



HAL
open science

Géologie et pétrologie de l'Archéen de Guinée : une contribution régionale à la formation de la croûte continentale

Denis Thiéblemont

► **To cite this version:**

Denis Thiéblemont. Géologie et pétrologie de l'Archéen de Guinée : une contribution régionale à la formation de la croûte continentale. Géochimie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2005. tel-00830519

HAL Id: tel-00830519

<https://theses.hal.science/tel-00830519>

Submitted on 5 Jun 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Géologie et pétrologie de l'Archéen de Guinée : une contribution régionale à la formation de la croûte continentale

Denis Thiéblemont
Géologue au BRGM

*Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches soutenu publiquement
le 25 mars 2005 devant le jury composé de :*

M. R. MAURY, Rapporteur
Pierre BARBEY, Rapporteur
Jean Pierre MILESI, Rapporteur
Michel PICHAVANT, Examineur
Bernard LE GALL, Examineur
Jean Paul LIEGEOIS, Examineur
Sospeter MUHONGO, Examineur

Table des matières

Résumé - Abstract

Avant propos

Accrétion et différenciation crustale

Composition de la croûte continentale

Genèse de la croûte continentale : rôle possible du slab melting

Slab melting paléoarchéen dans le craton ouest-africain

Eléments de méthodologie

« Discrimination géotectonique » ? !

Bases de données

Requêtes

Un « espace géochimique » discontinu

Le cas des basaltes de rides médio-océaniques

Limites de la discrimination

A la recherche du manteau « primordial »

Signification géotectonique des rhyolites et granites de type « low-Al – high-Yb »

Conclusion

Magmatologie archéenne du craton ouest-africain

Cadre géologique

Avant propos

Lithostratigraphie du domaine archéen et de sa bordure

Constitution du socle cristallin

Sédimentation tardi- à post-archéenne dans le bloc archéen

Structuration et remobilisation de la marge du bloc archéen

Synthèse

Nature et origine du magmatisme paléoarchéen

A la recherche du protolithe

Modélisation

Contraintes expérimentales

Eléments incompatibles

Synthèse

Le magmatisme léonien et la différenciation du manteau durant l'Archéen

Le magmatisme léonien : nature et localisation

La « suite magmatique léonienne », caractères généraux

La « suite magmatique léonienne », processus de différenciation

L'hétérogénéité du manteau léonien

Persistance de l'hétérogénéité mantellique léonienne jusqu'à l'Eburnéen

Synthèse

L'épisode libérien : métamorphisme haute température et granitisation
Le métamorphisme et le magmatisme libérien : nature et localisation
Une déformation libérienne ?
La suite granitique libérienne : caractères généraux
La suite granitique libérienne : subtiles différences ...
Slab melting ? Sinon quoi ? ? ? Discussion !
Synthèse

Epilogue : la croûte archéenne d'Afrique de l'ouest, une croûte continentale standard ?

Références

Résumé

La formation de la croûte continentale est l'un des problèmes majeurs posés aux géoscientifiques. Parmi eux, le géologue peut apporter des éléments de réponse fondamentaux, c'est effectivement lui qui « image » la surface de la croûte au travers de la carte et en retrace les principaux « actes fondateurs » au travers des reconstitutions lithostratigraphiques. Une fois ces cadres posés, la réflexion porte à la fois sur les mécanismes qui ont produit la matière et ceux qui l'ont façonnée, qu'il s'agisse de phénomènes chimiques (magmatisme, hydrothermalisme) ou physiques (déformation, métamorphisme). L'objet de ce mémoire est de tenter de comprendre quels processus ont opéré durant les grandes étapes de la formation de la croûte archéenne de la partie SW de l'Afrique de l'Ouest, à partir des informations collectées dans le cadre de projets de cartographie du BRGM dans l'est et le centre de la Guinée (sud-est Guinée, 1998-1999 ; nord-est Guinée, 1998-1999 ; centre Guinée, 2001-2003). L'approche est essentiellement magmatologique, avec comme objectifs de cerner l'origine des magmas et leurs mécanismes de différenciation. Dans ce but, une démarche systématique est largement utilisée, qui s'appuie sur une comparaison entre les « signatures » géochimiques des roches archéennes et celles de roches modernes, ainsi que sur une mesure de l'état de fractionnement des sources des magmas archéens relativement au manteau primordial et aux sources des magmas modernes.

Dans le SW de l'Afrique de l'Ouest, la formation et la différenciation du craton archéen (le domaine de Kénéma-Man) a procédé en quatre étapes majeures : 1/ paléoarchéenne (~ 3,5 Ga) ; 2/ léonienne (~ 3,1-2,95 Ga) ; 3/ libérienne (~ 2,9-2,8 Ga) ; 4/ tardiéburnéenne (~ 2,1-2 Ga).

L'étape paléoarchéenne est principalement marquée par la mise en place de granitoïdes assez potassiques, aux signatures géochimiques communes de magmas produits par fusion à haute pression de matériaux basiques (ou « slab melts »). A la même époque, des roches basiques sont effectivement subductées, éclogitisées, puis stockées dans le manteau sous-continental, et c'est seulement au Mésozoïque (~ 100-200 Ma) que des kimberlites du Sierra Leone ramèneront en surface ces témoins de « slabs » archéens, dont la plupart sont profondément contaminés par les magmas kimberlitiques (Barth et al., 2002b). Les signatures géochimiques des granitoïdes permettent de les interpréter comme des produits de la fusion partielle à faible degré d'un matériau basaltique primordial dont pourraient témoigner un ou deux rares échantillons d'éclogite ayant échappé à la contamination par les kimberlites.

L'étape léonienne se traduit par la mise en place d'un ensemble de roches magmatiques basaltiques (greenstone) à acides (gneiss, granitoïdes), rarement ultramafiques, et de roches sédimentaires (quartzites, Fe-quartzites, paragneiss ...). Le point essentiel est la signature clairement orogénique de certaines roches basaltiques qui suggère le fonctionnement d'une subduction « froide » (ou tout au moins « tiède ») comparable aux subductions actuelles. Par ailleurs, le magmatisme léonien porte la trace de la permanence d'un manteau primordial à l'aplomb du craton et d'une différenciation possible des magmas vers des termes intermédiaires et acides dont certains semblent largement contaminés par la croûte paléoarchéenne.

En Guinée comme en Côte d'Ivoire (Kouamélan et al., 1997a-b), l'étape libérienne est essentiellement une période de différenciation crustale, sans indice d'une accréation significative. Quelques rares roches basiques témoignent de la

permanence d'un manteau primordial à l'aplomb du craton, mais plus de 99% des roches libériennes visibles en surface sont acides. Les granitoïdes, souvent assez potassiques et particulièrement riches en éléments incompatibles (Th, terres rares légères ...), sont les plus abondants et des migmatites leur sont souvent étroitement associées. Parmi les granitoïdes, des charnockites constituent un type subordonné, mais qui témoigne des conditions de haute température probablement à l'origine de l'événement libérien. Celui-ci est interprété comme un épisode de fusion généralisé de la croûte, en conditions sous-saturées en H₂O, ayant permis la production des granites riches en éléments incompatibles par fusion partielle à taux limité de précurseurs acides paléoarchéens à léoniens. Le moteur thermique de cet événement pourrait être l'injection de magmas mafiques en base de croûte, mais ce point reste à étayer.

Le dernier événement « orogénique » subi par le craton est une remobilisation partielle au Paléoproterozoïque supérieur (événement tardi-éburnéen), associée à une tectonique décrochante liée à la collision entre la croûte birimienne (~ 2,2-2,1 Ga) à peine achevée et le bloc archéen. En prélude à cet événement, un magmatisme juvénile se développe à la marge du craton qui associe des laves ultramafiques (komatiites) et mafiques (tholéiites). Là encore, les magmas semblent largement alimentés par un réservoir mantellique primordial qui recycle partiellement un constituant sélectivement appauvri en Th interprété comme l'héritage de « slabs » précédemment subductés.

Finalement, telle qu'en témoigne sa composition de surface, la croûte supérieure archéenne d'Afrique de l'ouest apparaît un peu plus acide et très légèrement moins mafique que la moyenne proposée pour la croûte continentale supérieure moyenne (Taylor et MacLennan, 1985). Néanmoins, ces différences ne peuvent en expliquer d'autres, qui portent spécifiquement sur les éléments incompatibles. En premier lieu, la croûte archéenne d'Afrique de l'ouest apparaît quatre fois plus pauvre en Ta et Nb et significativement plus fractionnée en terres rares lourdes et plus enrichie en terres rares légères que la croûte supérieure moyenne. Elle est également plus riche en Ba et Th. Globalement, les processus archéens ont permis la production d'une croûte supérieure très proche de la croûte moyenne et globalement granodioritique, mais cette croûte archéenne présente une signature géochimique spécifique, plus « orogénique » que celle de la croûte moyenne, et où l'effet du slab melting transparaît nettement.

Abstract

The formation of the continental crust is one of the main topics of geosciences and, in this debate, the geologist plays a major role allowing the knowledge of the composition of the Earth surface and timing of the events responsible for the building of the crust. Once achieved the space and time framework of a given « piece » of continental crust, the main problems concern both the processes by which the crustal matter is created and those by which this matter differentiates, which may include chemical (magmatism, hydrothermalism) and physical (déformation, metamorphism) processes. This memoir is an attempt to reconstruct the mechanisms responsible for the building and differentiation of the Archean crust of the south-western part of W-Africa from the data collected during different mapping projects of the BRGM in eastern and centre Guinea (south-east Guinea, 1998-1999 ; north-east Guinea, 1998-1999 ; centre Guinea, 2001-2003). My approach is essentially magmatologic

with the aim of deciphering the origin of magmas and their mechanisms of differentiation. For this aim, the method used is mainly systematic and based on a comparison between the geochemical signatures of Archean rocks and those of recent rocks, as well as on a measure of the trace element fractionation of the sources of Archean magmas relative to a primordial mantle and to the sources of recent magmas.

In the south-western part of W-Africa, the formation and differentiation of the Archean craton (the Kénéma-Man domain) has resulted from four major stages : 1/ Paleoarchean (~ 3.5 Ga) ; 2/ Leonean (~ 3.1-2.95 Ga) ; 3/ Liberian (~ 2.9-2.8 Ga) ; 4/ Late-eburnean (~ 2.1-2 Ga).

The Paleoarchean stage is marked by the emplacement of moderately potassic granitoids with the common geochemical signatures of magmas derived from the high-P melting of subducted basic materials (« slab melts »). At the same time, basic rocks were actually subducted, eclogitized and stored in the subcontinental mantle and those rocks reappeared during the Mesozoic (~ 100-200 Ma) as enclaves in kimberlites from Sierra Leone (Barth et al., 2002b). Most of them are deeply contaminated by the kimberlitic magma. The geochemical signatures of the Paleoarchean granitoids suggest that they resulted from the low degree partial melting of a primordial basaltic protolith, and rare (one or two) uncontaminated eclogites actually show the geochemical signature required for that protolith.

The Leonean stage resulted in the emplacement of basaltic (greenstone) to felsic (gneiss, granitoids), and rarely ultramafic, magmatic rocks, and some sedimentary rocks (quartzites, Fe-quartzites, paragneiss ...). The main point is the clearly orogenic signature of some of the basaltic rocks which suggests the working of an Archean « cold » (or at least « mild ») subduction comparable to recent ones. In addition, the signatures of some of the basic magmatic rocks suggests the persistence of a primordial mantle below the Archean craton during the Leonean. Finally, the intermediate to felsic magmatic rocks appear to have been largely contaminated by the Paleoarchean crust.

In Guinea as in Ivory Coast (Kouamélan et al., 1977a-b), the Liberian appears as a major stage of crustal differentiation rather than one of crustal accretion. Some rare basic rocks witness the persistence of a primordial mantle at that time, but more than 99% of the Liberian magmatism is composed of felsic rocks. The most abundant are moderately to highly potassic granitoids with high contents of incompatible elements (Th, LREE ...), and they are often closely associated with migmatites. Amongst the granitoids, charnockite constitutes a petrologically important, despite volumetrically restricted, type, which attests for high-T metamorphic conditions in the lower crust probably responsible for the Liberian event. This event is interpreted as a generalized stage of partial melting of the lower crust under water-undersaturated conditions. Such conditions enable the partial melting at a limited degree of the Paleoarchean to Leonean felsic rocks and therefore a marked enrichment of the magmas in incompatible elements. It is suggested that the Liberian thermic event could have resulted from an injection of mafic magmas at the base of the Paleoarchean to Leonean crust but this question should require further investigations.

The last « orogenic » event suffered by the craton is a partial remobilization during the late Paleoproterozoic (Late-Eburnean event) associated with strike-slip tectonics probably caused by the collision between the newly formed Birimian crust (~ 2.2-2.1 Ga) and the Archean craton. Shortly before this event, juvenile ultramafic (komatiites) to mafic (tholeiites) lavas emplaced along the margin of the craton. Their geochemical signatures suggest the involvement of both a primordial mantle and a

Th-depleted constituent thought to result from the recycling of Paleoproterozoic to Archean subducted slabs.

Finally, as suggested by its mean surface composition, the Archean upper continental crust of W-Africa appears slightly more felsic and less mafic than the average present upper continental crust (Taylor and MacLennan, 1985). Nevertheless, these slight differences cannot account for some major differences between the geochemical signatures. In particular, the Archean crust of W-Africa is four-times poorer in Ta and Nb than the average upper continental crust, but it is significantly more HREE-fractionated and LREE-enriched. It is also 1.5- to 2-times richer in Th and Ba. Thus, the Archean events have resulted in the production of an upper continental crust with a granodioritic composition very close to the average upper continental crust, but with a specific and more « orogenic » and « slab-melt-like » signature

Avant propos

Comment se forme la croûte continentale ? La question n'est pas nouvelle et a déjà reçu de nombreuses réponses. Faut-il réfléchir de façon globale (Hofmann, 1988 ; O'Nions et McKenzie, 1988), en cherchant à équilibrer de grands réservoirs (ex. croûte continentale, manteau primordial, manteau appauvri ...) dont la composition est connue avec plus ou moins de précision, ou bien en rester à une échelle régionale, pour ne considérer que tel ou tel « orogène » dont on maîtriserait l'histoire géologique ?

L'approche régionale ne me semble pas mauvaise, ne serait ce que pour vérifier que les réponses déjà fournies s'appliquent effectivement à un cas nouveau sur lequel on ne disposait jusqu'alors que de données très parcellaires. Il en est ainsi de l'Archéen d'Afrique de l'Ouest, qui fait l'objet du présent mémoire et dont Rollinson notait en 1999, qu'il n'avait fait l'objet que de neuf analyses géochronologiques sur roche totale (huit Rb-Sr, une Pb-Pb) (Rollinson, 1999).

Grâce aux travaux du BRGM, ce territoire est désormais beaucoup mieux connu. Son étude nous ramènera vers 3,5 Ga, à une époque très ancienne de la Terre, (paléo-archéen) d'où nous remonterons aux temps « léoniens » (3,15-3 Ga), puis « libériens » (2,9-2,75 Ga), afin d'avoir un scénario complet de l'histoire archéenne de cette portion de croûte continentale.

Que nous disent ces roches magmatiques anciennes sur les processus de formation de la croûte ? La lecture peut être multiple et la mienne découle essentiellement d'une comparaison avec les roches récentes, les seules dont l'environnement géodynamique de mise en place soit directement accessible. Il me sera donc nécessaire de faire un certain nombre de rappels sur une méthodologie que l'on peut qualifier de « systématique » et qui vise à élucider la relation entre les caractéristiques géochimiques des roches (leurs « signatures ») et leur environnement géodynamique.

Finalement, de l'introspection de l'Archéen d'Afrique de l'Ouest émergeront un certain nombre de contraintes sur les mécanismes possibles de formation de la croûte continentale. Il convenait donc d'éclairer le lecteur sur cette problématique, tel est l'objet de cet avant propos.

Accrétion et différenciation crustale

Appréhendée par la sismotectonique (Haghipour, 2001), l'écorce terrestre peut être divisée en trois grands types de « segment » : 1/ des fonds océaniques ; 2/ des domaines continentaux stables (ou « cratons ») ; 3/ des domaines continentaux fortement sismiques, qui se divisent eux-mêmes en deux ; des « orogènes » quand la sismicité est induite par un phénomène de convergence de plaques et des « rifts » quand le mouvement des plaques est divergent. Les zones sismiques (celles-ci incluant les dorsales où se créent les fonds océaniques) sont les principaux sites du volcanisme, phénomène qui ramène vers la surface des magmas issus des « profondeurs ». Ces profondeurs sont multiples. En premier lieu, on sait que, sous la croûte, le manteau terrestre est un milieu hétérogène susceptible de fournir des magmas aux « signatures » géochimiques variées, mais à la composition globale relativement constante, toujours « mafique » et essentiellement basaltique à marginalement andésitique (cas des magmas boninitiques) ou ultramafique (cas des komatiites). Par ailleurs, les magmas peuvent également provenir de la fusion de la

croûte terrestre (océanique ou continentale) et dans ce cas, les compositions sont toujours intermédiaires à acides (soit $\text{SiO}_2 > \sim 55\%$).

Selon qu'ils proviennent du manteau ou de la croûte, les magmas participent de deux phénomènes différents : 1/ une « accrétion » quand leur origine est mantellique, dans ce cas, il y a en effet un apport net de matière du manteau vers la croûte (les matériaux apportés sont dits « juvéniles ») ; 2/ un « recyclage », dont découle une « différenciation », quand leur origine est crustale. Dans ce cas en effet, la fusion va modifier la structure de la croûte en séparant un liquide relativement acide susceptible de migrer vers la surface et un résidu solide plutôt basique qui va rester sur place à plus ou moins grande profondeur. Ce schéma est un peu simpliste et se complique de deux phénomènes : 1/ l'accrétion est susceptible de s'accompagner d'une différenciation des magmas conduisant à ce qu'une fraction moins mafique et moins dense soit transportée vers la surface. Dans ce cas, le magma commence à cristalliser en profondeur et laisse vers la base de la croûte une fraction particulièrement mafique et dense. De même, les magmas peuvent s'accumuler préférentiellement à la base de la croûte conduisant à l'individualisation d'une couche juvénile, chaude et relativement dense (mécanisme dit « d'underplating ») ; 2/ si les magmas sont issus d'un segment de croûte (océanique ou continentale) qui a été subducté, alors le résidu de fusion, dense, sera entraîné dans les profondeurs du manteau et la fraction magmatique incorporée à la croûte aura une composition intermédiaire à acide.

Ces questions seront au cœur des préoccupations qui reviendront dans la suite de ce mémoire, néanmoins, à ce stade, l'important était pour moi de rappeler un point fondamental du fonctionnement de la machine terrestre : **c'est dans les orogènes et les rifts, et par l'entremise du magmatisme, que s'élabore (accrétion) et se façonne (différenciation) la croûte continentale.**

Composition de la croûte continentale

Les considérations précédentes nous font apparaître les orogènes et les rifts comme les « usines » où se crée la croûte continentale. Au cours de la vie d'une portion de continent, des orogènes sont susceptibles de s'enchaîner, remettant dans la « chaîne de montage » des pièces qu'un précédent orogène avait créées. Néanmoins, le processus peut également s'interrompre laissant de vastes zones à l'écart des perturbations tectoniques et permettant ainsi leur refroidissement progressif.

C'est sur l'une de ces zones que porte le présent mémoire, en effet, la stabilisation définitive du craton ouest-Africain (ou « dorsale de Léo ») (fig. 1) est intervenue au Paléoprotérozoïque, il y a environ 2 milliards d'années, à l'issue de l'orogénèse éburnéenne. Employer le terme « définitif » n'est d'ailleurs par tout à fait exact puisque, depuis le Paléoprotérozoïque, plusieurs périodes de « rifting » ou tout au moins d'extension ont affecté ce craton, provoquant l'injection de filons et diatrèmes de roches basiques (dolérites) à ultrabasiques (kimberlites), et la création de bassins. Cet aspect ne sera pas pris en compte dans ce mémoire où ne sera examinée que l'histoire « orogénique » du craton. Dans cette histoire « orogénique », deux périodes sont à distinguer dont les roches occupent des aires distinctes (fig. 1) : 1/ l'Archéen, qui définit le domaine de Kénéma-Man (Liberia, Sierra Leone, Guinée SE) ; 2/ le Paléoprotérozoïque, qui définit le domaine de Baoulé Mossi (Guinée NE, Côte

d'Ivoire, Burkina Faso, Mali, Ghana, Sénégal). Traiter ces deux domaines était impossible dans le cadre du présent mémoire, j'ai donc choisi le domaine archéen, qui était de loin le moins bien connu avant les travaux récents du BRGM.

La nature exacte de la croûte dans de tels cratons reste encore sujette à débats. Sa partie supérieure, ou « croûte supérieure », est la plus couramment accessible. Il est désormais bien établi que sa composition est plutôt acide (granodioritique) et qu'elle est riche en éléments incompatibles (tableau 1). Taylor (1964) estime ainsi qu'elle concentre près de la moitié du « stock » terrestre de certains des éléments les plus incompatibles (ex. Rb, Ba). Sous cette croûte supérieure, se place une « croûte inférieure » qui représente selon les auteurs les 2/3 (Taylor et McLennan, 1981 ; 1985) ou la moitié (Wedepohl, 1995) de la croûte totale. Cette croûte inférieure se distingue de la croûte supérieure par une composition relativement basique et une structure souvent « litée ». Sa composition a pu être appréhendée, voire même estimée, d'après l'étude des enclaves remontées dans des cheminées volcaniques récentes (Dupuy et al., 1979 ; Wedepohl, 1995). Néanmoins, une large part de l'énigme subsiste, et on peut penser que la nature de cette croûte inférieure est étroitement liée aux processus de différenciation subis par le segment crustal considéré au cours de son histoire (fusion crustale et/ou différenciation magmatique intracrustale) .

