références des komatiites analysées.
- ANNEXE G** : Compositions en éléments trace des komatiites analysées.
- ANNEXE H** : Compositions en éléments majeurs des komatiites analysées.
- ANNEXE I** : Tableau des références des échantillons de croûte supérieure analysés.
- ANNEXE J** : Compositions en éléments trace des échantillons de croûte supérieure.
- ANNEXE K** : Compositions en éléments majeurs des échantillons de croûte supérieure.
- ANNEXE L** : Tableau des références des des échantillons de croûte inférieure analysés.
- ANNEXE M** : Compositions en éléments trace des échantillons de croûte inférieure.
- ANNEXE N** : Compositions en éléments majeurs des échantillons de croûte inférieure .
- ANNEXE O** : Tableau des références des laves d'arc.
- ANNEXE P** : Compositions en éléments trace des laves d'arc.
- ANNEXE Q** : Compositions en éléments majeurs des laves d'arc.
- ANNEXE R** : Tableau des références des des échantillons de manteau lithosphérique.
- ANNEXE S** : Compositions en éléments trace des échantillons de manteau lithosphérique
- ANNEXE T** : Compositions en éléments majeurs des échantillons de manteau lithosphérique
- ANNEXE U** : Compositions en éléments majeurs des carbonatites.
- ANNEXE V** : Valeurs moyennes et écart-types de Nb, Ta, Th et La dans chaque région analysée.

ANNEXE A : Carte de la répartition des échantillons analysés ou sélectionnés dans la littérature.



ANNEXE C : Tableau des références des OIB analysés au cours de cette étude.

AGE	LOCALISATION 1	LOCALISATION 2	LOCALISATION 3	TYPE DE ROCHE	N°ECHANTILLON	N°ANALYSE	SÉRIE ICP	COLLECTEUR
	ARCHIPEL TUAMOTU	MURUROA		hawaïte	V359.2		209ah	H. Barcszus
	ARCHIPEL TUAMOTU	MURUROA		basalte picritique	V738.7		209ah	H. Barcszus
	ARCHIPEL TUAMOTU	MURUROA		hawaïte	V850.2		209ah	H. Barcszus
	ARCHIPEL TUAMOTU	GAMBIER		basalte/thoïeite	RB10E		209ah	H. Barcszus
	ARCHIPEL TUAMOTU	GAMBIER		thoïeite	RB7L		209ah	H. Barcszus
	ARCHIPEL TUAMOTU	GAMBIER		basalte/thoïeite	RB29D		209ah	H. Barcszus
	ARCHIPEL TUAMOTU	GAMBIER		thoïeite	KM7A		208af	H. Barcszus
	ARCHIPEL TUAMOTU	FANGATAUFA		basalte/thoïeite	FA608		208af	H. Barcszus
	ARCHIPEL TUAMOTU	FANGATAUFA		thoïeite	FA682.7		208af	H. Barcszus
	ARCHIPEL TUAMOTU	FANGATAUFA		thoïeite	FA808		208af	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	MANGAIA		thoïeite	MGA-106	7926	214aw	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	MANGAIA		basalte picritique	MGA-111	7929	204vp	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	MANGAIA		basalte	MGA-118	7934	214aw	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RIMATARA		basalte	RM1-03	7330	204vp	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	TUBUAI		phonolite	TB-006	8894	205vq	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	TUBUAI		tephrite phonolitique	TB-009	8897	205vq	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	TUBUAI		phonolite	TB-010		205vq	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	TUBUAI		nephelinite?	TB-042		205vq	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	TUBUAI		basalte	TB-052		205vq	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	TUBUAI		nephelinite	TB-061		205vq	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	TUBUAI		basalte/tephrite	TB-131		205vq	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	TUBUAI		thol	TBA-09		204vp	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	TUBUAI		nephelinite	TBA-107	7294	205vq	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	TUBUAI		basalte	TBA-109	7296	204vp	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	TUBUAI		basalte/thoïeite	TBA-11	7282	204vp	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	TUBUAI		basalte	TBA-16	7284	205vq	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	TUBUAI		basalte	RR20B	9670	213av	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RURUTU REC		basalte	RR1-13	7309	212au	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RURUTU REC		basalte/tephrite	RR1-15	7310	205vq	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RURUTU REC		basalte/tephrite	RR1-46	7321	218cs	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RURUTU REC		hawaïte	RR1-60	7325	205vq	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RURUTU ANC		basalte	RR01	9664	212au	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RURUTU ANC		basalte	RR03	9666	213av	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RURUTU ANC		basalte	RR1-32	7314	204vp	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RURUTU ANC		basalte	RR1-37	7317	204vp	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RURUTU ANC		basalte	RR1-130	7329	218cs	H. Barcszus

ANNEXE C (suite) : Tableau des références des OIB analysés au cours de cette étude.

AGE	LOCALISATION 1	LOCALISATION 2	LOCALISATION 3	TYPE DE ROCHE	N°ECHANTILLON	N°ANALYSE	SÉRIE ICP	COLLECTEUR
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAIVAVAE		basalte	RVV-130	7277	208af	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAIVAVAE		basalte	RVV-310		207ae	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAIVAVAE		basalte	RVV-312		208af	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAIVAVAE		neph/basanite/tephrite	RVV-316		208af	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAIVAVAE		basalte	RVV-318		207ae	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAIVAVAE		basalte	RVV-321		208af	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAIVAVAE		basalte	RVV-328		207ae	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAIVAVAE		basalte	RVV-340		207ae	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAIVAVAE		basalte	RVV-342		207ae	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAIVAVAE		basalte	RVV-343		207ae	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAIVAVAE		basalte	RVV-344		207ae	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAIVAVAE		basalte	RVV-362		218cs	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	MACDONALD		basalte picritique	RVV-370		207ae	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	MACDONALD		basalte/basanite	MCD-72	6972	204vp	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	MACDONALD		basalte	MCD-110	6980	214aw	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	MACDONALD		basalte	MCD-201	6983	214aw	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	MAROTIRI		basalte	MRT-01	6988	213av	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	MAROTIRI		basanite tephrite	MRT-002	6989	218cs	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	MAROTIRI		basalte	MRT-04	6991	213av	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	MAROTIRI		basalte	MRT-06	6993	213av	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	MAROTIRI		basalte	MRT-203	6996	213av	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	MAROTIRI		basalte	MRT-203 (bis)	6996	213av	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAPA		basalte	RP A-02	7258	204vp	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAPA		basalte	RP A-09	7259	218cs	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAPA		basalte	RP A-14	7260	218cs	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAPA		basalte	RP A-21	7261	218cs	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAPA		basalte	RA-23	3662	214aw	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAPA		neph/basanite tephrite	RA-24	3657	214aw	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAPA		basalte/basanite	RA-57	3663	214aw	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAP A		basalte picritique	RP A-31	7263	214aw	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAROTONGA		phonolite	RTG-102	9236	215bo	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAROTONGA		basalte/thol	RTG-104	9238,00	212au	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAROTONGA		basalte/basanite	RTG-106	9240,00	212au	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAROTONGA		basanite	RTG-107	9241,00	212au	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAROTONGA		basalte	RTG-114	9247,00	212au	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAROTONGA		basalte	RTG-117	9250,00	212au	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAROTONGA		basalte	RTG-130	9268	204vp	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAROTONGA		phonolite	RTG-135	9273	215bo	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	RAROTONGA		basalte/basanite	RTG-143	9581	212au	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	ATTU		basalte	ATTU115	7940	213av	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	ATTU		basalte	ATTU128	7943	204vp	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	ATTU		basalte	ATTU132		213av	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	AITUTAKI		nephelinite	AITT121	7989	209ah	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	AITUTAKI		nephelinite	AITT122	7990	205vq	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	AITUTAKI		basalte	AITT139	7999	213av	H. Barcszus
	ARCHIPEL AUSTRAL COOK	AITUTAKI		basalte	AITT146	8002	209ah	H. Barcszus

ANNEXE F : Tableau des références des komatities analysées au cours de cette étude.

TYPE	AGE	LOCALISATION 1	LOCALISATION 2	LOCALISATION 3	N°ECHANTILLON	N°ANALYSE	SÉRIE ICP	COLLECTEUR	
komatite	1,37	Brésil	Bloc du Gaviao	Faixa Greensstone	Ibitira-Ubiracaba	JC-R-711C	10442	367mj3	Jose Carlos Cunha
komatite	1,37	Brésil	Bloc du Gaviao	Faixa Greensstone	Ibitira-Ubiracaba	JC-R-711J	10443	343id7	Jose Carlos Cunha
komatite	1,37	Brésil	Bloc du Gaviao	Faixa Greensstone	Ibitira-Ubiracaba	JC-R-712	10444	344ie1	Jose Carlos Cunha
komatite	1,86	Brésil	Bloc du Gaviao	no greenstone belt de umburanas	Faz Tocadas	JC-R-702C	10438	367mj4	Jose Carlos Cunha
komatite	1,86	Brésil	Bloc du Gaviao	no greenstone belt de umburanas	Faz Tocadas	JC-R-702B	10437	343id10	Jose Carlos Cunha
komatite	1,86	Brésil	Bloc du Gaviao	no greenstone belt de umburanas	Faz Tocadas	JC-R-702A	10436	344ie3	Jose Carlos Cunha
komatite	3,16	Brésil	Bloc du Gaviao	Serra da Eguas	Serra da Eguas	JC-R-483P	10439	367mj12	Jose Carlos Cunha
komatite	3,16	Brésil	Bloc du Gaviao	Serra da Eguas	Serra da Eguas	JC-R-716A	10445	343id9	Jose Carlos Cunha
komatite	3,16	Brésil	Bloc du Gaviao	Serra da Eguas	Serra da Eguas	JC-R-483Q	10440	344ie2	Jose Carlos Cunha
Al depleted komatites	3,47Ga	South Africa	Barberton GrSIBelt	Komati Formation		B12	10431	367mj10	Y. Lahaye
Al depleted komatites	3,47Ga	South Africa	Barberton GrSIBelt	Komati Formation		B13	10432	367mj13	Y. Lahaye
Al depleted komatites	3,47Ga	South Africa	Barberton GrSIBelt	Komati Formation		B14	10433	367mj11	Y. Lahaye
Al depleted komatites	3,47Ga	South Africa	Barberton GrSIBelt	Komati Formation		B15	10434	367mj8	Y. Lahaye
Al depleted komatites	3,47Ga	South Africa	Barberton GrSIBelt	Komati Formation		B20	10435	367mj14	Y. Lahaye
Al undepleted komatites	2,7Ga	Canada	Abitibi GrSIBelt			M715	10428	367mj2	Y. Lahaye
Al undepleted komatites	2,7Ga	Canada	Abitibi GrSIBelt			M666	10429	367mj5	Y. Lahaye
Al undepleted komatites	2,7Ga	Canada	Abitibi GrSIBelt			M668	10430	367mj6	Y. Lahaye
Al undepleted komatites	2,7Ga	Canada	Abitibi GrSIBelt			M712	10427	367mj4	Y. Lahaye

ANNEXE G : Résultats des analyses ICP-MS des komatites étudiées au cours de cette étude.

