

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 :

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

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 :

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

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	ROAI	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 Barschus (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).

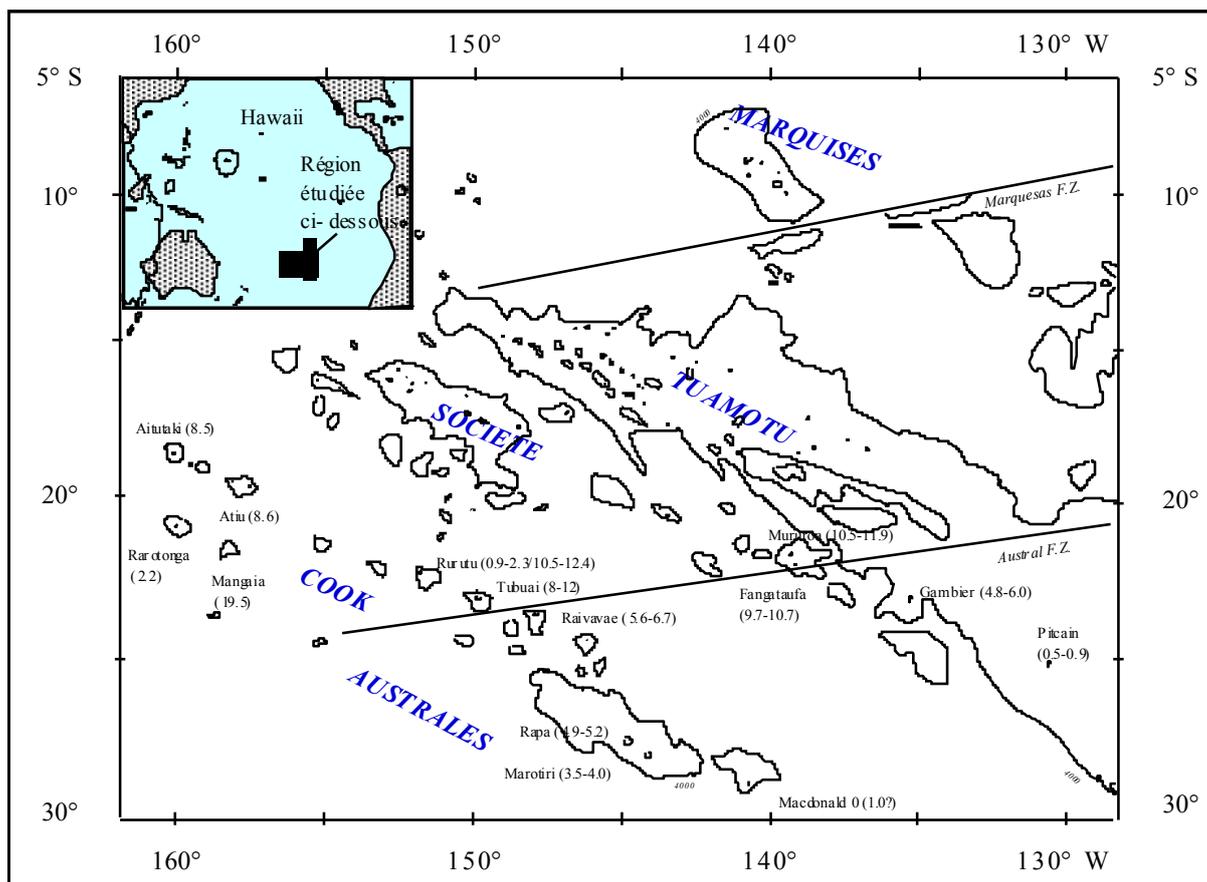
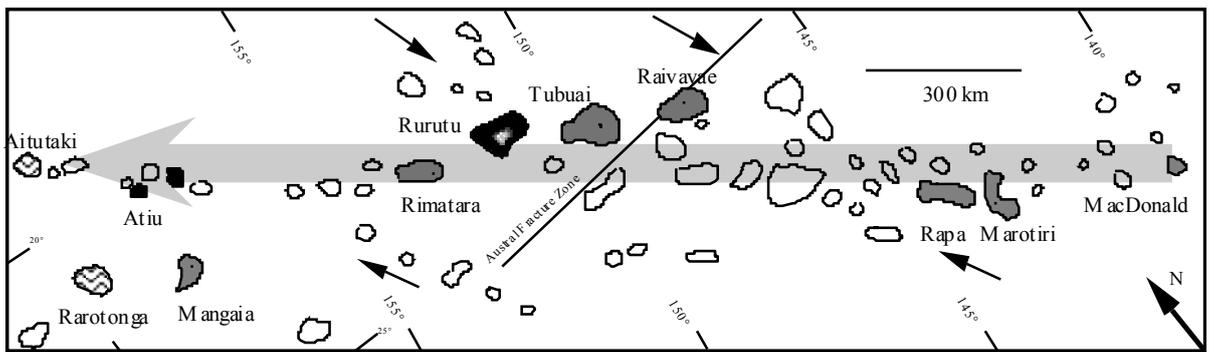


Figure 5 : Carte de la Polynésie inspirée de la planche Orstom 1993 (J. Bonvallot et H.G. Barszczus) pour les âges connus du volcanisme aérien (chiffres entre parenthèses) et de Dupuy et al. (1989).

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 MacDonald (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 MacDonald 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.

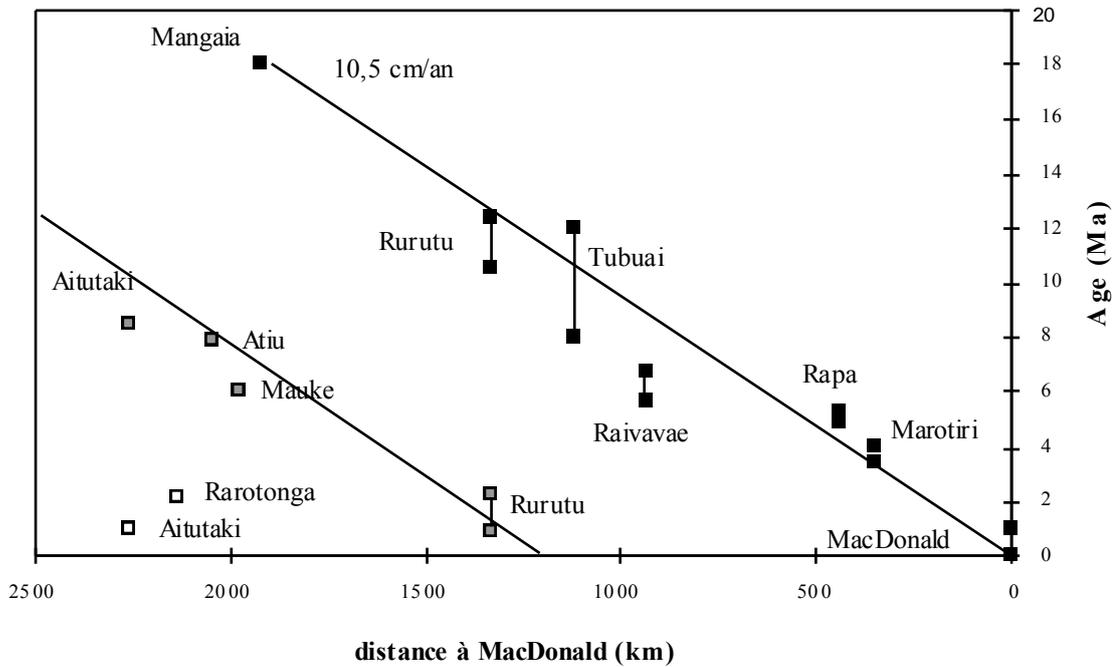


Figure 7 : Age du volcanisme des îles Australes Cook en fonction de la distance au volcan MacDonal. Graphique inspiré de Diraison (1991), effectué à partir des données de Dalrympe et al. (1975), Duncan & McDougal (1976), Turner & Jarrard (1982), Matsuda & al. (1984), Diraison (1991), Maury et al. (1994),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

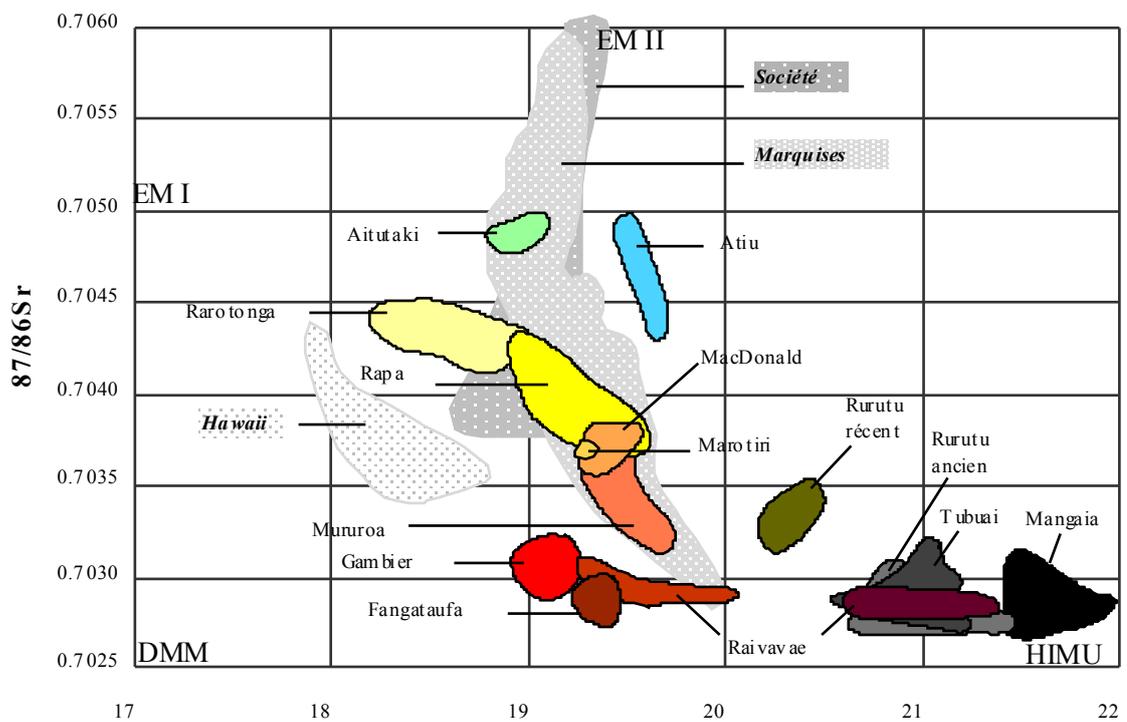


Figure 8 : Domaines de composition isotopique des différentes îles étudiées dans un diagramme $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ en fonction de $206\text{Pb}/204\text{Pb}$.

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.

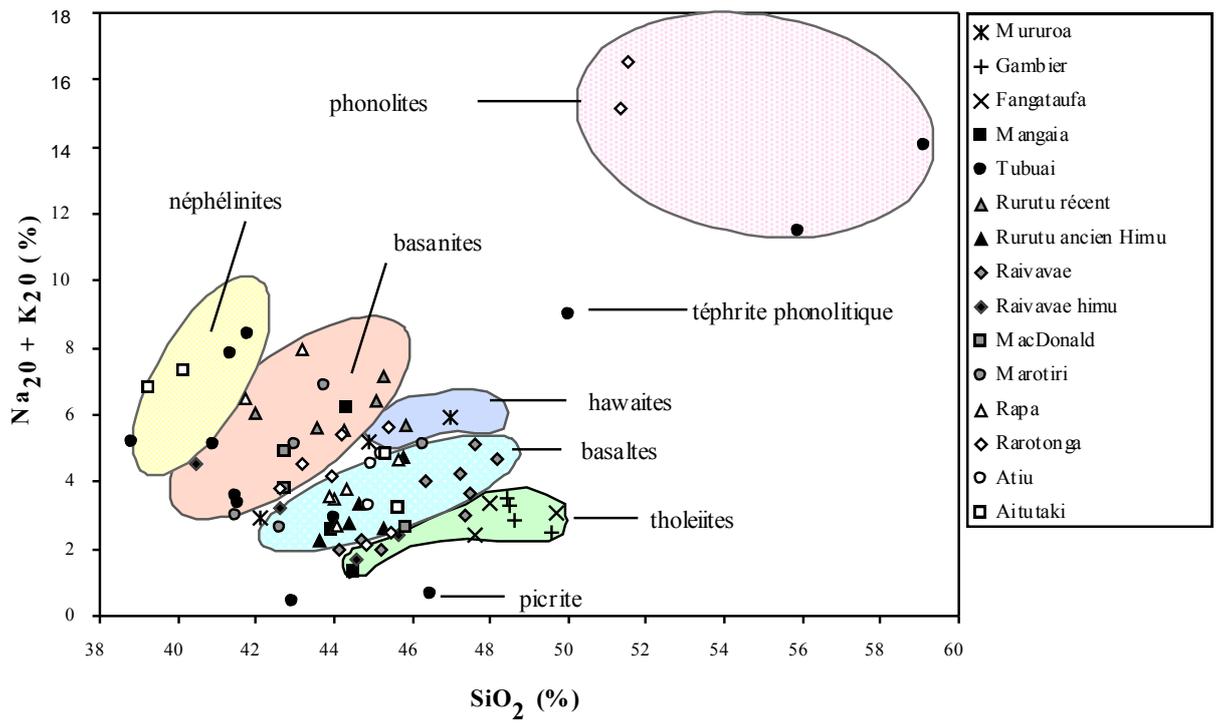


Figure 9 :Représentation des échantillons de basaltes océaniques sélectionnés dans un diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (%) en fonction de SiO_2 (%).

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.

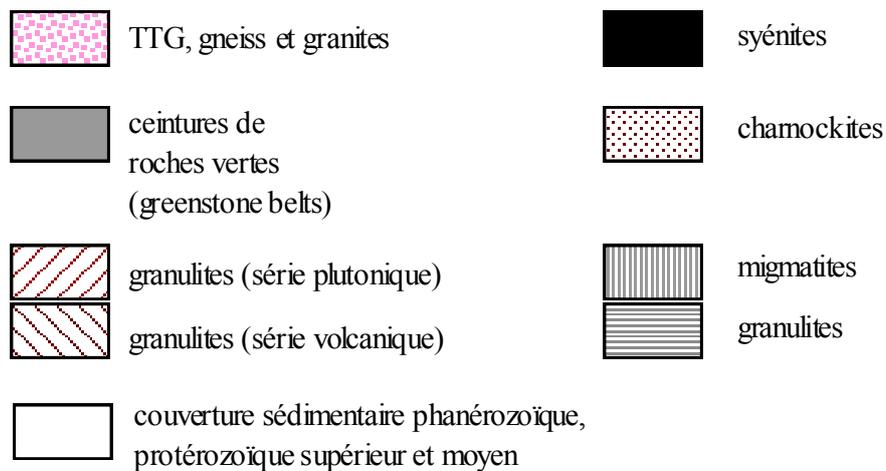
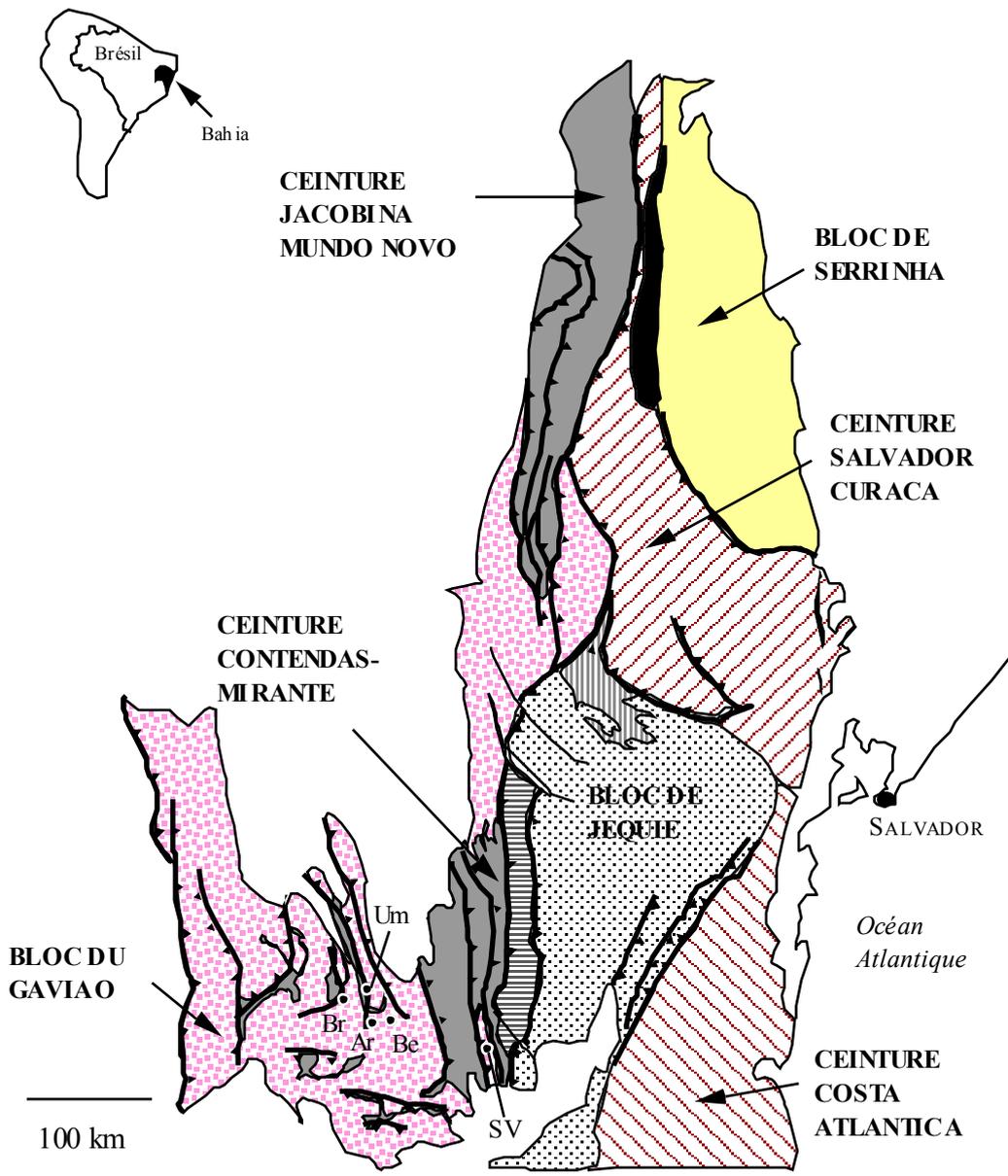


Figure 10 : Carte géologique simplifiée d'une partie du craton du Sao Francisco (Etat de Bahia) d'après Sabaté et Cunha (1998). Br : Brumado, Ar : Aracatu, Be : Bernada, Br : Brumado, SV : Sete Voltas, Um : Umburamas.

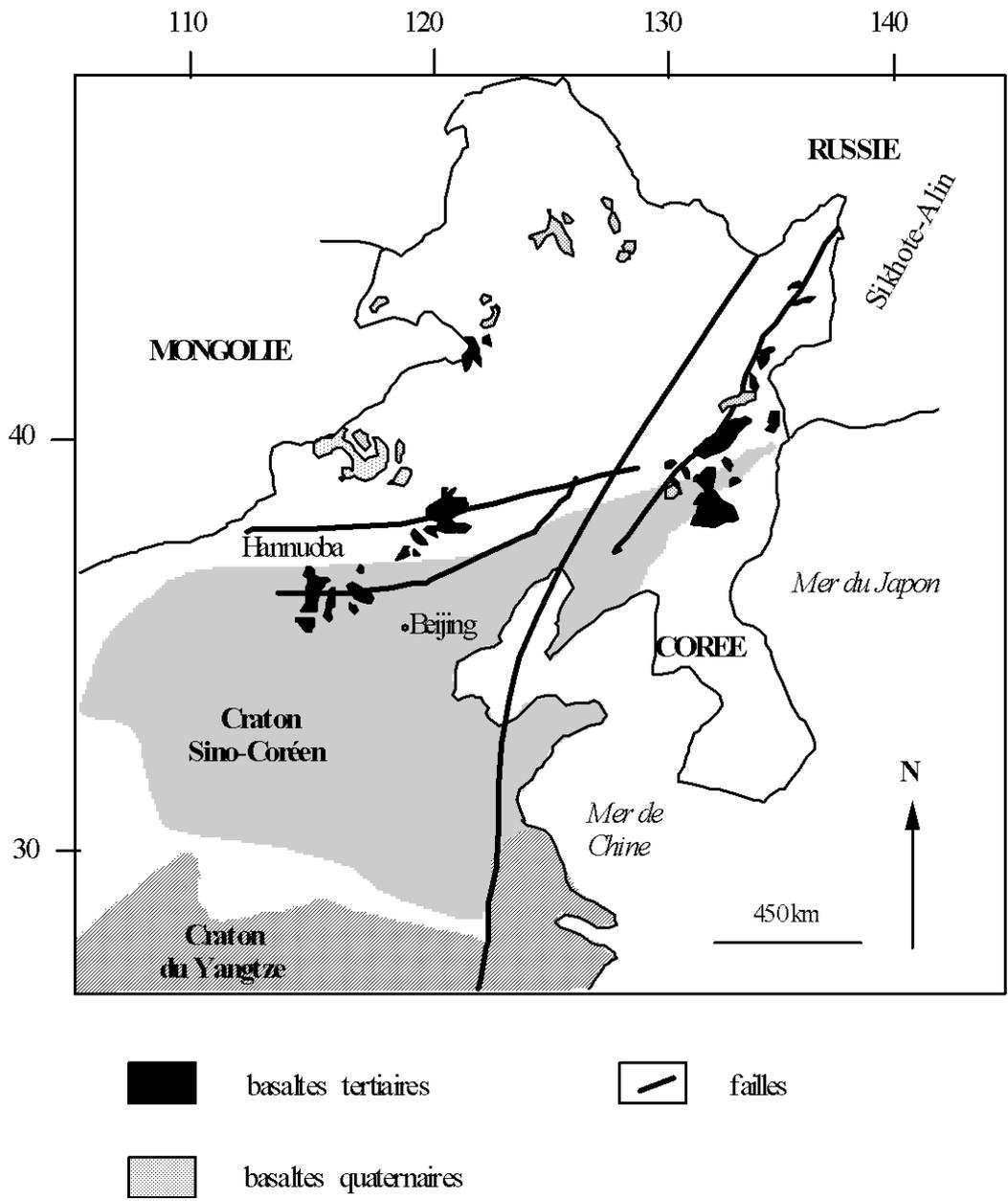


Figure 11 : Carte simplifiée du Craton Sino-Coréen, d'après Xu et al. (1998).

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).

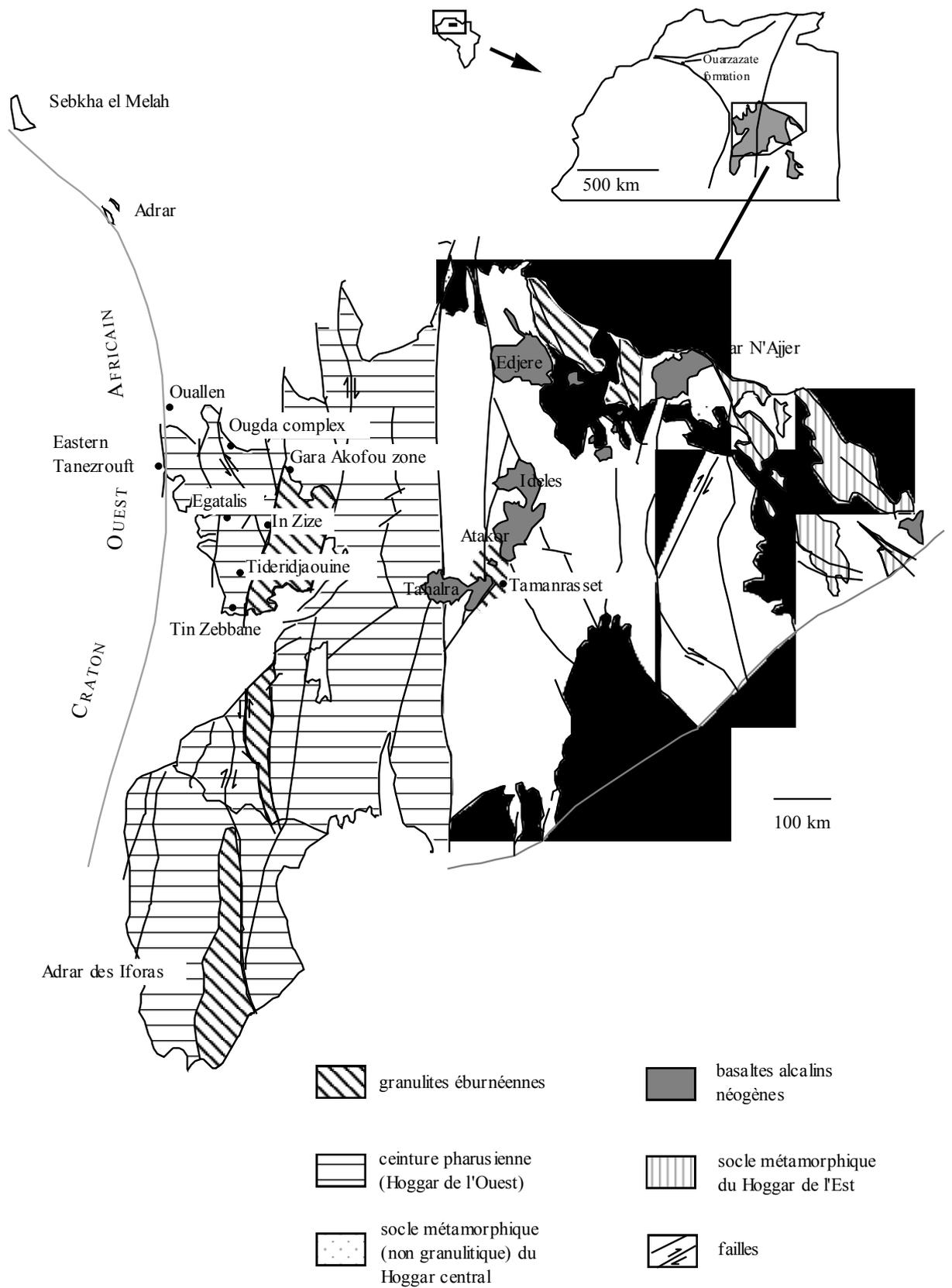


Figure 12 : Carte simplifiée du Hoggar, d'après Caby et al. (1977) et Leyreloup et al. (1982). Les localités citées dans le tableau de selection des échantillons sont indiquées sur cette figure.