A partir des moyennes des croûtes supérieure et inférieure, et de la proportion relative de ces deux constituants, il est possible de déterminer une composition moyenne théorique pour la croûte continentale. En fonction des auteurs, des données dont ils disposent et des modèles qu'ils utilisent, cette composition moyenne varie (tableau 1), néanmoins, tous s'accordent pour attribuer à la croûte continentale une composition intermédiaire ($\text{SiO}_2 = 57,3-61,5\%$) et modérément mafique ($\text{MgO} = 3,7-5,3\%$). Ce résultat peut sembler assez évident dans la mesure où la combinaison entre une croûte supérieure que l'on sait acide ($\text{SiO}_2 \sim 68\%$) et une croûte inférieure basique ou intermédiaire ($\text{SiO}_2 \sim 50-55\%$), produira nécessairement une composition intermédiaire (dite aussi « andésitique »).

Comme le note Rudnick (1995), une telle composition pose le problème majeur suivant : comment générer une croûte de composition intermédiaire à partir d'un manteau dont la fusion produit des magmas basiques ou ultrabasiques ? *In fine*, cette question pose le problème fondamental de l'accrétion crustale et au-delà de la stabilisation des masses continentales, puisque c'est la composition particulière de la croûte continentale qui lui confère sa faible densité et lui permet ainsi de « flotter » sur le manteau.

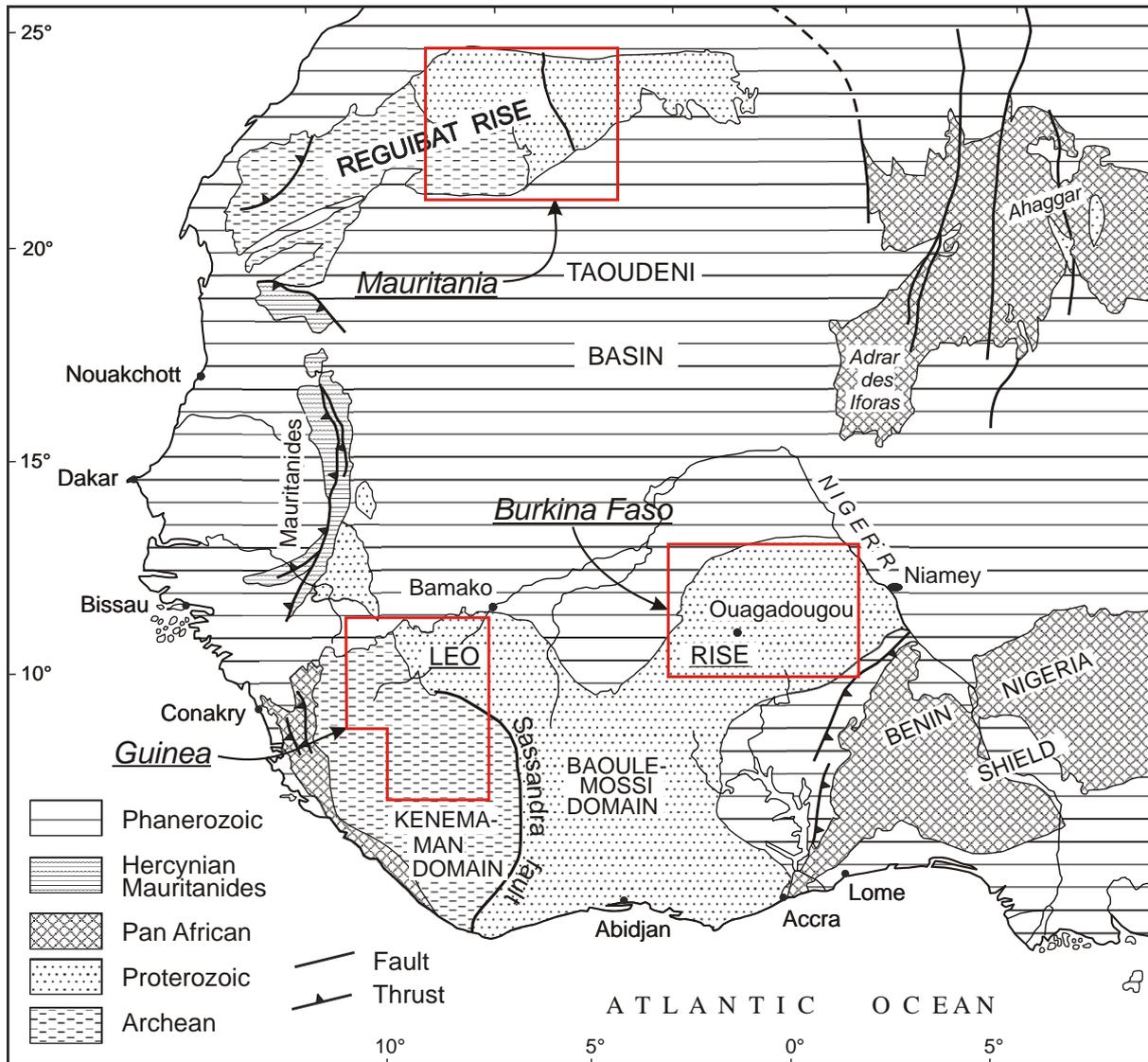


Fig. 1. Carte simplifiée Afrique de l'Ouest avec emprise des différents projets de cartographie récents du BRGM.

Genèse de la croûte continentale : rôle possible du slab melting

Considérant la dynamique actuelle du globe terrestre, il peut sembler assez évident que les zones de subduction, qui renferment un nombre considérable de volcans en activité, constituent un site majeur d'accrétion crustale. De cette observation est né le modèle « andésite », initialement proposé par Taylor et White (1965) qui considèrent que la croissance continentale est due à l'accrétion progressive des produits éruptifs des systèmes d'arcs insulaires au cours des temps géologiques. Une telle hypothèse permet également de rendre compte de la composition andésitique de la croûte continentale (tableau 1), puisque le volcanisme andésitique est l'un des traits distinctifs des zones de subduction. Indépendamment des modèles, les différentes estimations proposées pour la croûte continentale moyenne sont effectivement très comparables à celle d'une andésite « orogénique » de type moyennement potassique (tableau 1). Le modèle peut ainsi sembler idéal mais comporte néanmoins un grave écueil. On sait effectivement que dans les arcs insulaires actuelles les andésites sont généralement issues de la différenciation de magmas primaires de composition basaltique (Gill, 1981). Si la fraction andésitique a été accrétée à la croûte, qu'est devenue la fraction complémentaire : basalte non différencié et cumulat ?

Cette difficulté est soulignée par Rudnick (1995) qui examine plusieurs alternatives. L'une consiste à envisager la production d'un magma andésitique par fusion directe du manteau. Un tel magma existe, il est à l'origine d'une suite d'andésites et dacites particulièrement magnésiennes associée à certains arcs insulaires (« suite boninitique ») (Crawford, 1989). A teneur en SiO_2 équivalente, une boninite est cependant deux fois plus riche en MgO que toutes les moyennes crustales (tableau 1), aussi cette hypothèse ne peut être retenue. Un autre modèle mis en avant par Rudnick (1995) est celui d'une délamination de la croûte inférieure. Dans ce cas, et indépendamment du processus initial d'accrétion, le « déficit » en matériau mafique de la croûte continentale est expliqué par l'accumulation, préférentielle dans la croûte inférieure, de tels matériaux que leur forte densité conduit à terme à « sombrer » dans le manteau. Cette accumulation peut résulter : 1/ d'un processus de différenciation laissant la fraction cumulative du système magmatique en profondeur ; 2/ d'un processus de fusion intracrustale conduisant à l'accumulation, en base de croûte, d'une restite éclogitique ou granulitique. Le mécanisme de délamination est envisagé dans certains orogènes récents (Andes, Tibet) où il permet de rendre compte de la transition d'un régime compressif à un régime extensif et de l'injection concomitante d'un manteau asthénosphérique en base de croûte.

Réf.	Croute continentale moyenne			Andésite MK	Boninite	Primary MORB	Primary arc basalt	Croûte sup. actuelle	Croûte sup. archéenne
	Taylor et MacLennan (1985)	Wedepohl (1995)	Rudnick (1995)	Gill (1981)	Barsdell (1988)	Barsdell (1988)	Barsdell (1988)	Taylor et MacLennan (1985)	
SiO ₂ (%)	57.3	61.5	59.1	59.9	56.4	47.6	50.2	66	57.4
TiO ₂	0.9	0.68	0.7	0.69	0.14	0.58	0.46	0.5	0.9
Al ₂ O ₃	15.9	15.1	15.8	17.1	6.9	13.8	10.3	15.2	15.6
Fe ₂ O ₃	-	6.28	-	-	-	-	-	-	-
FeO	9.1	-	6.6	5.94	9	9.37	8.09	4.5	9.5
MnO	-	0.1	0.11	0.14	0.16	0.18	0.17	-	-
MgO	5.3	3.7	4.4	3.3	20.1	14.8	13.71	2.2	5.2
CaO	7.4	5.5	6.4	7.2	3.8	10.7	13.69	4.2	7.3
Na ₂ O	3.1	3.2	3.2	3.9	0.6	1.84	1.6	3.9	3.1
K ₂ O	1.1	2.4	1.9	1.3	0.2	<0.1	0.38	3.4	0.9
P ₂ O ₅	-	0.18	0.2	0.2	0.03	0.05	0.05	-	-
Li (ppm)	13	18	11					20	-
Cs	1	3.4	2.6					3.7	-
Rb	32	78	58	20				112	25
Ba	250	584	390					550	240
Sr	260	333	325	490				350	300
Th	3.5	8.5	5.6					10.7	2.9
U	0.91	1.7	1.4					2.8	0.75
Ta	1	1.1	1.1					2.2	-
Nb	11	19	12					25	5
Hf	3	4.9	3.7					5.8	3
Zr	100	203	123					190	100
Y	20	24	20	18				22	15
V	230	98	131					60	150
Sc	30	16	22					11	25
Co	29	24	25					16	30
Cr	185	126	119					35	140
Ni	105	56	51					20	90
La	16	30	18	11				30	12.6
Ce	33	60	42					64	26.8
Pr	3.9	6.7	5					7.1	3.1
Nd	16	27	20					26	13
Sm	3.5	5.3	3.9					4.5	2.78
Eu	1.1	1.3	1.2					0.88	0.9
Gd	3.3	4	3.6					3.8	2.85
Tb	0.6	0.65	0.56					0.64	0.48
Dy	3.7	3.8	3.5					3.5	2.93
Er	2.2	2.1	2.2					2.3	1.81
Yb	2.2	2	2	1.4				2.2	1.79
Lu	0.3	0.35	0.33					0.32	0.28
Zn	80	65	73					71	100
Pb	8	14.8	12.6					20	10
Cu	75	25	24					25	80
Ga	18	15	16					17	-

Tableau 1. Comparaison de différentes moyennes crustales, comparaison avec différents magmas mantelliques primaires

Un modèle alternatif consiste à envisager la production directe d'un magma andésitique peu mafique (c'est à dire non boninitique) par fusion partielle d'un matériau « ad hoc ». Les travaux expérimentaux montrent ainsi que tous les types de basalte peuvent fondre en donnant un liquide andésitique et que celui-ci sera d'autant plus potassique que le protolithe le sera (fig. 2). Théoriquement, il est donc possible de produire une andésite par fusion partielle d'un matériau basaltique tel qu'un plancher océanique. En 1978, Kay montre que certaines andésites de l'arc des Aléoutiennes pourraient résulter de la fusion partielle directe de la croûte océanique en subduction. Ce modèle, dit de « slab melting » (par opposition au « mantle melting » qui semble le plus courant dans les arcs actuels), est ultérieurement considéré par Gill (1981) comme impossible (§ 8.3 : « Are orogenic andesites primary melts of subducted ocean floor? No ») et quelque peu oublié durant les années 80. Il reprend de la vigueur au début des années 90, sous l'impulsion de Defant et al. (1990) et Defant et Drummond (1990) qui dénomment « adakites » les laves issues du processus de « slab melting ». Ces auteurs montrent que les adakites récentes se trouvent dans des zones de subduction de plaques « jeunes et chaudes », configuration qui permet une fusion de la plaque lors de la subduction.

Depuis, de nombreux travaux expérimentaux ont effectivement confirmé la possibilité de produire un magma andésitique (ou tonalitique) par fusion partielle d'un protolithe basaltique (fig. 2). Parallèlement, un inventaire de plus en plus exhaustif des adakites récentes a été effectué (Maury et al., 1996 ; Thiéblemont et al., 1997) et des modélisations théoriques ont montré que la fusion de la plaque en subduction est possible dans différentes configurations (Peacock et al., 1994 ; Gutscher et al., 2000 ; Smithies et al., 2003). L'hypothèse d'une origine de certaines adakites par fusion partielle de matériaux basiques accrétés à la base d'une croûte surépaissie a également été proposée par Petford et Atherton (1996) pour rendre compte de la situation particulière du magmatisme adakitique de la Cordillère Blanche du Pérou.

Dans le cas des granitoïdes archéens de la lignée dite des TTG (tonalite-granodiorite-granite), le rôle majeur du slab melting est un fait acquis de longue date ; il est envisagé dès 1972 par Arth et Hanson (1972) et largement repris par la suite (ex. Arth, 1979 ; Barker, 1979). Martin (1986) précise les conditions dans lesquelles le processus peut intervenir. Ainsi, le « slab melting » requiert que la plaque en subduction atteigne une température élevée à une pression « relativement basse » (mais généralement suffisante pour stabiliser le grenat dans le résidu de fusion), ce qui impose que le manteau et/ou la croûte en subduction soient particulièrement chauds. Dans le cas de roches archéennes, de telles conditions apparaissent cohérentes avec l'hypothèse classique d'une température plus élevée du manteau à l'Archéen qu'à l'Actuel (Martin, 1986).

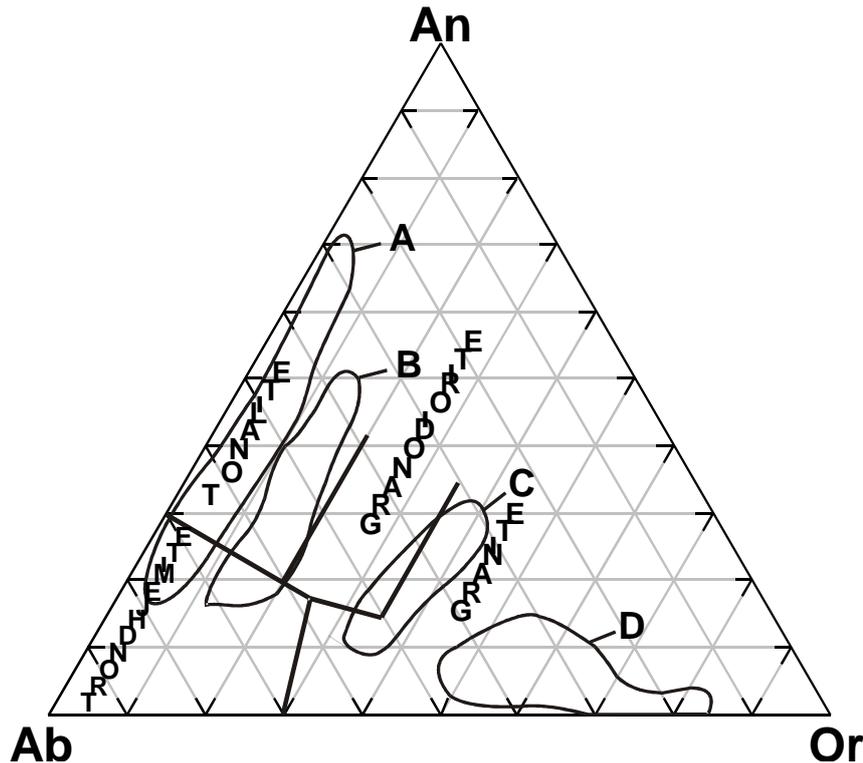


Fig. 2. Champs (A, B, C et D) des liquides obtenus expérimentalement par fusion partielle d'un certain nombre de protolithes (d'après Castaing et al., en préparation) dans le diagramme de classification normatif An-Ab-Or (O'Connor, 1965 ; modifié par Barker, 1979). Le champ A, qui couvre des compositions de tonalites et trondhjémites faiblement potassiques, correspond à des liquides produits par fusion partielle de basaltes et andésites faiblement à moyennement potassiques (d'après Rapp et al. [1991 ; 1999] Helz [1976], Winther et Newton [1991], Beard et Lofgren [1991], Wolf et Wyllie [1991 ; 1994], Prouteau et al. [2001]). Le champ B, qui couvre des compositions de tonalites et trondhjémites moyennement potassiques, correspond à des liquides produits par fusion partielle de basaltes à dacites moyennement potassiques (d'après Conrad et al. [1988], Rapp et al. [1991 ; 1999], Helz [1976], Rushmer [1991], Winther et Newton [1991], Beard et Lofgren [1991]). Les champs C et D correspondent à des protolithes plus potassiques et/ou plus acides (ex. dacite high-K, greywacke, pélite ...).

Pour le présent propos, le point essentiel à souligner est le suivant : les processus géodynamiques et pétrologiques qui opèrent dans certains arcs récents permettent **la production et l'accrétion directe d'un magma primaire andésitique par « slab melting »**. Dans ce mécanisme, la fraction restitique complémentaire du magma andésitique n'est pas intégrée à la croûte mais sombre dans le manteau par subduction ou délamination (cas des Andes). Ainsi, le « slab melting » permet la production directe d'une croûte andésitique sans différenciation intracrustale. Il semble avoir été particulièrement efficace à l'Archéen, en liaison possible avec une température élevée du manteau à cette époque.

Finalement, le modèle de slab melting constitue une alternative particulièrement intéressante au modèle « andésite » initial, car il permet de s'abstraire du problème de la fraction mafique « masquée » qui en constitue le principal obstacle.

Slab melting paléoarchéen dans le craton ouest-africain

En Afrique de l'Ouest, différents travaux récents fournissent des éléments déterminants en faveur d'une accréation crustale par slab melting. Rollinson (1997) remarque ainsi que les enclaves d'éclogites trouvées dans des kimberlites du Sierra Leone (Hills et Haggerty, 1988) présentent une composition complémentaire des TTG archéennes. L'hypothèse est ainsi proposée que ces éclogites puissent représenter les résidus laissés dans le manteau après production des TTG par fusion de basaltes archéens.

Plus récemment, des études pétrologiques et géochronologiques de Barth et al. (2001 ; 2002a-b) confirment cette hypothèse en mettant en évidence un même âge paléoarchéen (~ 3.5 Ga) pour les éclogites du Sierra Leone et des granitoïdes récemment découverts par le BRGM lors du levé de la Guinée sud-est (Thiéblemont et al., 2001). Pour ces granitoïdes, l'interprétation que nous proposons alors, (Thiéblemont et al., 2001), et que je reprendrai plus loin dans ce mémoire, est la fusion partielle de basaltes « quasi-primordiaux » en conditions éclogitiques. Barth et al. (2002a-b) notent que ce modèle est cohérent avec celui qu'ils envisagent pour les éclogites, les deux roches pouvant représenter les fractions respectivement liquide (granitoïdes) et résiduelle (éclogites) d'un système mettant en jeu la fusion d'un basalte archéen.

Toutes les pièces du puzzle semblent donc avoir été assemblées et l'on serait tenté de se dire que l'enquête est close, néanmoins, la démonstration de l'importance probable du slab melting ne suffit pas à évaluer le rôle exact de ce processus dans la formation d'un craton. Où, quand et comment opère ce mécanisme ? Quelle est la nature exacte du matériau qui a fondu : plaque océanique ? Segment d'arc ou de bassin arrière-arc ? Quels sont les effets tectoniques du slab melting ? Quels autres processus sont déterminants ? Toutes ces questions et de nombreuses autres se posent quand on tente d'expliquer la formation d'un craton.

Au cours de ces cinq dernières années, différentes missions de cartographie à l'échelle 1/200 000 ont été menées par le BRGM en Afrique de l'Ouest, qui incluaient d'importants volets analytiques destinés à réactualiser les connaissances en matière de géochronologie et de pétrologie. Ces projets ont porté sur : 1/ la Guinée, dont l'ensemble du socle archéen à paléoprotérozoïque a été révisé (projets sud-est et nord-est Guinée en 1998-1999 et Guinée centre en 2001-2003), 2/ le Burkina Faso dont une nouvelle carte nationale a été publiée (projet Burkina 2000-2003, Castaing et al., 2003a-b) ; 3/ la Mauritanie dont la quasi-totalité de la partie nord (dorsale de Reguibat ou Rgueïbat) a été levée (projet Nord-Mauritanie, 2001-2003).

Au total, c'est près d'une quarantaine de cartes nouvelles aux échelles 1/200 000, 1/500 000 et 1/1 000 000 qui ont été réalisées, ainsi qu'environ cent cinquante datations géochronologiques et plus de mille analyses géochimiques (majeurs et traces). Différentes publications et communications à congrès ont également été réalisées. Il ne s'agissait évidemment que d'une étape de plus de la longue « aventure africaine » du BRGM, mais à laquelle j'ai eu la chance de participer, en tant que cartographe (Guinée SE, Mauritanie) et/ou géochimiste. Ce formidable corpus de données, parfaitement situé dans son contexte géologique, fournissait une

occasion idéale de reposer le problème des modalités de l'accrétion crustale au Précambrien. Aussi, en accord avec les différents collègues avec qui j'eus le privilège de travailler (C. Castaing, D. Lahondère, JC. Goujou, E. Egal, A. Lacomme, J.L. Feybesse, M. Billa, A. Costea, J.P. Milési, C. Delor, P. Barbey, G. Bronner, Y. Deschamps, C. Guerrot, A. Cocherie, P. Jézéquel, C.M. Fanning, J.M. Lafon, J. Le Métour, D. Iliescu, M. Donzeau, M. Vidal, D. Pierre sans oublier mes « complices » guinéens M. Bah, H. Sané et A. Baldé), ai-je décidé d'en faire le sujet de ce mémoire d'Habilitation à diriger des Recherches. Néanmoins, j'ai limité ici mon propos à l'Archéen, car traiter l'ensemble du craton eût dépassé le cadre du présent mémoire. Un article est actuellement en cours de préparation avec C. Castaing et d'autres collègues qui expose les résultats obtenus sur le Paléoprotérozoïque du Burkina Faso (Castaing et al., en préparation).