N°	KOMATITES - DONNEES EN ELEMENTS TRACE OBTENUES A L'ICP-MS DE MONTPELLIER																											
	Rb	Sr	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	Nb/Ta	Nb/Th	Ta/La
JC-R-711C	0,45	18,0	2,67	0,295	0,060	15,7	4,9	1,73	0,73	3,00	0,59	0,174	0,90	0,150	1,09	0,247	0,71	0,108	0,697	0,122	0,104	0,020	1,32	0,077	0,045	14,9	3,8	0,004
JC-R-711I	1,03	4,5	3,06	0,46	0,038	33,8	16,0	29,1	2,67	8,14	1,19	0,279	1,01	0,167	1,02	0,192	0,53	0,077	0,500	0,079	0,090	0,030	3,46	0,185	0,195	15,3	2,5	0,002
JC-R-712	0,420	17,4	8,3	0,76	0,128	14,6	7,0	5,7	1,26	5,20	0,98	0,304	1,47	0,217	1,45	0,316	0,89	0,126	0,778	0,127	0,248	0,032	0,87	0,190	0,214	23,3	4,0	0,005
JC-R-702C	6,6	11,4	11,5	1,39	0,174	26,0	2,9	4,8	0,79	3,91	1,24	0,483	2,05	0,394	2,96	0,67	1,99	0,306	1,97	0,333	0,474	0,080	4,4	0,232	0,069	17,3	6,0	0,028
JC-R-702B	0,95	5,6	1,81	0,309	0,73	15,6	1,4	2,2	0,327	1,52	0,374	0,113	0,499	0,080	0,56	0,126	0,372	0,056	0,372	0,065	0,053	0,016	2,54	0,071	0,065	19,7	4,4	0,011
JC-R-702A	1,95	19,4	4,4	0,84	0,087	18,3	6,3	5,7	1,14	5,21	1,13	0,350	1,48	0,214	1,40	0,303	0,87	0,126	0,82	0,141	0,162	0,043	1,08	0,304	0,107	19,3	2,8	0,007
JC-R-483P	0,331	60,3	30,8	1,61	0,022	5,0	2,9	6,3	0,81	3,75	1,04	0,494	1,36	0,228	1,55	0,317	0,86	0,126	0,78	0,130	0,898	0,110	6,600	0,64	0,263	14,5	2,5	0,038
JC-R-716A	0,311	2,8	71,0	22,9	0,029	8,8	51,4	15,4	17,4	76,5	12,9	3,3	10,5	1,379	8,1	1,616	4,42	0,622	3,81	0,609	1,924	0,774	0,96	7,9	1,46	29,6	2,9	0,015
JC-R-483Q	0,278	9,2	21,1	1,09	0,068	8,1	1,4	3,0	0,50	2,80	0,87	0,390	1,39	0,243	1,73	0,379	1,08	0,163	1,08	0,18	0,643	0,073	0,70	0,187	0,060	15,0	5,8	0,051
B12	0,54	32,0	24,4	1,63	0,46	5,5	1,68	5,0	0,76	3,93	1,16	0,40	1,50	0,25	1,67	0,34	0,92	0,13	0,82	0,13	0,73	0,108	0,25	0,17	0,047	15,1	9,5	0,064
B13	0,30	30,2	23,4	1,47	0,26	36,6	1,63	4,7	0,70	3,63	1,04	0,38	1,38	0,23	1,55	0,31	0,85	0,12	0,76	0,12	0,69	0,097	0,49	0,17	0,043	15,2	8,7	0,060
B14	1,27	30,3	26,1	1,70	0,59	6,55	1,80	5,2	0,78	4,08	1,18	0,39	1,53	0,25	1,73	0,34	0,94	0,14	0,83	0,13	0,77	0,112	0,33	0,18	0,044	15,2	9,5	0,062
B15	0,28	16,9	15,3	0,99	0,17	12,0	1,17	3,36	0,47	2,44	0,71	0,27	0,93	0,16	1,04	0,21	0,56	0,08	0,50	0,08	0,45	0,064	0,27	0,11	0,023	15,5	9,3	0,055
B20	1,69	24,2	24,6	1,59	0,71	3,38	1,87	5,3	0,77	3,98	1,16	0,42	1,47	0,25	1,64	0,33	0,90	0,13	0,81	0,13	0,72	0,102	0,21	0,17	0,043	15,7	9,5	0,054
M715	0,66	3,63	8,7	0,27	0,37	0,93	0,31	0,92	0,15	0,89	0,35	0,14	0,55	0,10	0,73	0,16	0,44	0,07	0,42	0,07	0,28	0,017	0,06	0,03	0,009	15,8	10,9	0,055
M666	5,7	19,7	15,3	0,39	1,44	9,41	0,42	1,35	0,24	1,49	0,62	0,29	1,04	0,19	1,38	0,29	0,82	0,13	0,79	0,13	0,50	0,025	0,14	0,04	0,013	15,6	10,4	0,059
M668	2,55	13,2	18,0	0,58	0,67	14,2	0,64	1,87	0,31	1,80	0,69	0,27	1,12	0,21	1,48	0,32	0,89	0,13	0,85	0,14	0,57	0,035	0,14	0,05	0,016	16,3	11,3	0,056
M712	1,01	3,05	9,0	0,30	0,42	1,30	0,33	0,97	0,16	0,91	0,35	0,14	0,54	0,10	0,70	0,15	0,44	0,07	0,41	0,07	0,28	0,020	0,06	0,03	0,010	15,0	10,2	0,061

ANNEXE H : Analyses des éléments majeurs (%) des komatiites (Données extraites de Lahaye et al., 1995 et de Lahaye et Arndt, 1996).

N° échantillon	KOMATIITES*										
	B12	B13	B14	B15	B20	M715	M666	M668	M712		
SiO2	46,95	48,13	47,69	46,11	47,74	44,50	45,40	45,80	44,40		
TiO2	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,2	0,4	0,4	0,2		
Al2O3	4,43	4,12	4,32	2,98	4,33	4,3	7	8,6	3,7		
Fe2O3*	13,21	12,61	12,86	11,78	12,96	10,00	12,00	12,70	8,80		
MnO	0,20	0,19	0,19	0,20	0,21	0,15	0,17	0,16	0,16		
MgO	26,8	26,3	26,1	33,9	26,8	37,1	27,9	23,5	39,6		
CaO	7,89	8,14	8,24	4,7	7,35	3,5	6,5	7,8	2,8		
Na2O	0,05	0,05	0,1	0	0,1	nd	0,29	0,09	nd		
K2O	0,01	0,01	0,02	0	0,02	nd	0,1	0,04	0,01		
P2O5	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	nd	nd	0,02		
H2O-											
H2O+	5,69	5,36	5,09	8,76	5,66	10,5	6,5	6,4	10,2		
LOI											
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,8	99,7	99,1	99,7		

*RECALCULÉES SUR UN TOTAL DE 100% SANS VOLATILS

ANNEXE 1 : Tableau de références des roches de la croûte supérieure analysées au cours de cette étude.