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).

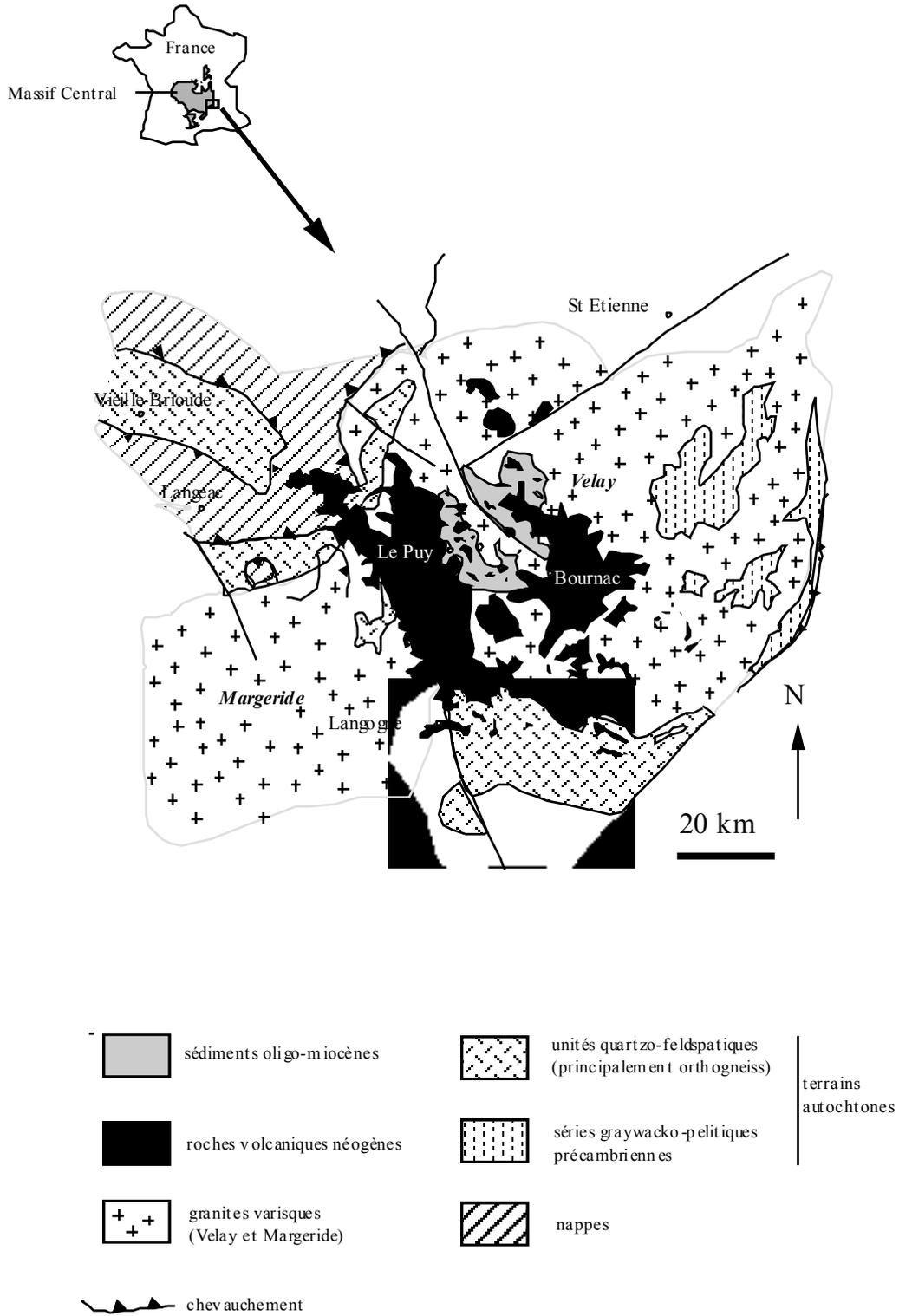


Figure 13 : Carte simplifiée de la partie sud-est du Massif Central (Velay), d'après Dupuy et al. (1977), Downes et al. (1990) et Burg & Leyreloup (1988).

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)

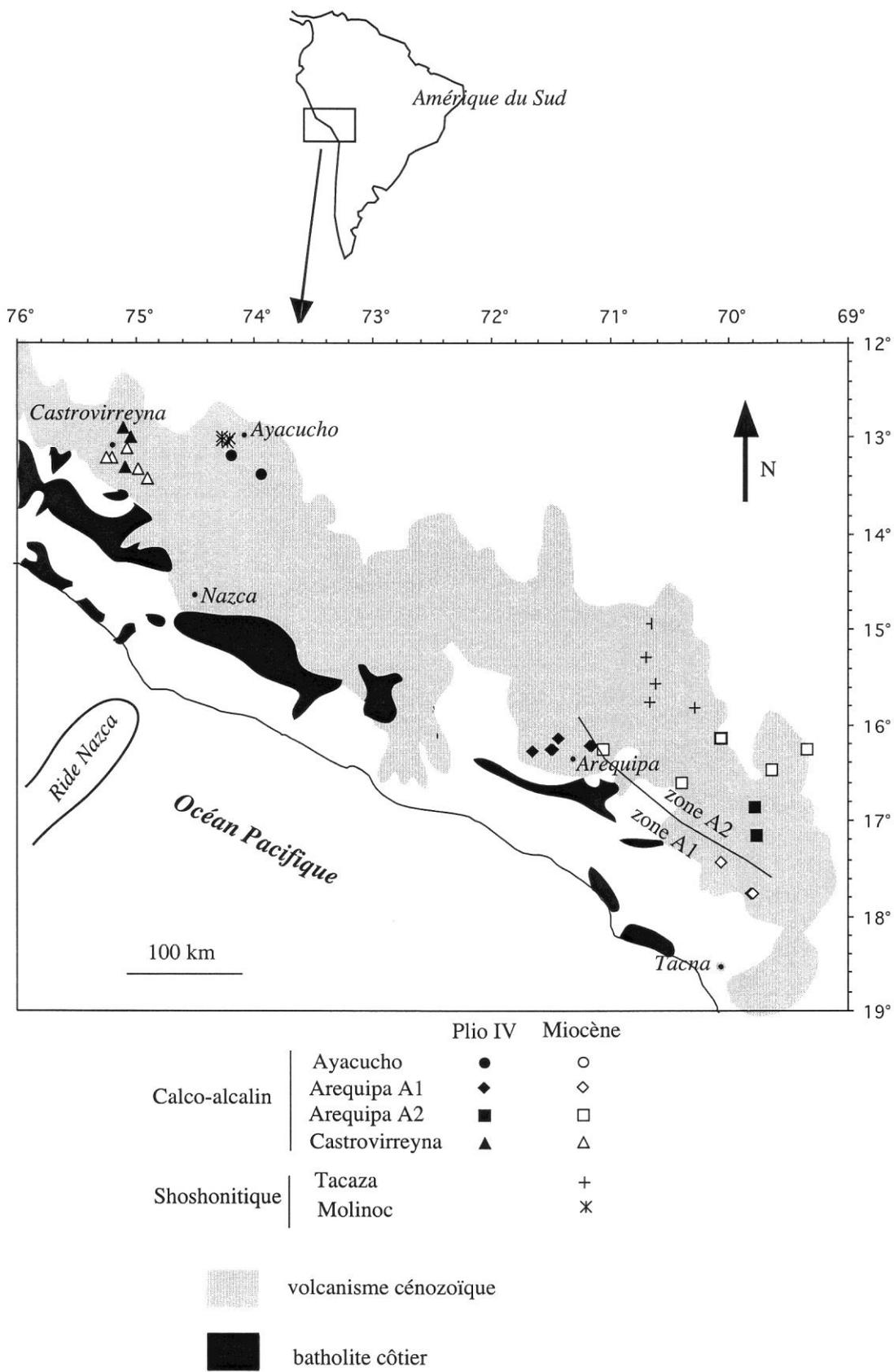


Figure 14 : Carte simplifiée du Pérou central et méridional, d'après Lefèvre (1979), permettant la localisation des échantillons sélectionnés.

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 Kaisersthul (Allemagne) nous ont été fournies par Hervé Bertrand (Université de Lyon) (Annexe A pour la localisation).

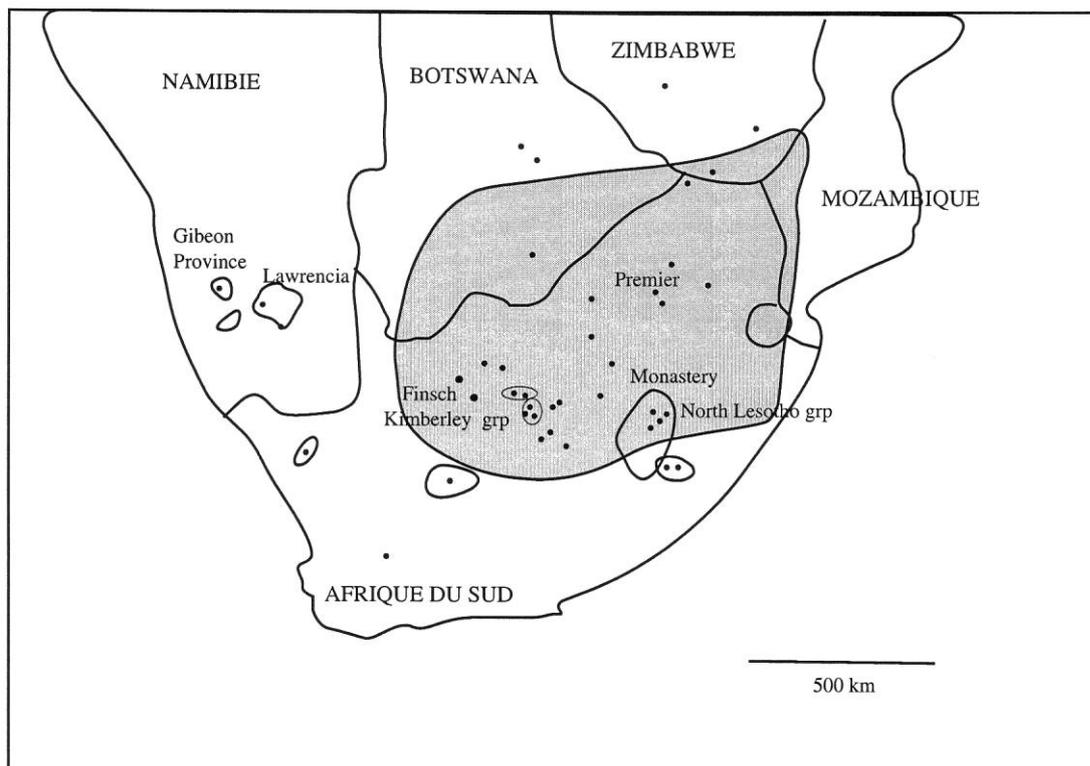


Figure 15 : Carte simplifiée du craton du Kaapvaal, montrant la localisation des pipes kimberlitiques, d'après Ben Ismaïl (1999).

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

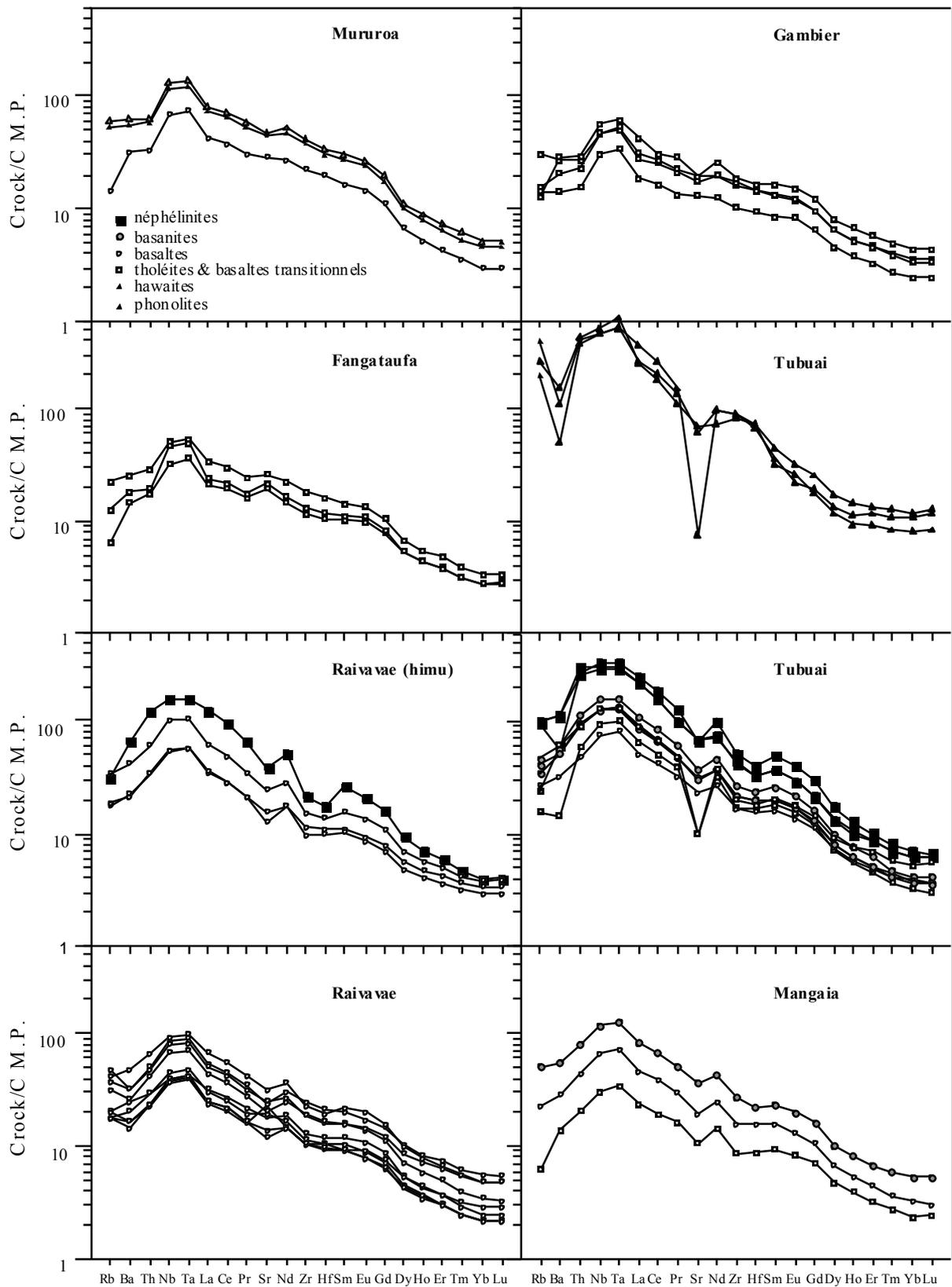


Figure 16a : Spectres de distribution des éléments trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough 1989) dans les OIBs.

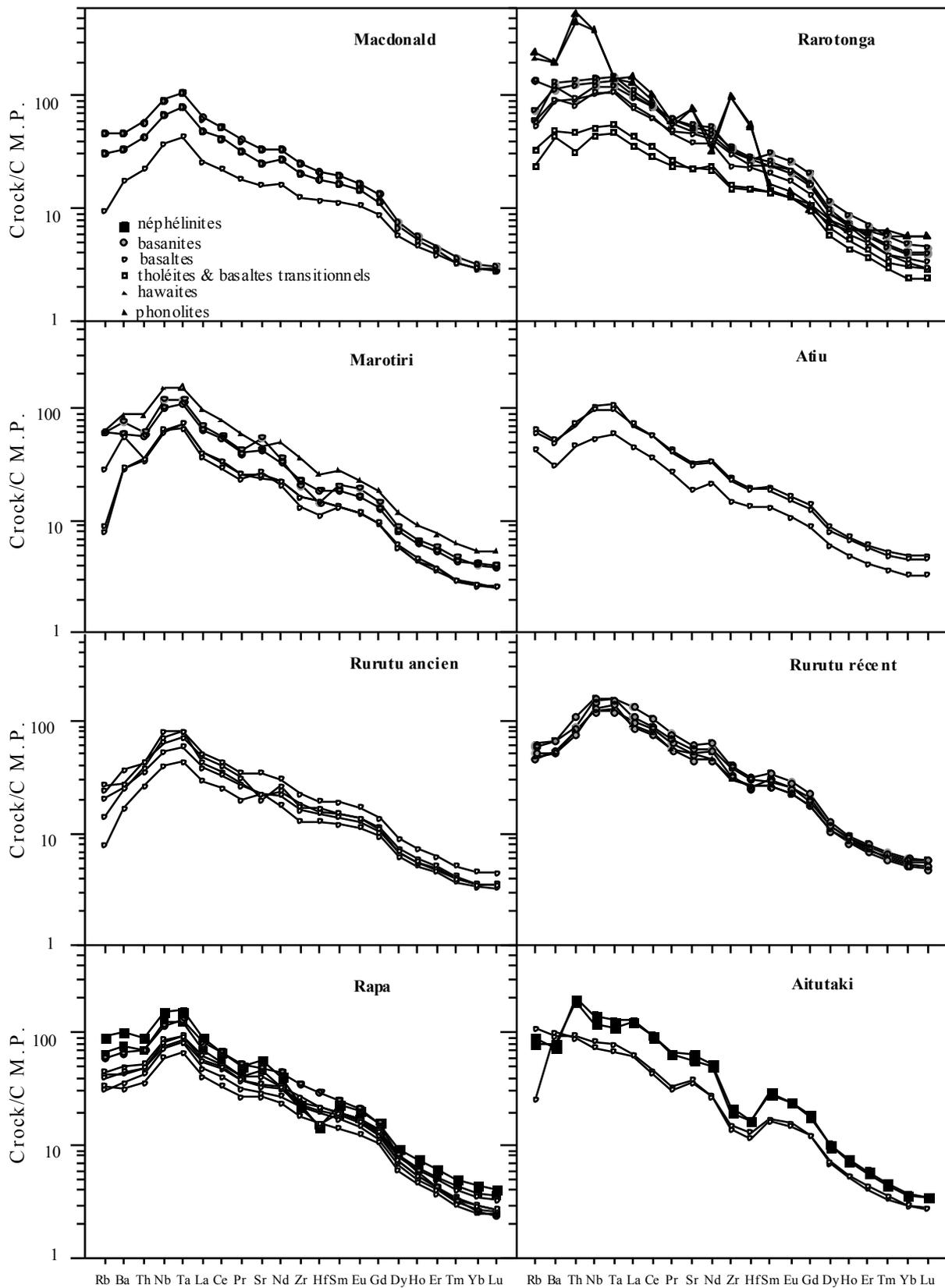


Figure 16b : Spectres de distribution des éléments trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough 1989) dans les OIBs.

Tableau 5 : Valeur de Nb, Ta, Th, La, Nb/Ta, Nb/Th, Ta/La obtenues pour chaque OIB analysé et moyenne par file 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 île 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
<u>RVV-316*</u>	208af	114,4	6,29	10,36	86,7	18,2	11,0	0,073	neph/basanitetephrite
<u>RVV-318*</u>	207ae	38,0	2,31	2,87	24,1	16,5	13,2	0,096	basalte
<u>RVV-321*</u>	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
<u>RVV-344*</u>	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	
(RTG-102) non compté dans moyennes	215bo	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
(RTG-135) non compté dans moyennes	215bo	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	
ATI		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	

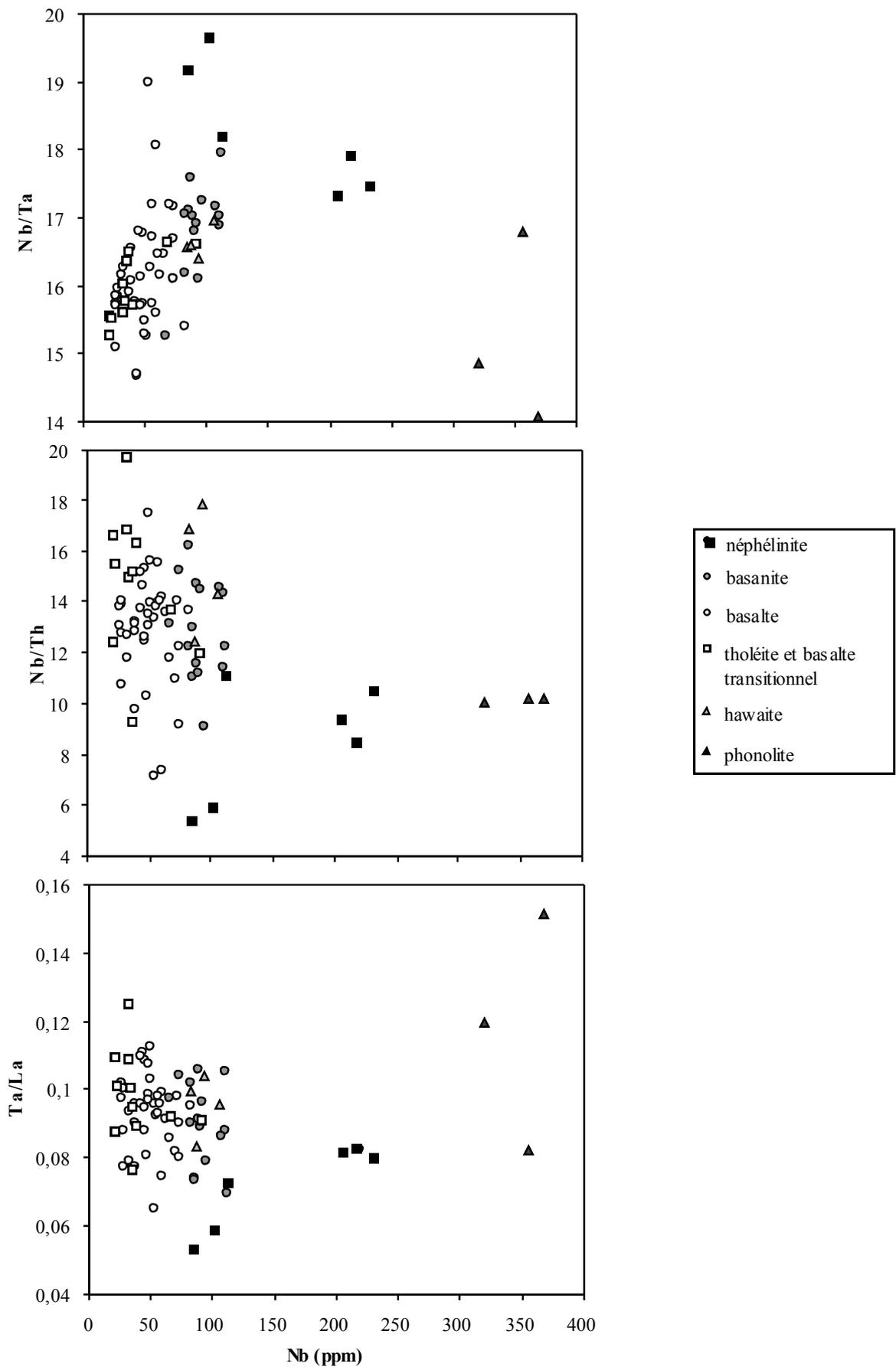


Figure 17 : Représentation des variations des trois rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La en fonction de la concentration en Nb (ppm) selon le type pétrographique des OIB analysés.

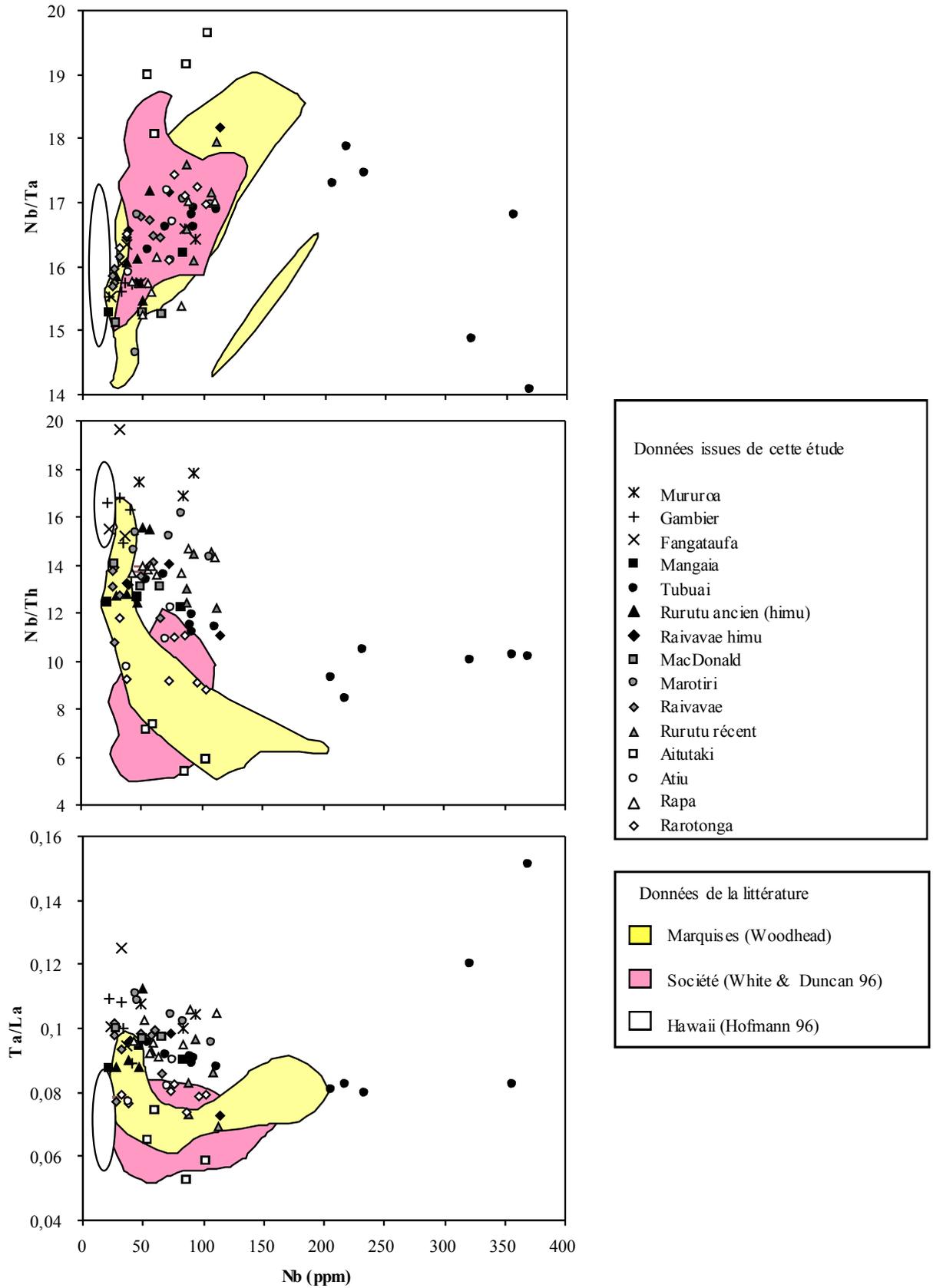


Figure 18 : Représentation des variations des trois rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La en fonction de la concentration en Nb (ppm) pour diverses îles.