Auparavant, il me semblait nécessaire de faire quelques rappels sur ma conception d'une discipline qui est pour moi un outil : la géochimie. Mon approche a toujours été « essentiellement » (au sens premier du terme) naturaliste, privilégiant les faits aux interprétations et totalement indifférente aux anathèmes et oukazes. Peu m'importe donc qu'elle soit jugée naïve ou désinvolte, l'important est pour moi qu'elle soit juste (au sens de la raison et de l'exactitude) et dégage ainsi des éléments de vérité.

Eléments de méthodologie

« *Discrimination géotectonique* » ? !

Si mon approche devait se résumer par une seule question, ce serait celle-ci : quelle signature géochimique dans quel contexte géodynamique ? Signature désignant ici un trait géochimique hérité du matériau source et qui en donne l'image la plus proche possible (principalement rapports isotopiques ou rapports d'éléments incompatibles).

Cette question, de très nombreux auteurs l'ont posée avant moi (Kuno, 1958 ; Pearce et Cann, 1973 ; Joron et Treuil, 1977 ; Wood et al., 1979a ...) et, pour y répondre, j'ai fait comme eux : collecter le plus grand nombre possible d'analyses et étudier leur agencement dans un espace géochimique. Au départ, l'approche était souvent « diagrammatique », consistant à tracer, dans des diagrammes, des champs englobant la plus grande population possible d'analyses de roches appartenant à un même contexte géotectonique. Puis des moyens extrêmement efficaces sont arrivés sur le marché qui permettent désormais d'extraire en trois « clics » des données sélectionnées sur des critères multiples dans de très vastes « corpus » et de faire, en trois clics supplémentaires, toutes sortes de diagrammes et statistiques sur ces données.

A partir des logiciels modernes, on peut désormais extraire de façon quasi-instantanée, l'ensemble des analyses répondant à tel ou tel critère ou combinaison de critères géochimiques et évaluer ainsi son pouvoir de discrimination. Le chercheur se trouve ainsi ramené à l'essentiel, la donnée : sa qualité intrinsèque (justesse, précision) et tous les « attributs » qui la situent dans l'espace-temps géologique.

Dans ce qui suit, je n'examinerai que les résultats obtenus d'après une base de données sur roches naturelles. Néanmoins, j'ai également constitué une base de données expérimentales où sont compilées les compositions de liquides produits lors d'expériences de fusion partielle de protolithes variés (ce sont ces données qui ont permis d'établir les champs de la fig. 2). Au total 303 analyses de liquides expérimentaux publiés dans une vingtaine d'articles ont ainsi été récoltées qui alimenteront la réflexion menée dans la suite de ce mémoire.

Bases de données

La base de données que j'ai constituée contient aujourd'hui de l'ordre de 35 000 analyses de roches de tous types (magmatiques ou sédimentaires) sélectionnées selon deux critères : 1/ une description des méthodes et précisions analytiques permettant d'en garantir la qualité intrinsèque ; 2/ une information permettant de situer la roche analysée dans l'espace-temps géologique.

En particulier, la base renferme, quand elle est accessible, une information sur le contexte géodynamique, ce qui suppose que la roche soit observée aujourd'hui dans l'environnement où elle s'est mise en place.

Le principe de la classification géodynamique est simple (tableau 2), il consiste à caractériser chaque site en fonction de trois paramètres :

1/ sa nature océanique ou continentale avec mention des domaines surépaissis ;

2/ son régime tectonique ; extensif, compressif ou stationnaire ;
 3/ son environnement global ; contexte de convergence ou de divergence de plaques.

Ainsi, le site « arc_oceanic » regroupe les arcs installés sur croûte océanique et qui évoluent en régime stationnaire. Si ce régime devient extensif, alors des bassins se créent et le site devient un « arc_oceanic_basin ». En fait, la possibilité de l'instauration d'un régime extensif existe dans toutes les zones de convergence de plaques, même les marges les plus épaisses. Dans les Andes centrale, l'Altiplano-Puñá est l'exemple d'un bassin ouvert dans une croûte continentale fortement surépaissie.

Pour les roches anciennes, la rubrique site tectonique permet de renseigner l'orogène (tableau 2), il ne peut être dans ce cas question de site géotectonique.

SITE_TECTO	Exemple	
Ridge_fast	East Pacific Rise (sud)	
Ridge_intermediate	East Pacific Rise (nord)	
Ridge_slow	Mid Atlantic Ridge (nord)	
Ridge_backarc	Marian Trough	
Arc_oceanic	Mariana arc	
Arc_oceanic_basin	Marian Trough	
Arc_detached	NE Japan arc	
Arc_detached_basin	Sea of Japan	
Arc_continental	Trans-Mexican volcanic belt	
Arc_continental_basin	Trans-Mexican volcanic belt (N-S rifts)	
Arc_continental_overthickened	Central Andes	
Arc_overthickened_basin	Altiplano	
Withinplate_continental_plateau	Deccan trap	
Withinplate_continental_rift	Afar rift	
Passive_margin	East Greenland margin	
Withinplate_oceanic_island	Hawaii	
Withinplate_oceanic_plateau	Nauru plateau	= flood basalt provinces
Withinplate_oceanic_ridge_or_plateau	Kerguelen plateau	= plateaux et rides hors flood basalt provinces
Withinplate_orogen	Western Alps	
OROGENES ANCIENS	Ages	
Variscan_eo_orogen	540-385 Ma	D'après Chantraine et al. (1996)
Variscan_meso_orogen	385-335 Ma	
Variscan_neo_orogen	> 335 Ma	
Variscan_meso/neo_orogen		
Birimian_orogen	2.2-2 Ga	
Panafrican_arabo-nubian-shield_orogen	~ 900-550 Ma	
Archean_undifferentiated	> 2.5 Ga	
Archean_Kénéma-Man_orogen	3.5-2.8 Ga	
Paleoproterozoic_undifferentiated	2.5-1.6 Ga	

Tableau 2. Classification géotectonique adoptée pour la base de données géochimique

Tandis que je compilais ma base de données au gré de projets d'expertise menés en France (Bretagne, Massif central ...) ou à l'étranger (Andes, Europe centrale, Arabie ...), d'autres œuvraient en d'autres lieux, avec des moyens plus importants et pour un résultat quantitativement et qualitativement bien supérieur. Ainsi, un projet entrepris dans les années 90 par le Max Planck Institut (MPI) für Chemie de Mayence a abouti à la mise en ligne (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>) des premiers « opus » d'une base de données dont la vocation semble être d'offrir à terme un inventaire quasi-exhaustif du volcanisme terrestre. A l'heure où j'écris ces lignes, la base du MPI contient environ 85 000 analyses de roches volcaniques correspondant à un nombre encore limité d'environnements géodynamiques : les îles océaniques, les seamounts, les plateaux océaniques, les rides sous-marines, les provinces de traps basaltiques (flood basalts) océaniques, les provinces de traps continentaux, les marges convergentes, les cratons archéens. Les tableaux d'analyses sont offerts en « self service » sur internet et leur structure étant quasi-identique à celle que j'ai adoptée, j'ai pu facilement les intégrer à ma base. Le but n'était pas de reprendre l'ensemble des données, mais de compléter l'information sur certains sites dont j'avais un inventaire géochimique trop incomplet (ex. provinces de traps continentaux). Je n'ai donc utilisé qu'une partie des analyses de la base du MPI. Finalement, le corpus sur lequel j'ai travaillé comprend environ 60 000 analyses qui proviennent pour environ la moitié de ma propre compilation et l'autre moitié de celle du MPI.

Requêtes

A partir des tableaux excel initiaux, S. Marceau, étudiante stagiaire, a réalisé une intégration sous access et construit un dispositif de « requêtes » multiples (Marceau, 2003) qui permet d'extraire des fragments du corpus total pour ne conserver que des analyses de roches satisfaisant à tel ou tel critère de type géographique, stratigraphique, lithostratigraphique ou géodynamique ... (fig. 3). Les analyses sélectionnées sont ensuite réimportées dans excel afin d'effectuer des traitements statistiques (logiciel XLSTAT) ou graphiques.

Des requêtes géochimiques ont également été élaborées (fig. 4) : il s'agit alors d'extraire toutes les roches obéissant à un critère ou ensemble de critères géochimiques : teneur d'un élément ou rapport d'éléments compris dans telle ou telle gamme.

La question initiale « quelle signature dans quel contexte ? » trouve ainsi une réponse simple et directe, puisque le logiciel n'a pas la capacité « d'oublier » une roche dont la composition obéirait aux critères définis.

J'ajouterais que ces requêtes ont été adaptées à la base de données expérimentales permettant de répondre à la question : « quelle composition à partir de quel protolithe et dans quelles conditions expérimentales ».

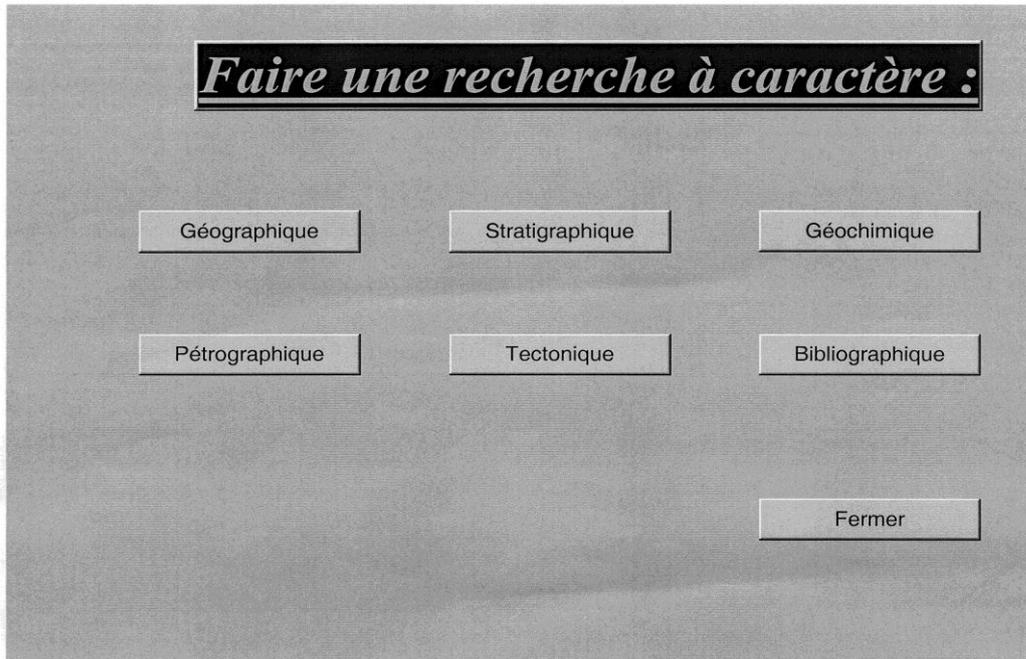


Fig. 3. Les différents thèmes de requêtes possibles dans la base de données géochimiques du BRGM.

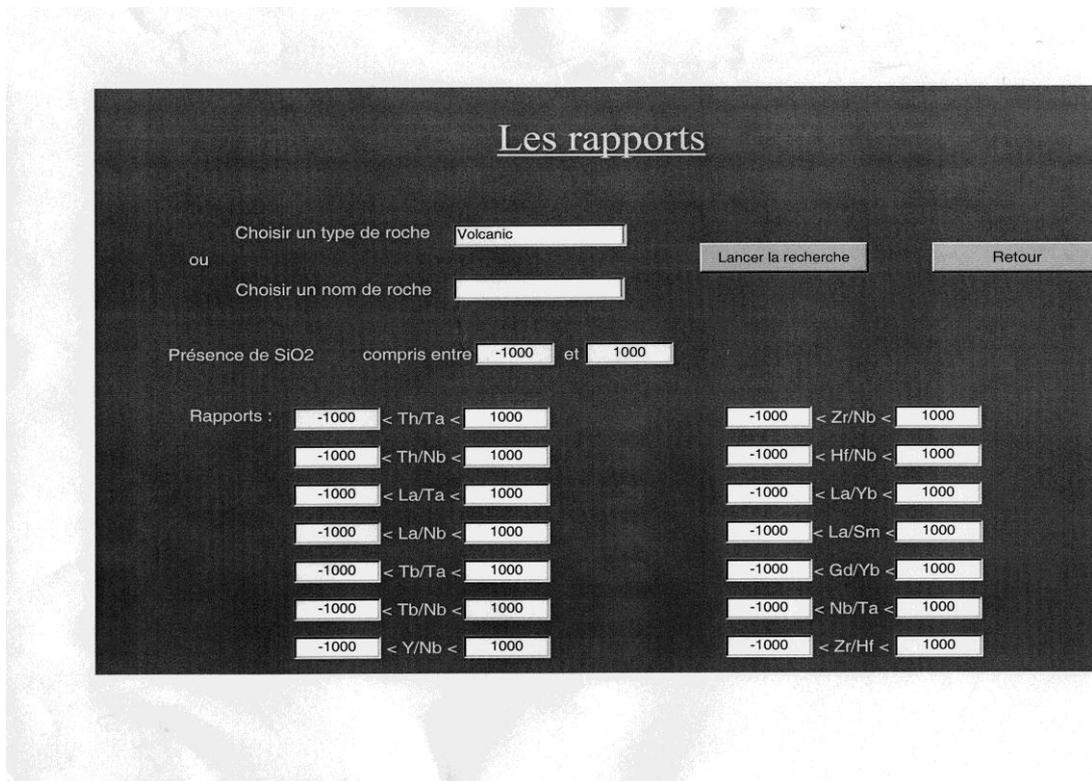


Fig. 4. Requêtes géochimiques de la base de données du BRGM utilisant des rapports d'éléments incompatibles réputés discriminants.

Le tableau 3 donne les résultats obtenus d'après une requête simple portant sur deux rapports, Th/Ta et Tb/Ta et visant à ce que ces rapports soient respectivement < et > aux valeurs estimées pour le manteau primordial (soit Th/Ta < 0,0813/0,0351 et Tb/Ta > 0,094/0,0351) (Hofmann, 1988). Seules les roches volcaniques ont été prises en compte.

Site_tecto	Nombre d'analyses	% total analyses
Arc_continental_basin	2	0.2%
Withinplate_continental_plateau	91	8.0%
Withinplate_continental_rift	3	0.3%
Arc_detached_basin	9	0.8%
Arc_oceanic	41	3.6%
Arc_oceanic_basin	198	17.4%
Passive_margin	110	9.7%
Ridge_fast	33	2.9%
Ridge_intermediate	134	11.8%
Ridge_slow	342	30.1%
Withinplate_oceanic_plateau	121	10.6%
Withinplate_oceanic_ridge_or_plateau	53	4.7%
Total	1137	
Site continental	96	8.4%
Site intermédiaire (marge passive)	110	9.7%
Site océanique	931	81.9%
Site orogénique	41	3.6%
Site intermédiaire (arrière-arc)	207	18.2%
Site anorogénique	889	78.2%
Teneur en SiO₂		
40% < SiO ₂ < 45%	16	1.6%
45% < SiO ₂ < 52%	925	91.1%
52% < SiO ₂ < 57%	73	7.2%
SiO ₂ > 57%	1	0.1%
Total	1015	

Tableau 3. Requête fixant les valeurs suivantes des rapports Th/Ta et Tb/Ta, soit : Th/Ta < 2.32 - Tb/Ta > 2.68, limitée aux seules roches volcaniques.

1137 analyses de roches volcaniques ont ainsi été extraites, dont une très large majorité s'est mise en place en contexte océanique (81,9% du total), une minorité en domaine continental (8,4%) et une autre minorité en contexte de marge passive (9,7%).

De même la quasi-totalité des roches s'est mise en place au sein de sites évoluant en extension ; en contexte anorogénique (78,2% = ride médio-océanique, provinces de traps océanique ou continentale) ou orogénique (18,2% = bassin arrière-arc), et

seulement 3,6% se sont mises en place au sein d'arcs volcaniques (= arc océanique).

Finalement, la très grande majorité des roches sélectionnées est basique (91,1%) à ultrabasique (1,6%), une faible proportion étant intermédiaire (7,2%) ou acide (0,1% soit une seule analyse).

De ces résultats, il apparaît qu'une large majorité (plus de 80%) des roches volcaniques présentant des rapports Th/Ta et Tb/Ta respectivement < et > aux valeurs primordiales sont des laves basiques épanchées en domaine océanique, en contexte de type « extensif » (dorsale médio-océanique, plateau, bassin arrière-arc). Les ~ 18% restants se trouvent soit en contexte de marge passive, soit au sein de provinces de traps. Un examen détaillé montre que dans ces deux cas, leur mise en place semble accompagner les derniers stades du processus d'extension, juste avant la « déchirure » continentale.

Pour que ce résultat se trouve sensiblement modifié, il faudrait que « survienne » de la littérature ou d'études que je serai amenées à faire un très grand nombre d'analyses telles que $(Th/Ta)_N < 1$ et $(Tb/Ta)_N > 1$, et dont les roches ne soient ni océaniques et/ou ni basiques. Il faudrait donc à la fois que ces roches se trouvent dans de nombreuses provinces continentales et qu'elles y soient particulièrement fréquentes. Faible probabilité ...

Ainsi le système de requête permet-il à la fois de tester la validité statistique des critères de discrimination et de trouver les équivalents récents d'une roche ou d'une série de roches anciennes dont on cherche à contraindre l'environnement géodynamique. Au-delà, la démarche systématique permise par les bases de données rend possible une étude globale (spatiale et temporelle) d'un « espace géochimique » dont la variabilité reflète la différenciation d'un matériau primordial initial en un ensemble de réservoirs aux signatures distinctes.

Un « espace géochimique » discontinu

A la base de la question de la discrimination, se pose le problème de la définition possible de « types » géochimiques dont les signatures géochimiques refléteraient des caractéristiques particulières et uniques de leur réservoir source et/ou de leur processus de genèse.

Un bon exemple de discontinuité est fourni par le paramètre d'alcalinité. Si un magma basaltique évolue à faible P_{H_2O} et en système fermé, alors, selon qu'il est sous-saturé ou non sous-saturé, il prendra deux directions tout à fait distinctes, sans possibilité de passage de l'une vers l'autre. Dans ce cas, la limite (« barrière thermique ») est parfaitement nette, comme l'arête effilée d'une montagne qui situerait l'alpiniste dans sa face nord ou dans sa face sud, mais jamais entre les deux. Si les conditions sont telles que seuls des basaltes alcalins sont produits dans tel contexte et des basaltes non alcalins dans tel autre alors, le paramètre « alcalinité » doit permettre une discrimination parfaite entre ces deux contextes.

L'alcalinité d'un basalte est influencée par deux paramètres : 1/ les conditions physiques (P, T, P_{H_2O} , ...) de genèse du magma, qui déterminent le taux de fusion

partielle, 2/ la composition du matériau source (manteau solide et apports extérieurs de type « métasomatique »), qui peut être « plus ou moins alcaline ».

Dans le cas des rapports d'éléments incompatibles (qui définissent la « signature géochimique » de la roche), le paramètre compositionnel est déterminant, aussi la variabilité de ces rapports donnent-elles une première image de l'hétérogénéité fondamentale des matériaux sources.

Comment s'agence cet « espace géochimique » ? Y-a-t-il des types bien distincts que séparent des arêtes aiguës ou bien un ensemble continu dans lequel la discrimination géotectonique consisterait à tailler à la hache entre des populations statistiques aux contours mouvants ? Si continuité il y a, est-elle le résultat d'un mélange entre des pôles parfaitement distincts ou le produit d'une évolution continue des paramètres régissant la différenciation du globe ? Si discontinuité il y a, quelle relation entre les signatures géochimiques, c'est à dire les matériaux sources, et le contexte géodynamique ? Peut-on affecter un « type géochimique » (c'est à dire un matériau source) à un contexte ?

Pour étudier ces différentes questions, j'ai repris l'exemple des rapports Th/Ta et Tb/Ta, dont Cabanis (1986) avait montré le pouvoir de discrimination géodynamique pour les laves basiques, pouvoir confirmé ultérieurement sur une base analytique élargie (Thiéblemont et al., 1994).

Une requête visant à ne sélectionner, parmi les roches d'origine magmatique, que celles comportant des dosages conjoints de Th, Tb et Ta a permis d'extraire 11 263 analyses incluant des roches volcaniques, subvolcaniques, plutoniques, métavolcaniques, métaplutoniques et ophiolitiques. Un histogramme donnant la répartition du rapport Th/Ta en valeur normée au manteau primordial ($[Th/Ta]_N$) (fig. 5) montre un intervalle de variation de ~ 0 à 20 pour l'ensemble de cette population, avec un pic très marqué autour de 0,5 et une décroissance assez régulière entre 1,2 et 20. Exprimée en valeur logarithmique, la population montre une répartition bien différente avec une distribution en deux pics de poids comparables dont l'un s'étale entre $(Th/Ta)_N \sim 0,1-1,25$ et l'autre entre $\sim 1,25-20$ (fig. 6).

Globalement, le rapport Th/Ta varie donc dans un rapport de 1 à 200 et structure les roches en deux populations dont l'une est « infra-primordiale » ($[Th/Ta]_N < 1$) et l'autre « supra-primordiale » ($[Th/Ta]_N > 1$).

Depuis les travaux de Joron et Treuil (1977) et Wood et al. (1979a), on sait que le rapport Th/Ta peut constituer un discriminant efficace entre les suites anorogénique (Th/Ta faible) et orogénique (Th/Ta élevé). Il est très probable que cette discrimination apparaîtrait clairement dans le diagramme précédent si on y distinguait ces deux types.