LOCALISATION 1	LOCALISATION 2	LOCALISATION 3	TYPE DE ROCHE	N°ECHANTILLON	N°ANALYSE	SÉRIE ICP	COLLECTEUR
Bresil	Craton Sao Francisco	Sete Voltas	TTG(1) vieux gneiss gris	SV4	10382	236bh13	H.Martin
Bresil	Craton Sao Francisco	Sete Voltas	TTG(1) vieux gneiss gris	SV7	10384	236bh14	H.Martin
Bresil	Craton Sao Francisco	Sete Voltas	TTG(1) vieux gneiss gris	SV9	10385	237K13	H.Martin
Bresil	Craton Sao Francisco	Sete Voltas	TTG(1) vieux gneiss gris	SV11	10387	236kh6	H.Martin
Bresil	Craton Sao Francisco	Sete Voltas	TTG(2) jeunes gneiss gris	SV1R	10381	236bh11	H.Martin
Bresil	Craton Sao Francisco	Sete Voltas	TTG(2) jeunes gneiss gris	SV1R	10381	236bh12	H.Martin
Bresil	Craton Sao Francisco	Sete Voltas	TTG(2) jeunes gneiss gris	SV6	10383	237K14	H.Martin
Bresil	Craton Sao Francisco	Sete Voltas	TTG(2) jeunes gneiss gris	SV10	10386	236kh7	H.Martin
Bresil	Craton Sao Francisco	Sete Voltas	TTG(2) jeunes gneiss gris	SV27	10391	236kh5	H.Martin
Bresil	Craton Sao Francisco	Sete Voltas	TTG(2) jeunes gneiss gris	SV12	10388	236kh10	H.Martin
Bresil	Craton Sao Francisco	Sete Voltas	granodiorite à phénocr Pl	SV14	10389	236kh9	H.Martin
Bresil	Craton Sao Francisco	Sete Voltas	granodiorite à phénocr Pl	SV18	10390	236kh8	H.Martin
Bresil	Bloc du Gaviao	Massif Aracatu	Gneiss gris (3 types issus de fusion in situ)	ARA78	10392	224fw1	Matilda Alves Santos Pintos
Bresil	Bloc du Gaviao	Massif Aracatu	Gneiss gris (3 types issus de fusion in situ)	ARA78	10392	222do2	Matilda Alves Santos Pintos
Bresil	Bloc du Gaviao	Massif Aracatu	Gneiss gris (3 types issus de fusion in situ)	ARA81.3	10394	222do4	Matilda Alves Santos Pintos
Bresil	Bloc du Gaviao	Massif Aracatu	leucosome	ARA81.4	10393	222do3	Matilda Alves Santos Pintos
Bresil	Bloc du Gaviao	Massif de Bernada	orthogneiss	BER117	10398	221dn14	Matilda Alves Santos Pintos
Bresil	Bloc du Gaviao	Massif de Bernada	orthogneiss (tonalite)	BER120.1	10395	222do1	Matilda Alves Santos Pintos
Bresil	Bloc du Gaviao	Massif de Bernada	orthogneiss plus différencié	BER120.2	10397	221dn13	Matilda Alves Santos Pintos
Bresil	Bloc du Gaviao	Massif de Bernada	orthogneiss cyclopye basique	BER120.3	10396	221dn12	Matilda Alves Santos Pintos
Chine	Craton Sino-Coréen	Xuanhua	felcic granulite	M01	10415	237K15	Yigang Xu
Chine	Craton Sino-Coréen	Xuanhua	garnet granulite	M04	10416	237K16	Yigang Xu
Chine	Craton Sino-Coréen	Xuanhua	basic granulite	M05	10417	237K17	Yigang Xu
Chine	Craton Sino-Coréen	Xuanhua	felcic granulite	M08	10418	237K18	Yigang Xu
Chine	Craton Sino-Coréen	Xuanhua	basic granulite	M09	10419	237K19	Yigang Xu
Chine	Craton Sino-Coréen	Xuanhua	basic granulite	M11	10420	237K110	Yigang Xu
Chine	Craton Sino-Coréen	Xuanhua	garnet granulite	X10	10421	237K111	Yigang Xu
Chine	Craton Sino-Coréen	Xuanhua	felcic granulite	X11	10422	237K112	Yigang Xu
Chine	Craton Sino-Coréen	Xuanhua	basic granulite	X1	10423	362kg13	Yigang Xu
Chine	Craton Sino-Coréen	Xuanhua	basic granulite	X2-2	10424	237K113	Yigang Xu
Chine	Craton Sino-Coréen	Xuanhua	basic granulite	X2-3	10425	237K114	Yigang Xu
Chine	Craton Sino-Coréen	Xuanhua	felcic granulite	X2-8	10426	237K114	Yigang Xu
Algérie	Hoggar	In Zize synclinorium	Al-rich silty graywacke	1853 (7)	1853 (7)	222do9	R. Caby
Algérie	Hoggar	In Zize synclinorium	typical common graywackes	1855 (2)	1855 (2)	222do6	R. Caby
Algérie	Hoggar	Northern part of In Zize synclinorium	typical common graywackes	1866 (6)	1866 (6)	222do10	R. Caby
Algérie	Hoggar	Qualien	typical common graywackes	1871 (4)	1871 (4)	222do11	R. Caby
Algérie	Hoggar	Adrar	typical common graywackes	1885 (3)	1885 (3)	222do5	R. Caby
Algérie	Hoggar	Sebkha el Melah	typical common graywackes	1888 (5)	1888 (5)	222do7	R. Caby
Algérie	Hoggar	NW: Egalalis(A)	orthogneiss	3502	3502	225fr3	R. Caby
Algérie	Hoggar	NW: Egalalis(A)	orthogneiss	3492	3492	225fr4	R. Caby
Algérie	Hoggar	NW: Tiderjounine(B)	orthogneiss	3624	3624	225fr5	R. Caby
Algérie	Hoggar	NW: Tiderjounine(B)	orthogneiss	3495	3495	225fr6	R. Caby
Algérie	Hoggar	NW: Eastern Tanezrouft	granite alcalin	3542	3542	225fr7	R. Caby
Algérie	Hoggar	NW: Eastern Tanezrouft					

ANNEXE I (suite) : Tableau de références des roches de la croûte supérieure analysées au cours de cette étude.

LOCALISATION 1	LOCALISATION 2	LOCALISATION 3	TYPE DE ROCHE	N°ECHANTILLON	N°ANALYSE	SÉRIE TOP	COLLECTEUR
Algérie	Hoggar	central Hoggar-Timgouine area	granite percalalin pré-syn tecto	3631	3631	227ge8	R. Caby
Algérie	Hoggar	NW Hoggar- Taoudart area	granite percalalin post tecto	3733	3733	230ha8	R. Caby
Algérie	Hoggar	NW Hoggar- Taoudart area	granite percalalin post tecto	3734	3734	230ha9	R. Caby
France	Velay	bassin carbo Langenc	Psanmitte	FK2	10335	228gy1	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	Velay	Chanteuge	leptynite	FK3	10336	228gy2	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	Velay	A vant St Arcon	schiste	FK4	10337	228gy3	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	Velay	D215 versRay pic	schiste en enclave dans G.Velay	FK10	10338	228gy4	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	Velay	avant Vieille Brioude	granite d'anatexite de l'allochthone	FK1a	10339	228gy5	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	Velay	avant Langenc	anatexite à alicte leuco/melano bien marquée	FK1c	10340	228gy6	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	Velay	entre Bavat et Beaune	gneiss de l'autochthone	FK5	10341	228gy7	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	Velay	sortie Pradelles vers Langogne	orthogneiss domé du Velay	FK6	10342	228gy8	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	Velay	Pont de Labeaume	Leucogranite du Velay	FK7	10343	228gy9	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	Velay	D215 versRay pic, Peyreyre	Granite du Velay à Cord mais version homogène	FK9	10344	228gy10	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	Velay	D215 versRay pic	Granite Velay à Cord	FK11	10345	229gz1	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	Velay	D215 versRay pic	Granite Velay zone claire à grenat	FK12	10346	229gz2	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	Velay	D215 versRay pic	granodiorite (+ caco alc, origine + prof?)	FK13	10347	229gz3	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	Velay	D215 versRay pic	granodiorite (+ caco alc, origine + prof?)	FK13	10347	229gz4	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	Velay	Pont de Labeaume	anatexite d'orthogneiss	FK15a	10349	229gz5	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	Velay	Pont de Labeaume	leucosome à cord de l'anatexite d'orthogneiss	FK15b	10350	229gz6	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	N MCF		Schiste de la Sioule	FK16	10351	229gz7	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	N MCF		granite Maillot de montagne	FK17	10352	229gz8	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	N MCF		amphibolite prise dans G. Velay	FK8	10353	229gz9	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	Velay	entre St Pierre de Colombier et Barzet D26	nébulite(anatexite folia° tortueuse)	FK14	10348	229gz12	J.M Dauria, P. Munier, F.Kalfoun
France	Massif Central	Margeride	granite porphyroïde	ES 4	218 cs4		F. Lucarceau
France	Massif Central	Margeride	granite porphyroïde (type clair)	ES 6	218 cs5		F. Lucarceau
France	Massif Central	Margeride	granite	ES 8	197 lg7		F. Lucarceau
France	Massif Central	Velay	leucogranite	3608	3608	197 lg5	A. Leyreloup
France	Massif Central	Velay	leucogranite	3610	3610	217 cr13	A. Leyreloup
France	Massif Central	Velay	leucogranite	3613	3613	218 cs2	A. Leyreloup
France	Massif Central	Milllevaches	granite	7548	7548	197 lg6	Wicker
France	Massif Central	Milllevaches	granite	7549	7549	218 cs3	Wicker
France	Cevennes		schiste gresopellitique	KS2		197 lg8	R. Najoui

ANNEXE K : Analyses des éléments majeurs (%) des échantillon de croûte continentale supérieure du Hoggar (Données extraites de Cabry et al., 1977; Dostal et al., 1979)