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.

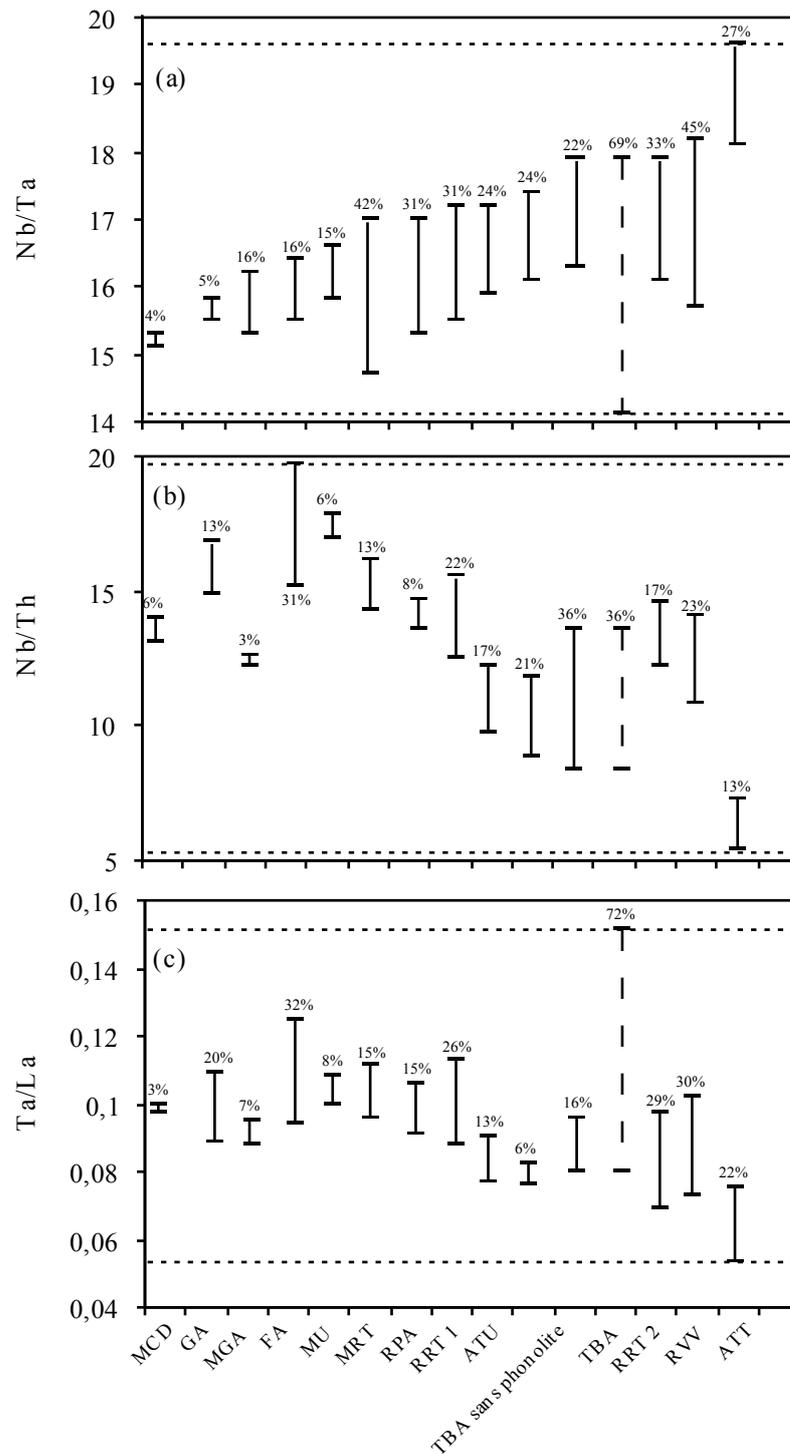


Figure 19 : Amplitudes des variations des trois rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La au sein de chaque île étudiée. ATT (Aitutaki), ATU (Atiu), FA (Fangataufa), GA (Gambier), MCD (MacDonald), MGA (Mangaia), MRT (Marotiri), MU (Mururoa), RPA (Rapa), RTG (Rarotonga), RVV (Raivavae), RRT 1 (Rurutu ancien), RRT 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).

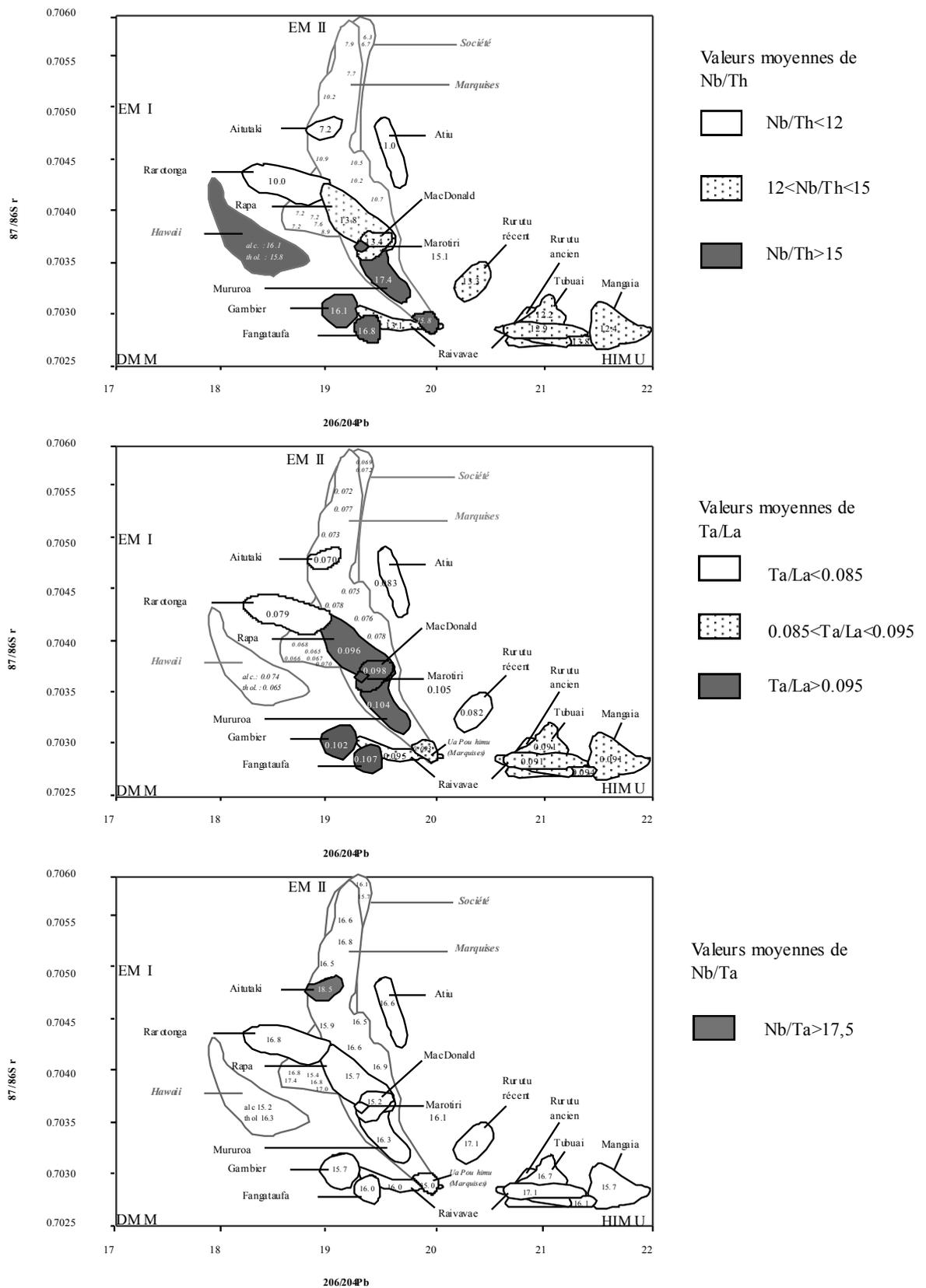


Figure 20 : Répartition des îles étudiées dans un diagramme 87/86Sr en fonction de 206/204Pb. Les nombres représentent les valeurs moyennes des rapports Nb/Th, Ta/La et Nb/Th mesurés sur chaque île (néphélines et phonolites non prises en compte).

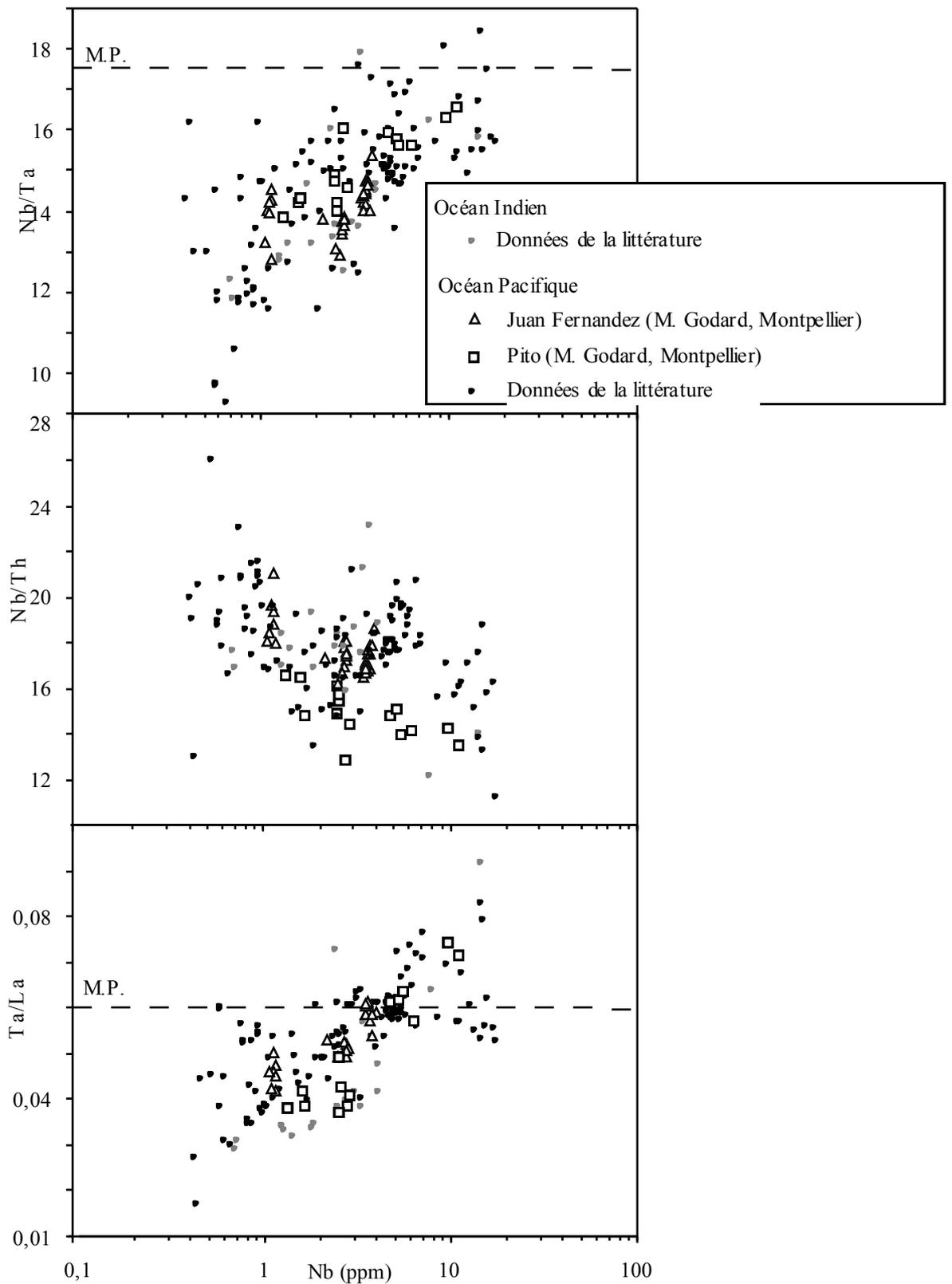


Figure 21 : Représentation des 3 rapports Nb/Ta, Nb/Th, Ta/La en fonction de Nb (ppm) pour les MORBs de différentes origines. Les références utilisées sont données dans le tableau (MORB sans astérisque).

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).

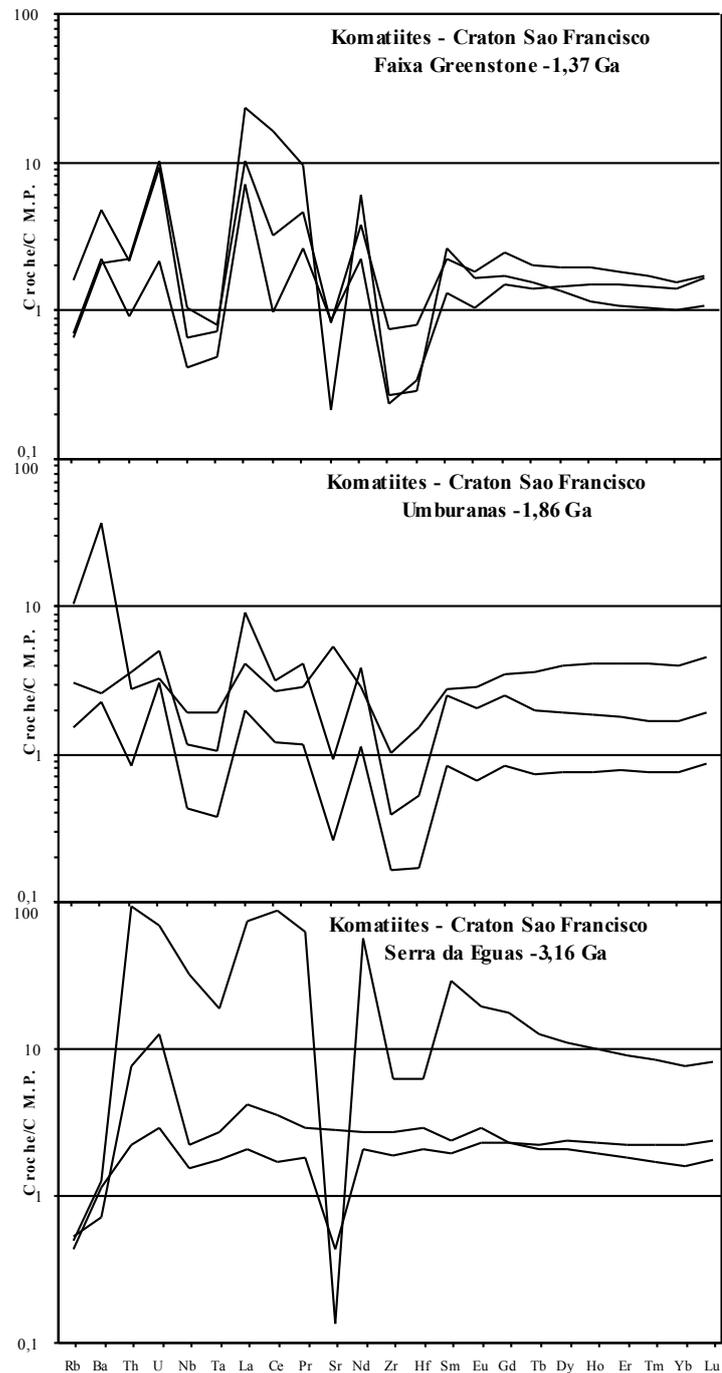


Figure 22 : Distribution des éléments trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans les komatiites de différents âges du Craton du Sao Francisco.

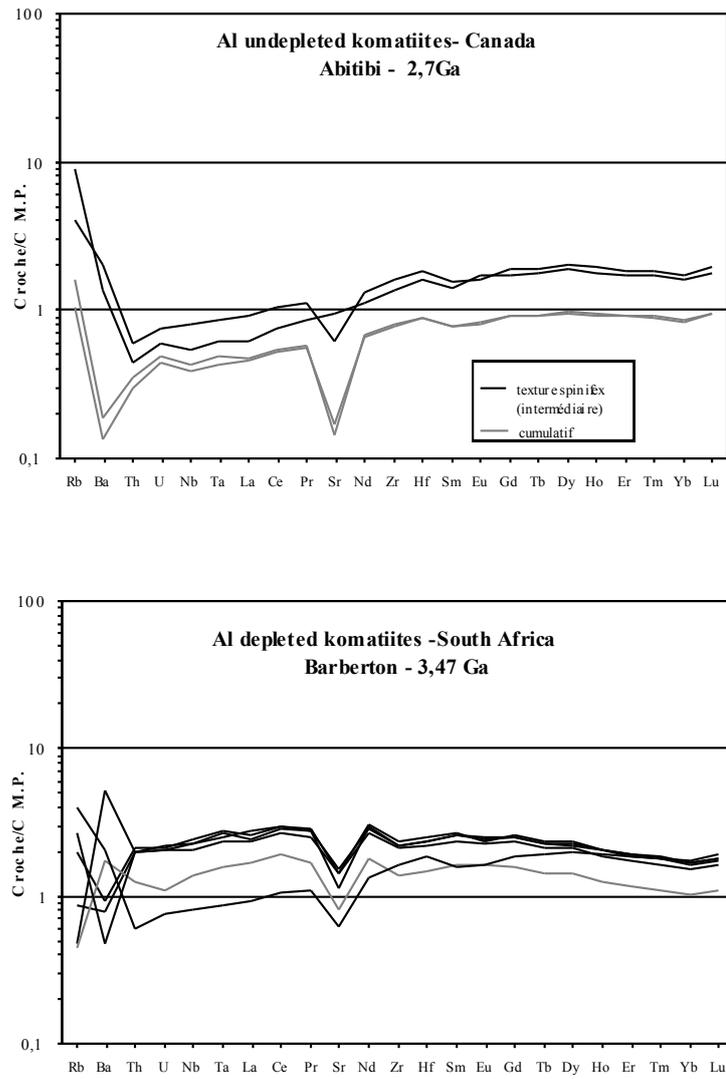


Figure 23: Distribution des éléments en trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans les komatiites de Barberton et Abitibi.

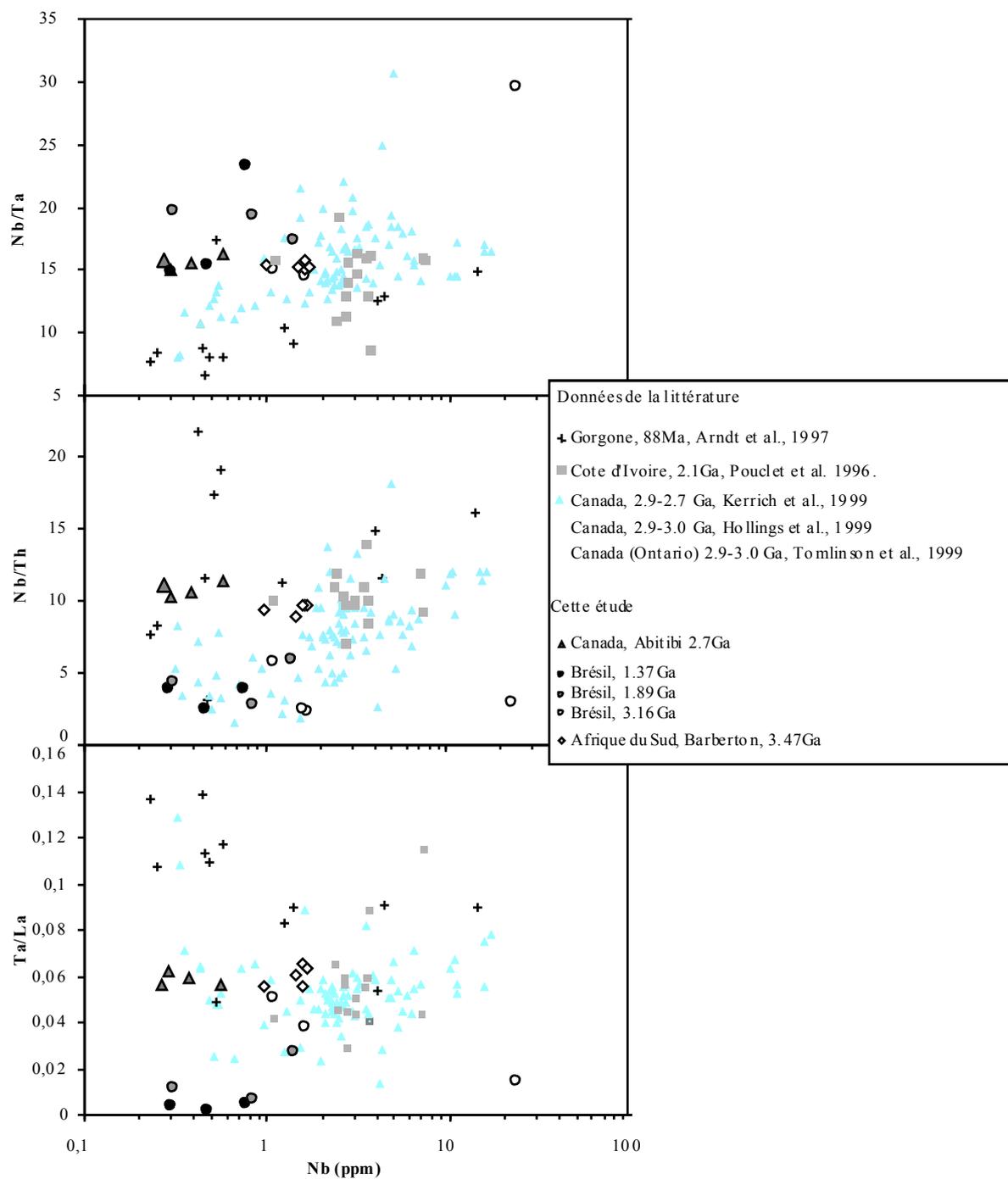


Figure 24 : Variations des trois rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La en fonction de Nb (ppm) dans les komatiites analysées au cours de cette étude et dans les komatiites (ou basaltes komatiitiques) issues de la littérature.

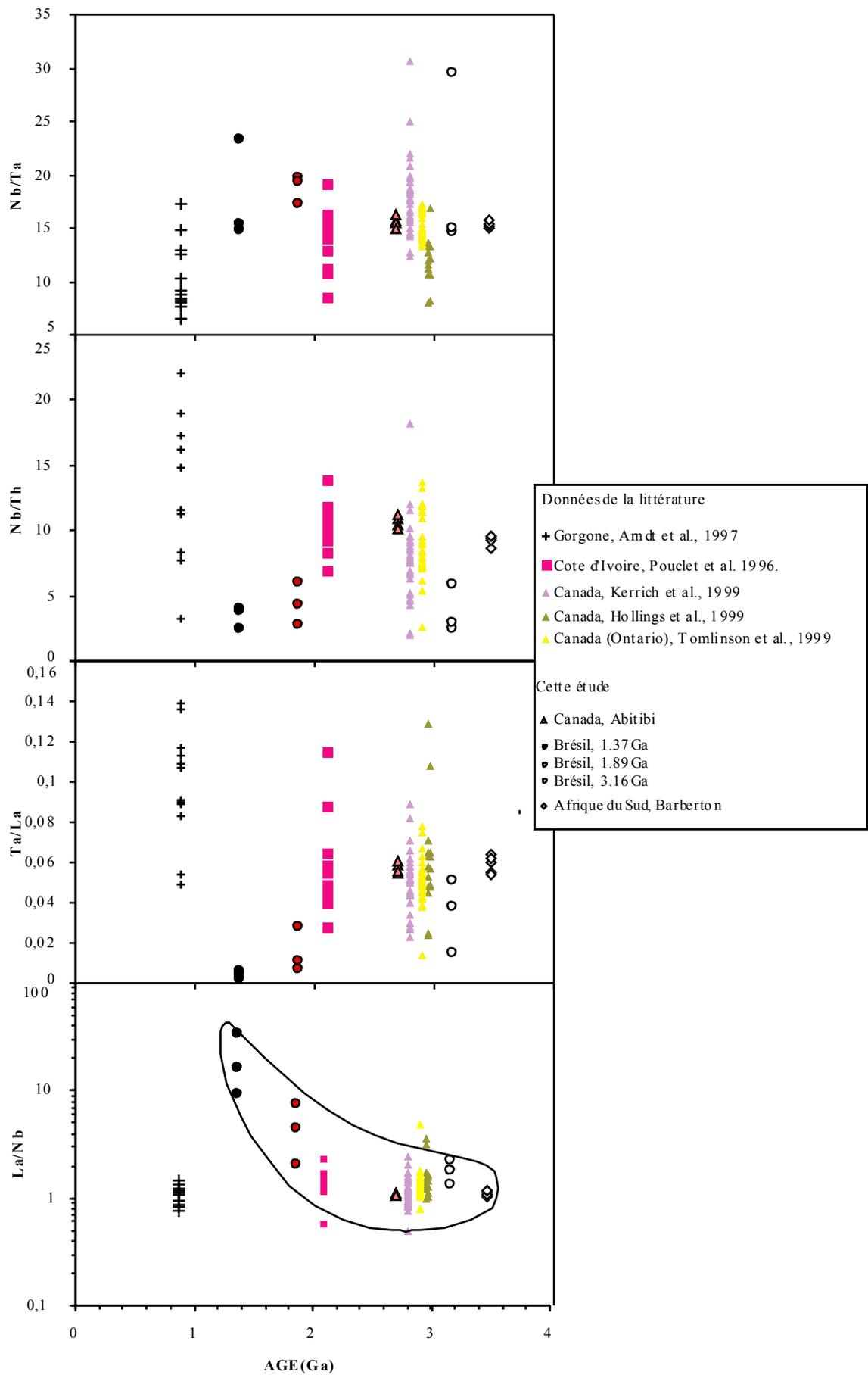


Figure 25 : Variations des rapports Nb/Ta, Nb/Th, Ta/La et La/Nb en fonction de l'âge dans les komatiites analysées au cours de cette étude et dans les komatiites (ou basaltes komatiitiques) issues de la littérature.