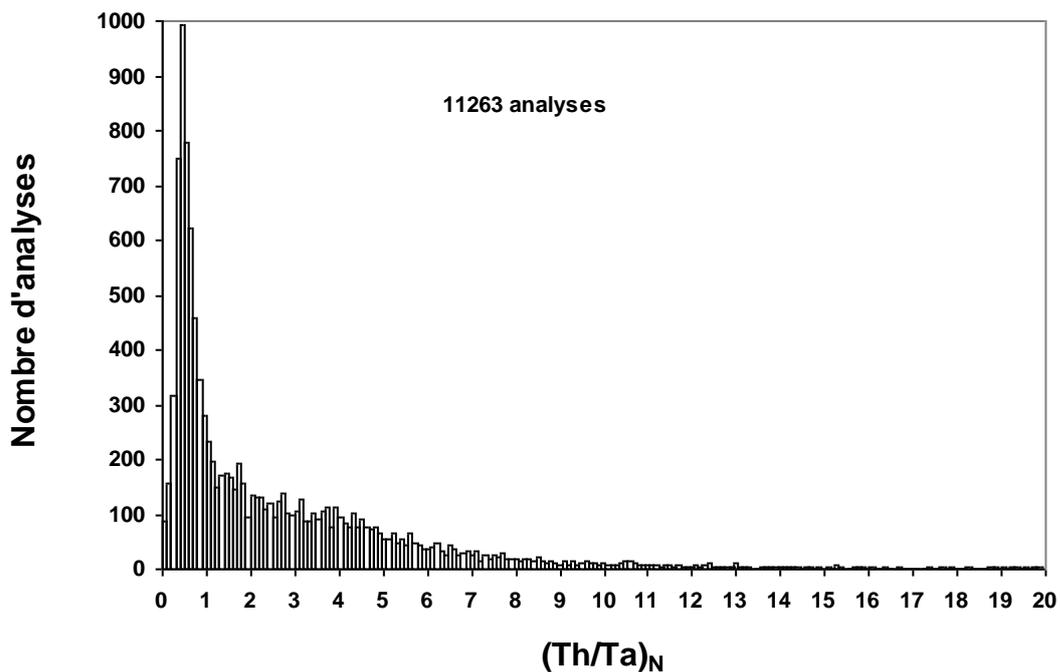


Fig. 5. Histogramme de fréquence montrant la distribution du rapport Th/Ta en valeur normée au manteau primordial (Hofmann, 1988) pour l'ensemble des roches magmatiques de la base ayant fait l'objet de dosages conjoints des deux éléments (soit 11263 analyses).

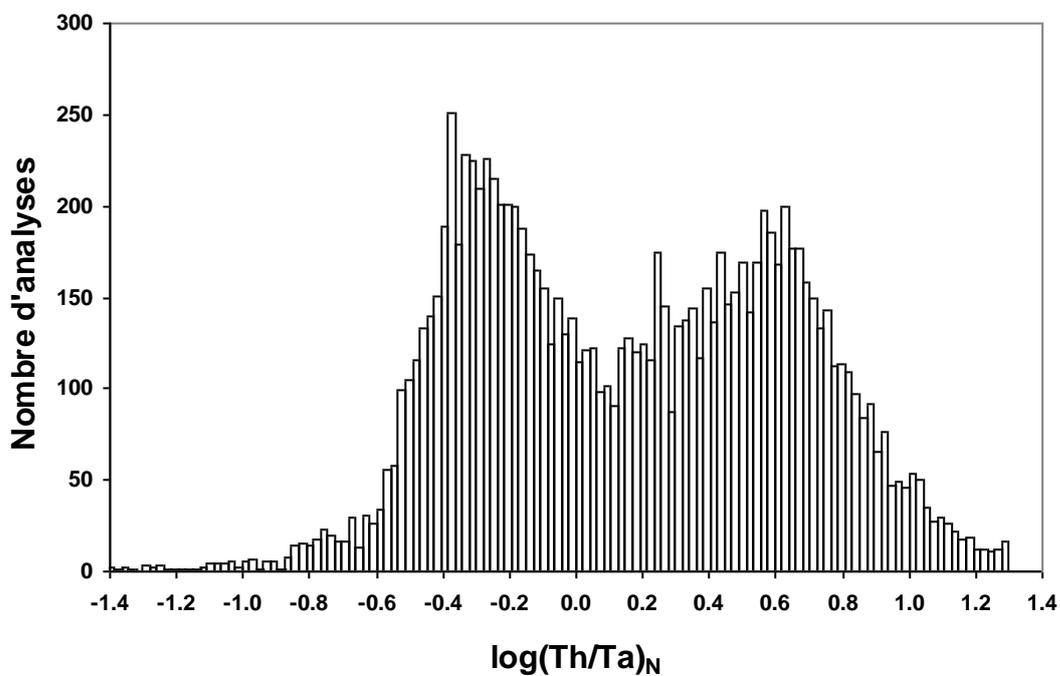


Fig. 6. Histogramme de fréquence montrant la distribution du rapport Th/Ta en valeur logarithmique normée au manteau primordial (Hofmann, 1988) pour l'ensemble des roches magmatiques de la base ayant fait l'objet de dosages conjoints des deux éléments.

J'ai restreint l'investigation aux roches basiques (*sensu lato*, le seuil de la teneur en SiO₂ étant fixé à 55%) pour lesquelles le diagramme Th-Tb-Ta a été initialement conçu (Cabanis, 1986). Dans un premier temps, seules les roches récentes ont été prises en compte, soit un total de 5302 analyses réparties de façon très hétérogène selon les contextes. De très grosses populations ont ainsi été compilées pour les sites à magmatisme essentiellement basaltique, tels que les rides médio-océaniques (~ 900 analyses) et les provinces de trapps continentaux (~ 1800 analyses). En revanche, et malgré une compilation très poussée du magmatisme andin, le site de marge active n'a fourni que ~ 300 analyses de roches basiques, le magmatisme y étant essentiellement andésitique à localement acide.

Un histogramme de fréquence 3d a été tracé en utilisant les paramètres $\log(\text{Th}/\text{Ta})_N$ et $\log(\text{Tb}/\text{Ta})_N$ et en comptabilisant les analyses par pas de 0,1. Le diagramme (figs. 7 et 8) met en évidence une répartition en quatre pics principaux dont trois s'ordonnent selon une crête qui évolue d'un rapport Tb/Ta infra- à supra-primordial (soit $[\text{Tb}/\text{Ta}]_N \sim 0,1$ à $1,8$), dans un domaine de rapport Th/Ta infra-primordial (soit $[\text{Th}/\text{Ta}]_N \sim 0,3-0,4$). A droite de cette crête, un pic très marqué se place vers $(\text{Th}/\text{Ta})_N \sim 1,6 - (\text{Tb}/\text{Ta})_N \sim 0,9$ et d'autres pics apparaissent vers $(\text{Th}/\text{Ta})_N \sim 0,5 - (\text{Tb}/\text{Ta})_N \sim 0,7$ et $(\text{Th}/\text{Ta})_N \sim 1,3 - (\text{Tb}/\text{Ta})_N \sim 0,55$.

Significativement, la prise en compte de l'ensemble des analyses de roches basiques indépendamment de l'âge (soit un total porté à 6129 analyses) ne modifie en rien le schéma précédent (fig. 9), mais induit juste une légère accentuation des différents pics.

Finalement, la disposition précédente se retrouve si l'on adopte un pas de 0,05 pour la comptabilisation des analyses (fig. 10). Ce traitement peut conduire à étaler les pics, mais conserve les vallées entre ces derniers.

Ainsi, l'examen de la distribution des roches basiques dans un système à deux variables restituant une image de la diversité des milieux sources (rapports d'éléments incompatibles) met en évidence une structuration de l'espace géochimique en un ensemble de groupes dont chacun est défini par une signature géochimique spécifique témoignant d'un certain fractionnement par rapport au manteau primordial. Cette signature témoigne de l'évolution pétrologique préalable du réservoir source.

Le cas des basaltes de rides médio-océaniques

Les groupes évoqués précédemment définissent un nombre discret de « types » géochimiques dont la démarche de discrimination géotectonique consiste à déterminer la relation avec l'environnement géotectonique.

Le cas le plus simple est celui des basaltes de ride médio-océanique ; leur réservoir unique (mais néanmoins hétérogène) est le manteau sous-jacent à la dorsale et le taux de fusion partielle à l'aplomb des dorsales est suffisamment élevé pour que les rapports d'éléments incompatibles puissent être considérés comme représentatifs des sources mantelliques.

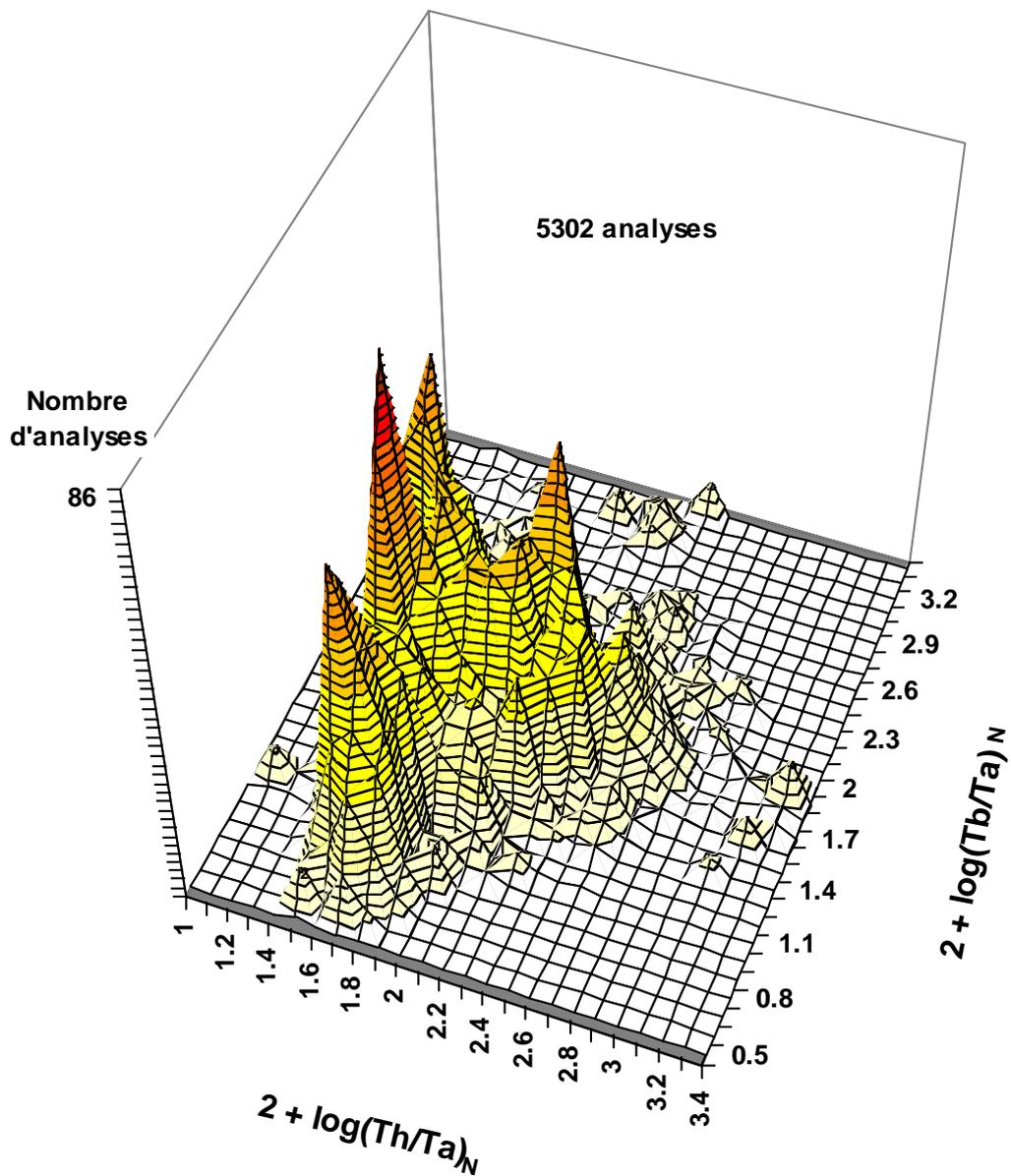


Fig. 7. Histogramme de fréquence 3D montrant la distribution des roches magmatiques récentes dans un diagramme prenant en compte conjointement les rapports Th/Ta et Tb/Ta en valeur logarithmique normée au manteau primordial (Hofmann, 1988). Afin d'éviter les valeurs négatives toutes les valeurs ont été additionnées à 2.

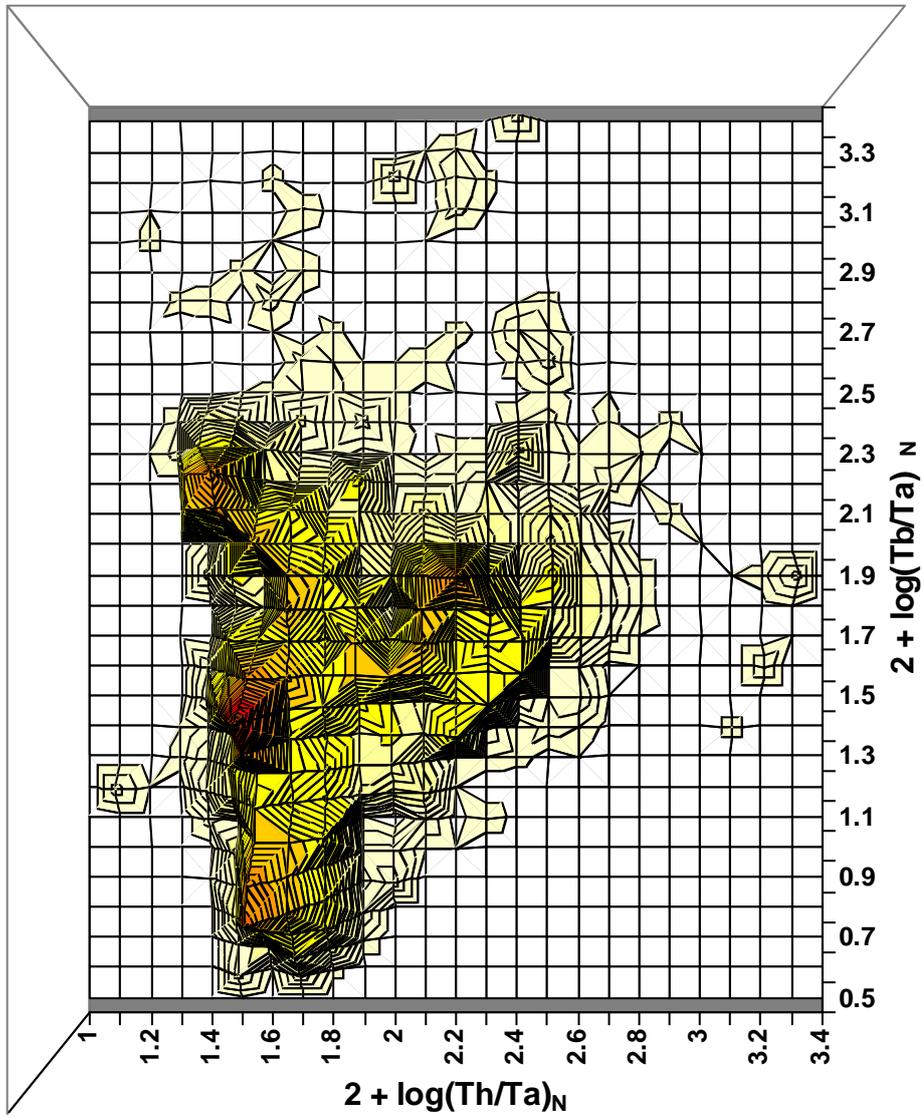


Fig. 8. Projection de l'histogramme de la fig. 7 sur le plan horizontal.

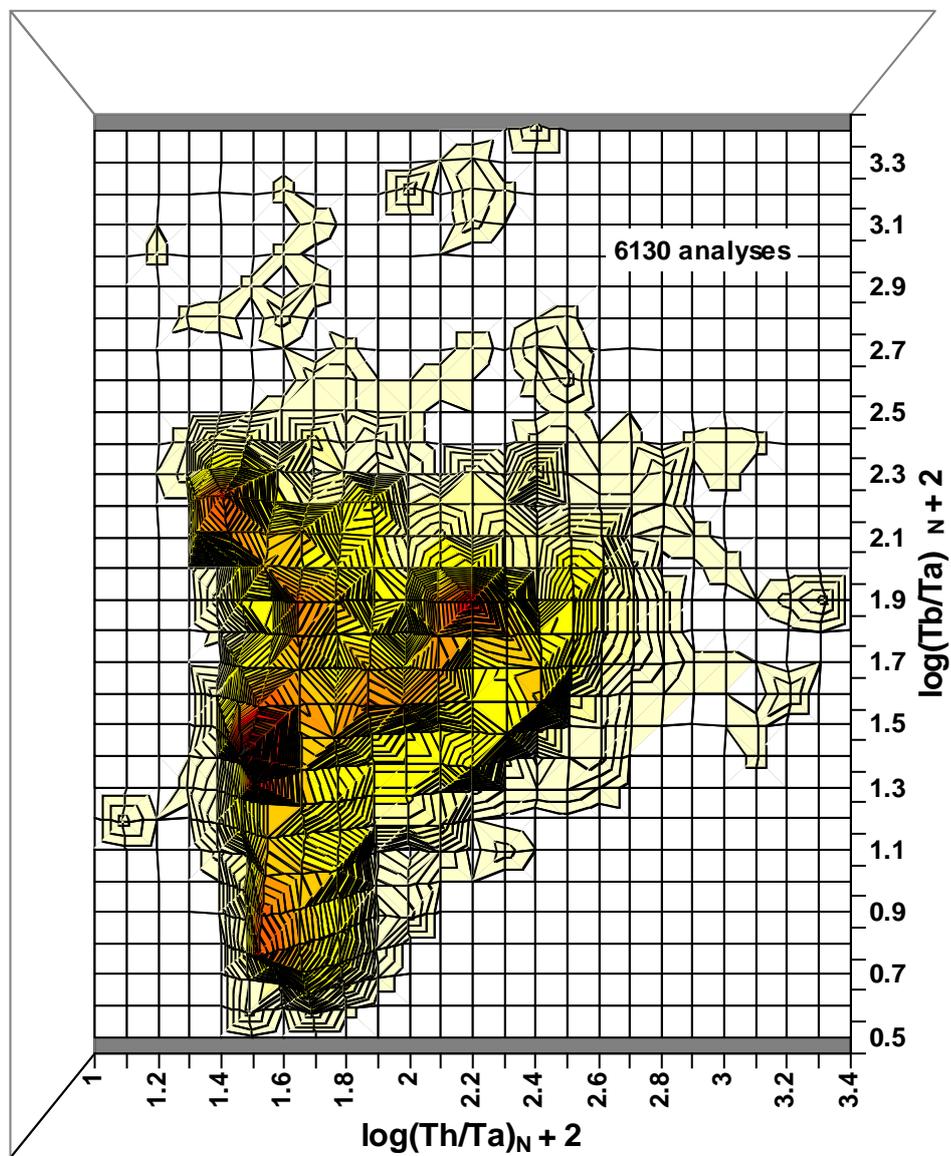


Fig. 9. Même type de diagramme que dans les figures 7 et 8, mais avec toutes les roches magmatiques basiques (soit $\text{SiO}_2 < 55\%$) de la base, quel que soit leur âge.

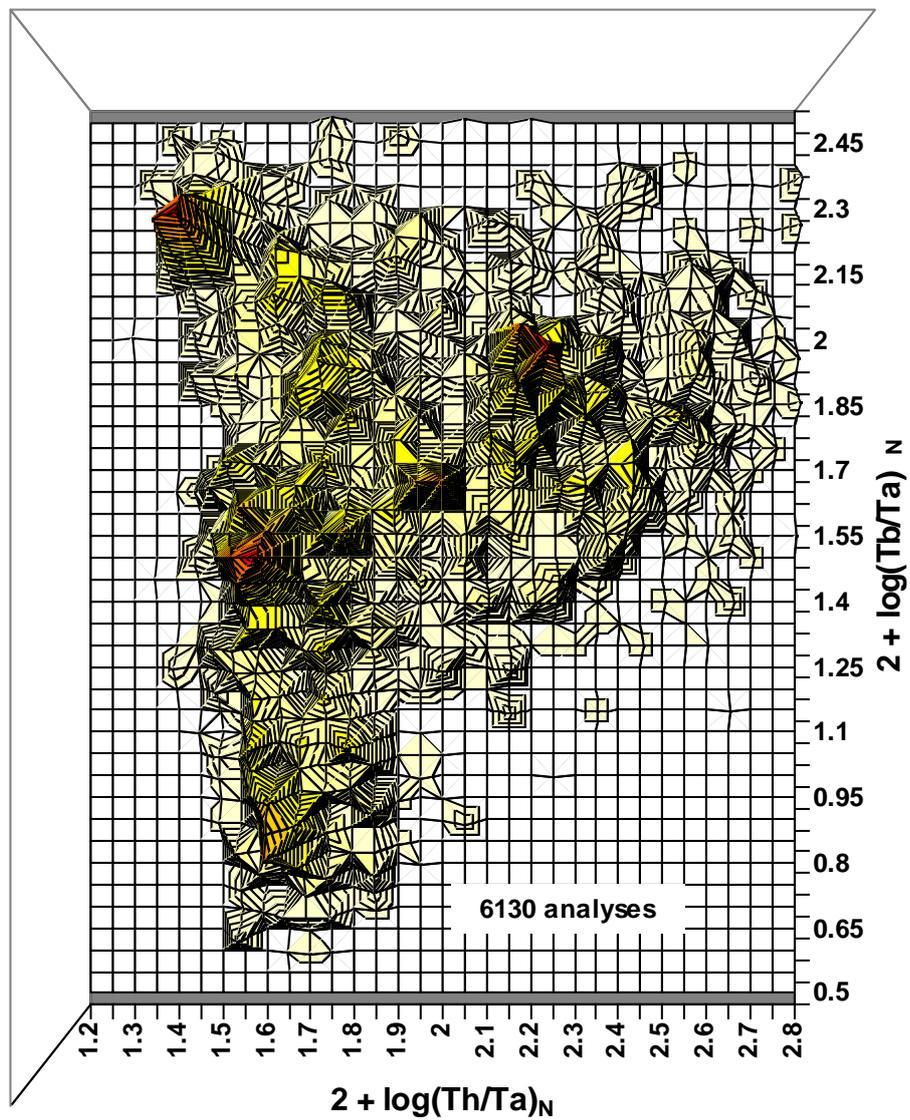


Fig. 10. Même type de diagramme que dans la figure 9, mais en utilisant un pas de 0,05 pour le traitement statistique.