N° échantillon	HOGGAR - SEDIMENTAIRE					HOGGAR - ORTHOgneiss					HOGG. - G. ALG.		HOGGAR - SYENITE			HOGGAR - GRANITE PERALCALIN					
	1853 (7)	1855 (2)	1866 (6)	1871 (4)	1885 (3)	1888 (5)	3502	3492	3624	3495	3542	3546	3629	3550	3539	3520	3519	3521	3631	3733	3734
SiO2	61,70	54,50	72,10	67,60	67,40	63,00	74,36	70,55	70,80	75,90	75,31	77,44	62,60	66,19	57,46	77,76	76,16	76,88	77,15	76,48	74,54
TiO2	0,80	0,70	0,50	0,90	0,50	0,80	0,10	0,37	0,12	0,36	0,21	0,04	0,60	0,08	0,04	0,20	0,20	0,22	0,11	0,16	0,19
Al2O3	17,2	13,2	13,8	13,7	14,7	14,4	12,7	12,5	13,1	12,0	11,5	12,4	17,5	16,5	23,2	10,8	11,4	11,2	11,9	11,3	11,6
Fe2O3*	6,10	6,90	3,30	5,00	5,50	6,00	1,48	5,36	3,46	2,00	3,39	0,97	3,28	2,85	1,58	2,68	2,43	2,19	1,69	2,42	3,03
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,03	0,11	0,05	0,03	0,05	0,02	0,1	0,12	0,07	0,11	0,1	0,1	0,05	0,03	0,03
MgO	2,5	4,1	1,2	2,2	1,6	2,6	0,18	0,28	0,51	0,18	0,02	0,05	0,38	0,06	0,02	0,08	0,1	0,1	0,01	0,15	0,12
CaO	3,7	8,6	1,5	2,5	0,9	2,8	0,77	0,93	1,7	0,3	0,3	0,56	1,85	0,76	0,93	0,18	0,13	0,12	0,21	0,3	0,55
Na2O	3,1	3,3	4,5	4,7	6,4	4,1	4,25	4,48	4,6	3,4	3,05	4,36	4,24	7,15	9,6	4,7	4,31	3,91	4,38	4,17	4,38
K2O	2,1	1,8	1,6	1,5	1,1	1,5	4,96	4,02	3,85	5,54	5,72	4	8,26	5,45	5,48	3,06	4,6	4,62	4,28	4,48	4,03
P2O5	0,1	0,2	0,1	0,3	0,2	0,2	0,05	0,13	0,58	0,09	0,02	0,03	0,06	0,03	0,01	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03
H2O-							0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	<0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	<0,02	0,06	0,16
H2O+							0,23	0,52	0,39	0,25	0,1	0,32	0,37	0,52	1	0,19	0,34	0,17	0,28	0,28	0,46
LOI	2,50	6,70	1,80	1,90	1,50	3,80															
Total	99,9	100,1	100,5	100,4	99,9	99,3	99,2	99,3	99,2	100,1	99,7	100,2	99,2	99,7	99,4	99,8	99,8	99,5	100,1	99,9	99,1

ANNEXE K (suite) : Analyses des éléments majeurs (%) des échantillon de croûte continentale supérieure du Massif Central Français;

N° échantillon	MASSIF CENTRAL - GRANITES - SCHISTE						
	ES 8	3608	3610	3613	7548	7549	KS2
SiO ₂	68,20	72,40	75,09	70,97	56,00		63,70
TiO ₂	0,46	0,18	0,19	0,23	0,95	1,35	0,83
Al ₂ O ₃	15,3	14,2	12,8	14,5	16,4		16,6
Fe ₂ O ₃ *	3,1	1,99	0,02	0,19	6,51	6,32	6,11
MnO	0,04	0,02	0,03	0,06	0,09		0,09
MgO	1,8	0,57	0,2	0,7	5,9		2,68
CaO	1,6	0,52	0,35	0,9	5,69		0,4
Na ₂ O	2,9	3,1	2,31	3,25	2,34		3,52
K ₂ O	5,53	5,03	5,6	4,67	4,68	4,05	2,77
P ₂ O ₅	0,24	0,26	0,1	0,35	0,43	0,51	0,3
H ₂ O-		0,29	0,16	0,22			
H ₂ O+		1,83	1,54	1,61			
LOI							
Total	99,2	100,4	98,4	97,7	99,0		97,0

ANNEXE K (suite) : Analyses des éléments majeurs (%) des échantillon de croûte continentale supérieure du Craton du Sao Francisco (Martin et al., 1997);

N° échantillon	CRATON SAO FRANCISCO SETE VOLTAS TTG - ORTHOGNEISS - GRANDIORITES																		
	SV4	SV7	SV9	SV11	SV1	SV6	SV10	SV27	SV12	SV14	SV18	ARA78	ARA78	ARA78	ARA81.3	ARA81.4	BER117	BER120.1	BER120.2
SiO ₂	66,12	71,57	70,62	65,63	70,77	70,58	73,89	71,80	73,57	72,02	73,15	72,55	72,55	71,21	73,34	74,78	74,22	74,36	60,49
TiO ₂	0,50	0,19	0,36	0,35	0,28	0,30	0,11	0,26	0,14	0,20	0,18	0,20	0,20	0,30	0,17	0,17	0,39	0,22	0,91
Al ₂ O ₃	16,7	16,5	15,7	17,4	16,0	15,7	14,7	15,6	14,9	15,9	14,8	15,4	15,4	15,6	14,8	13,9	13,0	13,9	16,0
Fe ₂ O ₃ *	4,78	1,9	2,96	4,87	2,45	2,46	1,21	2,32	1,49	1,72	1,76	1,65	1,65	2,46	1,75	1,47	3,39	1,66	8,44
MnO	0,09	0,04	0,05	0,08	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,21
MgO	1,38	0,4	0,77	1,09	0,62	0,63	0,21	0,55	0,25	0,35	0,29	0,37	0,37	0,67	0,39	0,3	0,59	0,37	2,6
CaO	4,11	2,54	2,81	4,14	2,26	2,3	1,41	1,93	1,55	1,89	1,63	2,12	2,12	2,17	1,62	1,14	2,19	1,44	4,37
Na ₂ O	5,13	5,26	5,4	5,39	5,54	5,44	4,77	5,62	4,92	5,63	5,13	4,91	4,91	5,43	4,76	3,82	4,41	3,87	4,79
K ₂ O	1,02	1,5	1,28	0,81	2	2,4	3,59	1,84	3,12	2,17	3	2,74	2,74	2,02	3,1	4,4	1,7	4,09	2,09
P ₂ O ₅	0,2	0,08	0,09	0,22	0,09	0,15	0,05	0,08	0,04	0,06	0,04	0,05	0,05	0,07	0,05	0,03	0,06	0,05	0,15
H ₂ O-											0,25								
H ₂ O+											0,02								
LOI	1,78	1,46	1,34	0,29	0,39	0,43	1,53	1,78	0,74	0,37	0,27	0,46	0,46	0,58	0,77	0,62	0,76	0,55	1,03
Total	101,8	101,5	101,3	100,3	100,4	100,4	101,5	101,8	100,7	100,4	100,5	100,5	100,5	100,6	100,8	100,6	100,8	100,5	101,0

ANNEXE 1 : Tableau des références des xénoolithes de base de croûte analysés au cours de cette étude.

LOCALISATION 1	LOCALISATION 2	LOCALISATION 3	TYPE DE ROCHE	N°ECHANTILLON	N°ANALYSE	SERIE ICP	COLLECTEUR
Algérie	Central Hoggar	Idelès	Charnockite pyroxénoïte	91-22	5516	221dn1	Leyreloup
Algérie	Central Hoggar	Idelès	Pyritclaste	91-C	5509	221dn2	Leyreloup
Algérie	Central Hoggar	Idelès	Pyritclaste	91-14	5514	221dn3	Leyreloup
Algérie	Central Hoggar	Idelès	Pyritclaste	91-10	5512	221dn5	Leyreloup
Algérie	Central Hoggar	Idelès	Pyritclaste	91-16	5515	221dn11	Leyreloup
Algérie	Central Hoggar	N'Addjer	Gneissose	144-3	5518	221dn6	Leyreloup
Algérie	Central Hoggar	N'Addjer	Pyritclaste	140-7	5517	221dn10	Leyreloup
Algérie	Central Hoggar	Idelès	Pyritclaste	91-11	5513	221dn8	Leyreloup
Algérie	Central Hoggar	Atakor	Al2SiO5-free garnet granulite	316	5519	221dn7	Leyreloup
Algérie	Central Hoggar	Idelès	Sillimanite-garnet-bearing paragneiss	91-D	5510	221dn9	Leyreloup
Algérie	Central Hoggar	Idelès	Sapphirine-bearing paragneiss	91-1	5511	221dn4	Leyreloup
China	Sino-Korean Craton	Hannuoba	felsic granulite	DO1	10403	362kg1	Yigang Xu
China	Sino-Korean Craton	Hannuoba	garnet granulite	DO6	10404	362kg2	Yigang Xu
China	Sino-Korean Craton	Hannuoba	basic granulite	D22	10405	362kg3	Yigang Xu
China	Sino-Korean Craton	Hannuoba	felsic granulite	D34	10406	362kg4	Yigang Xu
China	Sino-Korean Craton	Hannuoba	basic granulite	D36	10407	362kg5	Yigang Xu
China	Sino-Korean Craton	Hannuoba	basic granulite	D39	10408	362kg6	Yigang Xu
China	Sino-Korean Craton	Hannuoba	garnet granulite	DM7	10409	362kg7	Yigang Xu
China	Sino-Korean Craton	Hannuoba	felsic granulite	JSB20	10410	362kg8	Yigang Xu
China	Sino-Korean Craton	Hannuoba	basic granulite	DM4	10411	362kg9	Yigang Xu
China	Sino-Korean Craton	Hannuoba	basic granulite	DM5	10412	362kg10	Yigang Xu
China	Sino-Korean Craton	Hannuoba	basic granulite	DM15	10413	362kg11	Yigang Xu
China	Sino-Korean Craton	Hannuoba	basic granulite	DM12	10414	362kg12	Yigang Xu
France	Massif Central	Velay-Bournac	Paragneiss Khondalio-Kinzigitique	BAL1200	3221	197fg4	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	Paragneiss Khondalio-Kinzigitique	BAL104	2846	226fy2	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	Paragneiss Khondalio-Kinzigitique	BAL104	2846	226fy2rpt	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	Paragneiss Khondalio-Kinzigitique	BAL104	2846	230ha5	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	Paragneiss Khondalio-Kinzigitique	BAL104	2846	230ha5RPT	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	Paragneiss Khondalio-Kinzigitique	BAL1207	3188	230ha7	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	Paragneiss Khondalio-Kinzigitique s.s.	BAL1207	3188	230ha7RPT	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	Paragneiss Khondalio-Kinzigitique s.s.	BAL101	3205	226fy6	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	Paragneiss Khondalio-Kinzigitique s.s.	BAL101	3205	230ha6	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	Paragneiss Khondalio-Kinzigitique s.s.	BAL101	3205	230ha6RPT	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	leucosome granulitique concordant avec le litage	BAL10	3891	230ha4	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	leucosome granulitique concordant avec le litage	BAL10a	3895	230ha3	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	Pyritclaste	BAL602	2603	226fy5	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	Gneiss charnockitique à tendance enderbitique	BAL802	2849	226fy3	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	Pyritclaste S.S.	BAL106	3182	226fy11	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	Pyritclaste	BAL19	3196	226fy9	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	Pyritclaste quartzifère	BAL1300	3213	226fy7	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	Pyritclaste quartzifère	BAL1300	3213	230ha2	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	Pyritclaste S.S.	BAL1201	3219	197fg3	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	Pyritclaste	BAL1122	3858	226fy10	Leyreloup
France	Massif Central	Velay-Bournac	Pyritclaste	BAL1122	3858	226fy16	Leyreloup
France	Massif Central	Escandorgue- Lodevois	pyritclaste à pergasite brune (altérée par le PMP)	ES14	3211	226fy4	Leyreloup
France	Massif Central	Escandorgue- Lodevois	Pyritclaste	GIR1	5924	226fy1	Leyreloup
France	Massif Central	Escandorgue- Lodevois	Pyritclaste	GIR1	5924	226fy1rpt	Leyreloup