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 néphélinites 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).

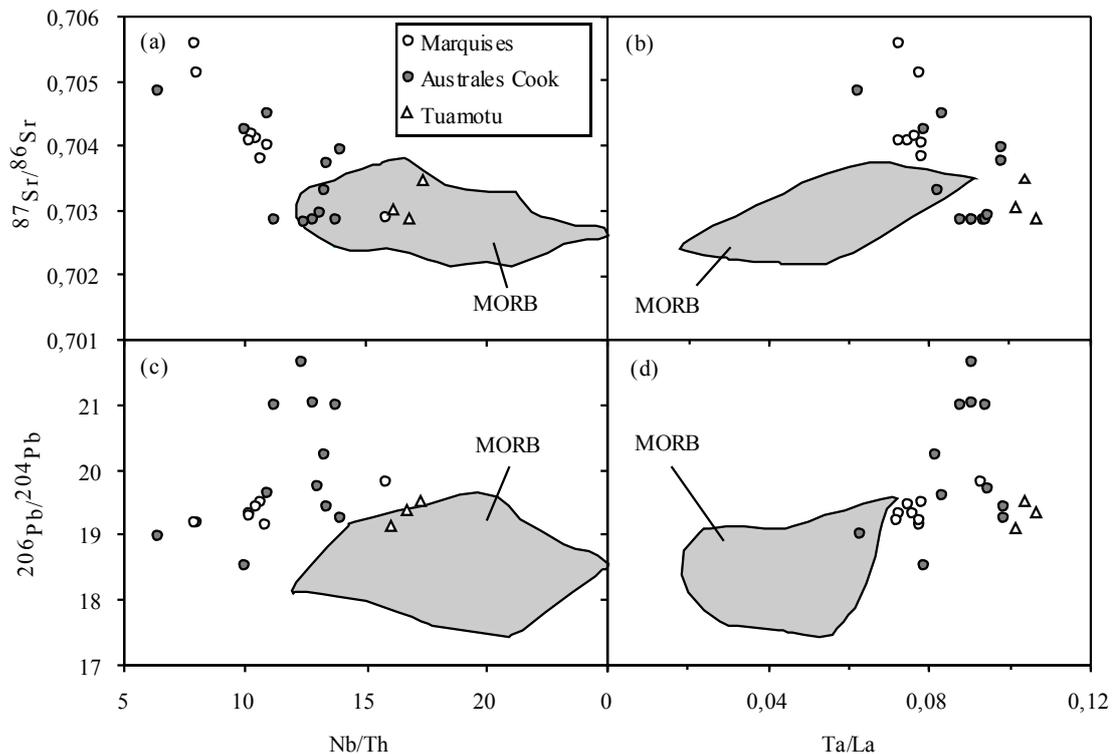


Figure 26 : Représentation des valeurs moyennes du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction des rapports moyens Nb/Th et Ta/La pour chaque île étudiée. Les valeurs Nb/Th et Ta/La des Marqueses proviennent de données de Woodhead & Barszus (non publiées).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

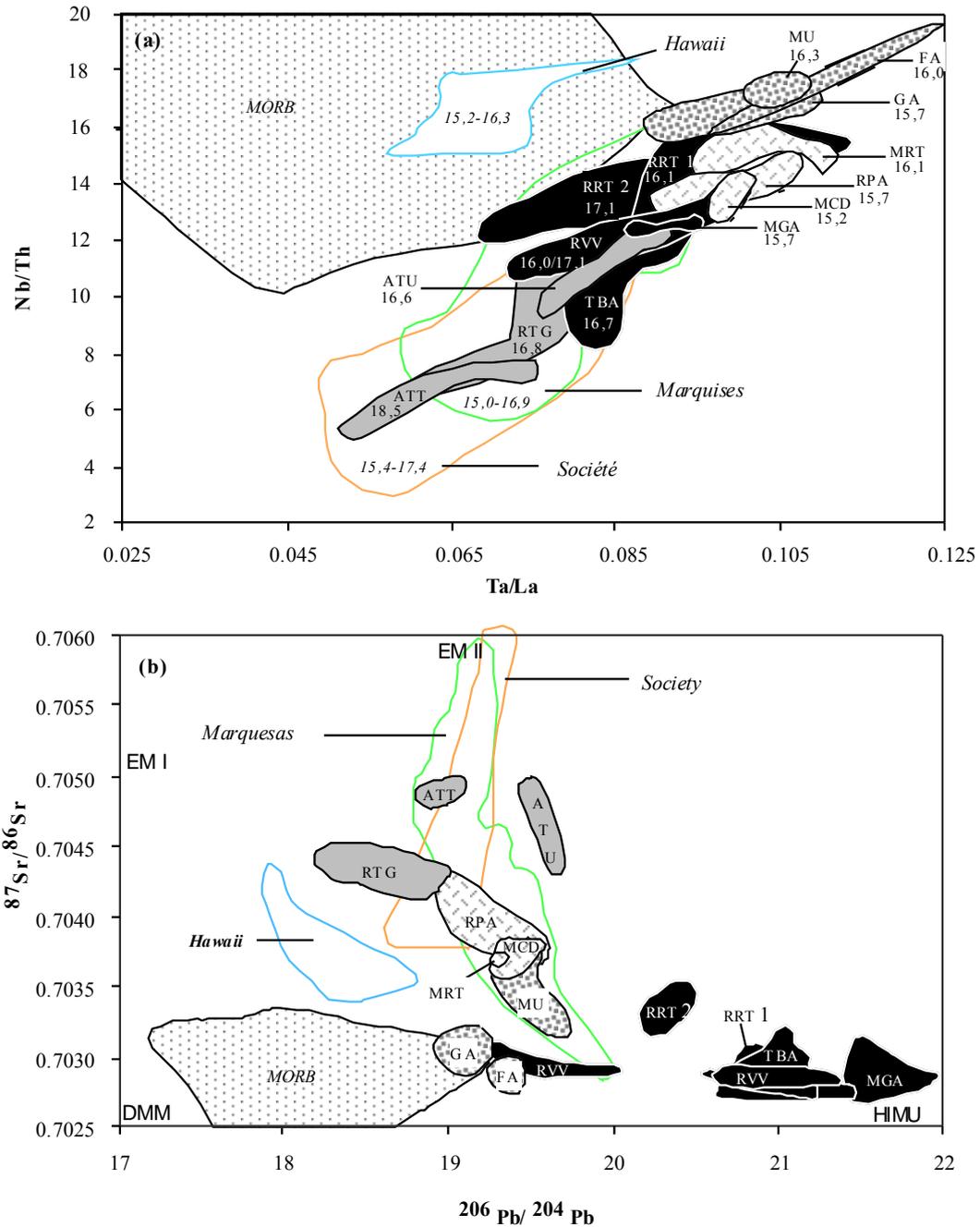


Figure 27 : (a) Représentation de Nb/Th en fonction de Ta/La pour basaltes des îles des Australes Cook et de Tuamotu analysés dans cette thèse. Les champs représentatifs des MORB, de Hawaii, de la Société et des Marquises sont basés sur des données de la littérature. (b) Compositions isotopiques des 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).

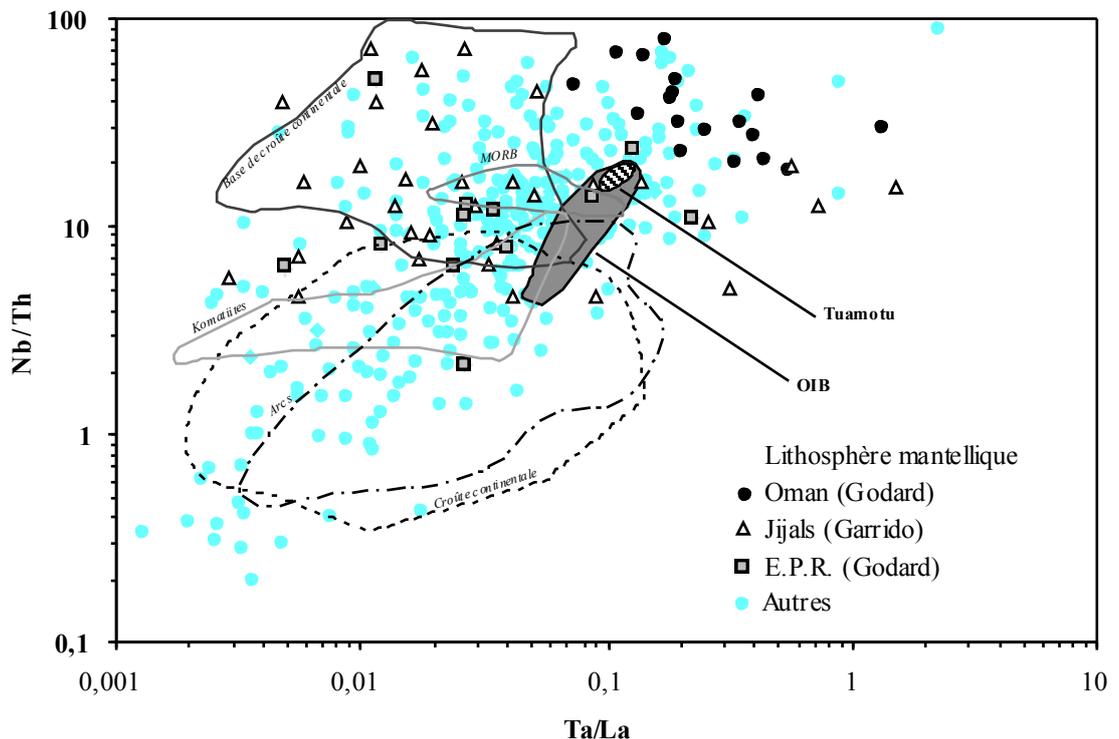


Figure 28 : Représentation de Nb/Th en fonction de Ta/La. Les champs des arcs, de la croûte continentale supérieure et inférieure, des komatiites, des MORB sont représentés par des lignes fines pointillées. Les échantillons de manteau lithosphérique sont représentés individuellement par des symboles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

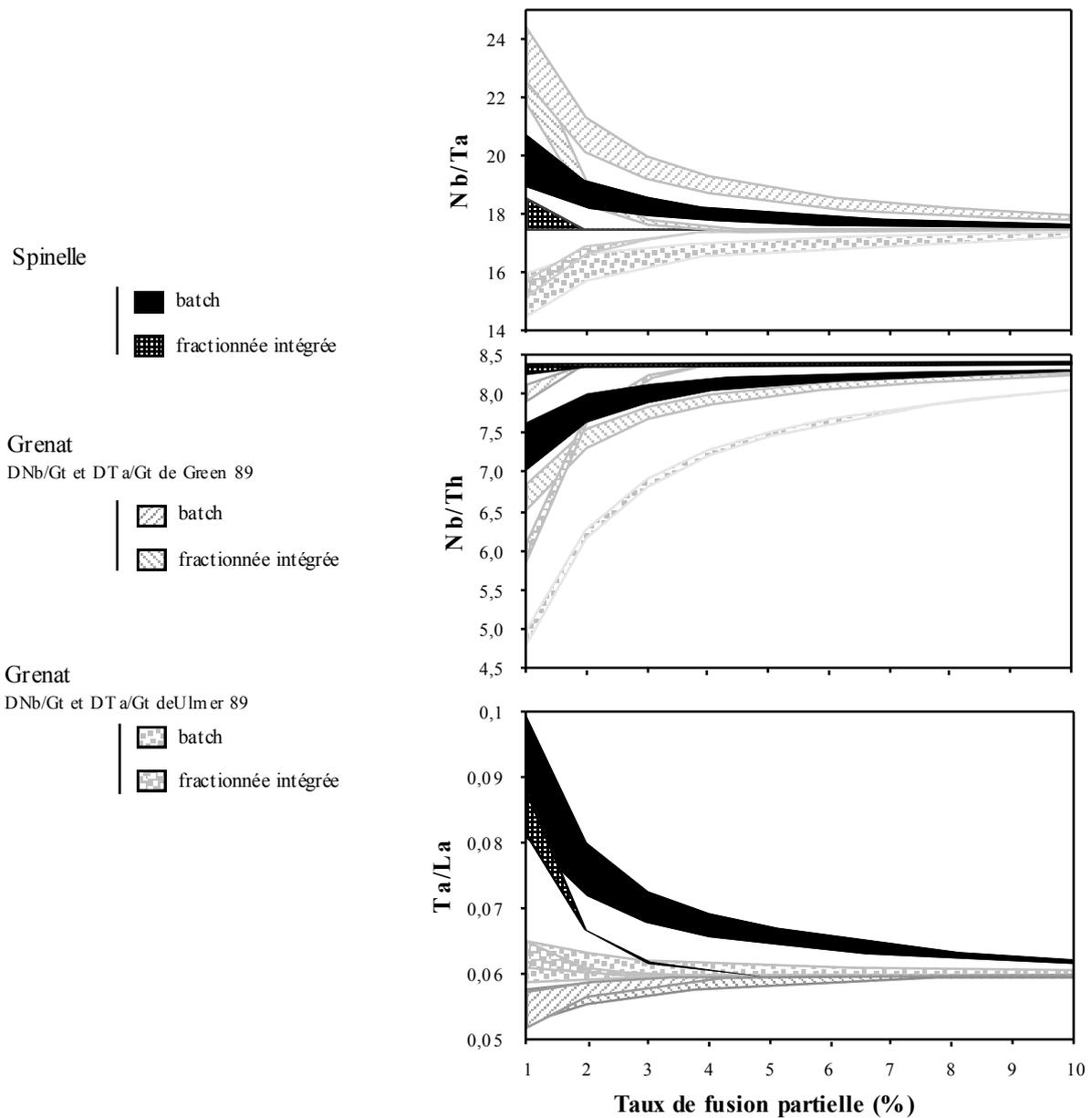


Figure 29: Modélisation des variations de Nb/Ta, Ta/La, Nb/Th en fonction du taux de fusion partielle pour différentes sources possibles (à spinelle ou à grenat). Les champs correspondent aux diverses valeurs de coefficients de partage de Nb et Ta vis à vis du clinopyroxène.

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)	$CI=C_{s0}/D_0+F(1-P)$	
<p>C_{s0}, CI : concentration de la source en l'élément considéré D₀=$\sum X_{0i}K_{di}$ P=$\sum P_jK_{dj}$ F : taux de fusion</p>	<p>P_j : % phases j fondantes X_{0i} : % phases i dans source K_{dj}: coefficient de partage de l'élément / phase i</p>	<p>C_{S0 Nb} = 0.713 ppm C_{S0 Ta} = 0041 ppm C_{S0 Th} = 0.085 ppm 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 .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 ⁻⁵ ?	3.10 ⁻³ ?	de 2,4 .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.

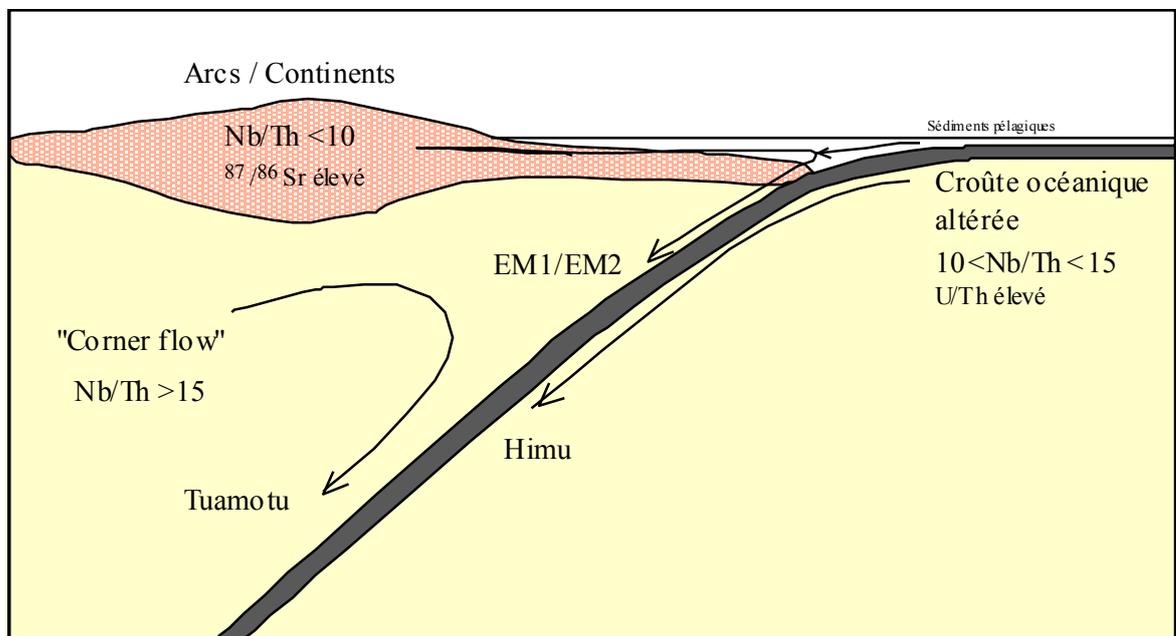


Figure 30 : Schéma récapitulatif des différentes origines possibles des sources des OIB de Tuamotu et des Australes Cook.

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.

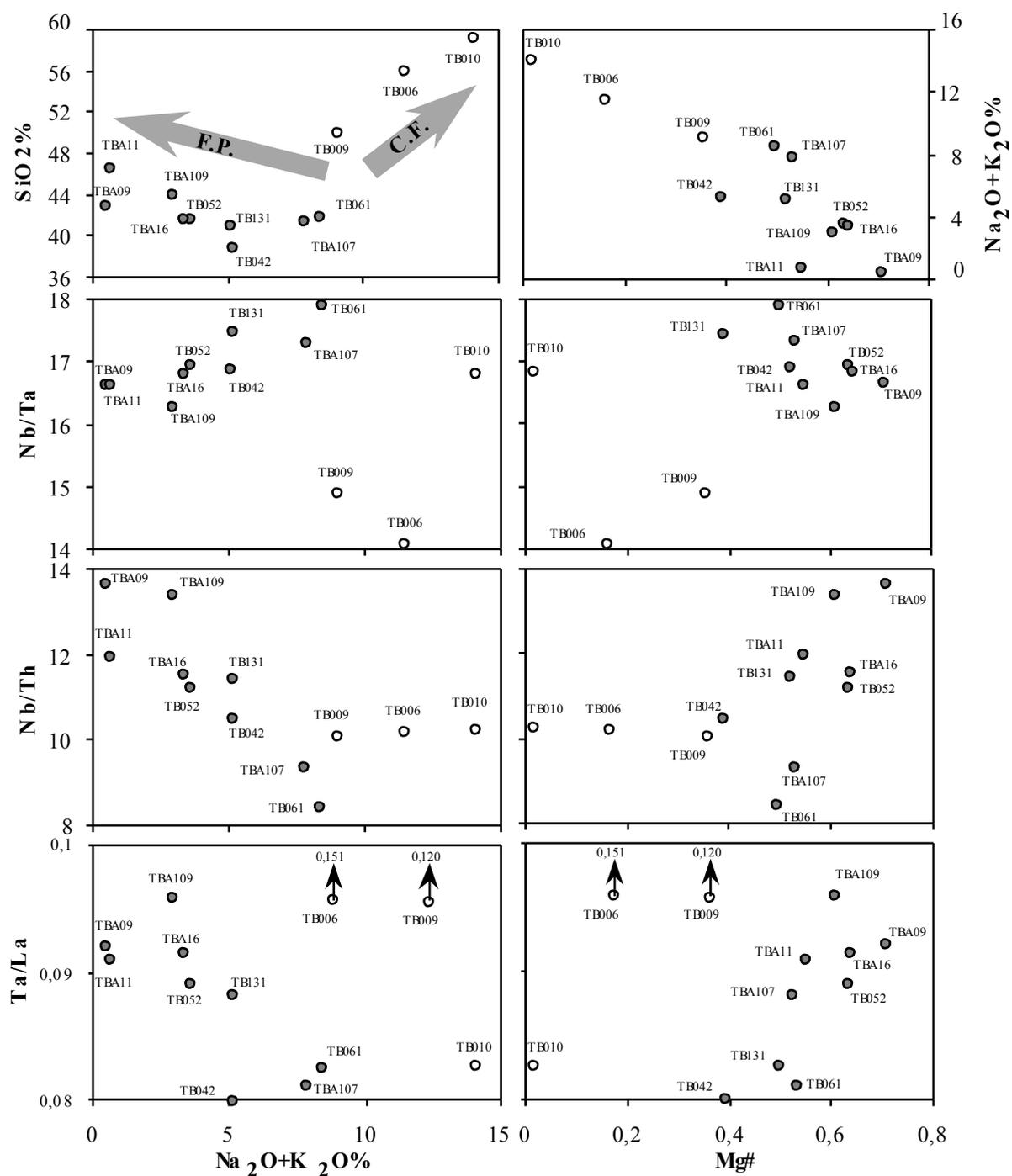


Figure 31 : Variations de SiO₂ (%), Nb/Ta, Ta/La, Nb/Th, en fonction de la teneur en alcalins (Na₂O+K₂O %) et du rapport Mg (Mg#) pour les échantillons de l'île de Tubuai. Les termes les plus différenciés (phonolites) sont symbolisés par des cercles vides (O). Les flèches indiquent un taux de fusion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

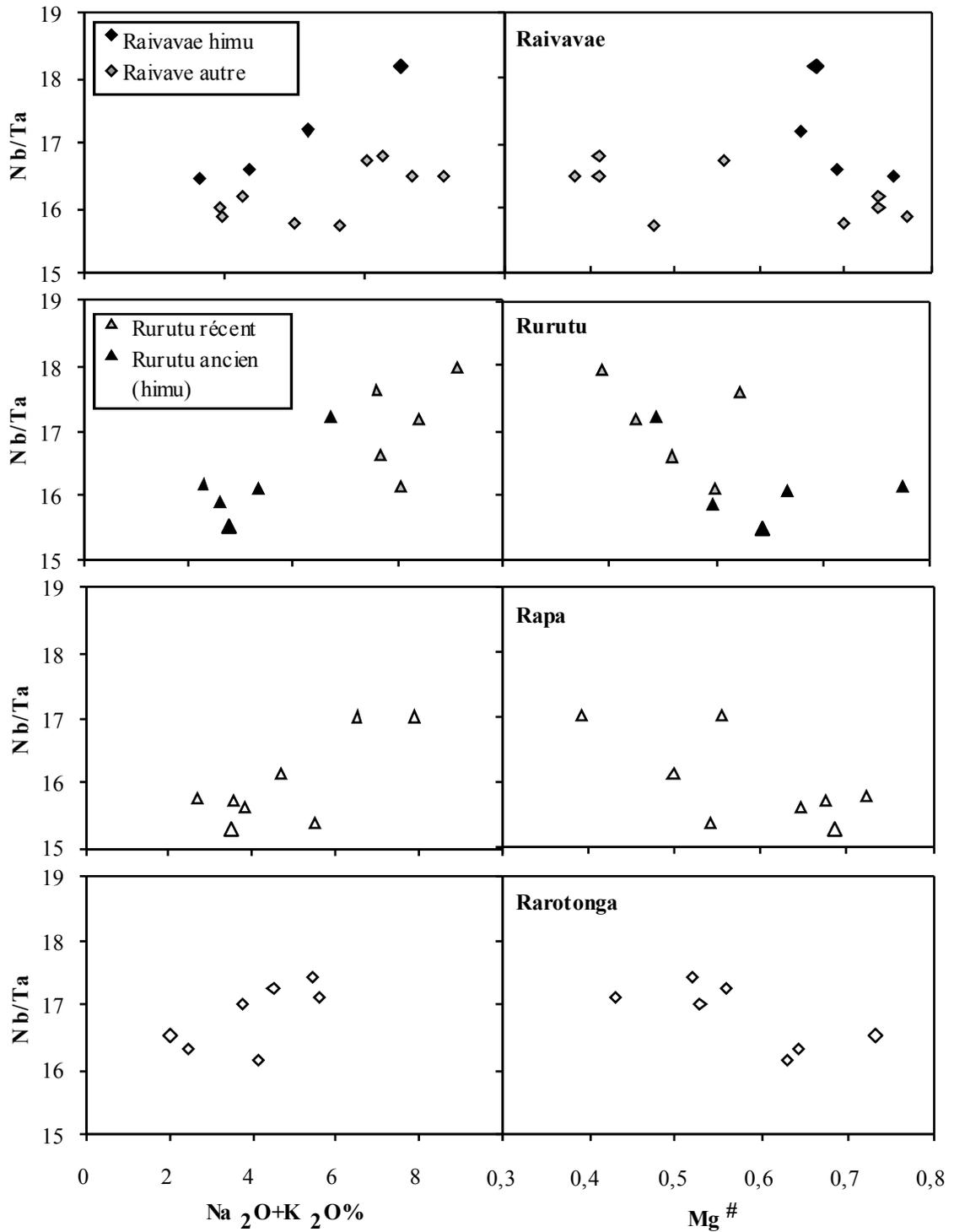


Figure 32 : Représentation de Nb/Ta en fonction de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (%) et Mg# pour les îles de Raivavae, Rapa, Rurutu et Rarotonga .

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.