L'histogramme de fréquence établi pour les rapports Th/Ta et Tb/Ta d'après 1630 analyses de basaltes de rides médio-océaniques (incluant des basaltes de dorsales arrière-arc) (fig. 11) met en évidence un regroupement dans une aire restreinte qui se confond partiellement avec la crête délimitée précédemment dans le domaine à faible rapport Th/Ta. Les roches présentent un rapport Th/Ta assez constant et qui témoigne d'un appauvrissement systématique de la source en Th relativement à Ta (soit $[Th/Ta]_N < 1$). Le long de l'axe Tb/Ta (fig. 12), deux pics très nets apparaissent dont l'un témoigne d'un appauvrissement du manteau ($[Tb/Ta]_N = 1,6$) et l'autre d'un enrichissement apparent en Ta ($[Tb/Ta]_N < 1$).

Cette distribution me semble témoigner d'une structuration du manteau océanique en deux grands domaines dont l'un est fondamentalement appauvri et livre des MORB dits « normaux » (N-type MORB) et l'autre non appauvri et livre des MORB dits « enrichis » (E- et/ou P-type MORB). Néanmoins, la vallée entre ces deux pics ne correspond pas strictement à une valeur du rapport Tb/Ta primordiale, mais à une valeur un peu plus faible ($[Tb/Ta]_N \sim 0,7$). Pourquoi ? ? La question reste posée.

Limites de la discrimination

Pour réévaluer le pouvoir de discrimination des rapports Th/Ta et Tb/Ta pour les roches basiques, différents diagrammes ont été établis dont les résultats statistiques ont été reportés dans le tableau 4.

Dans un premier diagramme (fig. 13) ont été reportées les analyses de roches océaniques, qu'elles soient associées à des domaines en convergence (arc) ou en divergence (ride), avec distinction entre les rides lentes à intermédiaires et rapides. Globalement les roches montrent une distribution le long de deux axes : 1/ l'un parallèle aux ordonnées et qui reproduit la dualité notée précédemment entre basaltes appauvris et enrichis ; 2/ l'autre parallèle aux abscisses et qui traduit un enrichissement en Th des laves d'arcs océaniques. Ce phénomène est connu de longue date et classiquement attribué à un enrichissement du manteau par du Th issu de la déshydratation de la plaque en subduction lors de sa recristallisation dans le faciès éclogite. Malgré ce phénomène, on peut noter que la très grande majorité des laves d'arc océanique présente un rapport $(Tb/Ta)_N > 1$, ce qui s'accorde avec une origine à partir d'un manteau appauvri. Cette signature pourrait disparaître si la contamination par la plaque subductée engendrait une diminution du rapport Tb/Ta. En fait, les auteurs s'accordent pour estimer que la subduction a peu d'effet sur ce rapport du fait du fractionnement de ces deux éléments respectivement dans le grenat et le rutile lors de la recristallisation de la plaque dans le faciès éclogite. On notera également que, prises dans leur ensemble, les laves d'arcs océaniques définissent un « trend » qui va d'un pôle franchement orogénique ($[Th/Ta]_N \sim 10$) à un pôle de type N-MORB, avec une position souvent intermédiaire des basaltes de bassins arrière- et avant-arcs. Finalement, une autre discrimination apparaît entre les basaltes de rides intermédiaires et rapides, essentiellement de type appauvri, et ceux des rides lentes, qui se répartissent de façon à peu près égale entre types appauvri et enrichi.

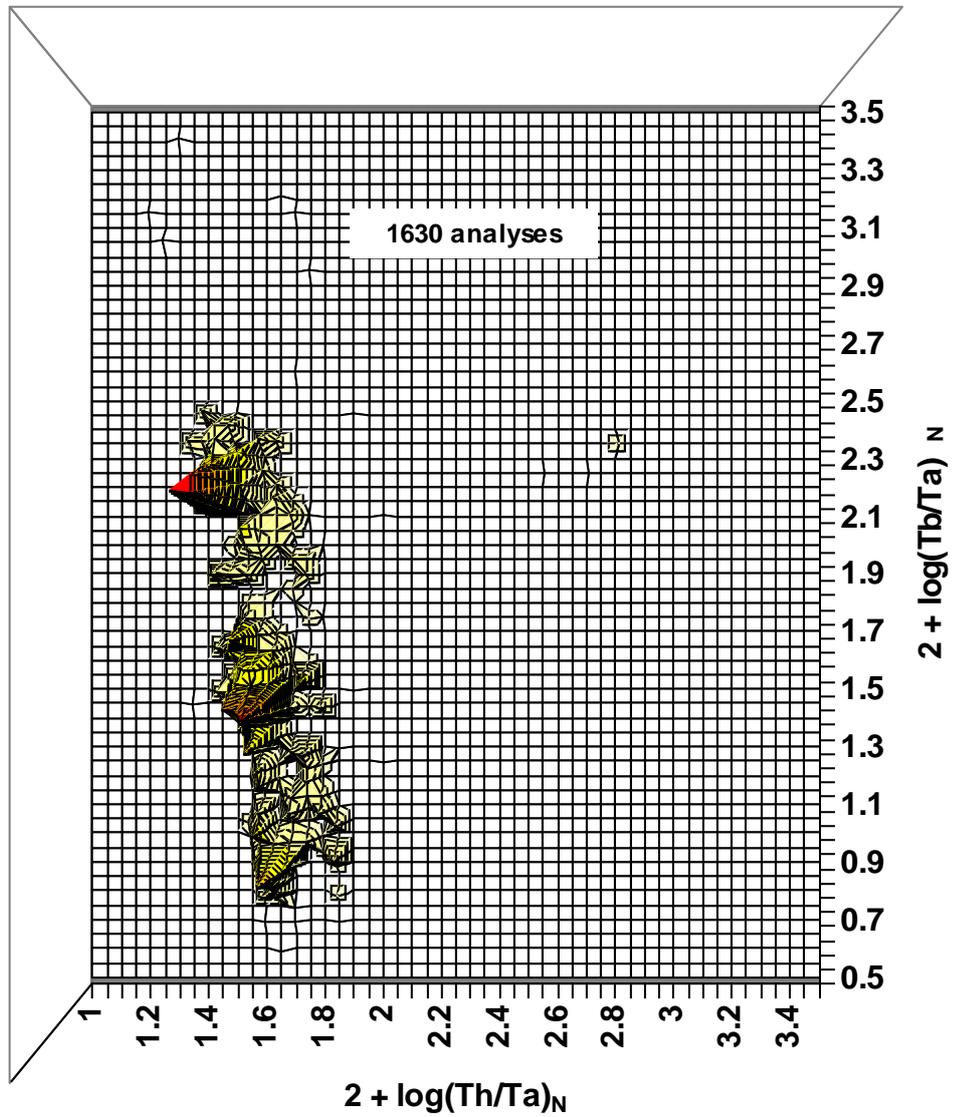


Fig. 11. Môme type de diagramme que dans les figures 7 à 10, mais établi avec les basaltes de rides médio-océaniques uniquement (soit 1630 analyses)

Histogramme $(Tb/Ta)_N$, ensemble des analyses de basaltes de rides d'accrétion océaniques (MORB+BAB)

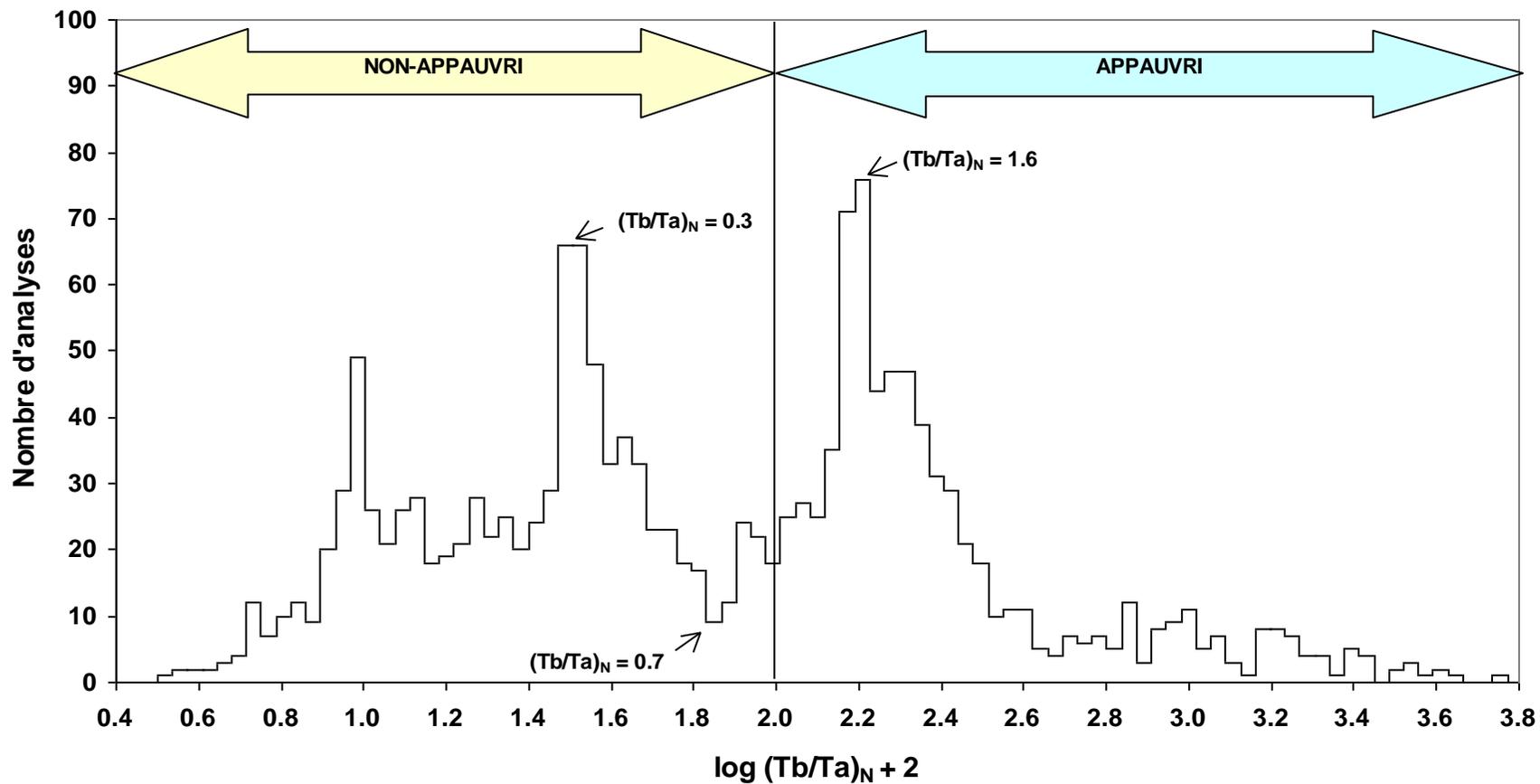


Fig. 12. Histogramme de fréquence montrant la distribution du rapport Tb/Ta en valeur logarithmique normée au manteau primordial (Hofmann, 1988) dans les basaltes de rides d'accrétion océanique.

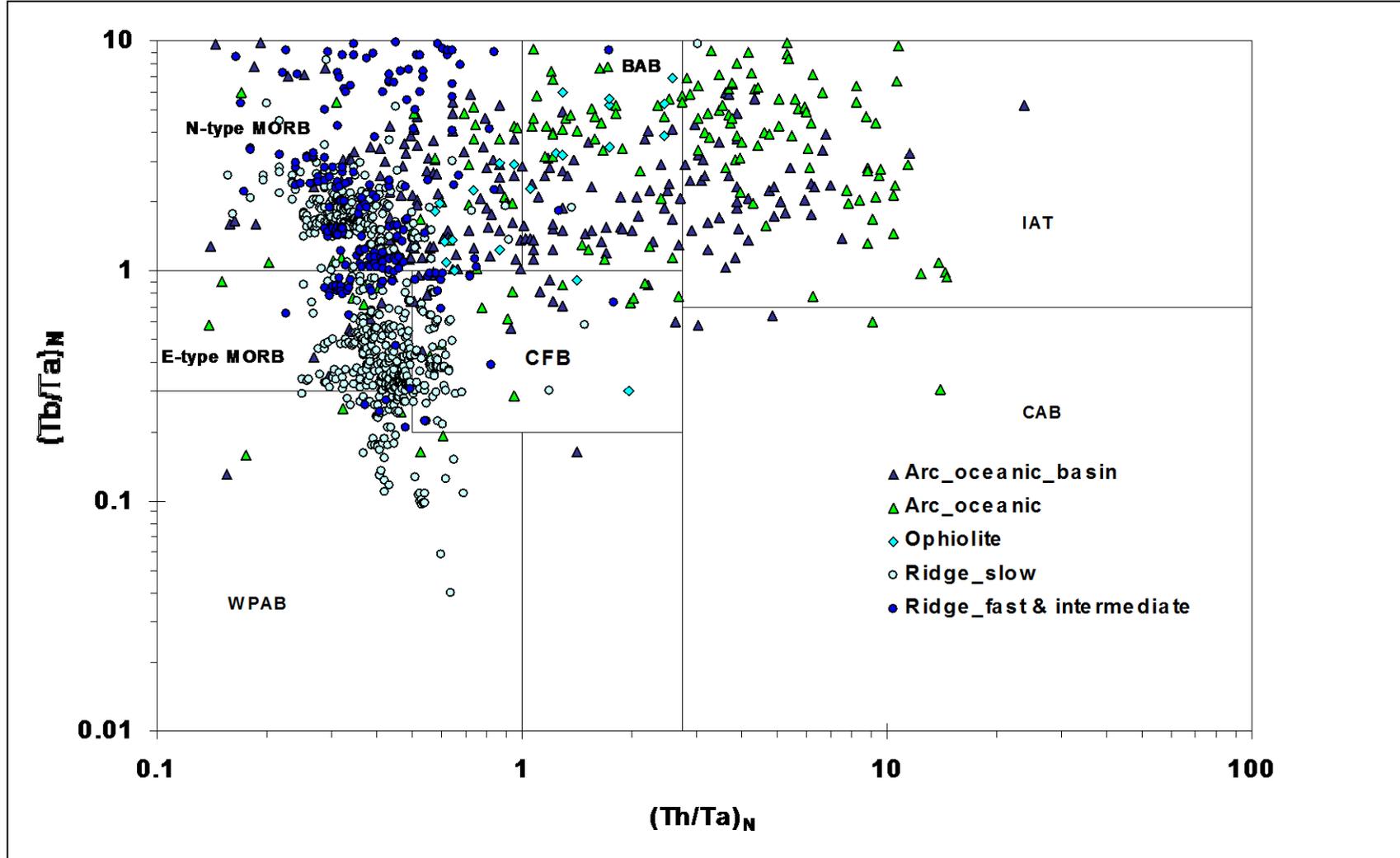


Fig. 13. Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (Cabanis, 1986 ; Thiéblemont et al., 1994) pour les roches basiques mises en place en contexte océanique (sensu lato).

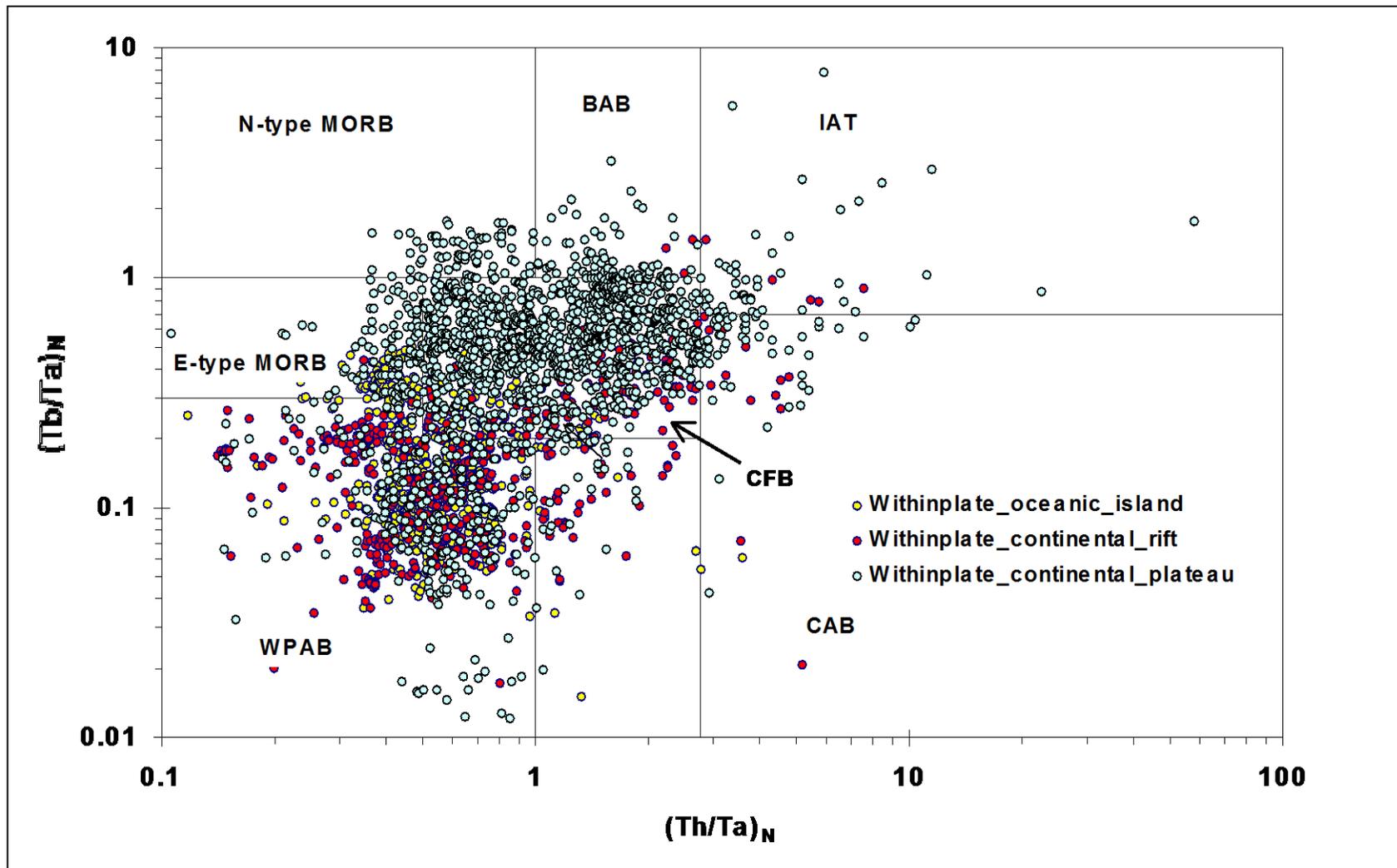


Fig. 14. Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (Cabanis, 1986 ; Thiéblemont et al., 1994) pour les roches basiques mises en place en contexte d'extension continentale.

Dans un deuxième diagramme (fig. 14) ont été reportées les analyses de basaltes associés à des provinces intraplaques alcalines (îles océaniques et rifts continentaux) ou tholéïtiques (provinces de traps continentaux). Par rapport aux basaltes précédents, les traits distinctifs sont : 1/ la rareté de roches appauvries ; 2/ la fréquence de signatures très « enrichies » (très faible rapport Tb/Ta), caractéristiques des roches alcalines ; 3/ l'enrichissement en Th ($[Th/Ta]_N > 1$), fréquent dans les tholéïtes continentales, mais qui reste limité ($[Th/Ta]_N$ généralement < 3).

Globalement, cette disposition est supposée restituée l'image de deux réservoirs principaux : 1/ un manteau asthénosphérique profond à l'origine des roches alcalines ; 2/ un manteau lithosphérique sous-continentale à héritage plus ou moins « orogénique » (cad rapport Th/Ta plus ou moins élevé) à l'origine de roches tholéïtiques distinctes des E- ou N-type MORB. Néanmoins un débordement vers le champ des MORB (type N ou E) apparaît qui pourrait s'expliquer par la mise en jeu d'un manteau océanique à un stade poussé du processus d'extension (cad juste avant océanisation).

Dans un troisième diagramme (fig. 15) ont été reportées les analyses de basaltes d'arcs continentaux ou océaniques. Le nombre d'analyses peut sembler limité mais s'explique par une grande abondance de roches intermédiaires à acides dans ces contextes. Qu'elles soient basiques, intermédiaires ou acides, ces roches présentent un rapport Th/Ta généralement élevé, noté par de très nombreux auteurs, et qui les distinguent de la majorité des tholéïtes continentales (fig. 14.). Une certaine discrimination apparaît entre les arcs continentaux et océaniques. Dans les premiers, les valeurs généralement < 1 du rapport $(Tb/Ta)_N$ s'accordent avec une origine à partir d'un manteau non appauvri. Enfin, une proportion significative des laves d'arcs continentaux montrent des signatures identiques à celles de tholéïtes continentales ou de basaltes alcalins, ce qui suggère que la subduction peut préserver des portions de manteau non enrichies en Th.