ANNEXE N : Analyses des éléments majeurs (%) des xénoolithes de base de croûte continentale du Hoggar et du Massif Central Français(Leyreloup et al., 1982; Leyreloup, 1992).

Sample Reference	MASSIF CENTRAL - BASE DE CROÛTE																
	3221	2846	3188	3205	2603	2849	3182	3196	3213	3219	3858	3211	5924	59,00	63,97	58,75	
SiO ₂	59,00	63,97	58,75	57,29	47,57	67,15	48,83	50,66	51,64	50,70	49,10	49,50	51,68	1,4	0,4	1,4	
TiO ₂	1,4	0,4	1,4	1,1	0,8	0,7	1,8	1,4	1,2	0,7	1,6	0,7	0,3	19,5	16,9	19,1	
Al ₂ O ₃	19,5	16,9	19,1	20,3	16,4	15,5	16,2	16,0	15,5	16,6	19,4	17,6	16,6	10,27	6,3	9,25	
Fe ₂ O ₃ *	10,27	6,3	9,25	9,15	10,2	4,3	12,52	12,66	12,57	8,25	9,62	10,68	8,6	0,15	0,094	0,13	
MnO	0,15	0,094	0,13	0,15	0,154	0,061	0,14	0,15	0,15	0,13	0,13	0,17	0,137	3,73	3,04	2,9	
MgO	3,73	3,04	2,9	3,51	10,55	0,93	5,71	8,92	8,76	8,02	6,44	9,4	8,6	0,91	2,02	1,5	
CaO	0,91	2,02	1,5	1,32	10,38	2,94	7,88	6	5,35	9,88	8,21	9,35	10,09	0,7	2,4	1,55	
Na ₂ O	0,7	2,4	1,55	2,27	1,39	2,5	1,99	2,06	2,72	2,19	2	1,86	2,27	2,82	3	2,82	
K ₂ O	2,82	3	2,82	3,18	0,09	3,2	0,35	0,3	0,43	0,32	1,62	0,11	0,16	0,11	0,05	0,09	
P ₂ O ₅	0,11	0,05	0,09	0,09	0,12	0,13	0,15	0,24	0,18	0,15	0,54	0,13	0,18	0,13	0,13	0,43	
H ₂ O-	0,13	0,13	0,43	0,32	0,93	0,83	2,16	0,76	0,75			0,11	0,2	0,3	0,3	1,18	
H ₂ O+	0,3	0,3	1,18	0,82	1,67	0,9	2,79	1,55	1,22			0,59	0,33	1,76	1,91	2,80	
LOI	1,76	1,91	2,80	0,67	0,62	3,16	1,33	0,65	1,24	0,25	0,93	0,77	2,68	100,3	100,4	101,9	
Total	100,3	100,4	101,9	100,1	100,9	102,3	101,8	101,3	101,6	97,2	99,5	101,0	101,9				
HOGGAR - BASE DE CROÛTE																	
Sample Reference	91-22	91-C	91-14	91-10	91-16	144-3	140-7	91-11	316	91-D	91-1	91-1	91-1	50,15	52,00	52,30	
SiO ₂	50,15	52,00	52,30	50,39	55,65	56,86	49,87	52,26	64,23	63,11	64,20	64,20	64,20	0,79	0,48	1	
TiO ₂	0,79	0,48	1	1,29	0,59	1,16	2,0	1,1	1,0	1,3	1,0	1,0	1,0	10,1	17,5	19,4	
Al ₂ O ₃	10,1	17,5	19,4	16,8	20,4	16,1	15,4	18,8	15,5	18,5	15,2	15,2	15,2	11,06	7,98	7,49	
Fe ₂ O ₃ *	11,06	7,98	7,49	10,51	5,49	9,7	12,69	9,45	9,81	9,63	9,35	9,35	9,35	0,21	0,14	0,12	
MnO	0,21	0,14	0,12	0,18	0,08	0,13	0,18	0,16	0,12	0,12	0,15	0,15	0,15	14,75	8,69	5,59	
MgO	14,75	8,69	5,59	6,68	2,81	4,74	6,4	4,38	2,38	2,45	3,15	3,15	3,15	10,92	9,25	8,79	
CaO	10,92	9,25	8,79	8,91	8,36	6,27	9,22	8,14	1,43	1,26	1,85	1,85	1,85	1,36	2,92	3,41	
Na ₂ O	1,36	2,92	3,41	2,77	5	3,03	3,01	3,59	2,69	1,62	1,52	1,52	1,52	0,14	0,38	0,55	
K ₂ O	0,14	0,38	0,55	0,52	0,67	0,96	0,49	0,83	2	1,71	1,17	1,17	1,17	0,08	0,08	0,1	
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,1	0,39	0,24	0,22	0,39	0,24	0,09	0,09	0,15	0,15	0,15	0,44	0,48	0,84	
H ₂ O-	0,44	0,48	0,84	0,33	0,72	0,21	0,41	0,25	0,07	0,41	1,44	1,44	1,44	100,0	99,9	99,5	
H ₂ O+	100,0	99,9	99,5	98,8	100,0	99,3	100,1	99,2	99,2	100,2	99,2	99,2	99,2				
LOI	0,44	0,48	0,84	0,33	0,72	0,21	0,41	0,25	0,07	0,41	1,44	1,44	1,44				
Total	100,0	99,9	99,5	98,8	100,0	99,3	100,1	99,2	99,2	100,2	99,2	99,2	99,2				

ANNEXE O : Tableau de références des laves d'arc analysées au cours de cette étude.

AGE	LOCALISATION 1	LOCALISATION 2	LOCALISATION 3	TYPE DE ROCHE	NECHANTILLON	N°ANALYSE	SÉRIE ICP	COLLECTEUR
PiloIV	Nelles Hébrides	Futuna			FMa2		219	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Nelles Hébrides	Futuna			FM65		219	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Nelles Hébrides	Aneityum (Anatom)			Ay42		219	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Nelles Hébrides	Aneityum (Anatom)			Ay49		219	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Nelles Hébrides	Erromango			E40		219	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Nelles Hébrides	Erromango			E46		219	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Nelles Hébrides	Erromango			E53		219	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Nelles Hébrides	Efate			V60		219	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Nelles Hébrides	Tanna			Ta153		343id1	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Nelles Hébrides	Tanna			Ta60		344ie7	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Nelles Hébrides	Erromango			Ert16		343id2	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Nelles Hébrides	Erromango			Ert14		344ie8	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Nelles Hébrides	Erromango			Epi26		343id4	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Nelles Hébrides	Epi			Epi3		343id5	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Nelles Hébrides	Epi			Epi30		343id6	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Nelles Hébrides	Epi			Epi8		344ie4	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Nelles Hébrides	Epi			Epi9		344ie5	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Nelles Hébrides	Epi			Epi23		344ie6	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Nelles Hébrides	Epi			Epi17		343id12	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Nelles Hébrides	Epi			Epi14		344ie9	Rocca 1978 & Dupuy et al., 1982
PiloIV	Pérou Méridional	gpe Arequipa zone A1 : Volcan Chachani		And. Bas.	26	1691	347iw10	Lefevre, 1979
PiloIV	Pérou Méridional	gpe Arequipa zone A1 : Volcan Chachani		And.	33	1696	346iv1	Lefevre, 1979
PiloIV	Pérou Méridional	gpe Arequipa zone A1 : Volcan Chachani		And.	7	1721	346iv2	Lefevre, 1979
PiloIV	Pérou Méridional	gpe Arequipa zone A1 : Volcan Chachani		And.	27	1712	346iv3	Lefevre, 1979
PiloIV	Pérou Méridional	gpe Arequipa zone A1 : Volcan Chachani		Dacite	28	1715	347iw7	Lefevre, 1979
PiloIV	Pérou Méridional	gpe Arequipa zone A1 : Volcan Chachani		And. Bas.	48	1717	347iw11	Lefevre, 1979
PiloIV	Pérou Méridional	gpe Arequipa zone A1 : Senal Condori		And. Bas.	49	1723	347iw12	Lefevre, 1979
PiloIV	Pérou Méridional	gpe Arequipa zone A1 : Senal Condori		And.	47	1690	346iv4	Lefevre, 1979
PiloIV	Pérou Méridional	gpe Arequipa zone A1 : Senal Condori		Dacite	59	1676	347iw8	Lefevre, 1979
PiloIV	Pérou Méridional	gpe Barroso zone A2		And.	26	1683	348ix6	Lefevre, 1979
PiloIV	Pérou Méridional	gpe Barroso zone A2		And.	254	1684	346iv5	Lefevre, 1979
PiloIV	Pérou Central	Region d'Ayacucho		And. Bas.	458	2609	348ix7	Lefevre, 1979
PiloIV	Pérou Central	Region d'Ayacucho		And. Bas.	7370	2632	348ix8	Lefevre, 1979
PiloIV	Pérou Central	Region d'Ayacucho		And.	463	2615	346iv7	Lefevre, 1979
PiloIV	Pérou Central	Avant Cerros		And. Bas.	366	2856	348ix9	Lefevre, 1979
PiloIV	Pérou Central	Cerro Punamajana		And. Bas.	367	2857	348ix10	Lefevre, 1979
PiloIV	Pérou Central	Cerro Punamajana		And. Bas.	386	2860	348ix11	Lefevre, 1979
PiloIV	Pérou Central	Campo Cello Bonete		And.	362	2854	347iw6	Lefevre, 1979
PiloIV	Pérou Central	Cerro Cuncacuccho		And.				