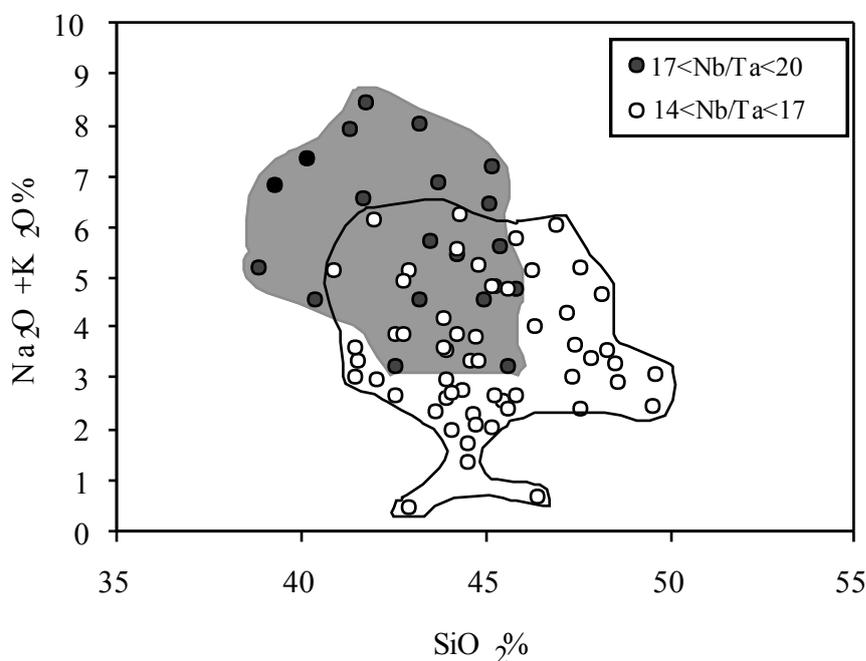


Figure 33 : Représentation de tous les OIB analysés (exceptées les phonolites) dans un diagramme alcalins en fonction de SiO₂ (%), avec des symboles différents selon les valeurs du rapport Nb/Ta.

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.

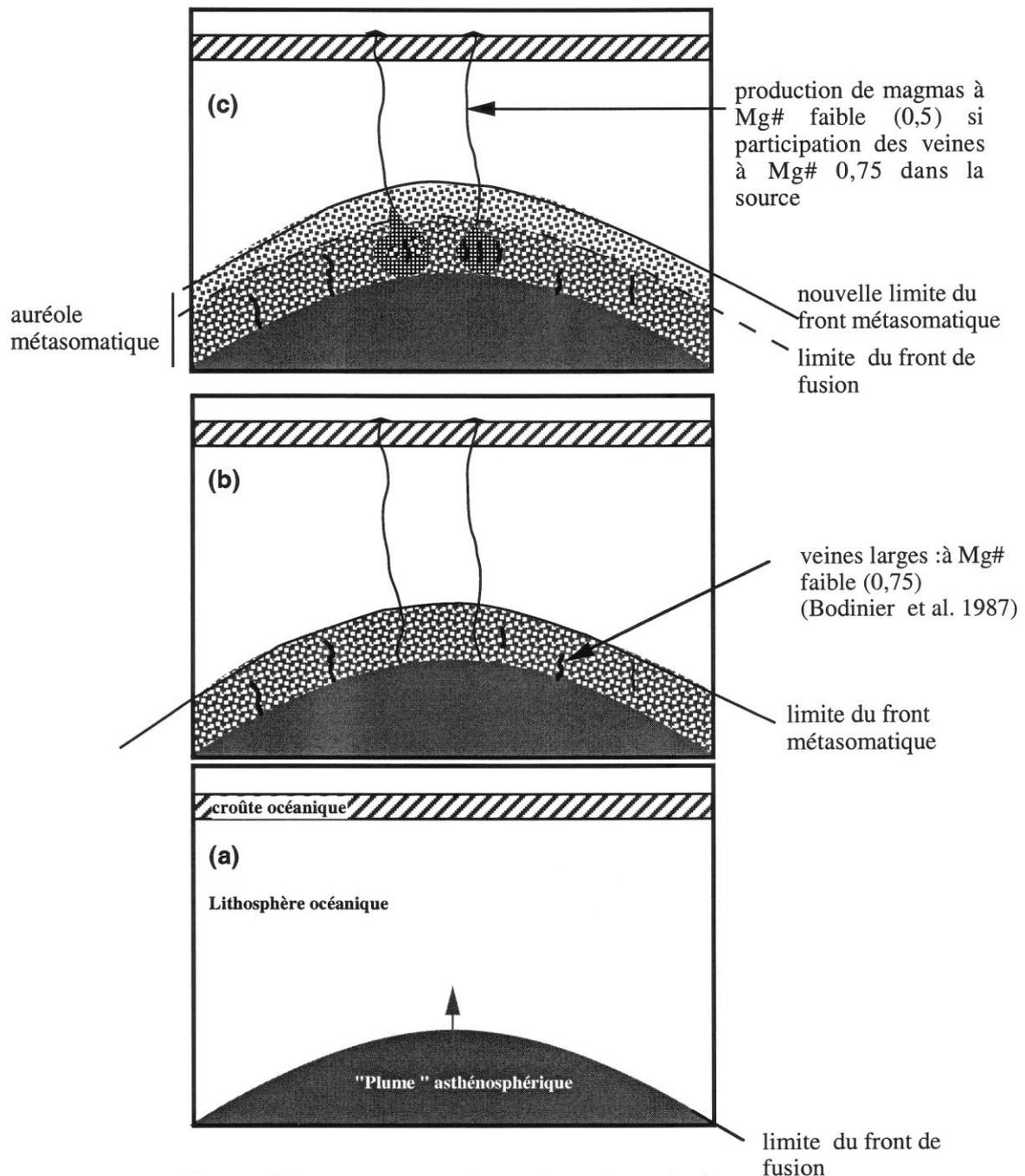


Figure 34 : Représentation schématique de la formation d'un front métasomatique lors de l'arrivée d'un plume asthénosphérique dans la lithosphère (érosion thermique)

L'interaction (a) entre un magma asthénosphérique et une lithosphère susjacente 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 mêmes 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.

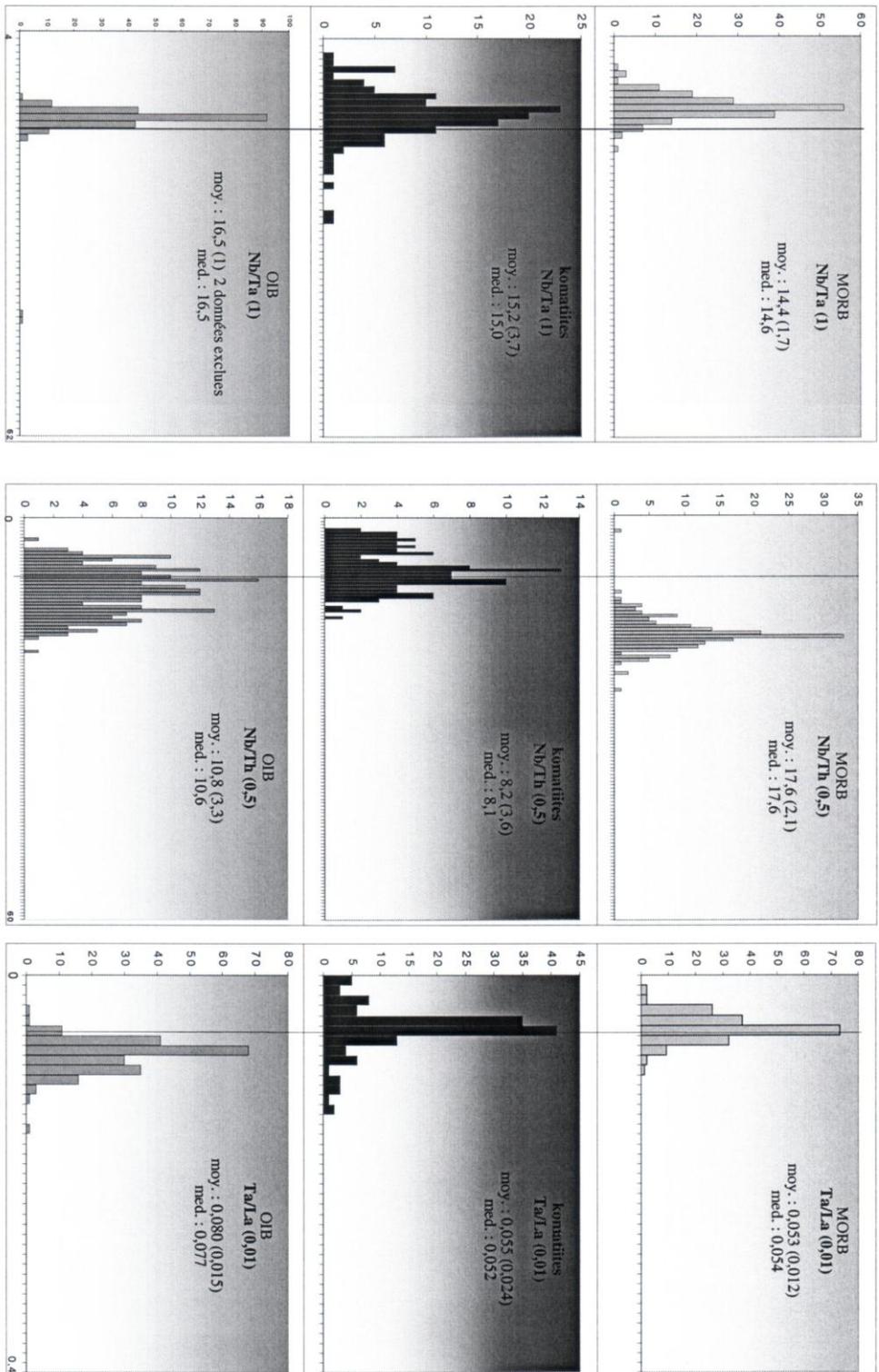


Figure 35 : Histogramme représentant la distribution des valeurs de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La dans les MORB et les komatiites. Les valeurs prises en compte sont issues des données publiées et d'échantillons analysés à Montpellier soit dans le cadre de cette thèse, soit dans le cadre d'autres études non publiées (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.

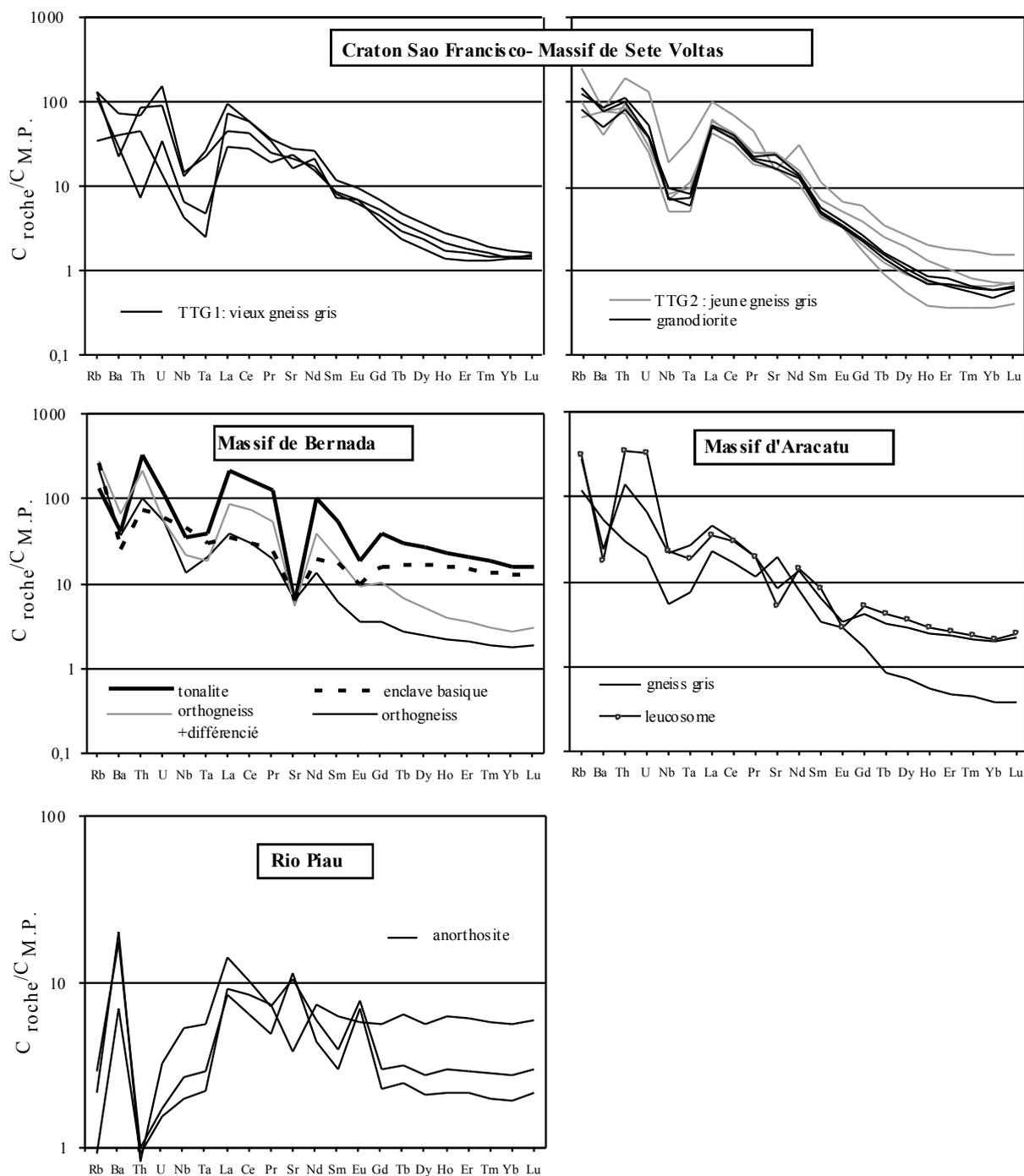


Figure 36 : Spectres de distribution des éléments trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans les roches crustales archéennes du craton du Sao Francisco.

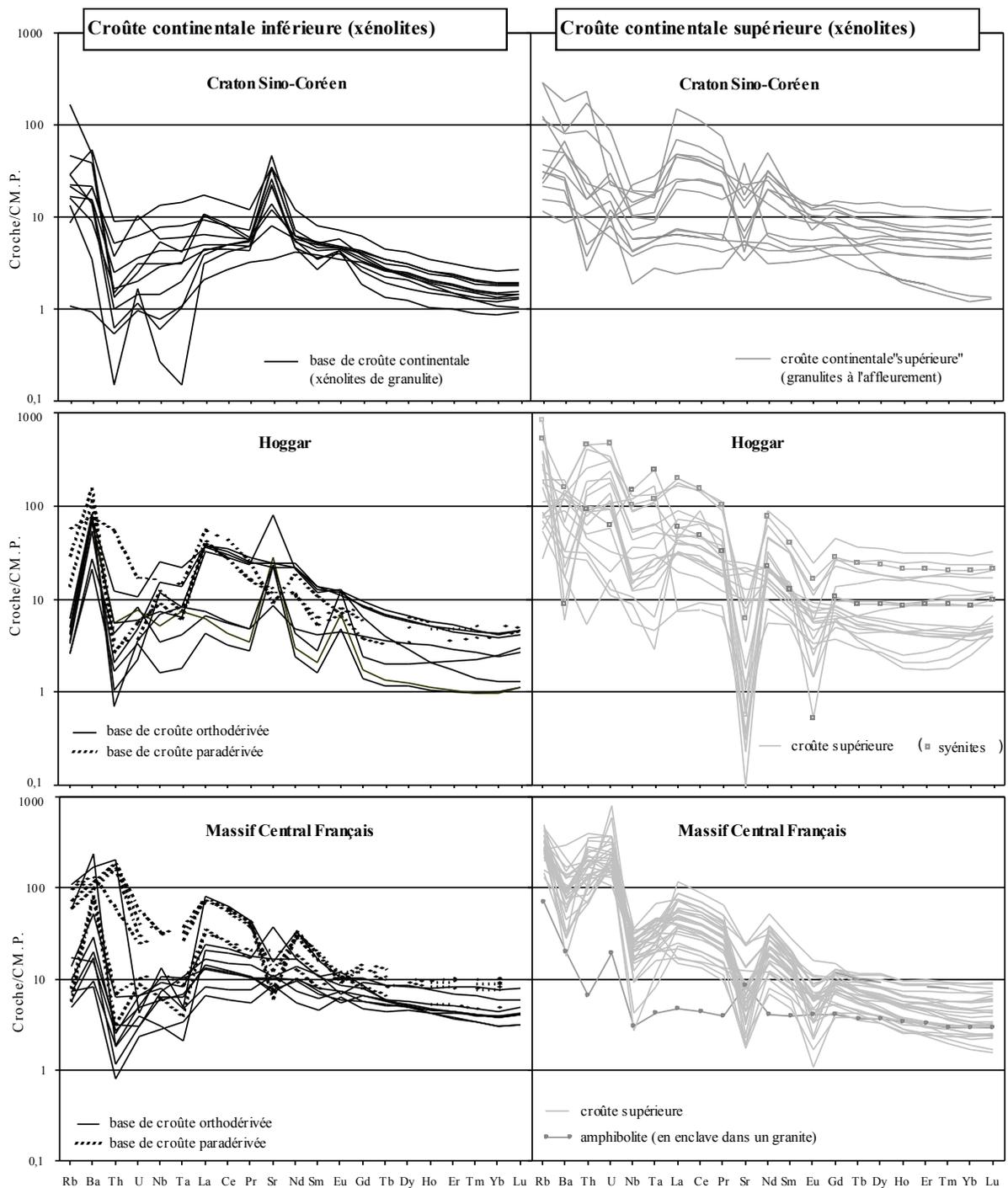


Figure 37 : Spectres de distribution des éléments trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans les échantillons de croûte supérieure et de base de croûte du Craton Sino-Coréen, du Hoggar et du Massif Central Français.

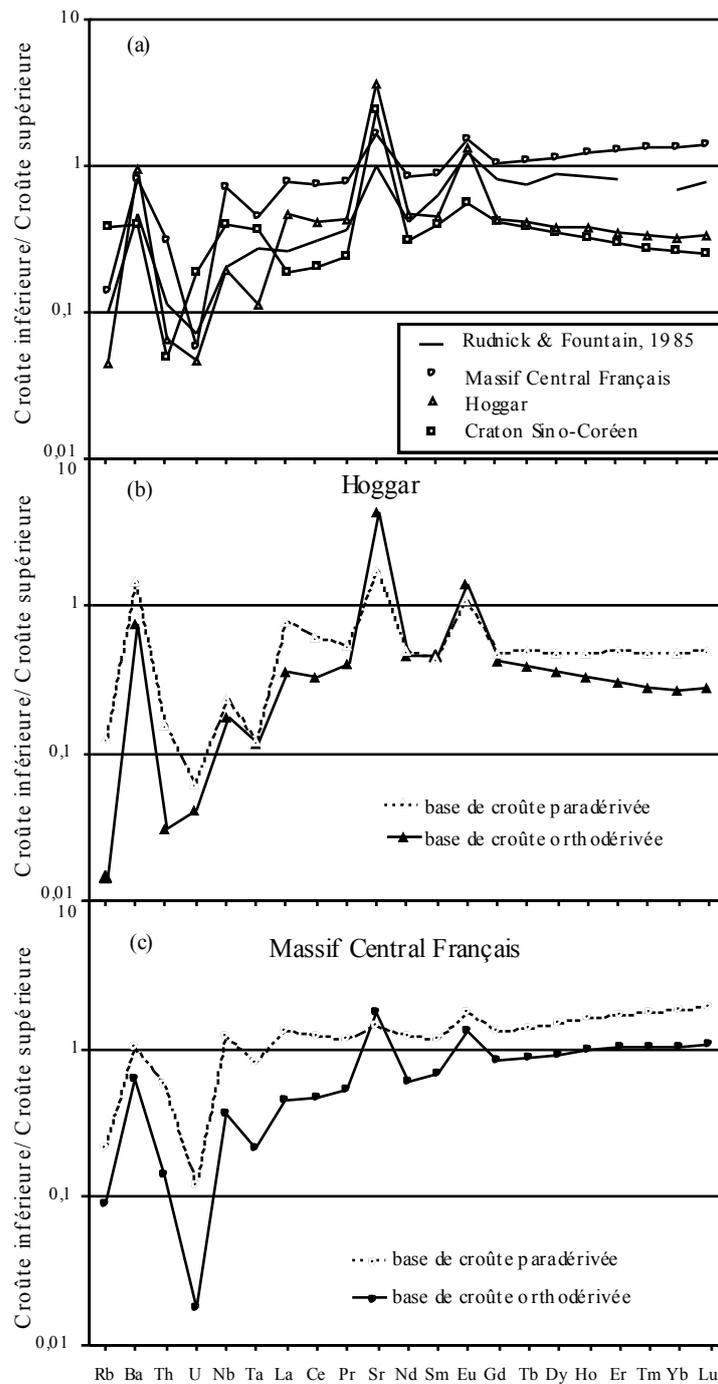


Figure 38 : Distribution des éléments trace dans la croûte inférieure normalisés aux valeurs de la croûte supérieure. (a) Toutes les xénolites de base de croûte sont pris en compte pour calculer la moyenne de la croûte inférieure. (b) et (c) Pour le Hoggar et le Massif Central Français, on a distingué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

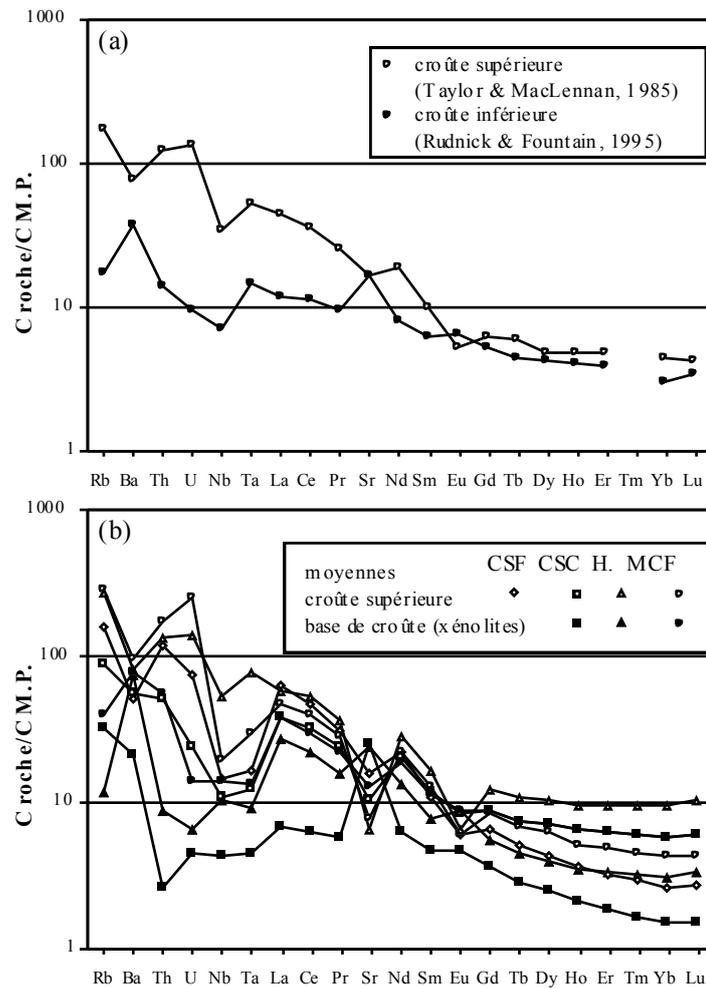


Figure 39 : Distribution des éléments trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans (a) la croûte supérieure et croûte inférieure (moyennes de Rudnick & Fountain, 1995 et Taylor & McLennan, 1985) et dans (b) la croûte supérieure et la base de croûte des 4 régions étudiées (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 x manteau primitif) sont observées dans les roches alcalines du Hoggar (syenites, et granites alcalins et peralcalins) et les plus faibles (< 10 x 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.

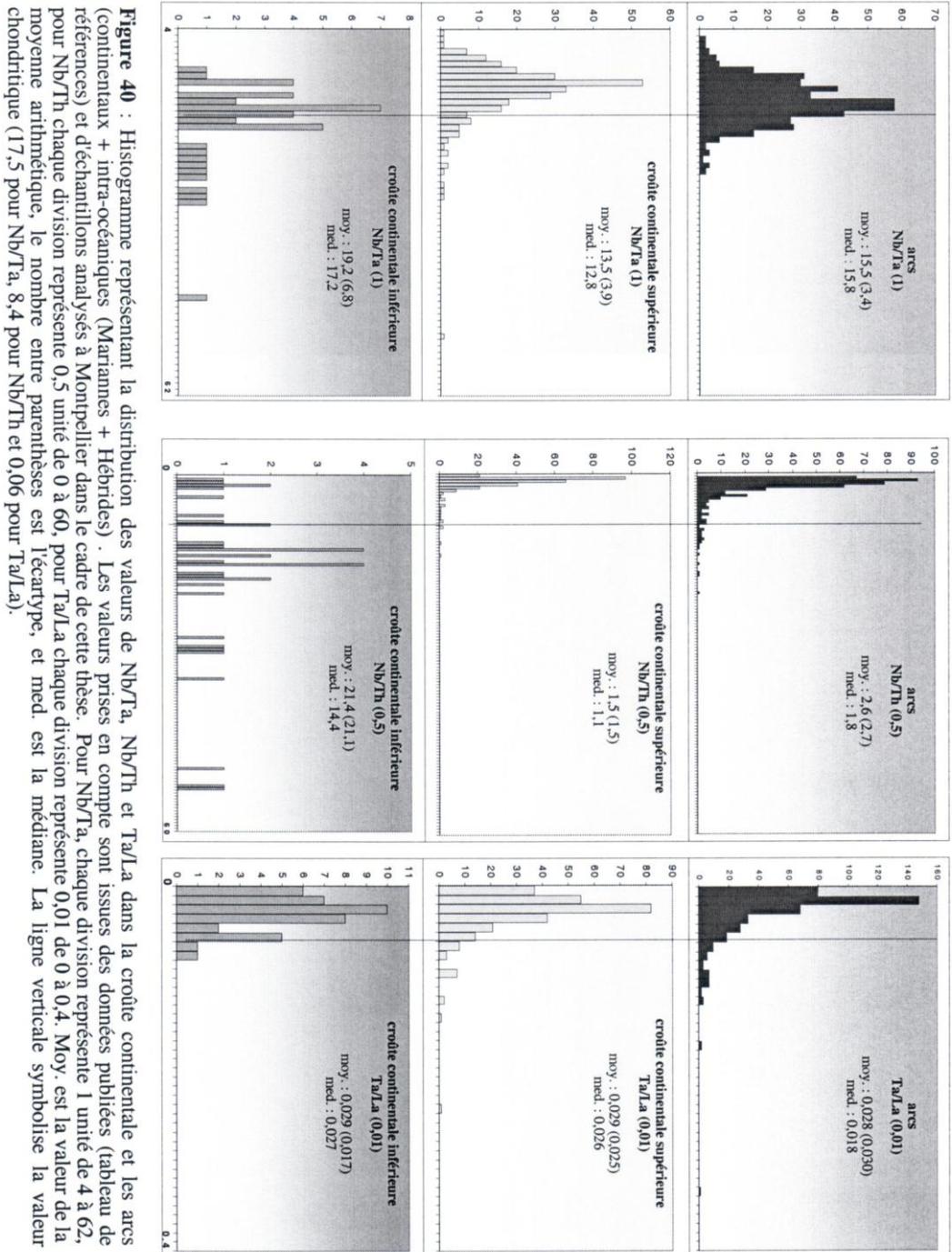


Figure 40 : Histogramme représentant la distribution des valeurs de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La dans la croûte continentale et les arcs (continentaux + intra-océaniques (Marianes + Hébrides) . Les valeurs prises en compte sont issues des données publiées (tableau de références) et d'échantillons analysés à 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 (syénites 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.