Les exemples précédents permettent d'attribuer chacun des pics observés dans les histogrammes de fréquence (fig. 9) à un réservoir particulier, mis en jeu dans certaines situations géodynamiques : manteau océanique appauvri pour les rides médio-océaniques et les arcs intra-océaniques, lithosphère sous-continentale à « héritage orogénique » pour les provinces tholéïtiques continentales, manteau asthénosphérique profond de type « enrichi » pour les îles océaniques et les provinces alcalines, ... C'est cette organisation que reproduit les champs reportés dans les diagrammes de discrimination. Dans le diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (figs. 13 à 15), ceux-ci sont au nombre de 6 auxquels s'ajoute un champ intermédiaire (« **BAB** ») correspondant à un terme de passage « diffus » entre deux pôles typiquement océaniques (champs **N-type MORB** et **IAT**).

Dans certains cas, les conditions tectoniques peuvent conduire à la mise en jeu de plusieurs sources, d'où une variabilité des signatures géochimiques et un mélange éventuel entre des magmas d'origines distinctes. Il en est ainsi pour les rides lentes, alimentées par au moins deux réservoirs : l'un appauvri et l'autre non appauvri (fig. 13), et des bassins arrière-arc intra-océaniques dont les basaltes évoluent d'un type appauvri à un type orogénique (fig. 15).

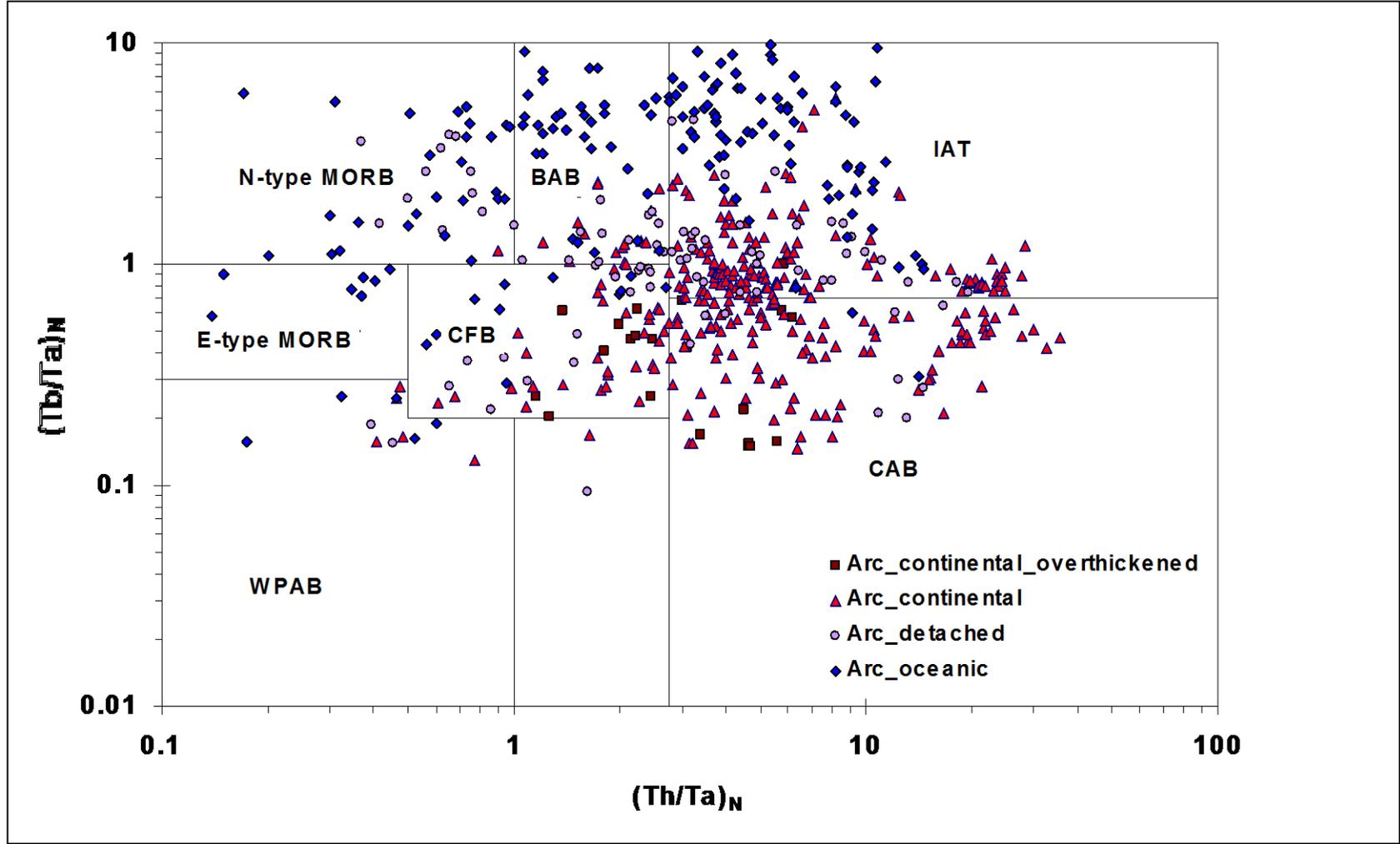


Fig. 15. Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (Cabanis, 1986 ; Thiéblemont et al., 1994) pour les roches basiques mises en place en contexte d'arc insulaire ou de marge active.

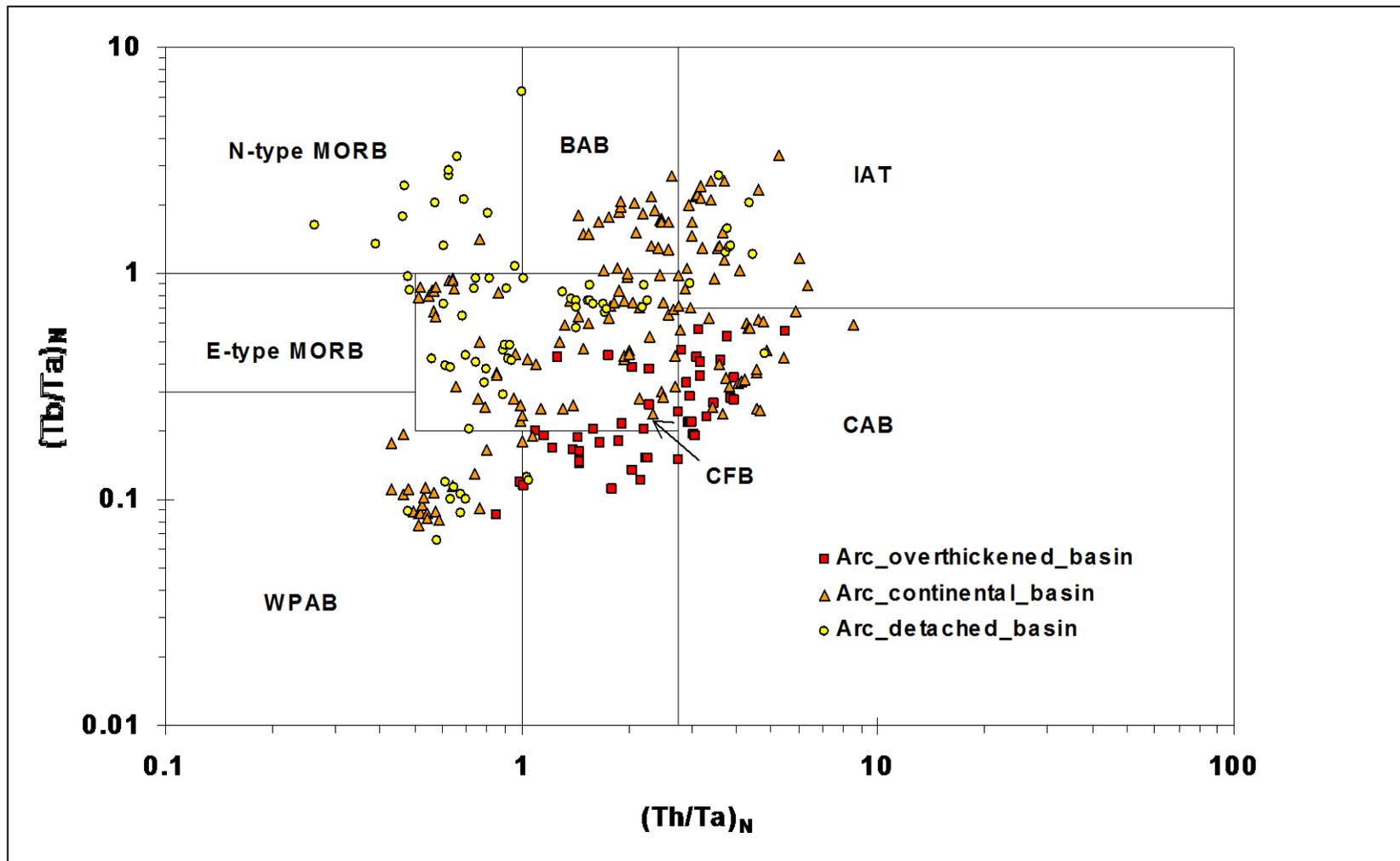


Fig. 16. Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (Cabanis, 1986 ; Thiéblemont et al., 1994) pour les roches basiques mises en place en contexte d'arc continental « extensif ».

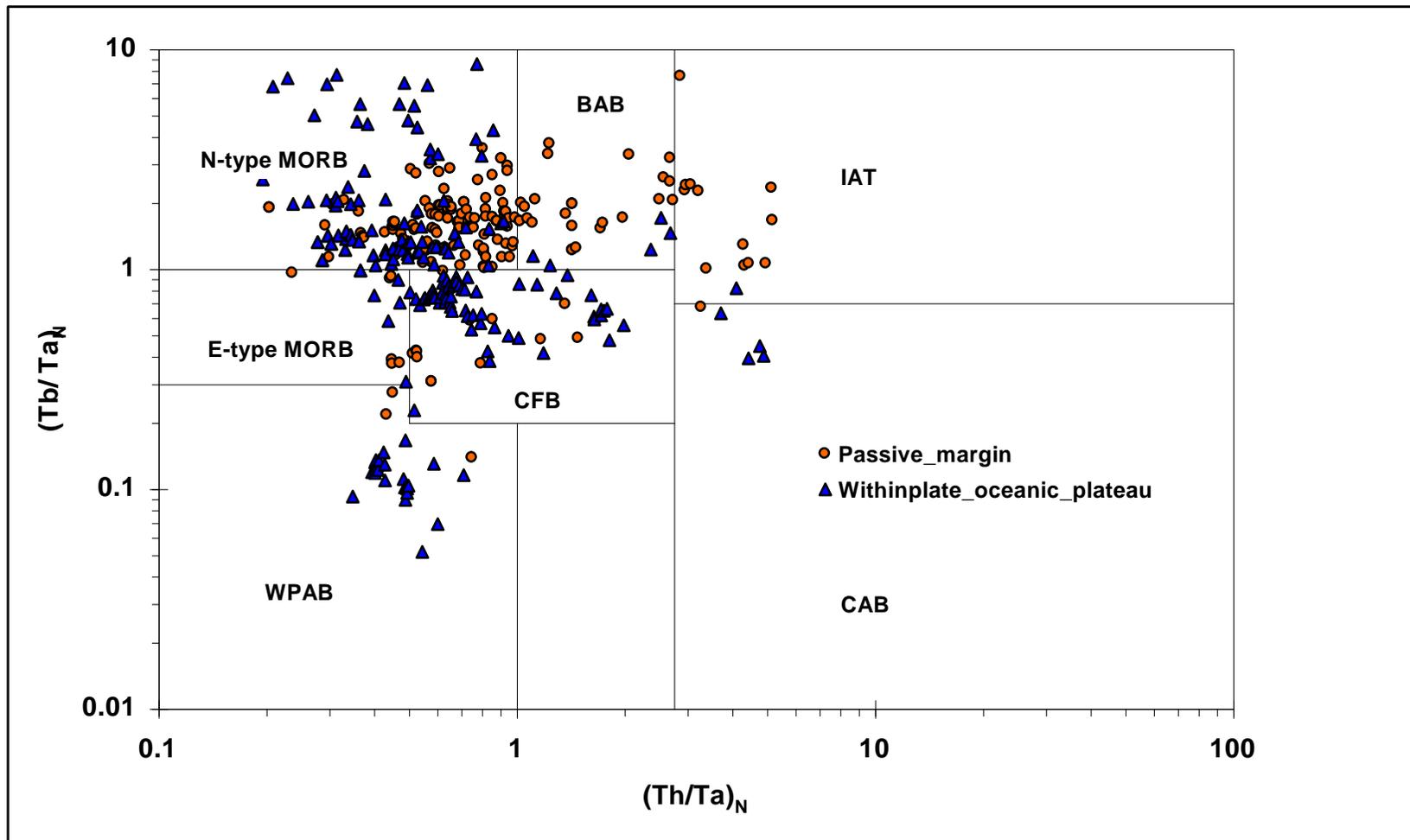


Fig. 17. Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_\lambda$ (Cabanis, 1986 ; Thiéblemont et al., 1994) pour les roches basiques mises en place en contexte de marge passive et de plateau océanique.

Cette complexité s'observe également pour les bassins ouverts au sein des arcs continentaux (fig. 16). Globalement, les roches définissent un « trend » grossier qui évolue d'un pôle typiquement anorogénique (champ **WPAB**) à un pôle orogénique (champ **IAT**) en recouvrant largement les autres champs à l'exception de ceux des MORB. Quelques roches se placent toutefois dans le champ des N-type MORB. Il s'agit de basaltes mis en place à l'issue du rifting responsable de l'ouverture de la mer du Japon.

Les basaltes de marges passives et de plateaux océaniques ont également été reportés (fig. 17). Pour les premiers, une localisation préférentielle dans le champ des N-type MORB apparaît cohérente avec une mise en place aux stades ultimes d'un processus de déchirure continentale. Néanmoins, un débordement significatif s'observe vers les domaines orogéniques (champs **IAT** et **BAB**). Pour les seconds, une grande dispersion apparaît qui s'accorde avec une définition tectonique souvent équivoque des structures de plateau océanique. Ainsi, les traps basaltiques du bassin de Nauru se localisent dans le champ des N-type MORB, ce qui est cohérent avec un contexte de mise en place strictement océanique, inversement, d'autres plateaux océaniques (ex. Kerguelen) montrent une signature continentale (champ **CFB**) ou alcaline (champ **WPAB**), voire localement orogénique (champ **CAB**).

Finalement, le tableau 4 inventorie les pourcentages des différents types de basalte dans chacun des contextes et les pourcentages de chaque type de basalte dans les différents contextes. L'hétérogénéité quantitative des populations d'analyses selon les contextes ne permet pas de tirer des conclusions définitives de ces statistiques (en particulier le très grand nombre d'analyses de traps continentaux peut en fausser certaines), qui donnent cependant des indications sur les possibilités de discrimination des différents contextes. Il en ressort que la plupart se caractérisent par des associations de types dont l'origine supposée est cohérente avec le contexte en question (ex. la présence de basaltes à signature de N-type MORB n'est pas incompatible avec un contexte d'arc océanique), néanmoins certains faits significatifs méritent d'être notés :

1/ la présence de basaltes indiscernables des basaltes alcalins (type WPA, 10,5% du total) le long des rides lentes (voir également fig. 11 et 12) est cohérente avec la remontée supposée de panaches de manteau à l'aplomb de certains segments de telles rides. De même, la présence de E-type MORB en contexte d'île océanique suggère que les conditions de production et les sources des magmas peuvent être similaires à l'aplomb des îles océaniques et le long des rides lentes. En revanche, la présence apparente de basaltes discriminés comme des tholéiites continentales (champ CFB) en contexte océanique (dorsale, ophiolite ou arc océanique) me semble peu significative, sauf pour les îles et plateaux océaniques, dont ce type représente respectivement environ 12,3% et 30% du total (*cf. supra*) ;

2/ globalement, les contextes d'arc océanique et bassin associés apparaissent bien discriminés. Dans les deux cas, on observe une gamme de roches dont les signatures s'étalent du champ des N-type MORB à celui des tholéiites d'arc (IAT) ;

3/ au sein des arcs continentaux et bassins associés, la présence de roches à signature de MORB (E- et N-type) apparaît accidentelle (moins de 3% du total), en revanche, les types BAB et IAT sont bien représentés et témoignent de l'influence possible d'un manteau appauvri dans ces systèmes (le rifting peut ainsi conduire à l'ouverture d'une mer marginale comme la mer du Japon par exemple) ;

	N-MORB		E-MORB		CFB		BAB		IAT		CAB		WPAB		Somme	% mal discriminé
Ridge_fast-intermediate	153	17.1%	24	5.2%	13	0.8%	2	0.7%	0	0.0%	0	0.0%	4	0.4%	196	
	78.1%		12.2%		6.6%		1.0%		0.0%		0.0%		2.0%			9.7%
Ridge_slow	277	31.0%	238	51.3%	65	4.0%	1	0.4%	1	0.2%	0	0.0%	68	6.3%	650	
	42.6%		36.6%		10.0%		0.2%		0.2%		0.0%		10.5%			20.6%
Ophiolite	11	1.2%	0	0.0%	2	0.1%	11	4.0%	0	0.0%	0	0.0%	0	0.0%	24	
	45.8%		0.0%		8.3%		45.8%		0.0%		0.0%		0.0%			8.3%
Arc_oceanic	26	2.9%	8	1.7%	11	0.7%	42	15.1%	80	20.0%	2	0.8%	5	0.5%	174	
	14.9%		4.6%		6.3%		24.1%		46.0%		1.1%		2.9%			10.3%
Arc_oceanic_basin	101	11.3%	7	1.5%	17	1.0%	51	18.3%	55	13.7%	2	0.8%	1	0.1%	234	
	43.2%		3.0%		7.3%		21.8%		23.5%		0.9%		0.4%			7.7%
Arc_continental sensu lato	12	1.3%	0	0.0%	55	3.4%	29	10.4%	167	41.6%	121	46.5%	7	0.7%	391	
	3.1%		0.0%		14.1%		7.4%		42.7%		30.9%		1.8%			26.3%
Arc_continental_basin	13	1.5%	2	0.4%	110	6.7%	25	9.0%	32	8.0%	46	17.7%	32	3.0%	260	
	5.0%		0.8%		42.3%		9.6%		12.3%		17.7%		12.3%			15.4%
Withinplate_continental_plateau	84	9.4%	103	22.2%	1130	68.9%	84	30.2%	48	12.0%	69	26.5%	284	26.4%	1802	
	4.7%		5.7%		62.7%		4.7%		2.7%		3.8%		15.8%			16.9%
Withinplate_continental_rift	0	0.0%	2	0.4%	106	6.5%	3	1.1%	5	1.2%	13	5.0%	311	28.9%	440	
	0.0%		0.5%		24.1%		0.7%		1.1%		3.0%		70.7%			5.2%
Withinplate_oceanic_island	0	0.0%	67	14.4%	57	3.5%	0	0.0%	0	0.0%	2	0.8%	336	31.3%	462	
	0.0%		14.5%		12.3%		0.0%		0.0%		0.4%		72.7%			27.3%
Withinplate_oceanic_plateau	107	12.0%	7	1.5%	61	3.7%	5	1.8%	1	0.2%	4	1.5%	24	2.2%	209	
	51.2%		3.3%		29.2%		2.4%		0.5%		1.9%		11.5%			34.0%
Passive_margin	110	12.3%	6	1.3%	13	0.8%	25	9.0%	12	3.0%	1	0.4%	3	0.3%	170	
	64.7%		3.5%		7.6%		14.7%		7.1%		0.6%		1.8%			22.4%
Somme	894		464		1640		278		401		260		1075			
% mal discriminé		12.2%		22.6%		16.1%		52.5%		16.7%		33.5%		7.3%		

Tableau 4. Inventaire des pourcentages des différents types de basalte dans chacun des contextes et des pourcentages de chaque type de basalte dans les différents contextes.

4/ au sein des provinces de traps continentaux, la présence de N- ou E-type MORB (~ 10% du total) témoigne de la participation d'un manteau océanique (appauvri ou non appauvri) à un stade poussé du processus d'extension, une partie des laves émises à ce stade se retrouvant finalement sur la marge passive (~ 65% du total pour ce contexte). En revanche, la présence de basaltes à signature franchement orogénique au sein de ces provinces (12% du total du type IAT, 26,5% du total du type CAB et 30,2% du total du type BAB) montre que le manteau sous-continentale peut produire des magmas semblables aux magmas d'arc en contexte strictement intraplaque (héritage « orogénique »).

De ces considérations on peut tirer des règles de « bon usage » du diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ pour la discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques (tableau 5).

Ridge_fast-intermediate	N-MORB	>>	E-MORB			
Ridge_slow	N-MORB	~	E-MORB	>	WPAB	
Arc_oceanic	IAT	>	CAB	>	BAB	> N-MORB
Arc_oceanic_basin	N-MORB	>	BAB	~	IAT	
Arc_continental sensu lato	IAT	~	CAB	>	CFB	> BAB
Arc_continental_basin	CFB	>	CAB	~	IAT	~ BAB
Withinplate_continental_plateau	CFB	>>	WPAB	>>	N-MORB	~ E-MORB
Withinplate_continental_rift	WPAB	>>	CFB			
Withinplate_oceanic_island	WPAB	>>	E-MORB	>	CFB	
Withinplate_oceanic_plateau	N-MORB	>	CFB	>	WPAB	
Passive_margin	N-MORB	>>	BAB	>	CFB	

Tableau 5. Abondance relative des différents « types » géochimiques dans les différents contextes tectoniques.

A la recherche du manteau « primordial »

Le report de l'ensemble des analyses (soit 11263) dans l'histogramme de fréquence établi d'après les rapports Th/Ta et Tb/Ta (fig. 18), donne une image complète de la diversité des signatures géochimiques des roches magmatiques indépendamment de leur âge ou de leur teneur en silice. En particulier, la prise en compte de roches à plus de 55% de SiO_2 permet d'individualiser un pôle orogénique calco-alcalin très net, caractérisé par un rapport Th/Ta élevé et un faible rapport Tb/Ta .

Le diagramme témoigne également d'une différenciation chimique globale du système terrestre qui a poussé les signatures géochimiques à l'écart d'une composition primordiale initiale.