ANNEXE Q : Analyses des éléments majeurs (%) des laves d'arc du Pérou (Données extraites de la thèse de Lefèvre, 1979).

N° échantillon	ARC-VANUATU																			
	FMA2	FM65	Ay42	Ay49	E40	E46	E53	V60	Ta153	Ta60	Er16	Er14	Epi26	Epi3	Epi30	Epi8	Epi9	Epi23	Epi17	Epi14
SiO ₂	51,38	53,72	48,84	50,00	53,96	49,46	51,25	47,70	45,10	49,68	48,72	48,41	55,44	62,99	60,88	48,39	49,55	50,07	60,88	49,74
TiO ₂	1,1	1,0	0,9	0,8	0,6	0,6	0,7	1,0	0,9	0,7	0,6	0,65	0,65	0,78	0,88	0,59	0,63	0,8	0,7	0,9
Al ₂ O ₃	17,54	17,59	15,54	17,32	19,6	17,4	18	18,94	19,14	15,87	18,7	15,57	15,43	15,43	15,02	12,99	14,77	17,18	16,02	17,43
Fe ₂ O ₃	3,63	3,94	4,82	5,04	3,52	3,48	3,51	4,49	3,86	6,93	5,95	7,15	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50
FeO	4,88	3,96	5,98	5,34	4,42	7,04	6,90	6,36	8,39	3,74	4,68	3,30	6,98	5,25	6,21	8,30	8,59	8,90	5,19	9,68
MnO	0,16	0,16	0,2	0,19	0,17	0,19	0,18	0,2	0,22	0,182	0,19	0,2	0,15	0,13	0,16	0,18	0,19	0,19	0,12	0,21
MgO	4,84	4,34	7,16	4,57	2,87	6,92	4,49	4,68	6,55	6,47	4,95	7,65	4,93	4,37	5,05	11,63	9,21	5,73	2,89	4,69
CaO	10,22	8,76	11,9	10,32	8,27	12,13	9,66	11,08	11,58	11,42	10,95	12,98	9,03	4,37	5,05	11,63	11,87	10,75	5,99	10,22
Na ₂ O	2,6	2,98	2,3	2,7	3,02	2,02	2,97	2,71	1,7	2,24	2,24	1,77	2,41	3,3	3,51	2,09	2,49	2,55	3,63	3,05
K ₂ O	1,48	1,43	0,67	0,76	1,29	0,62	0,61	1,14	0,14	0,6	0,85	0,88	2,11	4,11	3,62	0,82	0,8	1,38	3,02	1,11
P ₂ O ₅	0,31	0,3	0,17	0,2	0,24	0,14	0,18	0,45	0,11	0,18	0,17	0,16	0,14	0,36	0,43	0,19	0,17	0,33	0,27	0,33
H ₂ O-	1,84	0,89	0,7	1,3	1,33	0,39	0,48	0,33	0,48	1,22	1,01	0,93	0,33	1,59	0,77	0,3	0,11	0,38	0,38	0,24
H ₂ O+	0,1	0,16	0,36	0,64	0,5	0,03	0,1	0,09	0,69	0,96	0,37	0,65	1,07	0,32	0,26	0,09	0,09	0,07	0,46	0,07
Total	100,04	99,2	99,5	99,2	99,8	100,4	99,1	99,1	98,9	100,2	99,4	100,3	100,2	102,0	100,9	99,4	100,0	99,8	101,1	99,1
PEROU																				
N° échantillon	26	33	7	27	28	48	49	47	59	246	254	458	7370	463	366	367	386	362		
SiO ₂	56,60	59,81	57,63	61,42	63,02	56,82	55,57	60,75	64,07	59,40	62,53	54,64	53,70	57,50	56,66	61,86	55,59	57,90		
TiO ₂	1,1	0,9	1,0	0,7	0,6	0,9	0,9	0,7	0,5	1,4	0,7	1,4	1,6	1,4	1,3	0,9	1,2	1,0		
Al ₂ O ₃	17,5	16,3	16,62	17,1	17,08	17,9	17,84	17,14	16,9	15,5	16,05	15,5	15,35	15,08	17,73	16,69	18,69	17,94		
Fe ₂ O ₃ *	3,76	3,46	3,72	2,98	1,77	5,09	3,82	4,42	3,16	2,88	3,70	4,46	2,73	2,99	3,00	4,63	4,88	3,55		
FeO	3,43	2,55	3,12	1,93	2,50	2,43	3,50	1,37	1,12	3,50	1,18	2,70	4,63	3,53	2,82	0,75	1,58	1,84		
MnO	0,1	0,09	0,09	0,08	0,08	0,1	0,12	0,12	0,09	0,1	0,06	0,11	0,09	0,1	0,15	0,07	0,08	0,1		
MgO	4,16	3,36	4,02	2,21	1,56	2,72	3,43	1,77	1,01	3,47	4,4	6,12	5,7	4,91	0,32	0,57	0,66	1,66		
CaO	6,56	5,32	6,36	4,5	4,02	6,19	7,02	5,12	4,08	5,37	4,4	7,35	6,41	5,63	6,15	3,83	6,39	5,65		
Na ₂ O	4,28	3,87	4,22	4,21	4,44	4,28	3,92	4,29	4,71	4,11	4	3,79	4,31	4,32	4,16	3,51	4,22	4,25		
K ₂ O	2,02	2,8	2,18	3,08	3,26	2,12	1,92	2,28	2,62	2,95	3,73	2,27	2,17	2,84	2,96	3,08	2,14	2,63		
P ₂ O ₅	0,34	0,35	0,36	0,27	0,3	0,37	0,33	0,3	0,29	0,5	0,27	0,5	0,61	0,51	0,53	0,33	0,37	0,46		
H ₂ O-	0,15	1,3	0,29	1	0,87	0,54	1,02	0,98	0,86	0,16	0,62	0,82	1,21	0,44	3,2	1,62	2,4	2,18		
H ₂ O+	0	0,13	0,15	0,2	0,04	0,3	0,47	0,45	0,1	0,11	0,25	0,25	1,02	0,37	0,51	1,33	0,96	0,6		
Total	99,97	100,3	99,8	99,7	99,6	99,8	99,9	99,6	99,6	99,44	99,72	99,89	99,57	99,62	99,47	99,17	99,12	99,74		

ANNEXE Q (suite) : Analyses des éléments majeurs (%) des laves d'arc du Pérou (Données extraites de la thèse de Lefèvre, 1979).