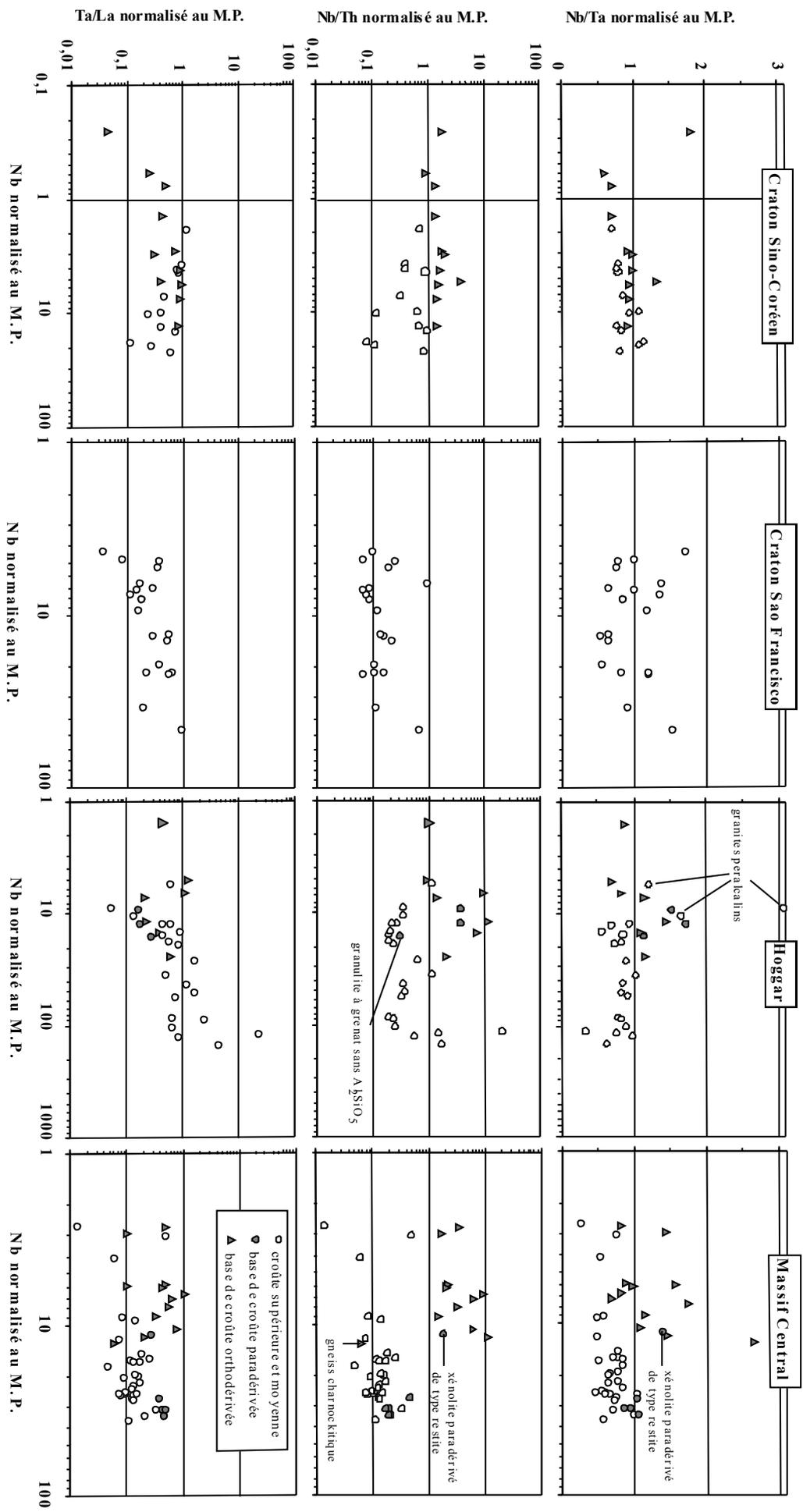


Figure 41 : Représentation des 3 rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La normalisés à ceux du manteau primitif (Sun & MacDough 1989) en fonction de la concentration de Nb également normalisée à celle du manteau primitif, pour les échantillons crustaux des différentes régions étudiées. Les échantillons de la base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

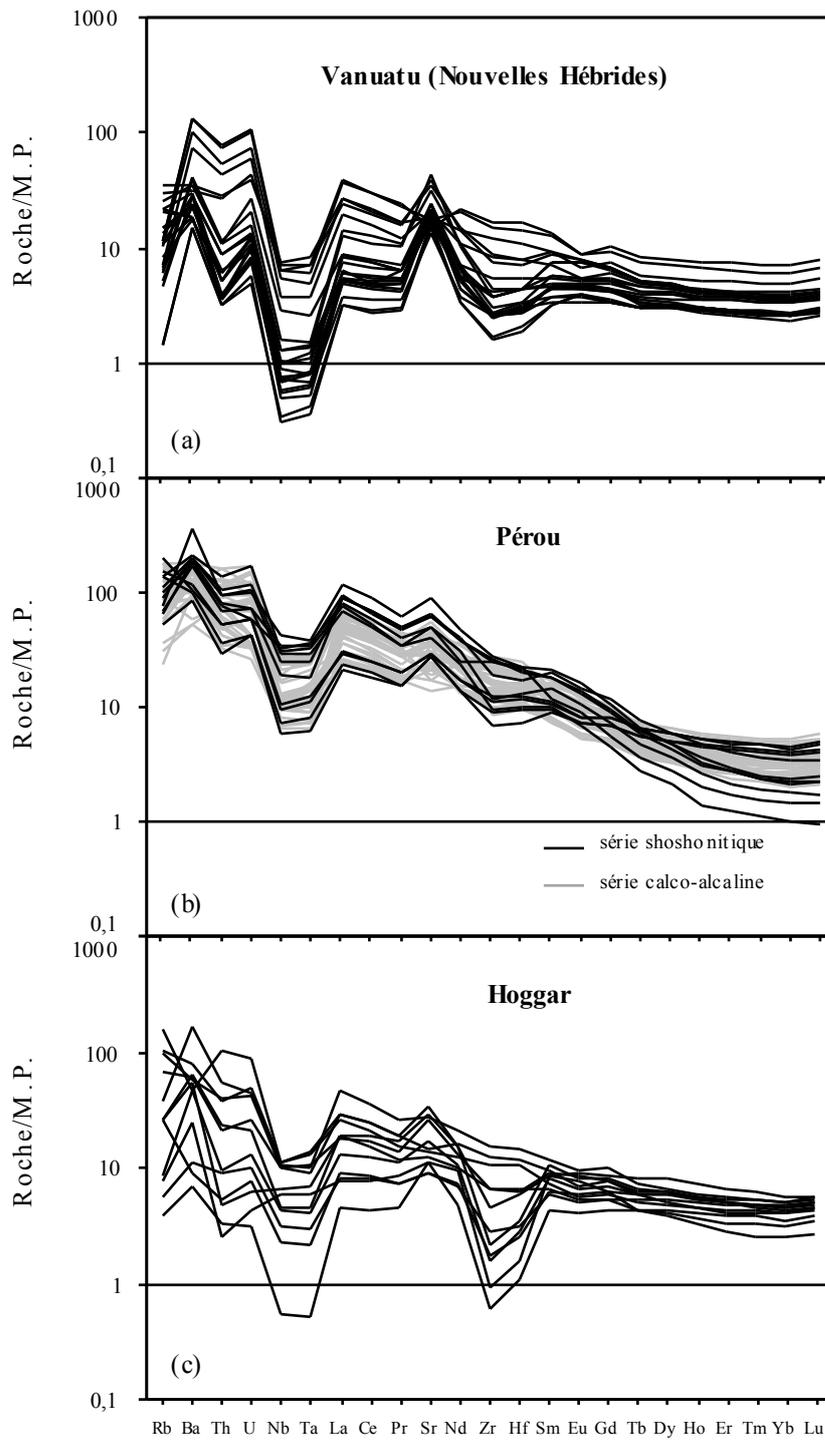


Figure 42 : Distribution des éléments en trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans les laves d'arc de Vanuatu (a), du Pérou (b) et du Hoggar (c) analysées au cours de cette étude.

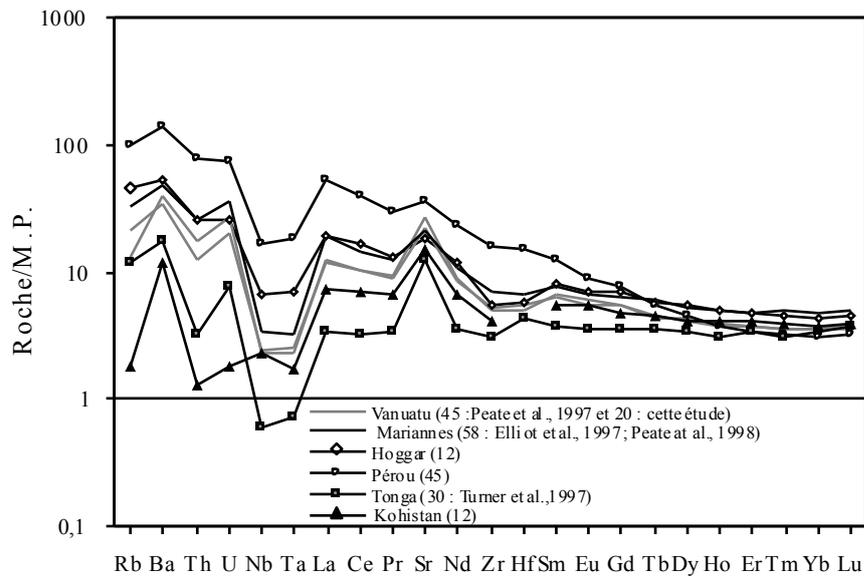


Figure 43 : Comparaison des distributions moyennes en éléments trace (normalisés au manteau primitif (M.P.), Sun & McDonough, 1989) avec des laves d'arc (ou gabbros pour le Kohistan) de différentes origines. Les données du Pérou, du Hoggar et certaines de Vanuatu sont celles obtenues au cours de cette 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).

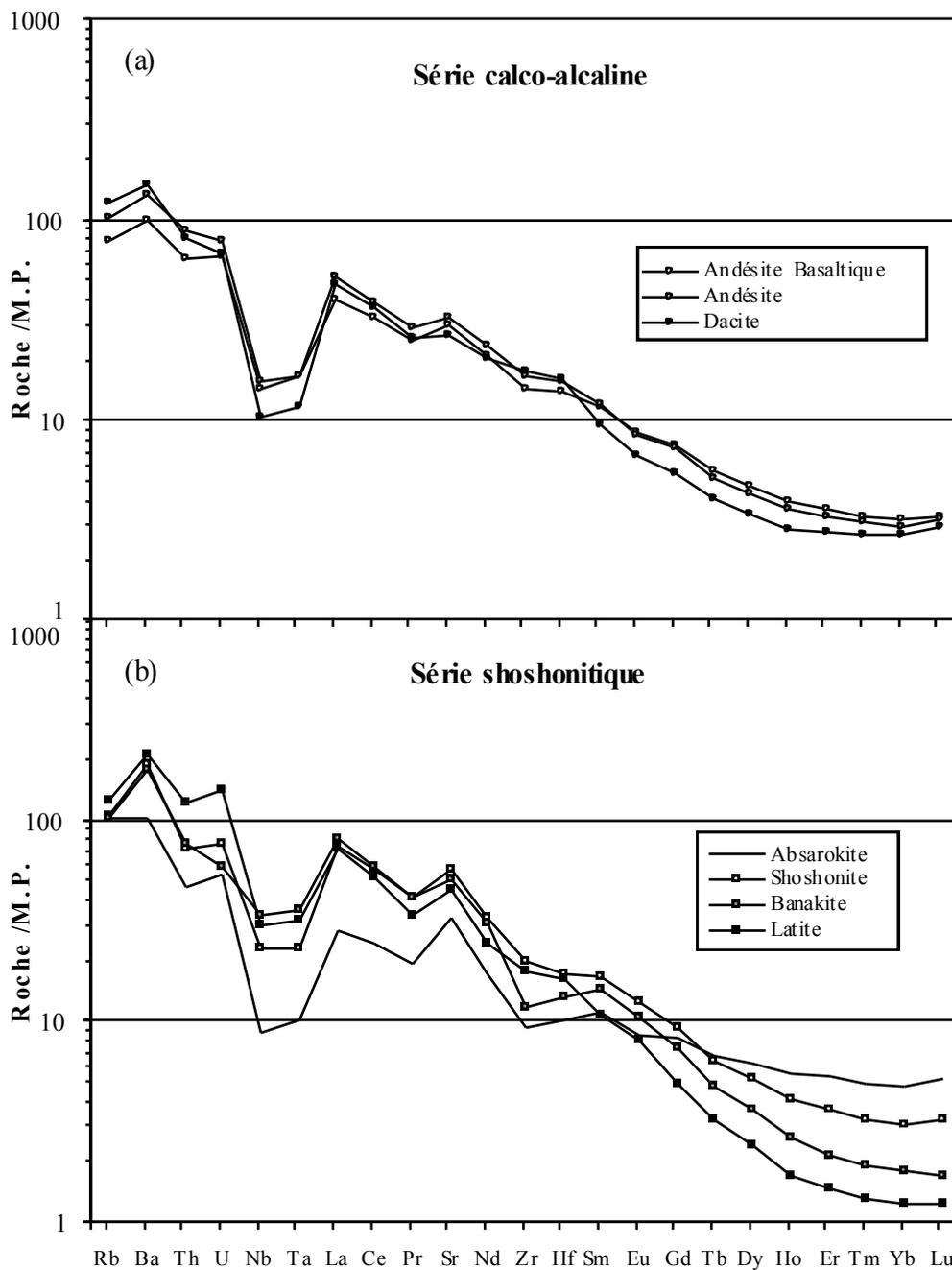


Figure 44 : Distribution des éléments trace normalisés au manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans les laves d'arc du Pérou de la série calco-alcaline (a) et de la série shoshonitique (b). Seules les moyennes de chaque type de roche ont été représentées.

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.

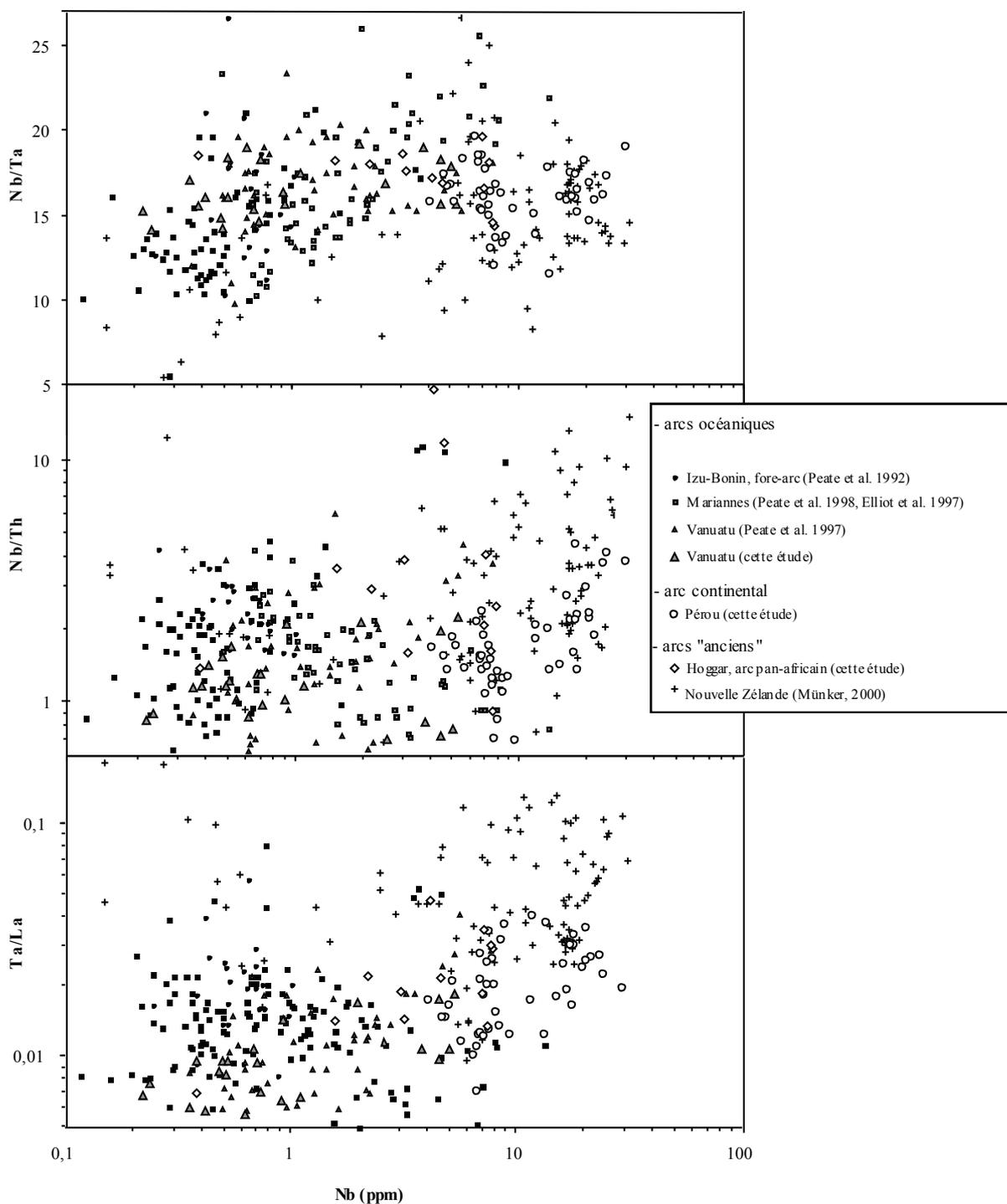


Figure 45 : Représentation des rapports Nb/Ta, Nb/Th, Ta/La en fonction de la concentration de Nb dans différents types de laves d'arc.

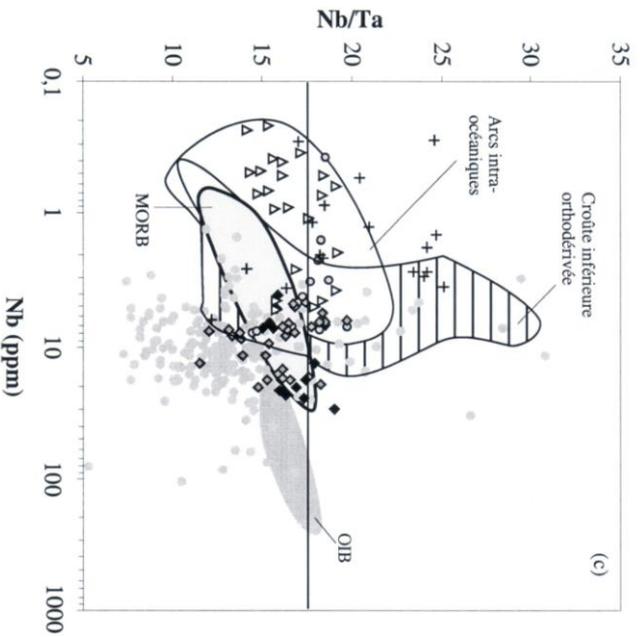
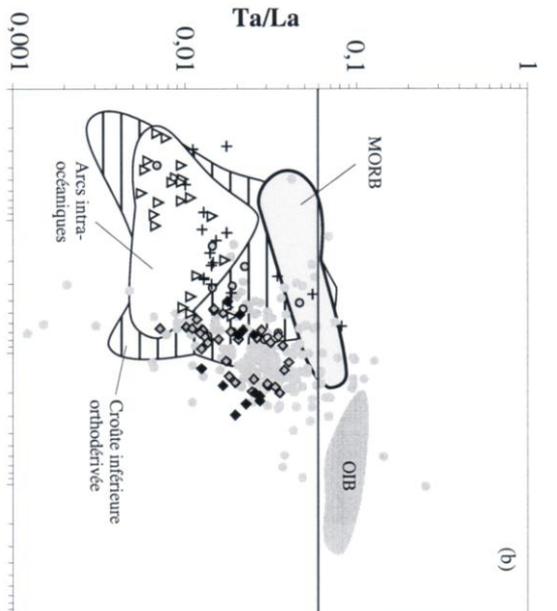
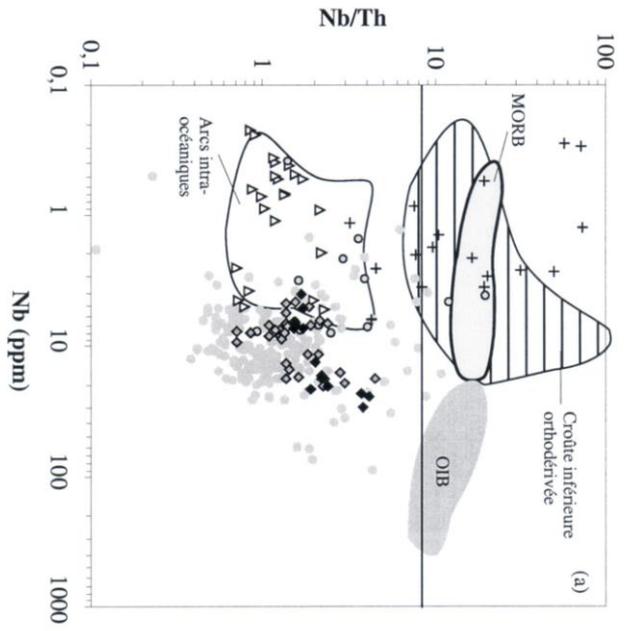
B- Discussion

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.



- + arc obduite du Kohistan ; croûte inférieure
- Δ Vanatur : 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

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 (Peate et al., 1997 ; Elliot et al., 1997 ; Peate et al., 1998), ainsi que des données concernant la base de l'arc obduite du Kohistan, nord-Pakistan (gabbros 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'I'ACT (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 – Jahn & Condie, 1995 ; Calde et al., 1996 ; Ajaji et al., 1998 ; Doumbia et al., 1998 ; Liégeois et al., 1998 ; Barth et al., 2000), les données sont représentées individuellement.

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.

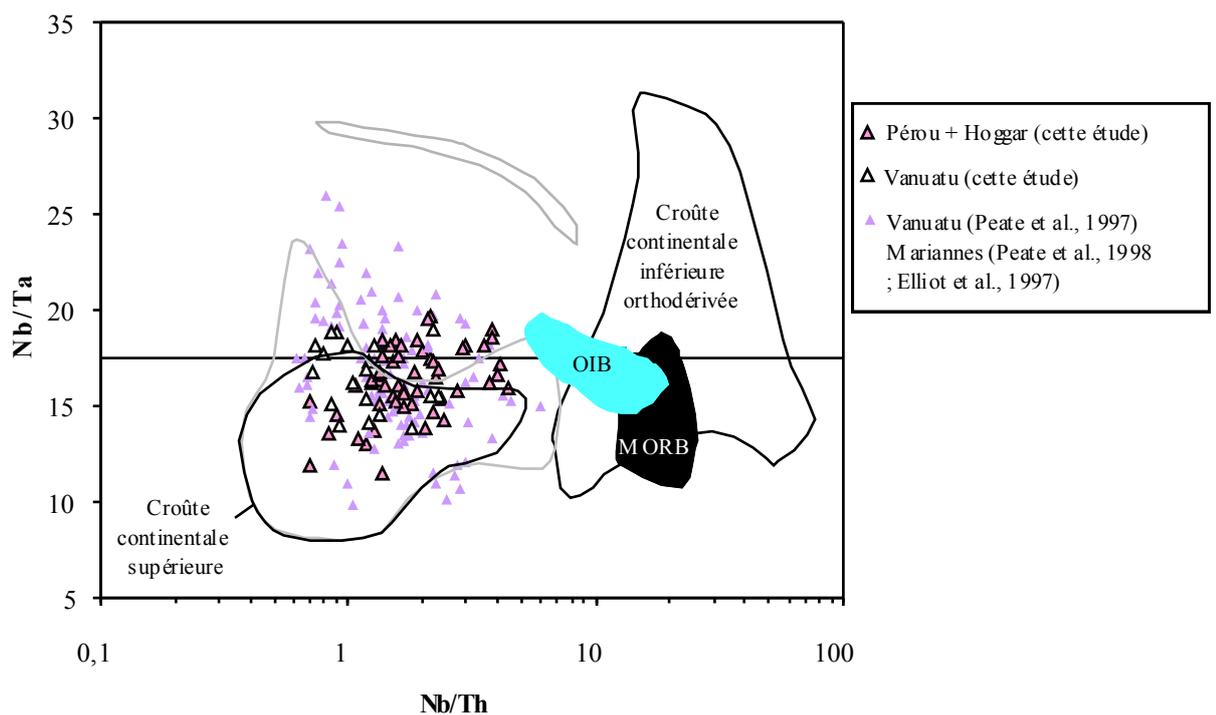


Figure 47 : Variations de Nb/Ta en fonction de Nb/Th dans les arcs, comparées aux champs représentatifs des MORB (données de la littérature: cf. annexe B), des OIB (cette étude et données de la littérature) et de la croûte continentale. La croûte continentale est représentée par deux champs distincts; 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; Pearce 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, aucun 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.