Une question se pose : existe-t-il et/ou a-t-il existé des roches magmatiques aux signatures géochimiques « primordiales » que l'on pourrait supposer témoigner d'un réservoir non différencié ?

Pour y répondre j'ai utilisé quatre rapports d'éléments incompatibles : Th/Ta, Tb/Ta, Hf/Ta et La/Ta et posé une requête visant à ce que ces quatre rapports aient une valeur primordiale en admettant une marge d'incertitude assez large soit : 1/ Th/Ta = 1,8-3,8 ($[Th/Ta]_{PM} = 2,3$) ; 2/ Tb/Ta = 2,2-3,2 ($[Tb/Ta]_{PM} = 2,7$) ; 3/ Hf/Ta = 6,6-8,6 ($[Hf/Ta]_{PM} = 7,6$) ; 4/ La/Ta = 15-20 ($[La/Ta]_{PM} = 17,5$).

Cette requête a été posée pour tous les types de roche magmatique et paléomagmatique, soit un total de l'ordre de 10 000 analyses (n'étant compatibles ici que les analyses comportant un dosage des cinq éléments).

Les résultats sont particulièrement démonstratifs : seules treize analyses satisfont aux critères précédents dont six portent sur des laves récentes, une sur une roche plutonique paléozoïque et six sur des roches archéennes métavolcaniques ou plutoniques.

Le report dans un diagramme multi-élémentaire normé au manteau primordial (fig. 19) où seuls les éléments les moins mobiles ont été représentés conduit à ne conserver que huit analyses, les autres montrant des anomalies de détail qui les écartent d'une composition strictement primordiale. Parmi les huit analyses, six correspondent à des roches basiques (dont une métakomatiite) archéennes (Gabon et Guinée) et deux à des basaltes de la marge orientale du Groenland. Considérant le nombre très modeste d'analyses précises de roches basiques archéennes dans la base (moins d'une centaine), il me semble significatif que six d'entre elles présentent une composition quasi-primordiale. Ces roches montrent des teneurs en éléments incompatibles qui varient de 2,5 à 5 fois les teneurs du manteau primordial (estimation de Hofmann, 1988), ce qui suggère des taux de fusion de 40% (komatiite) à 20% pour ce manteau (fig. 19).

En résumé, aucun magma récent (ou presque ...) ne peut être attribué à la fusion partielle d'un manteau que l'on pourrait supposer primordial. En revanche, un tel magma, basaltique ou komatiitique, semble avoir existé à l'Archéen.

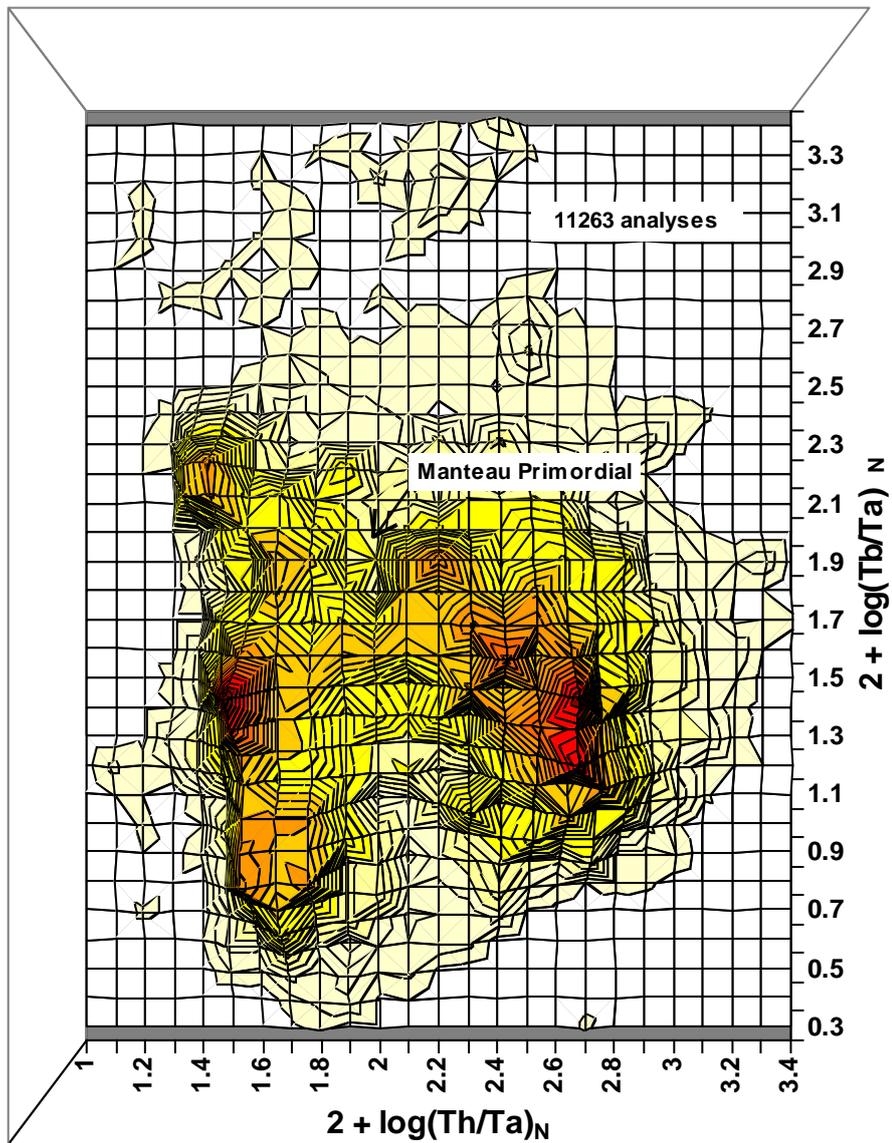


Fig. 18. Histogramme de fréquence 3D montrant la distribution de l'ensemble des roches magmatiques de la base (soit 11263 analyses) dans un diagramme prenant en compte conjointement les rapports Th/Ta et Tb/Ta en valeur logarithmique normée au manteau primordial (Hofmann, 1988). Afin d'éviter les valeurs négatives toutes les valeurs ont été additionnées à 2. La localisation du manteau primordial a été matérialisée par une flèche.

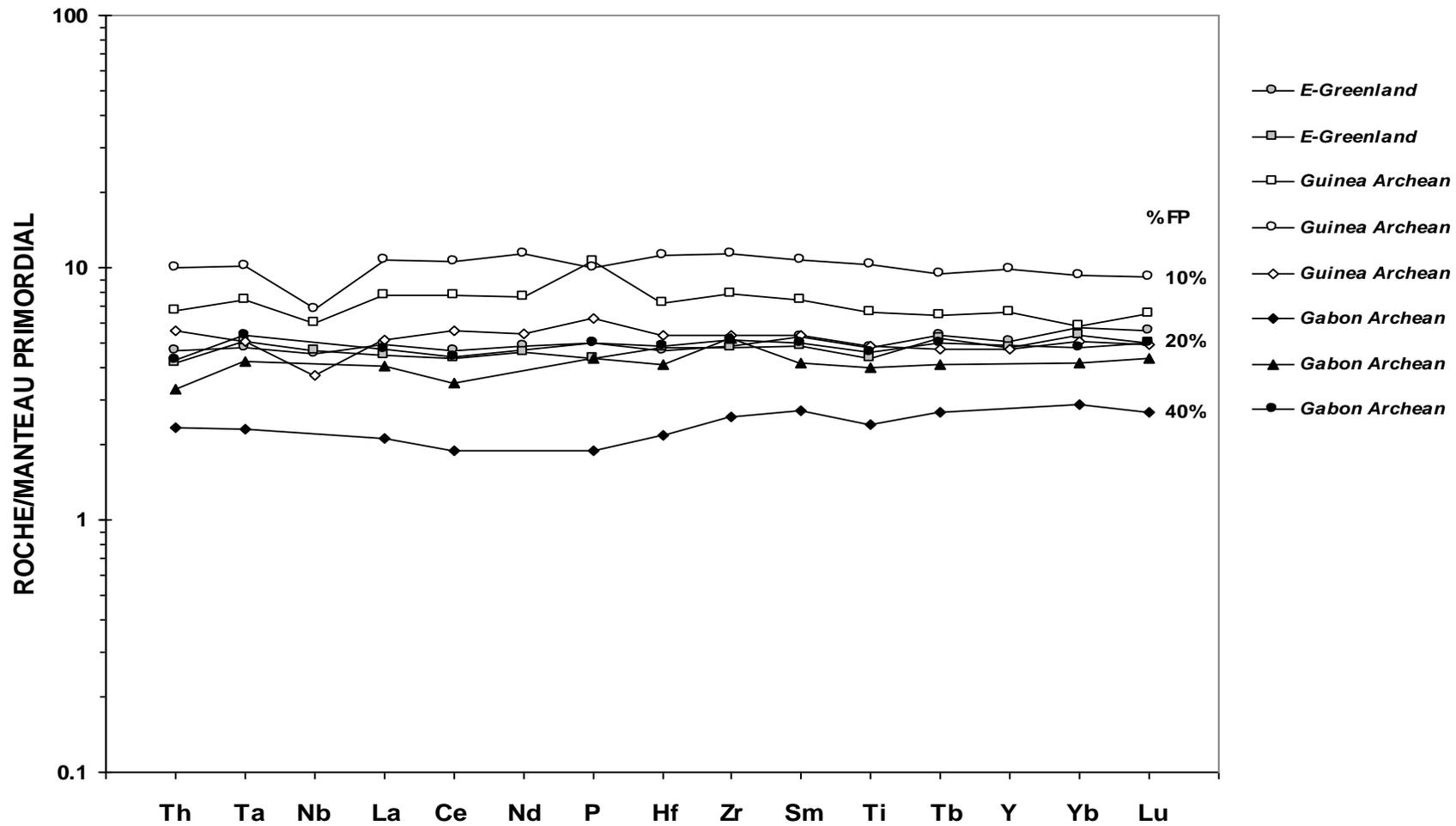


Fig. 19. Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial pour les huit roches de la base de données géochimiques les plus susceptibles d'être issues d'un manteau primordial. Parmi ces huit roches, six sont d'âge archéen et proviennent du Gabon ou de Guinée. Les deux autres sont des basaltes de la marge orientale du Groenland. Les pourcentages indiqués à droite correspondent aux taux de fusion partielle nécessaire pour produire les roches à partir d'un manteau primordial (estimation de Hofmann, 1988).

Signification géotectonique des rhyolites et granites de type « low-Al – high-Yb »

Le concept de roche acide d'affinité « low-Al – high-Yb » (soit $\text{Al}_2\text{O}_3 \leq 12,5\%$ et $\text{Yb} \geq 2,5$ ppm) a été proposé par Barker (1979) et Arth (1979) pour décrire un type de roche de « basse pression » que ces auteurs opposent à un type « high-Al – low-Yb », dont ils soulignent le caractère « haute pression ». Ce dernier est par la suite devenu une adakite.

On a vu que les adakites dérivent d'un magma dont le contexte géotectonique (arc ou marge active) et l'origine (« slab melting ») sont bien contraints. En revanche, bien qu'il s'agisse d'un type relativement abondant et apparemment ubiquiste, les roches acides de type « low-Al – high-Yb » ne semblent pas avoir une définition géotectonique très claire, aussi il me semblait intéressant de réévaluer cette question. Ses réponses me seront utiles dans la suite de ce mémoire.

A priori, de nombreuses roches de type « low-Al – high-Yb » pourraient être qualifiées de calco-alkalines, ou tout au moins de métalumineuses. Elles présentent des rapports Th/Ta élevés qui leur assignent un caractère plutôt « orogénique ». Néanmoins, une partie montre une nature franchement alcaline, voire peralcaline, et dans ce cas, la signature peut être qualifiée d'anorogénique ($[\text{Th}/\text{Ta}]_N < 2,5$).

La requête suivante a été soumise : $\text{SiO}_2 = 68-80\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \leq 12,5\%$ et $\text{Yb} > 2,5$ ppm. Les roches volcaniques et plutoniques ont été prises en considération.

Au total 360 analyses ont été extraites, dont 344 correspondent à des roches dont l'environnement géotectonique est parfaitement connu.

Sur ces 344 analyses, 335 (soit 97,4%) correspondent à des roches mises en place en contexte extensif. L'inventaire en est donné dans le tableau 6. Des rhyolites et granites de type low-Al – high-Yb s'observent dans de nombreux rifts (ex. rift éthiopien ...) et provinces de traps continentaux (Deccan, Parana ...), mais également en contexte intraplaque océanique (île de l'Ascension, plateau de Kerguelen ...), voire même le long de rides lentes (Islande). Ces contextes peuvent être qualifiés d'anorogéniques, néanmoins ce caractère ne suffit à caractériser l'environnement de mise en place de ces roches acides puisque celles-ci s'observent également au sein des bassins intra- ou arrière-arcs océaniques (Mariannes, Fiji ...) ou continentaux (zone de Taupo en Nouvelle Zélande, rifts N-S de l'axe volcanique trans-mexicain ...). Il s'agit également d'un type fréquent dans des provinces post-orogéniques : volcanisme stéphano-permien de l'Estérel ou plutonisme tardi-panafricain du bouclier arabo-nubien.

Finalement, on notera que les sept occurrences (soit neuf analyse au total) de roches de type low-Al – high-Yb non associées à un contexte extensif correspondent à des arcs océaniques ou continentaux.

SITE_TECTO	PROVINCE	Nb. d'analyses
Contextes extensifs		
Withinplate_continental_rift	Basin and Range province (post-orogenic)	34
Arc_continental_basin	W-Mexican belt, arc rifts	29
Withinplate_continental_rift	Ethiopian rift	27
Withinplate_continental_plateau	Ethiopian Plateau	22
Withinplate_continental_plateau	Keweenawan province	15
Variscan_neo_orogen	Volcanisme permien des Maures – Estérel	14
Withinplate_continental_plateau	Parana province	12
Withinplate_continental_plateau	Columbia river basalt province	12
Withinplate_continental_plateau	British Tertiary Volcanic Province	11
Withinplate_oceanic_plateau	Keguelen plateau	10
Withinplate_continental_rift	Deccan post-traps	10
Withinplate_continental_plateau	Arabo-Nubian Shield, intraplate magmatisme	10
Withinplate_continental_plateau	Aden traps	10
Withinplate_orogen	Rio Grande Rift	7
Withinplate_orogen	Basin and Range	5
Withinplate_continental_plateau	Yemen Plateau	4
Withinplate_orogen	Sierra Madre Occidental	3
Withinplate_continental_plateau	Karoo Province	3
Arc_detached_basin	NE-Japan, Hokuroku district	3
Withinplate_oceanic_plateau	Voring Plateau Margin	2
Arc_oceanic_basin	Tonga fore arc	2
Withinplate_oceanic_plateau	Naturaliste plateau	1
Withinplate_oceanic_plateau	Caribbean-Colombian plateau	1
Withinplate_oceanic_island	Ascension Island	1
Withinplate_continental_rift	Pyrénées	1
Withinplate_continental_rift	Snake River Plain	1
Withinplate_continental_plateau	North Atlantic province	1
Arc_oceanic_basin	Fiji basin	1
Arc_oceanic_basin	Mariana trough	1
Arc_oceanic_basin	Lau basin	1
Arc_oceanic_basin	Izu-Bonin back-arc basin	1
Arc_continental_basin	Nlle Zélande	1
Ridge_slow	Islande	1
Variscan_meso_orogen	South-Iberian Pyrite Belt	31
Arabo-nubian-shield	Post-tectonic granitoids	47
<i>Total</i>		335
Arcs continentaux et océaniques		
Arc_continental	Frontal-Principal Cordillera	1
Arc_continental	Kalimantan Suture Zone	2
Arc_continental ?	Peruvian Oriental Cordillera	1
Arc_oceanic	Fidji	1
Arc_oceanic	Bismarck - New Britain arc	2
Arc_detached	Aleutian arc	1
Arc_continental_overthickened	Western Cordillera	1
<i>Total</i>		9

Tableau 6. Inventaire des occurrences de rhyolites et granites de type « low-Al – high-Yb » dans la base de données.

Ainsi, **plus que l'environnement global, c'est l'existence d'une tectonique extensive (rifting) qui semble constituer le contrôle essentiel pour la production de magmas acides de type low-Al – high-Yb.** Ces roches sont donc des **marqueurs d'un régime tectonique, plus que d'un environnement global.** Selon le modèle initialement envisagé par Barker (1979) et Arth (1979), les magmas acides de ce type pourraient résulter de la fusion à basse pression de roches basiques. Dans un contexte de rifting, ils pourraient témoigner de la fusion des matériaux mafiques accrétés en base de croûte par « underplating ». C'est ce modèle que j'ai envisagé (Thiéblemont et al., 1988) pour l'origine des laves et plutons acides de la province sud-ibérique porteurs de très intenses minéralisations à amas sulfurés.

Conclusion

Ce chapitre avait pour objet d'illustrer une démarche scientifique par quelques développements récents portant sur : 1/ le caractère continu ou discontinu de l'espace géochimique ; 2/ la relation entre les signatures géochimiques des roches basiques et les environnements géotectoniques ; 3/ l'existence ou non de roches basiques susceptibles de témoigner d'un manteau primordial ; 4/ la signification géodynamique d'un type particulier de roche acide dit « low-Al₂O₃ – high-Yb ».

De la mise en évidence du caractère discontinu de l'espace géochimique découle la définition possible de « types géochimiques ». Ces types témoignent de l'existence d'un nombre discret de réservoirs mantelliques dont la relation avec l'environnement géodynamique n'est pas aléatoire, mais pas non plus univoque. Cette observation fonde la démarche de discrimination géotectonique (fondamentale pour les reconstitutions géodynamiques), mais en fixe également les limites.

La diversité des roches basiques actuelles traduit une différenciation globale d'un manteau initialement chondritique (manteau primordial) aujourd'hui disparu, mais qui semble avoir alimenté des magmas très anciens (archéens). Finalement, la démarche de discrimination géotectonique peut s'appliquer aux roches acides, mais dans le cas que j'ai examiné, elle porte uniquement sur le régime tectonique. Elle ne traduit pas l'existence d'une relation entre un environnement géotectonique et un réservoir géochimique, mais plutôt la possibilité fournie par un contexte de rift d'une production de magmas acides dans un régime de haute température et basse pression.

Magmatologie archéenne du craton ouest-africain

Cadre géologique

Avant propos

En Afrique de l'Ouest, le socle précambrien affleure en deux régions principales (fig. 1) : 1/ la dorsale de Réguibat au nord, qui couvre une partie du nord de la Mauritanie, du sud algérien et du Sahara occidental ; 2/ la dorsale de Léo au sud, qui forme le flanc nord du golfe de Guinée entre la chaîne panafricaine des Rokérides et le bassin des Voltas, et s'interrompt au nord vers 14° de latitude nord.

La dorsale de Léo comprend deux domaines majeurs (fig. 1) : 1/ un domaine archéen, ou domaine de Kénéma-Man à l'ouest, qui couvre une partie de la Guinée, du Libéria et du Sierra Leone ; 2/ un domaine paléoproterozoïque, ou domaine de Baoulé-Mossi, qui s'étend à l'est et au nord-est du précédent.

Il sera question ici du domaine archéen et de sa marge nord-orientale qui constituait le principal sujet des projets de cartographie sud-est et nord-est Guinée (1998-1999), puis du projet centre Guinée (2001-2003) (fig. 1).

Comme le souligne Rollinson (1999), il n'y avait en 1999 que neuf âges isochrones sur roche totale (huit Rb-Sr et un Pb-Pb) disponibles sur le craton archéen d'Afrique de l'Ouest. Vers la même époque, un projet d'évaluation du potentiel minier de la Guinée mené par une équipe du service géologique allemand (Bering et al., 1998) avait cependant permis d'élargir significativement ce corpus par la réalisation d'une demi-douzaine d'analyses géochronologiques précises (méthode U/Pb sur zircon). En particulier, ces données confirmaient l'existence d'un événement majeur de granitisation vers 2,8 Ga, qui correspondait à l'âge précédemment estimé pour le cycle « libérien » (Hurley et al., 1971). Par ailleurs, les auteurs mettaient en évidence l'existence d'un âge relique paléoarchéen (~ 3,45 Ga) dans un gneiss monzogranitique enclavé dans des granites libériens.

Les projets de cartographie du socle guinéen ont permis de faire progresser très significativement la connaissance par la réalisation de nombreuses analyses (près d'une trentaine de datations précises), et au-delà, par le contrôle géologique étroit que les géologues appliquèrent sur les « objets » analysés. A l'issue des levés de terrain, la confrontation des points de vue permit ainsi d'établir un programme cohérent visant à dater le plus grand nombre possible d'événements magmatiques ou métamorphiques. C'est grâce à la collaboration étroite entre géologues et géochronologistes qu'a pu être établie une nouvelle lithostratigraphie du domaine archéen d'Afrique de l'ouest qui a fait l'objet d'une publication récente (Thiéblemont et al., 2004).