N° échantillon	PEROU														
	85	89	109	84	93	7375	7372	7365	7374	7363	450	452			
SiO ₂	50,08	51,29	48,66	54,76	52,78	54,44	58,50	54,52	55,81	60,22	67,80	64,65			
TiO ₂	1,2	1,1	1,0	1,1	0,9	1,3	1,5	1,6	1,7	1,15	0,8	1,1			
Al ₂ O ₃	16,94	16,05	14,22	16,84	15,76	15,63	15,55	15,47	15,37	15,2	15,04	16,52			
Fe ₂ O ₃	4,84	3,93	5,45	5,75	4,02	4,62	5,45	5,23	5,93	4,88	2,89	2,67			
FeO	4,92	4,62	3,40	1,50	5,02	2,68	0,66	1,50	0,75	0,34	0,23	0,46			
MnO	0,21	0,11	0,14	0,05	0,16	0,12	0,04	0,07	0,07	0,07	0,03	0,04			
MgO	4,76	4,55	8	2,83	5,44	5,18	2,07	3,94	3,12	3,03	0,54	0,82			
CaO	9,44	7,38	10,52	7,39	8,26	7,49	4,39	5,69	5,88	3,65	1,71	2,91			
Na ₂ O	3,03	2,8	2,22	3,25	2,81	3,9	4,76	4,45	4,73	4,66	4,6	5,36			
K ₂ O	2,49	3,38	2,24	3,87	2,79	2,51	3,83	3,21	3,92	3,95	4,39	4,32			
P ₂ O ₅	0,51	0,45	0,46	0,44	0,42	0,61	0,76	0,8	0,97	0,54	0,38	0,52			
H ₂ O-	0,67	3,01	2,25	1,52	0,79	0,67	0,99	2	0,72	0,91	0,95	0,5			
H ₂ O+	0,17	0,69	0,63	0,62	0,22	0,11	0,49	1	0,36	0,91	0,25	0,12			
LOI															
Total	99,3	99,4	99,2	99,9	99,4	99,3	98,9	99,5	99,3	99,5	99,6	100,0			
PEROU															
N° échantillon	192	194	190	219	372	383	439	378	436	68	333	278	321	276	63
SiO ₂	55,40	57,09	68,02	62,19	52,94	55,04	53,86	58,64	61,57	55,66	58,14	60,25	59,04	60,22	65,43
TiO ₂	0,9	0,8	0,4	0,61	0,9	1,1	1,2	0,9	1,0	1,3	1,1	1,0	0,9	1,2	0,5
Al ₂ O ₃	17,43	17,51	14,48	15,46	17,77	17,74	17,73	17	16,6	16,51	16,32	15,78	17,05	15,04	16,37
Fe ₂ O ₃	4,75	3,44	1,67	4,53	3,36	4,03	4,15	3,26	4,35	4,85	6,12	5,12	4,34	3,56	3,81
FeO	2,13	3,42	1,58	0,67	3,79	3,50	4,78	2,60	0,55	3,97	0,61	0,76	2,50	2,25	0,80
MnO	0,12	0,12	0,08	0,1	0,11	0,13	0,16	0,09	0,1	0,13	0,07	0,07	0,08	0,09	0,04
MgO	3,47	3,89	1,35	1,66	1,76	3,34	4,06	2,84	1,12	3,26	1,17	1,95	2,72	3,23	0,56
CaO	6,8	7,46	2,3	4,37	6,82	7,39	7,77	5,07	3,35	6,16	6	5,34	5,83	5,32	3,22
Na ₂ O	3,06	3,51	4,2	3,33	4,14	3,55	3,7	4,02	4,74	3,57	3,86	4,48	3,74	3,86	4,27
K ₂ O	2,05	0,91	3,35	2,89	1,08	1,96	1,4	2,52	3,55	2,57	3,35	3,42	2,38	3,05	3,39
P ₂ O ₅	0,26	0,23	0,15	0,22	0,27	0,3	0,27	0,25	0,42	0,34	0,47	0,49	0,29	0,53	0,23
H ₂ O-	2,9	1,56	1,67	1,77	5,67	1,55	0,7	1,88	0,96	0,81	2,3	1,17	0,67	0,82	1,21
H ₂ O+	0,32	0,43	0,28	1,36	1,11	0,18	0,75	0,33	0,7	0,81	0,45	0,41	0,86	0,23	0,16
LOI															
Total	99,6	100,3	99,5	99,2	99,8	99,8	100,5	99,4	99,0	99,9	100,0	100,3	100,4	99,4	100,0

ANNEXE Q (suite) : Analyses des éléments majeurs (%) des laves d'arc du Hoggar .

N° échantillon	HOGGAR - ANCIEN ARC (THOLEITTIQUE & CALCO-ALCALIN)													
	4738	4670	4673	4667	2987	2991	2027	2037	5389	5390	5356	4738	4670	4673
SiO ₂	56,46	46,79	53,66	51,03	49,60	54,80	48,30	51,50	58,96	66,77	49,24	56,46	46,79	53,66
TiO ₂	0,8	1,5	1,3	1,4	0,7	1,1	1,9	1,0	0,8	0,5	1,6	0,8	1,5	1,3
Al ₂ O ₃	17,9	18,1	17,5	17,3	12,3	18,3	16,8	16,9	15,9	15,3	16,5	17,9	18,1	17,5
Fe ₂ O ₃ *	7,54	12,08	7,45	8,40	9,90	7,10	9,90	8,20	8,45	5,69	12,08	7,54	12,08	7,45
MnO	0,15	0,18	0,1	0,15	0,17	0,1	0,16	0,16	0,24	0,24	0,2	0,15	0,18	0,1
MgO	3,7	5,67	4,36	5,61	13,7	3	9,6	4,8	2,8	1,62	5	3,7	5,67	4,36
CaO	6,85	8,94	7,52	9,48	8,5	7,7	2,4	6,8	6,34	4,85	9,52	6,85	8,94	7,52
Na ₂ O	3,75	3,53	3,65	3,43	1,9	3,3	5,4	3,8	3,87	4,23	3,11	3,75	3,53	3,65
K ₂ O	0,46	0,83	1,76	1,2	0,86	1,6	0,6	3,2	0,88	0,31	0,35	0,46	0,83	1,76
P ₂ O ₅	0,17	0,34	0,43	0,22	0,16	0,33	0,27	0,23	0,14	0,26	0,2	0,17	0,34	0,43
H ₂ O-									0,13	0,71	1,14			
H ₂ O+									1,22	0,12	0,27			
LOI	1,26	1,52	1,62	1,41	2,90	2,30	3,80	2,70	99,7	100,6	99,2	1,26	1,52	1,62
Total	99,0	99,4	99,3	99,6	100,7	99,6	99,1	99,3	99,7	100,6	99,2	99,0	99,4	99,3

ANNEXE R : Tableau de références des xénoolithes mantelliques analysés au cours de cette étude. (Iherz. = Iherzophile; Ct = grenat; Sp = spinelle; opr =orientation préférentielle de fabrication de l'olivine.

LOCALISATION 1	LOCALISATION 2	LOCALISATION 3	TYPE DE ROCHE	TEXTURE (et opr)	N°	N° ANALYSE	SÉRIE ICP	COLLECTEUR
Hoggar	Tahara		Iherz. à Sp	porphyroclastique	4576		335g67	Dupuy et al. 86
Hoggar	Adrar N°Ajjer		Iherz. à Sp	tabulaire à gros grains	4578		335g66	Dupuy et al. 86
Hoggar	Adrar N°Ajjer		Iherz. à Sp	granuloblastique tabulaire	4581		335g610	Dupuy et al. 86
Hoggar	Tahara		Iherz. à Sp	porphyroclastique	5464		335g8	Dupuy et al. 86
Hoggar	Tahara		Iherz. à Sp	porphyroclastique	5467		335g011	Dupuy et al. 86
Hoggar	Tahara		Iherz. à Sp	granuloblastique tabulaire	5472		335g05	Dupuy et al. 86
Hoggar	Tahara		Iherz. à Sp	granuloblastique equant	6773		335g03	Dupuy et al. 86
Hoggar	Tahara		Iherz. à Sp	tabulaire à gros grains	6775		335g012	Dupuy et al. 86
Hoggar	Manzaz		Iherz. à Sp	porphyroclastique	6777		335g04	Dupuy et al. 86
Hoggar	Manzaz		Iherz. à Sp		6780		335g01	Dupuy et al. 86
Hoggar	Manzaz		Iherz. à Sp		6781		335g09	Dupuy et al. 86
Hoggar	Manzaz		Iherz. à Sp		6785		335g02	Dupuy et al. 86
Hoggar	Eggere		Iherz. à Sp		BD2230	10361	351jf10	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		MONASTERY	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	BD2242	10362	351jf11	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		MONASTERY	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	BD2356	10363	352jg3	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		BULDFONTEIN	Iherz. à Sp	tabulaire à gros grains	BD2393	10364	352jg4	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		BULDFONTEIN	Iherz. à Sp	tabulaire à gros grains	FRB1180	10357	351j16	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		LOUWRENCIA	hartz. à Ct et Sp	équigranulaire à gros grains	FRB1309	10365	352jg5	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		PREMIER MINE	Iherz. à Sp	tabulaire à gros grains	FRB130D	10358	351j17	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		PREMIER MINE	Iherz. à Sp	porphyroclastique	FRB1350	10366	352jg6	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		PREMIER MINE	Iherz. à Sp	tabulaire à gros grains	FRB1514A	10359	351j18	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		FINNSCH	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	FRB1516	10367	352jg7	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		FINNSCH	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	JIG2514	10360	351j19	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		LOUWRENCIA	hartz. à Sp	équigranulaire à gros grains	JIG4276	10368	352jg9	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		GIBEON PROVINCE	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	KBBF18	10369	352jg8	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		BULDFONTEIN	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	KBBF20	10370	352jg10	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		BULDFONTEIN	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	KBF16	10355	351j14	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		THABA PUTSOA	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	LTP3	10371	352jg11	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		LETSENG LA TERAE	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	PHN4254	10372	353j13	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		LETSENG LA TERAE	Iherz. à Sp	tabulaire à gros grains	PHN4257	10373	353j14	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		LETSENG LA TERAE	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	PHN4257BIS	10374	353j15	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		LETSENG LA TERAE	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	PHN4258	10356	351j15	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		LETSENG LA TERAE	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	PHN4274	10375	353j16	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		LETSENG LA TERAE	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	PHN5246	10376	353j17	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		PREMIER MINE	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	PHN5315	10377	353j18	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		LOUWRENCIA	Iherz. à Sp	tabulaire à gros grains	PHN6199	10378	353j19	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		LOUWRENCIA	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	PHN6302	10379	353j10	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		MONASTERY	Iherz. à Sp	tabulaire à gros grains	ROM69	10380	353j11	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		MONASTERY	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	ROM69	10380	353j11	W. Ben Ismail
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		MONASTERY	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	9513-7			Dmitri Ionov
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		MONASTERY	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	9513-8			Dmitri Ionov
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		MONASTERY	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	9513-13			Dmitri Ionov
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		MONASTERY	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	9513-36			Dmitri Ionov
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		MONASTERY	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	9513-4			Dmitri Ionov
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		MONASTERY	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	9513-2			Dmitri Ionov
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		MONASTERY	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	9513-34			Dmitri Ionov
Afrique du Sud-craton Kaapvaal		MONASTERY	Iherz. à Sp	équigranulaire à gros grains	9513-5			Dmitri Ionov

ANNEXE T : Analyses des éléments majeurs (%) des xénolites du Hoggar (Données extraites de Dupuy et al., 1986).