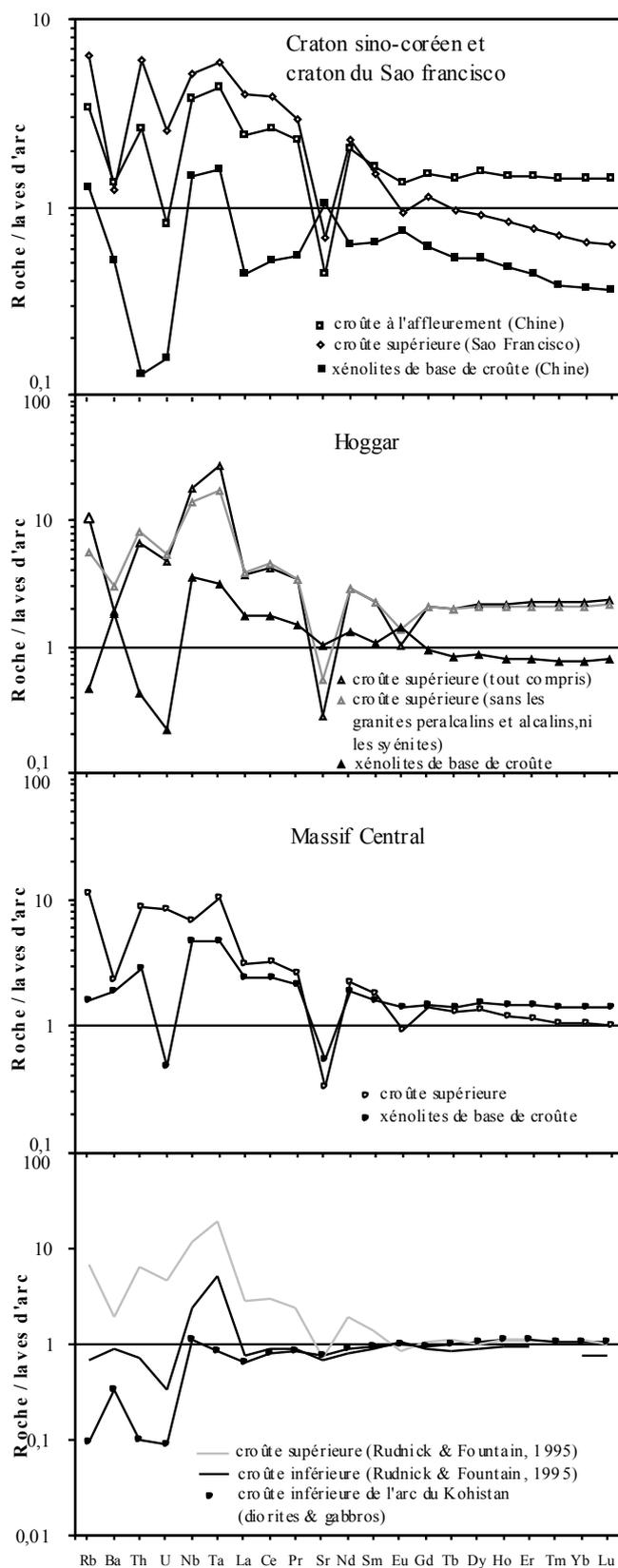


Figure 48 : Distribution des éléments en trace normalisés à la moyenne des laves d'arcs océaniques (Mariannes et Vanuatu: données de cette étude et de la littérature – Elliot et al., 1997 ; Peate et al., 1997, 1998) dans les unités crustales étudiées, ainsi que dans la croûte inférieure de l'arc obducté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

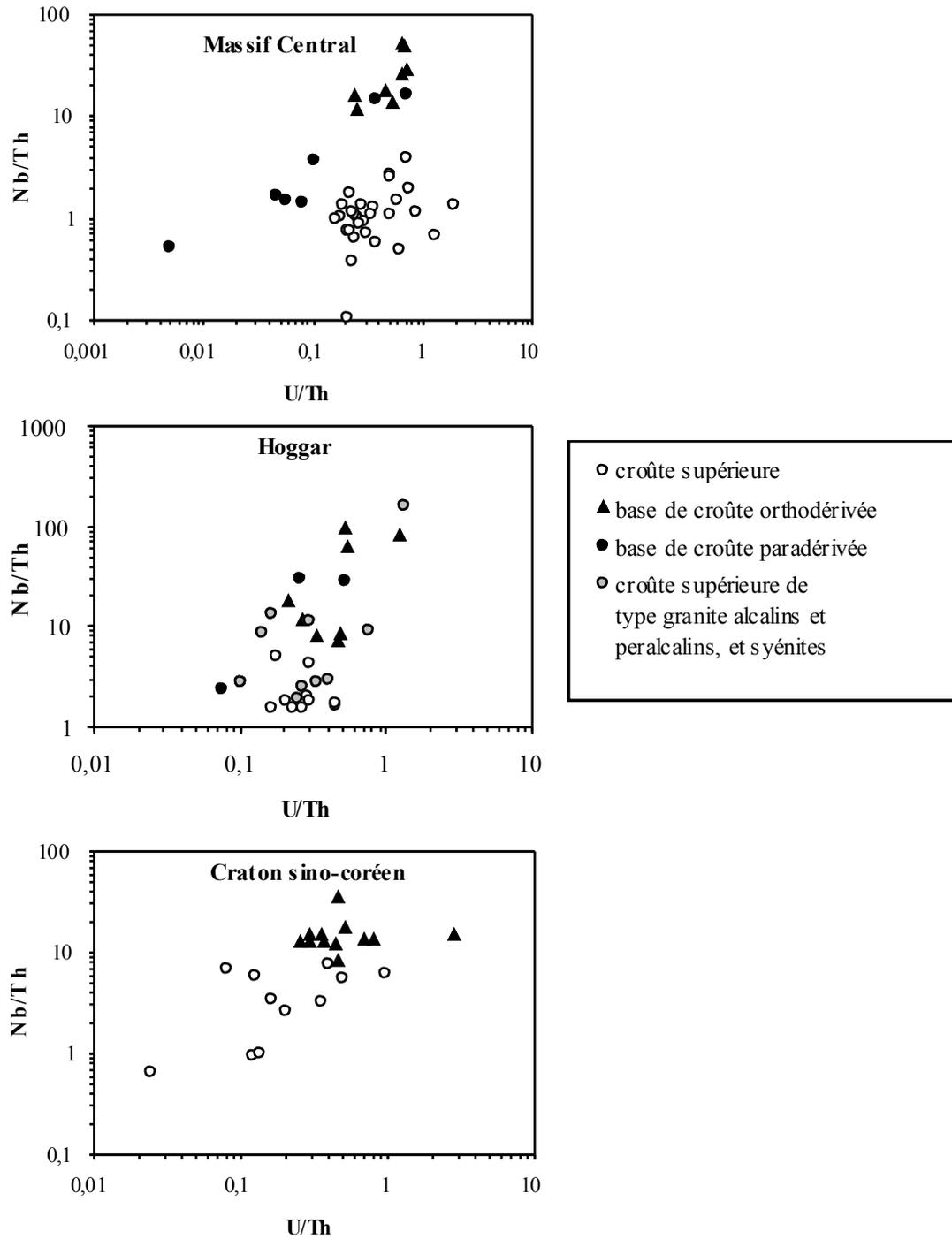


Figure 49 : Variations de Nb/Th en fonction de U/Th dans les unités crustales étudiées du massif Central, du Hoggar, et du craton sino-coréen.

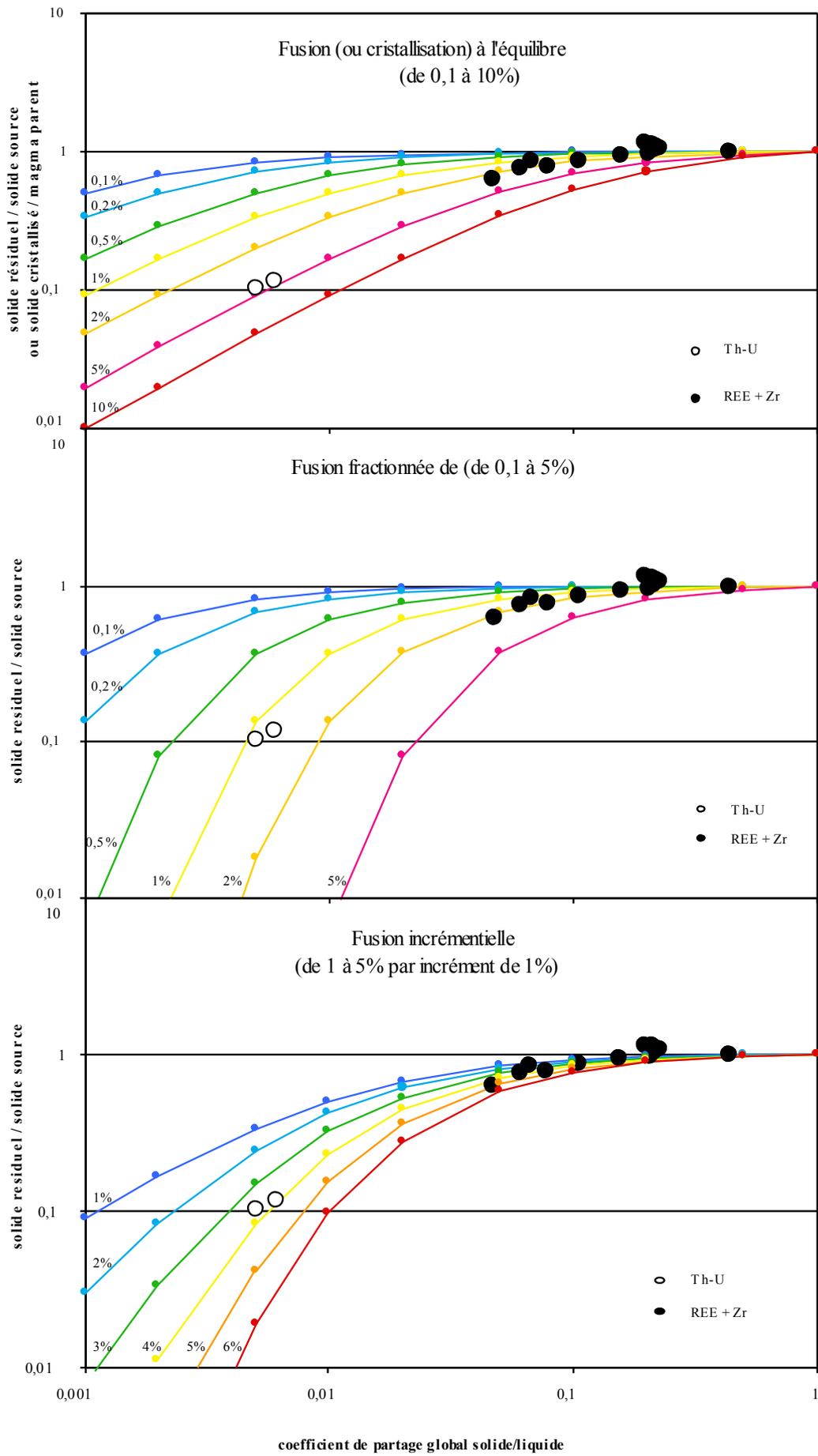


Figure 50

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 CLINOPYROXÈNE + 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 :

$$C_s = C_{i0} / [(F/D) + 1 - F]$$

où C_s représente, pour un élément donné, la composition du solide cristallisé, C_{i0} 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 C_s représente la composition du solide résiduel, C_{i0} la composition du solide source (= C_{s0}) et F le taux de fusion partielle.

Le modèle de fusion fractionnée utilise l'équation :

$$C_s = C_{s0} (1-F) (1/D)^{-1} \quad (\text{Gast, 1968; Shaw, 1970}).$$

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 $i - 1$ (C_{s0} , $i = C_s$, $i-1$). 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

$$F = (n \cdot \Delta F) - \sum [(i - 1) \cdot \Delta F^2],$$

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

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).

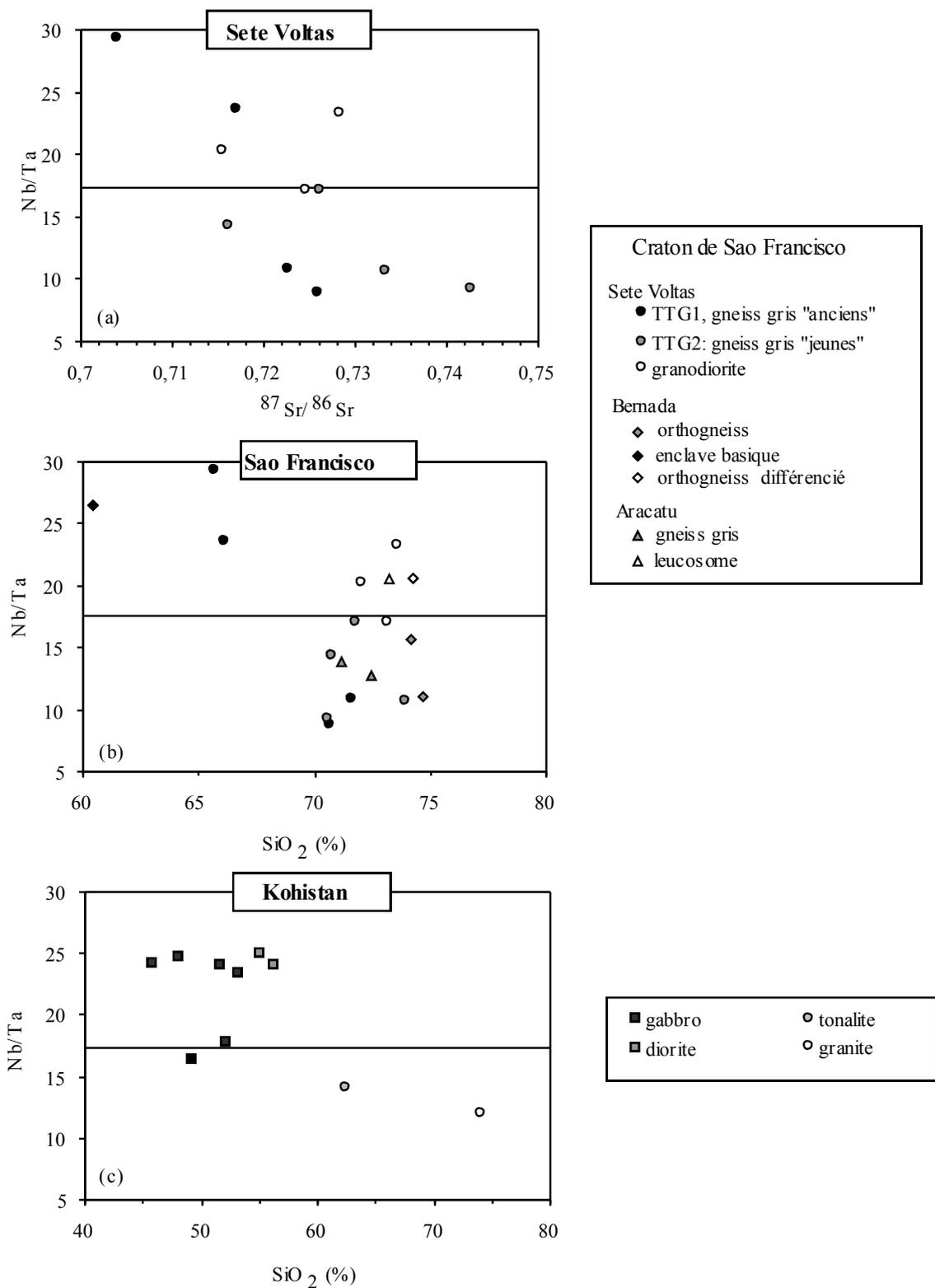


Figure 51 : Variation du rapport Nb/Ta en fonction: (a) du rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ dans les roches du massif de Sete Voltas (craton de Sao Francisco, Brésil), (b) de SiO_2 dans différents massifs du craton de Sao Francisco et (c) de SiO_2 dans des roches plutoniques de l'arc océanique obducté du Kohistan (nord-Pakistan). Les données de $^{87}Sr/^{86}Sr$ 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'IACI (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).

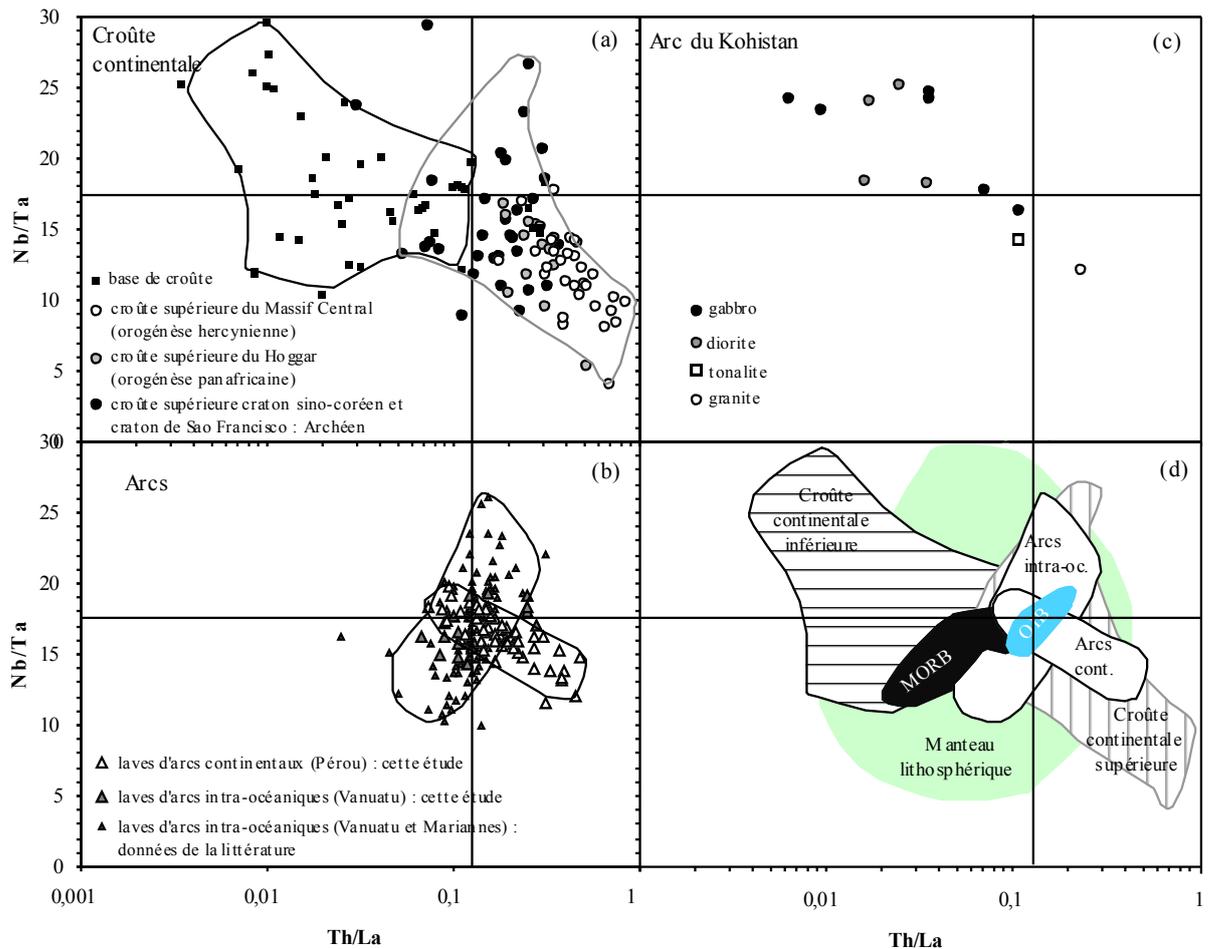


Figure 52 : Variation du rapport Nb/Ta en fonction du rapport Th/La

(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'IACT (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 Barthatny, 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.

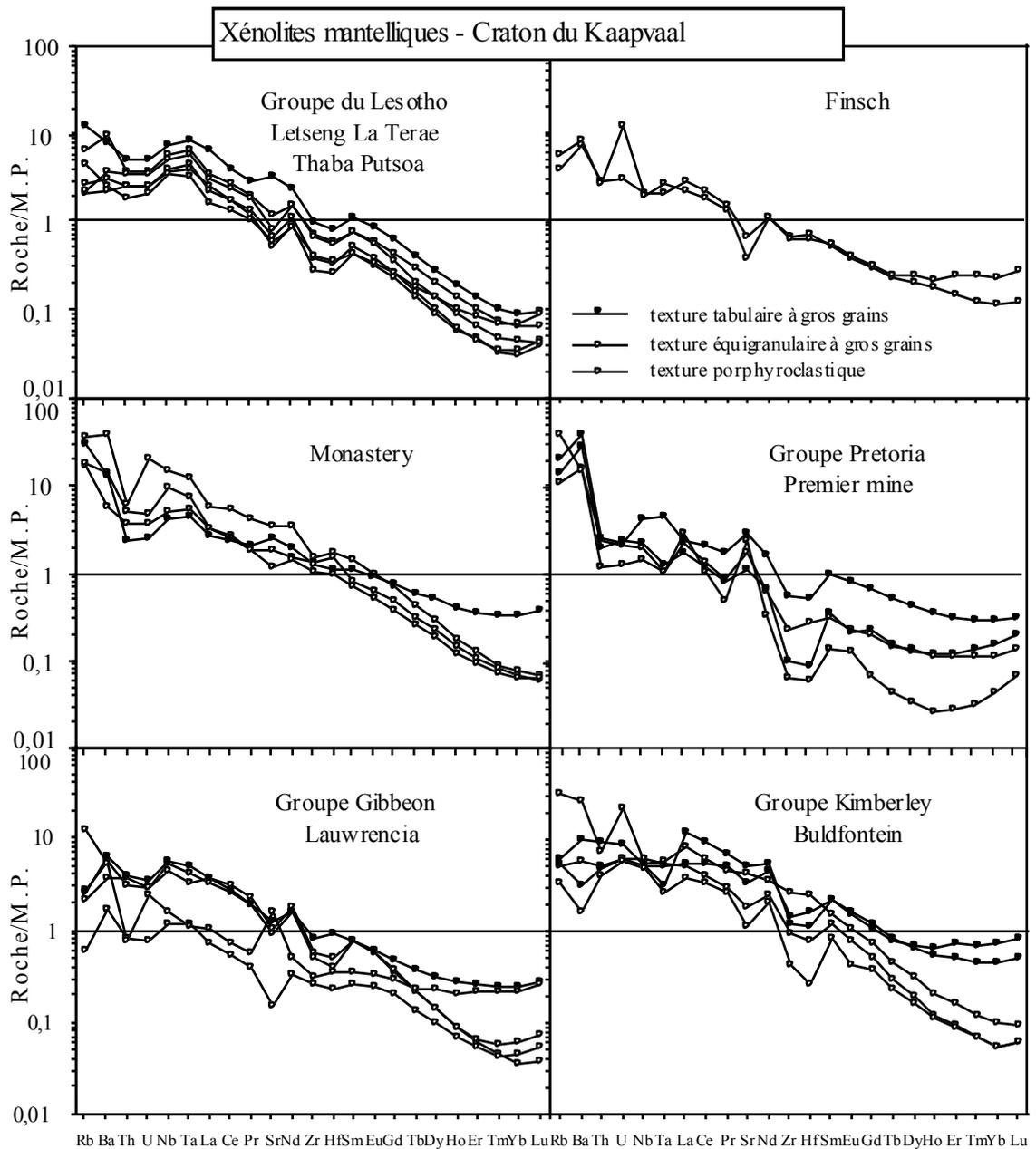


Figure 53 : Distribution des éléments trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans les xénolites du craton du Kaapvaal (Afrique du Sud). Les textures sont extraites de Ben Ismail, 1999.

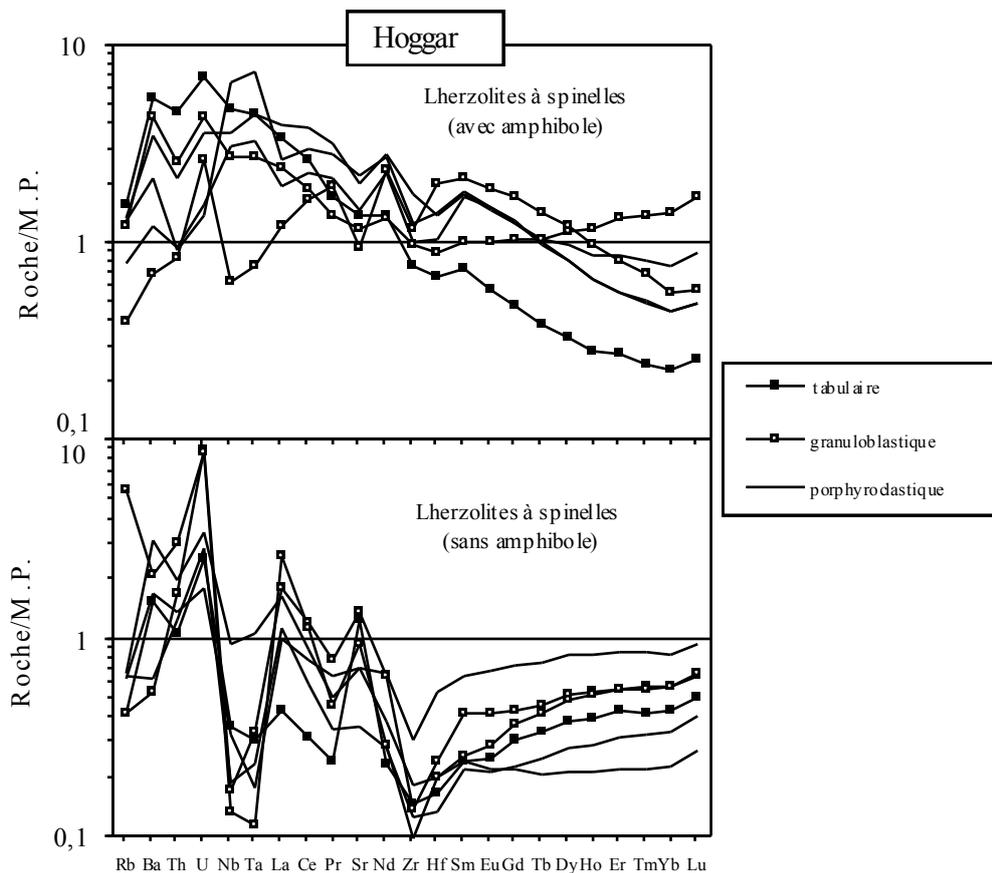


Figure 54 : Distribution des éléments en trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans les xénolites du Hoggar (Algérie). Les données minéralogiques et texturales sont extraites de Dupuy et al., (1986).

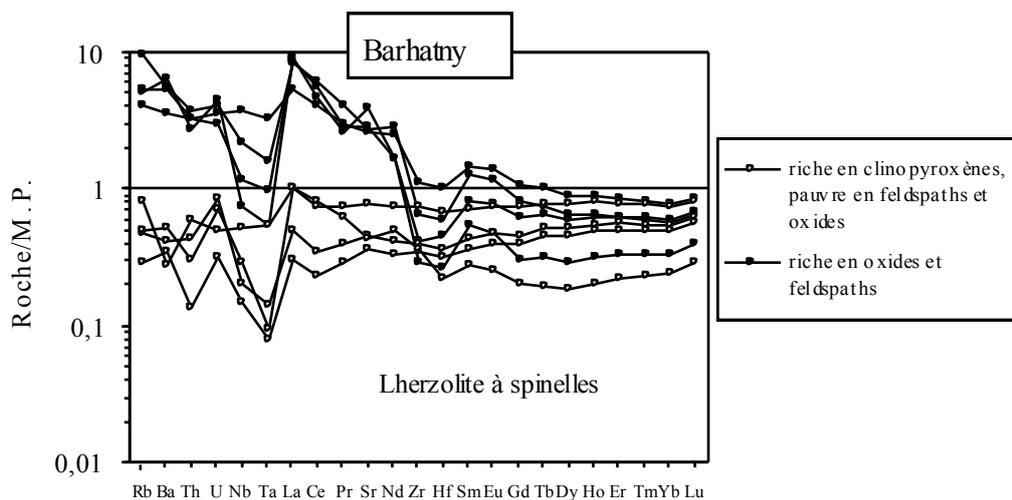


Figure 55 : Distribution des éléments trace normalisés aux valeurs du manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans les xénolites de Barhatny (Sibérie orientale). Les données minéralogiques proviennent d'une communication personnelle de D. Ionov.

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).

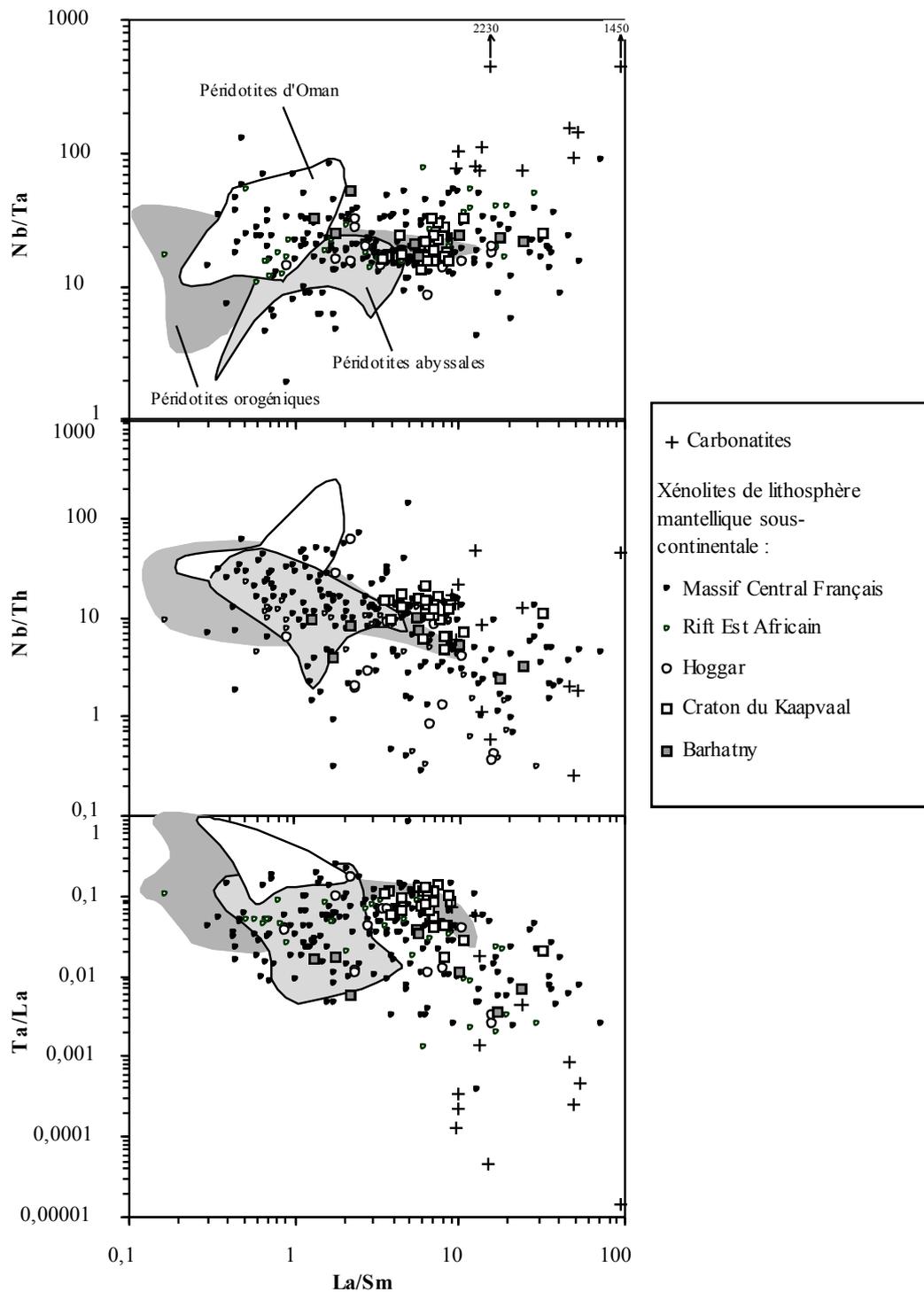


Figure 56 : Variations de Nb/Ta, Ta/La et Nb/Th en fonction du rapport La/Sm dans les roches mantelliques et les carbonatites. Les données des xénolites du Hoggar, du Kaapvaal et de Barhatny , ainsi que celles concernant les carbonatites sont issues de cette étude. Les données des péridotites abyssales (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.

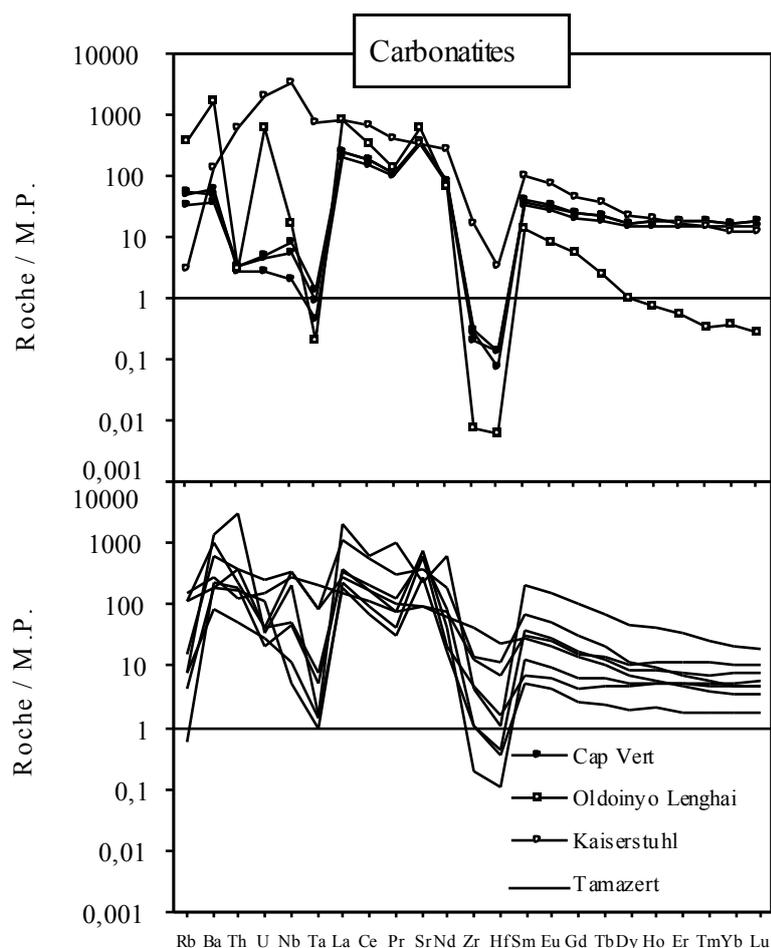


Figure 57 : Distribution des éléments trace normalisés au manteau primitif (M.P.), (Sun & McDonough, 1989) dans les carbonatites analysées à Montpellier au cours de cette étude

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.

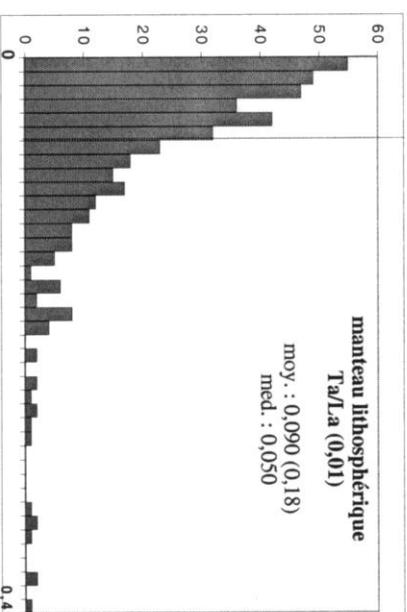
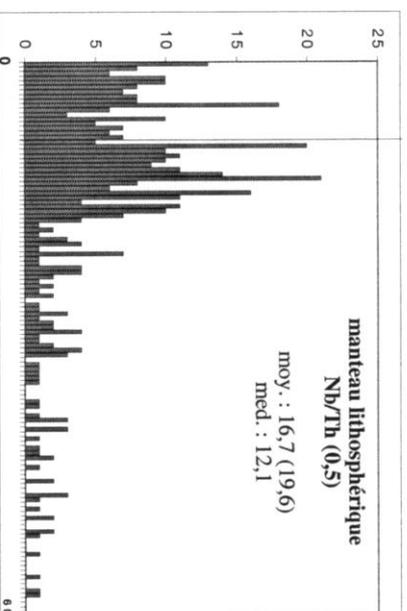
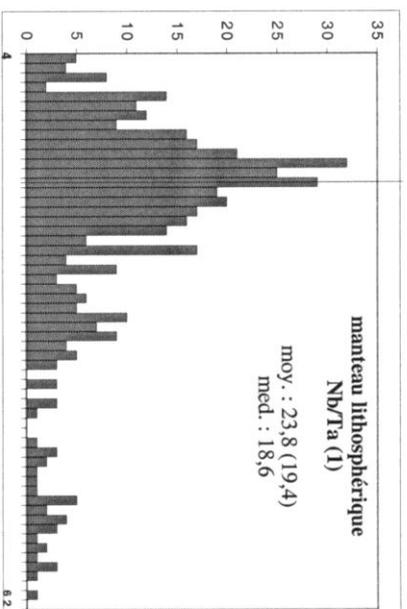


Figure 58 : Histogramme représentant la distribution des valeurs de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La dans le manteau lithosphérique, d'après la composition des xénolites mantelliques (données obtenues lors de cette étude et base de donnée issue de résultats, publiés ou non, obtenus à Montpellier - cf. tableau de 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).

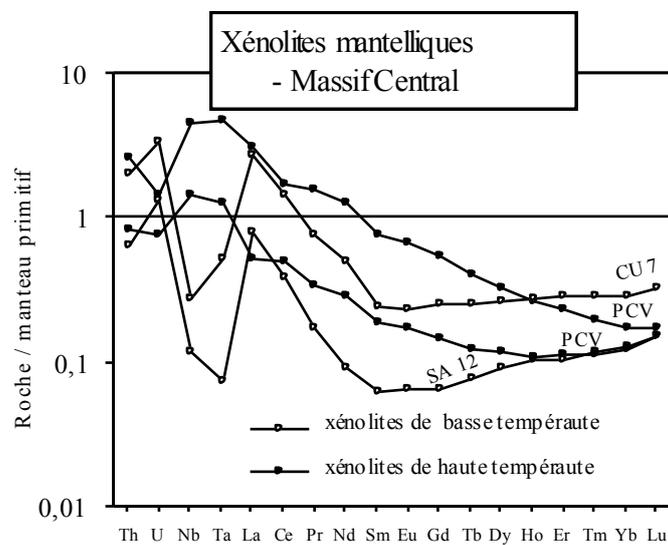


Figure 59 : Comparaison des distributions des éléments en trace normalisés au manteau primitif (Sun & McDonough, 1989) dans des xénolites enrichis du Massif Central, France, équilibrés à basse et haute températures (< 1000° C et >1150° C, respectivement). Les échantillons de basse température proviennent : 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 événement 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 fractionnement 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 des 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

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.

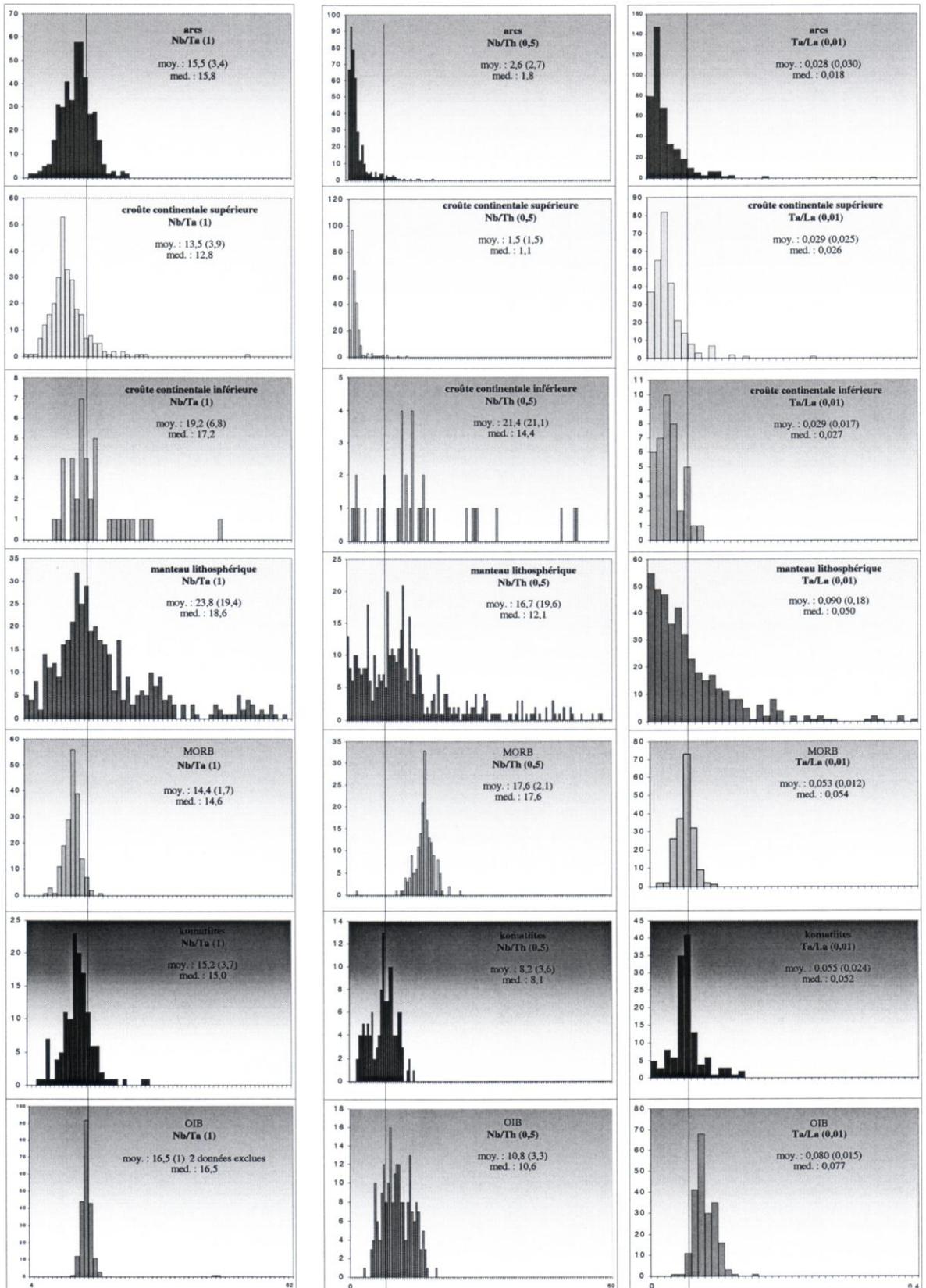


Figure 61 : Histogramme représentant la distribution des valeurs de Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La dans les différentes unités considérées. Les valeurs prises en compte sont issues des données de bonne qualité publiées et d'échantillons analysés à Montpellier soit dans le cadre de cette thèse, soit dans le cadre 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 néphénites, 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).

Finalemment, 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).

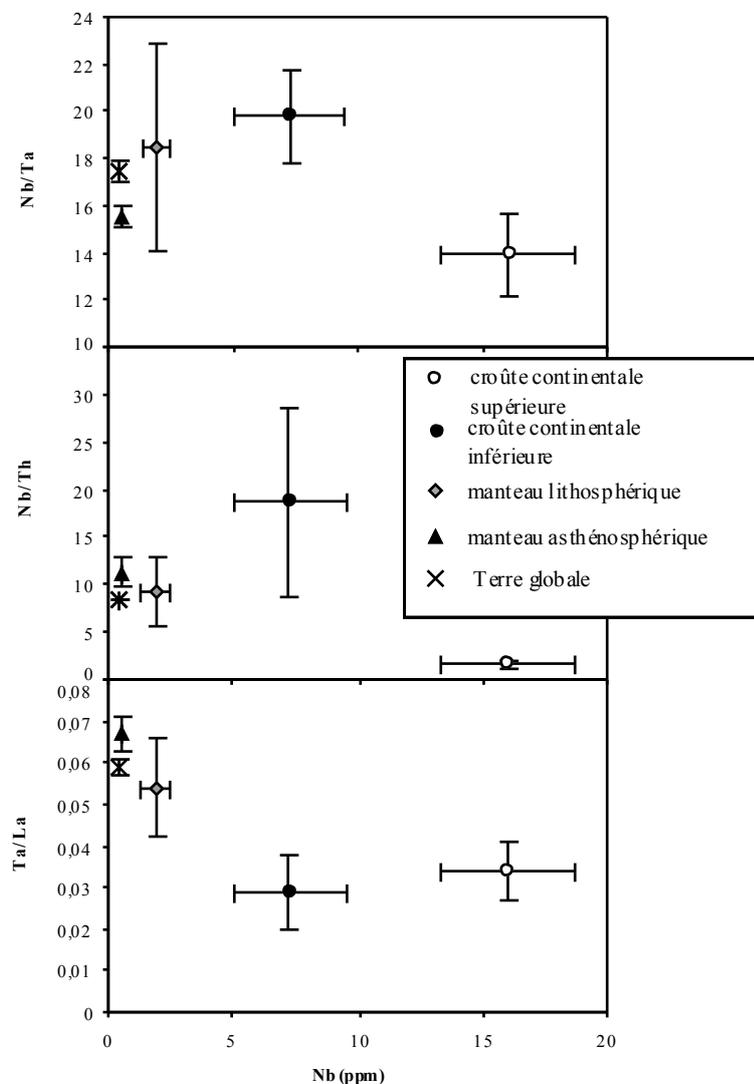


Figure 62 : Représentations des trois rapports Nb/Ta, Nb/Th et Ta/La obtenus à posteriori par inversion en fonction de la concentration de Nb (ppm) obtenue également par inversion dans chacun des réservoirs pris en compte. L'erreur à posteriori est symbolisée par les barres d'erreur.

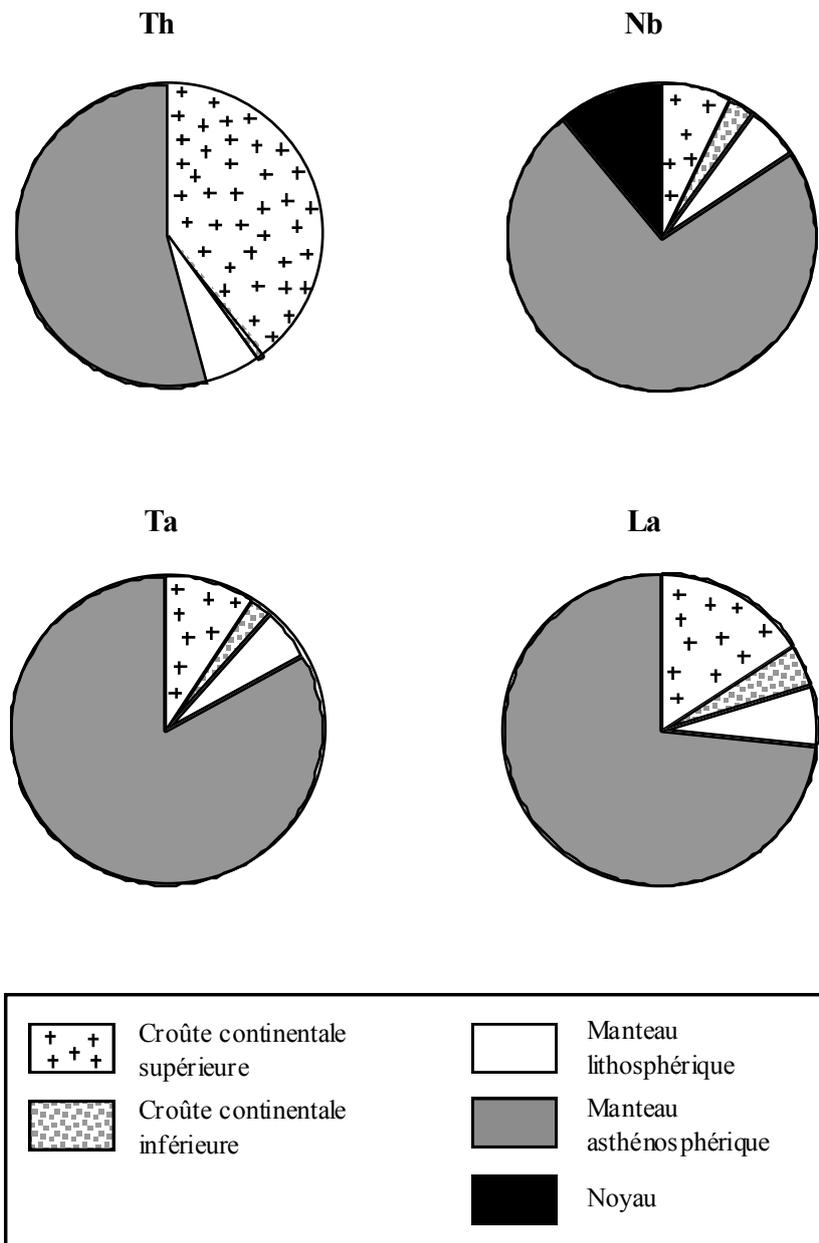


Figure 63 : Répartition massique de Th, Nb, La et La dans les différentes enveloppes terrestres après traitement des données par inversion.

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.

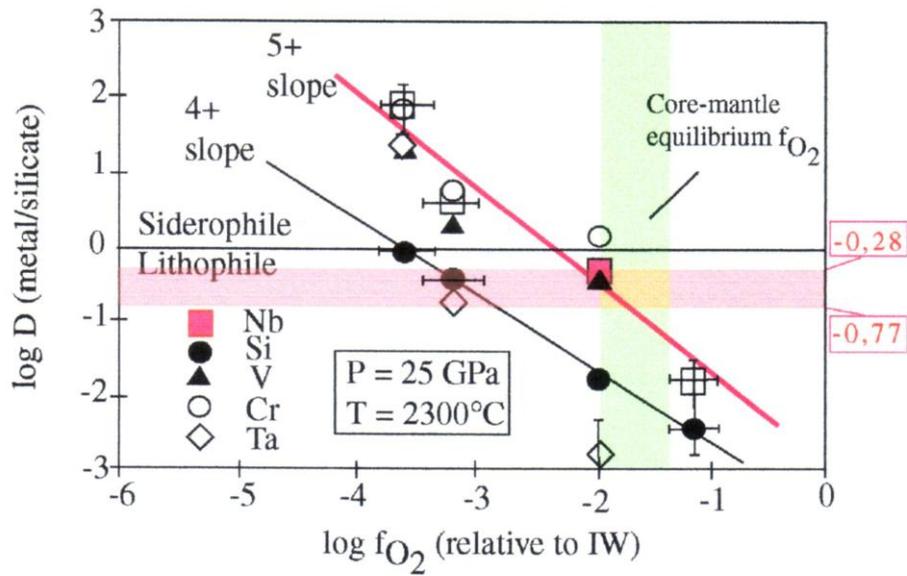


Figure 64 : Comparaison du coefficient de partage de Nb entre un liquide métallique riche en fer et un liquide silicaté obtenu expérimentalement (Wade & Wood, 2001) avec le coefficient de partage de Nb entre le noyau et la terre silicatée calculé d'après les résultats de l'inversion. L'incertitude de 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		Mantau lithosphérique		Mantau 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	0.026	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	17,4	0,4	
	Nb/Th	2	0.5	20	10	10	5	13	2	0	8,39	0,1	
	Ta/La	0.035	0.01	0.03	0.01	0.05	0.015	0.07	0.02	0	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).