N° échantillon	HOGGAR- XENOLITES MANTELLIQUES															
	4576	4578	4581	5464	5467	5472	6773	6775	6777	6780	6781	6785	6777	6780	6781	6785
SiO ₂	44,20	44,29	43,93	46,45	43,86	45,47	45,54	43,06	44,95	43,95	44,75	44,36	44,95	43,95	44,75	44,36
TiO ₂	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,4	0,1	0,05	0,15	0,06	0,1	0,05	0,15	0,06
Al ₂ O ₃	3,31	1,21	3,61	3,11	2,31	2,47	2,5	2,21	2,2	1,61	2	1,18	2,2	1,61	2	1,18
Fe ₂ O ₃ *	9,72	8,19	9,10	8,80	10,10	8,85	8,32	12,64	8,89	9,50	9,64	7,80	8,89	9,50	9,64	7,80
MnO	0,14	0,12	0,14	0,13	0,15	0,14	0,13	0,17	0,14	0,14	0,16	0,11	0,14	0,14	0,16	0,11
MgO	39,59	45	39,5	37,9	41	39,02	39,84	37,7	40,06	46,65	41,72	44,75	40,06	46,65	41,72	44,75
CaO	2,84	0,98	2,79	3,04	1,82	2,73	2,61	3,9	2,38	1,6	1,47	0,78	2,38	1,6	1,47	0,78
Na ₂ O	0,23	0,07	0,26	0,3	0,23	0,2	0,16	0,23	0,1	0,1	0,22	0,11	0,1	0,1	0,22	0,11
K ₂ O	0,05	0,04	0,04	0,01	0,04	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02
P ₂ O ₅	0,08	0,04	0,1	0,04	0,04	0,06	0,13	0,06	0,05	0,05	0,06	0,04	0,05	0,05	0,06	0,04
H ₂ O-							0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
H ₂ O+							0,07	0,07	0,03	0,09	0,03	0,02	0,03	0,09	0,03	0,02
LOI	0,12	0,08	0,08			0,02	0,07	0,07	0,03	0,09	0,03	0,02	0,03	0,09	0,03	0,02
Total	100,38	100,1	99,7	99,9	99,8	99,1	99,4	100,5	98,9	103,8	100,3	99,3	98,9	103,8	100,3	99,3

ANNEXE U : Références et résultats des analyses ICP-MS effectuées au cours de cette étude sur les carbonatites.

N°	CARBONATITES - DONNEES EN ELEMENTS TRACE OBTENUES A L'ICP-MS (PPM)													
	Rb	Sr	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
TS22	0,365	15548	2,228	33,186	0,020	1568	253	289	21,0	56,1	5,53	1,65	3,6	0,660
TS15	5,123	5713	12,230	8,129	0,035	591	124	121	8,5	22,8	2,36	0,695	1,5	0,246
TS39	2,813	13082	53	3,672	0,026	1260	157	160	11,2	29,7	3,24	1,06	2,6	0,521
TS40	4,921	4904	47	145	0,014	9527	1376	1067	272	808	90	25	62	8
CB1	71	2054	141	252	0,077	1255	186	291	28,1	99	13,8	4,1	9,5	1,48
TS3	10	11652	12	35	0,070	4368	228	349	34,3	117	16,8	4,9	10,2	1,40
TS29	69	7784	151	243	1,094	7087	757	959	85	258	31,7	8,9	18,9	2,21
TS4	102	1888	449	190	3,295	1882	110	198	21,5	81	12,3	3,7	8,5	1,16
CV61	21	7563	3,016	4,018	0,275	259	173	317	32,0	115	17,7	5,4	14,3	2,40
CV63	35	7184	3,453	5,741	0,361	364	168	315	31,3	112	17,1	5,3	14,4	2,40
CV65	30	6702	2,171	1,416	0,049	425	140	259	26,4	96	14,8	4,6	12,2	2,05
L92	226	12238	0,083	11,606	6,438	12022	556	566	38,1	91	5,8	1,44	3,2	0,274
K26	1,956	7173	191	2491	0,078	980	554	1152	109	357	44,3	12,9	27,2	3,80
	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	Nb/Ta	Nb/Th	Ta/La
TS22	3,76	0,883	2,550	0,366	2,38	0,356	0,035	0,217	19,6	16	0,441	153	2,1	0,0009
TS15	1,39	0,335	0,874	0,133	0,855	0,130	0,112	0,057	5,6	4,40	0,609	143	1,8	0,0005
TS39	3,37	0,837	2,526	0,390	2,6	0,411	0,511	0,039	6,5	15	2,370	94	0,3	0,0002
TS40	35	7	17	1,92	10,3	1,38	0,340	0,065	381	248	0,756	2233	0,6	0,00005
CB1	7,8	1,85	5,316	0,812	5,3	0,798	2,12	3,4	27	30	5,291	75	8,3	0,0181
TS3	6,5	1,34	3,609	0,532	3,6	0,564	0,134	0,314	24	32	0,865	113	1,1	0,0014
TS29	8,4	1,51	3,452	0,420	2,41	0,354	3,7	3,3	46	20	0,854	73	12,4	0,0044
TS4	5,1	0,987	2,330	0,296	1,75	0,249	7,5	8,2	6,2	11	3,352	23	17,0	0,0745
CV61	12,5	2,94	8,444	1,29	8,2	1,339	0,023	0,038	5,3	0,288	0,090	105	13,9	0,0002
CV63	12,6	2,98	8,779	1,31	8,4	1,335	0,043	0,056	5,5	0,271	0,107	103	21,2	0,0003
CV65	10,6	2,53	7,441	1,09	7,22	1,108	0,040	0,018	4,3	0,243	0,056	79	5,8	0,0001
L92	0,706	0,119	0,257	0,025	0,188	0,019	0,002	0,008	60	0,258	12,2	1453	44,9	0,000014
K26	16,8	3,24	7,932	1,06	6,17	0,906	1,029	31	4,9	54	41	81	46,2	0,0558
LOCALISATION 1	TYPE		COLLECTEUR		N°ANALYSE		N°		SÉRIE ICP					
Tamazert	CARBONATITE		A. Bouabli		8881		TS22		238mg6/240mi3					
Tamazert	CARBONATITE		A. Bouabli		8882		TS15		238mg7/240mi7					
Tamazert	CARBONATITE		A. Bouabli		8883		TS39		238mg8/240mi9					
Tamazert	CARBONATITE		A. Bouabli		8885		TS40		238mg9/240mi10					
Tamazert	CARBONATITE		A. Bouabli		8886		CB1		238mg10					
Tamazert	CARBONATITE		A. Bouabli		8880		TS3		238mg11					
Tamazert	CARBONATITE		A. Bouabli		8877		TS29		239mh3					
Tamazert	CARBONATITE		A. Bouabli		8862		TS4		239mh4					
Cap Vert	CARBONATITE		H. Bertrand				CV61		239mh5/240mi4					
Cap Vert	CARBONATITE		H. Bertrand				CV63		239mh6/240mi6					
Cap Vert	CARBONATITE		H. Bertrand				CV65		239mh7/240mi5					
Lenghai	CARBONATITE		H. Bertrand				L92		239mh8/240mi13					
Kaiserstuhl	CARBONATITE		H. Bertrand				K26		239mh9/239mi12					

ANNEXE V : Moyennes, médianes et écarts-types des concentrations de Nb, Th, Ta, La et des rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La pour chaque réservoir étudié. Les données prises en compte regroupent celles obtenues au cours de cette étude et celles issues de la base de données (annexe B). Pour la croûte inférieure, les nombres entre parenthèses correspondent aux valeurs obtenues si l'on considère séparément la croûte orthodérivée (1er nombre) et la croûte paradérivée (2ème nombre).

	Croûte supérieure	Croûte inférieure	Manteau lithosphérique	Manteau convectif								
				MORB			OIB			komatiites		
				Moyenne	Ec	Médiane	Moyenne	Ec	Médiane			
Th (ppm)	13,5	19,6	Moyenne 2,09 (0,25 - 9,22)	Ec 4,8	Moyenne 0,08	Ec 0,14	Moyenne 0,23	Ec 0,25	Moyenne 7,1	Ec 6,9	Moyenne 0,43	Ec 0,72
Nb (ppm)	15,1	15	6,9 (4,6 - 15,6)	6,3	0,68	1,4	3,9	3,6	64	48	3,15	3,6
Ta (ppm)	1,2	1,4	0,38 (0,26 - 0,83)	0,37	0,035	0,073	0,26	0,22	3,8	2,8	0,2	0,2
La (ppm)	77,6	162	17,1 (10,05 - 44,8)	16,7	0,86	1,5	4,6	3,4	49	34	4,3	5,4
Nb/Ta	13,5	3,9	19,2 (18 - 23,6)	6,9	28,3	19,4	14,4	1,7	16,5	1	15,2	3,7
Nb/Th	1,5	1,5	20,7 (24,3 - 8,7)	21,1	16,7	19,6	17,6	2,1	10,8	3,3	8,2	3,6
Ta/La	0,029	0,025	0,029 (0,031 - 0,017)	0,017	0,09	0,18	0,053	0,012	0,08	0,015	0,055	0,024
			Médiane									
Th (ppm)	11,6		0,23 (0,18 - 9,5)		Médiane		0,17		Médiane		Médiane	
Nb (ppm)	11,6		4,8 (4,2 - 15,5)		0,013		3		5,2		0,29	
Ta (ppm)	0,93		0,26 (0,25 - 0,83)		0,15		0,2		49		2,3	
La (ppm)	35,8		9,8 (7,3 - 50,4)		0,0075		4,1		3		0,15	
Nb/Ta	12,8		17,2		0,28		14,6		39		3,2	
Nb/Th	1,1		14,4		18,6		17,6		10,6		15	
Ta/La	0,026		0,027		12,1		0,054		0,08		8,1	
					0,05						0,052	