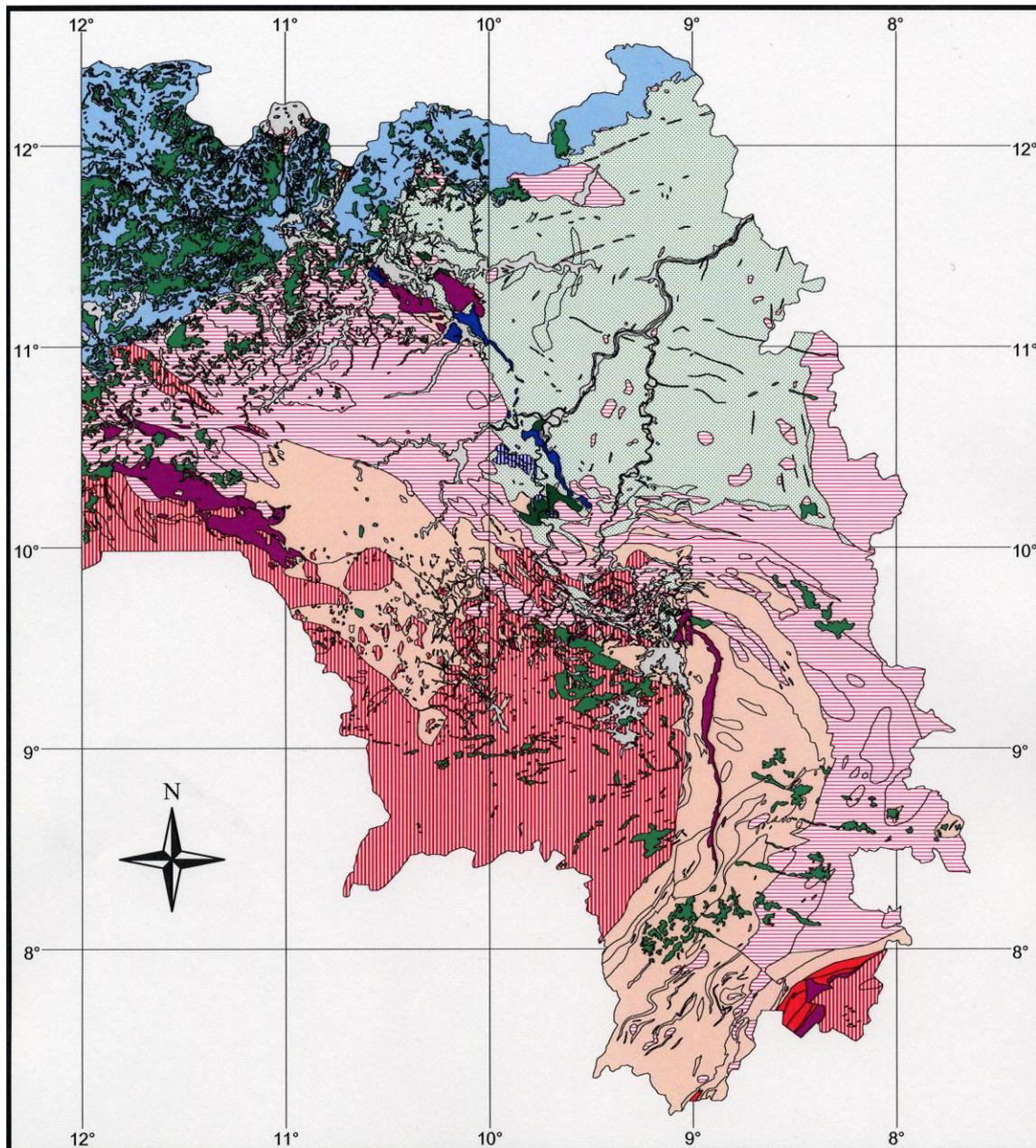
Lithostratigraphie du domaine archéen et de sa bordure

Les projets sud-est (1998-1999), nord-est (1998-1999) et centre Guinée (2001-2003) ont permis de montrer que le domaine archéen et sa bordure ont enregistré au moins quatre cycles d'activité magmatique corrélatifs de phénomènes tectono-métamorphiques majeurs, datés du Paléoarchéen au Paléoproterozoïque, dont une

remobilisation partielle du craton archéen à l'époque « tardi-éburnéenne » (vers 2,04 Ga). Ces cycles sont inventoriés dans le tableau 7 et les roches correspondantes sont distinguées dans les cartes des figures 20 à 22.

Cycle	Age	Unité géologique	Référence
Tardi-Eburnéen	~ 2,02-2,08 Ga	Anatexites, leucogranites et syénites du domaine archéen	Thiéblemont et al. (2004)
	2,07-2,08 Ga	Ceinture plutonique tardi-éburnéenne	Egal et al. (2002)
	2,085 Ga	Microtrondhjémite de Morinimaya	Feybesse et al. (1999)
Birimien	2,085-2,093 Ga	Chaînon volcanique de Niandan	
	2,093 Ga	Chaînon volcanique de Kiniéro	
	2,2 Ga	Chaînon volcanique de Niani	Lahondère et al. (2002)
Transition Archéen/ Paléoprotérozoïque	~ 2,5 Ga (?)	Supergroupes du Simandou et de Kambui (?)	Billa et al. (1999) ; Thiéblemont et al. (2004)
Libérien	~ 2,9-2,75 Ga	Batholite de Tounkarata	Thiéblemont et al. (2004) ; Bering et al. (1998)
		Batholite de Macenta et migmatites associées	
Léonien	~ 3,15-2,95 Ga	Granites léoniens	Feybesse et al. (2004)
		Gneiss de Guinée	Thiéblemont et al. (2004)
Paléoarchéen	~ 3,44 Ga	Eclogites (enclaves) de Koidu	Barth et al. (2002b)
	~ 3,5 Ga	Gneiss de Guéléмата	Thiéblemont et al. (2001)

Tableau 7. Lithostratigraphie du domaine archéen et de sa marge nord-orientale



- Alluvium
- Quartz
- Mesozoic
- Cambrian
- Neoproterozoic
- Morinimaya trondhemite
- Eburnean
- Niandan fm
- Kiniéro fm
- Birimian
- Simandou spgp
- Liberian
- Leonean
- Paleoproterozoic

30 0 30 60 Kilometers



Figure 20. Carte géologique simplifiée de l'est de la Guinée d'après les résultats des projets sud-est (1998-1999), nord-est (1998-1999) et centre Guinée (2001-2003)

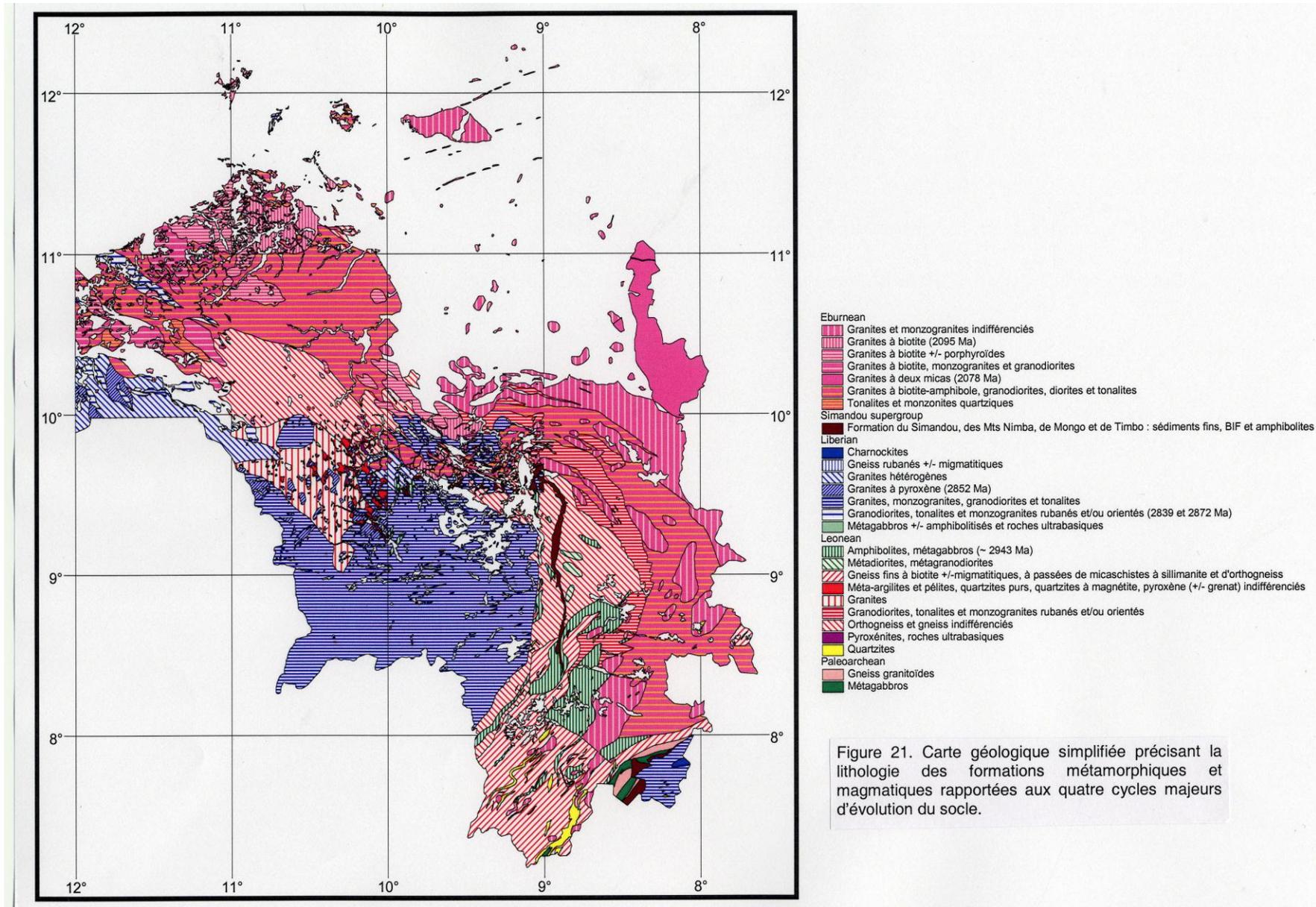
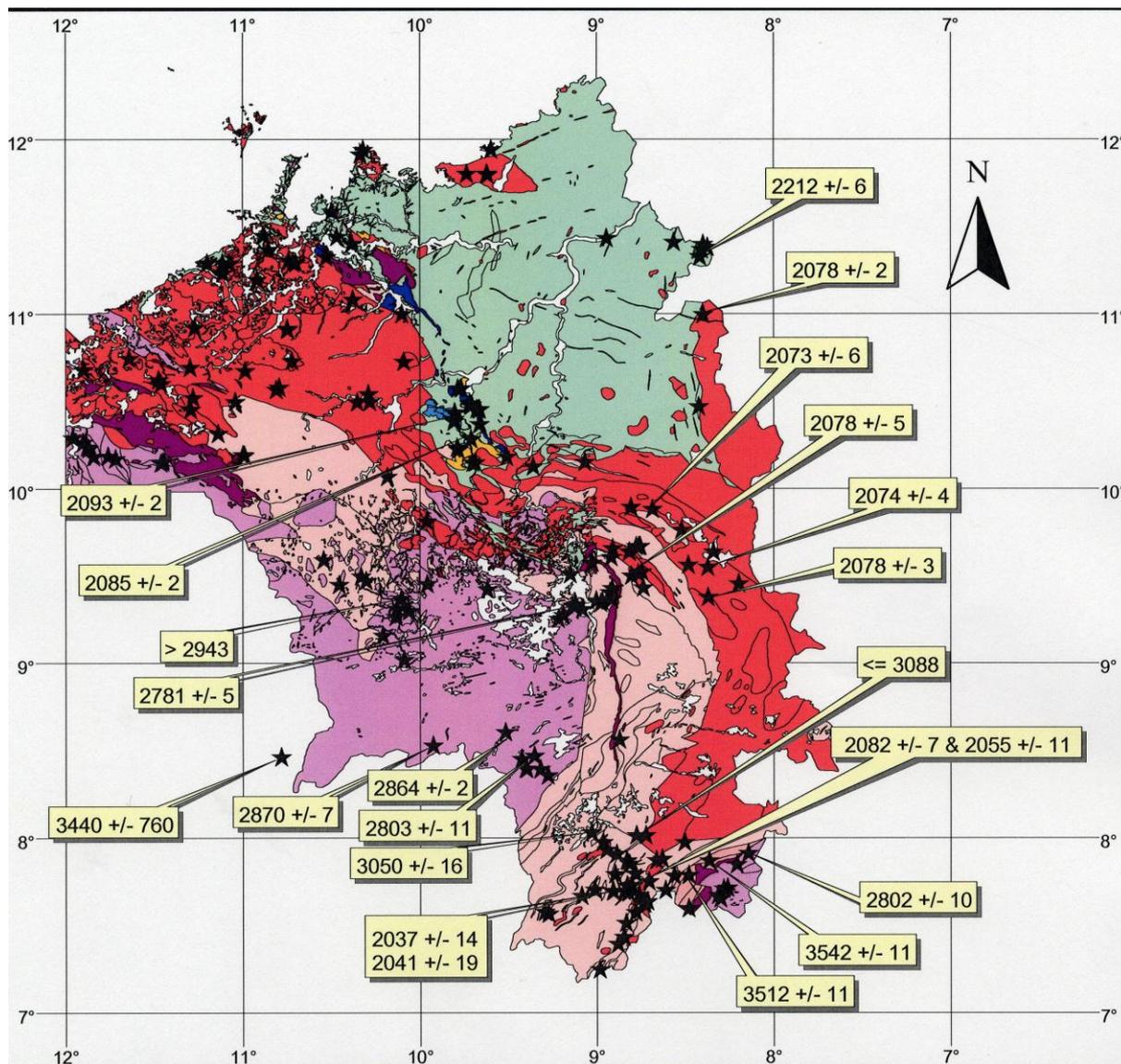


Figure 21. Carte géologique simplifiée précisant la lithologie des formations métamorphiques et magmatiques rapportées aux quatre cycles majeurs d'évolution du socle.



- ★ Analyses
- Eburnean.
- Morinimaya trondhjemitite
- Niandan fm
- Kiniéro fm
- Birimian
- Niani fm
- Simandou spgp
- Liberian
- Leonean
- Paleoarchean

Figure 22. Carte géologique simplifiée ne figurant que les terrains précambriens, avec distinction des formations reportées dans le tableau 7 et des résultats géochronologiques (en Ma). Les étoiles matérialisent les points d'échantillonnage pour géochimie sur roche totale.

Constitution du socle cristallin

Les roches les plus anciennes s'organisent en un ensemble de gneiss granitoïdes et de métagabbros d'âge paléoarchéen (~ 3, 5 Ga), dénommé Gneiss de Guélémeta (tableau 7), qui affleure aux confins sud-est du territoire guinéen, à la base du massif montagneux des Monts Nimba (fig. 20 à 22). C'est sa lithologie (prédominance d'un orthogneiss trondhjémitique blanc) qui nous a permis d'individualiser cet ensemble comme une unité cartographique particulière et les datations géochronologiques ultérieures ont confirmé ce point. Néanmoins, les données obtenues à ce jour sont insuffisantes pour caractériser cette unité d'un point de vue structural.

Un trait notable est la présence de métagabbros granulitiques aux textures très spectaculaires (figures d'exsolution des clinopyroxènes en particulier), qui n'ont pu être étudiés en détail. Les granitoïdes sont d'une grande banalité, très leucocrates et plus ou moins potassiques (feldspath, biotite). Au pied des Monts Nimba, la foliation apparaît cohérente avec celle des formations néoarchéennes qui les surmontent (supergroupe du Simandou). Une partie de la structuration des gneiss paléoarchéens est donc à attribuer à la période post-archéenne. Nous verrons qu'il en est ainsi de l'ensemble du socle archéen dont les structures les plus visibles et une partie du métamorphisme se rattachent à un événement tardi-éburnéen calé entre ~ 2,08 et 2,02 Ga.

L'autre indice de l'existence d'un cycle paléoarchéen est fourni par une datation à $3,44 \pm 0,76$ Ga obtenue par la méthode Os-Re sur des éclogites enclavées dans les kimberlites du complexe de Koidu, près de la frontière Sierra Leone - Guinée (fig. 22) (Barth et al., 2002b). Ces éclogites avaient antérieurement été considérées comme des résidus possibles de la formation de la croûte archéenne, subductés dans le manteau après production des granitoïdes de type TTG (Rollinson, 1997 ; Barth et al., 2001). La datation nouvelle, bien qu'imprécise, confirme cette hypothèse.

Postérieurement aux événements datés vers 3,5 Ga, des indices d'une activité paléoarchéenne sont fournis par des âges d'héritages ou des âges modèles autour de 3,25-3,15 Ga obtenus sur des roches de Guinée (Bering et al., 1998 ; Thiéblemont et al., 2004) ou de Côte d'Ivoire (Kouamélan et al., 1997a ; 1997b), néanmoins, c'est classiquement au Mésoarchéen qu'est attribué le gros de la constitution du domaine archéen avec la succession des cycles léonien (~ 3-2,9 Ga) puis libérien (~ 2,8-2,7 Ga) (Hurley et al., 1971 ; Beckinsale et al., 1980 ; MacFarlane et al., 1981 ; Rollinson et Cliff, 1982 ; Cahen et al., 1984).

En Guinée, ces deux cycles sont respectivement représentés par (figs. 20 à 22) : 1/ un ensemble métamorphique associant des roches ortho- (gneiss, amphibolite, ultrabasite) et paradérivées (quartzite, paragneiss, quartzite ferrifère) initialement dénommé « gneiss de Guinée » par Obermüller (1941) ; 2/ des batholites granitiques associant des granitoïdes moyennement (tonalites, granodiorites) à fortement acides (monzogranites). C'est principalement la différence de texture (métamorphique *versus* plutonique) et l'effet qui en résulte sur le paysage (relief en dômes caractéristiques pour les « pays » granitiques) qui ont permis à Obermüller (1941) de faire cette distinction majeure au sein de l'Archéen de Guinée, néanmoins seules les datations récentes (tableau 7) ont permis de montrer que les deux groupes lithologiques se corrélaient respectivement au Léonien et au Libérien du Sierra

Leone et du Liberia. Par ailleurs, ces travaux ont montré que le cycle libérien inclut un événement migmatitique contemporain des granites (tableau 7), mais qu'en revanche, certains granites sont d'âge léonien (Feybesse et al., 2004) (fig. 21).

En Guinée, le Libérien est géochronologiquement très bien calé entre ~ 2,9 et 2,8 Ga (fig. 22), ce qui est à peu près conforme à l'âge adopté pour sa définition initiale (~ 2,8-2,7 Ga) (Hurley et al., 1971). Il en est de même en Côte d'Ivoire, où un événement granulitique Libérien est connu de longue date (Papon et al., 1968 ; Camil et al., 1983). Le Léonien est beaucoup plus imprécis, en Guinée sa seule datation précise (3050 ± 16 Ma) a été obtenue sur une bande d'orthogneiss incluse dans les gneiss de Guinée. Elle apparaît très cohérente avec celle publiée sur des gneiss gris de Côte d'Ivoire (3048 ± 8 Ma) (Kouamélan et al., 1997). Néanmoins, le Léonien semble pouvoir être élargi vers le bas (~ 3,15 Ga) et vers le haut (2,95 Ga ?) (Feybesse et al., 2004) et il semble probable qu'il recouvre une succession d'événements (sédimentaires, magmatiques, tectoniques, métamorphiques) dont une reconstitution précise reste à réaliser (Thiéblemont et al., 2004), mais dont un point important est le dépôt, vers 3,05 Ga, de formations supracrustales volcaniques (amphibolites, *pro-parte* orthogneiss) et sédimentaires (quartzites, métapélites).

La carte actuelle (fig. 21) indique que ces terrains léoniens sont principalement constitués de gneiss (62% de la surface), amphibolites (11%) et granites (23%), et très minoritairement d'ultrabasites (< 1%), quartzites (~ 2%) et métapélites (~ 2%). A l'inverse, les terrains libériens sont occupés sur 99,8% de leur surface par des granitoïdes et sur 0,2% par des roches basiques (fig. 21). En Guinée, comme en Côte d'Ivoire (Kouamélan et al., 1997a-b), le Libérien ne semble donc correspondre qu'à un événement métamorphique (migmatitisation) et plutonique, sans dépôt associé (Thiéblemont et al., 2004). Un âge libérien est néanmoins envisagé pour des quartzites à magnétite granulitiques de Côte d'Ivoire (Camil et al., 1983), mais il s'agit là d'un âge minimal contraint par l'intrusion d'une charnockite libérienne (2782 ± 15 Ma) dans ces quartzites. Alternativement, ces roches pourraient être interprétées comme des dépôts léoniens affectés par le métamorphisme granulitique libérien.

En Guinée, l'agencement entre les terrains libériens et léoniens apparaît à première vue singulier puisque les roches les plus jeunes (libériennes) forment un massif qui ceinturent les roches les plus anciennes (léoniennes), roches qui sont elles mêmes ceinturées par des granitoïdes encore plus jeunes (tardi-éburnéens) (figs. 20 et 21). Pour ces derniers, la position est cependant tout à fait logique puisqu'elle marque la limite entre le craton archéen et le domaine paléoproterozoïque, représenté en Haute Guinée, par le bassin birimien de Siguiri – Kankan (fig. 20).

Sédimentation tardi- à post-archéenne dans le bloc archéen

Dans le bloc archéen, l'existence ou non de dépôts birimiens reste un problème discuté. Un trait physiographique majeur de ce bloc est la présence de chaînons étroits et très allongés de roches volcaniques et sédimentaires qui dominent localement le socle granitique de plusieurs centaines de mètres et dont les plus spectaculaires sont les chaînons du Pic de Fon (ou chaînon du Simandou) et des Monts Nimba (fig. 20). Outre leur caractère morphologique particulier, ces chaînons renferment de puissantes minéralisations ferrifères associées à des formations de

type BIF (« Banded Iron Formation »). Il s'y ajoutent des laves basiques, des quartzites, des pélites et de rares conglomérats. L'ensemble définit le supergroupe du Simandou.

Plusieurs éléments permettent de caler le dépôts de ces séries après le Libérien mais avant la remobilisation tardi-éburnéenne : 1/ elles remanient des zircons d'âge libérien voire post-libérien (~ 2,8 à 2,6 Ga) (Billa et al., 1999 ; Thiéblemont et al., 2004) ; 2/ elles sont intrudées par les granites tardi-éburnéens ; 3/ elles sont affectées par la tectonique tardi-éburnéenne (2,08-2,02 Ga) mais n'ont pas enregistré une déformation antérieure exprimée dans le socle (libérienne ?) (Obermüller et Roques, 1946). Ces éléments situent leur mise en place entre l'Archéen terminal et le milieu du Paléoprotérozoïque (2,08 Ga) sans qu'il soit possible d'être plus précis.

La forme extrêmement allongée (localement moins de 5 km de large pour plus de 150 km de long pour le Simandou [fig. 20]) de ces chaînons pose un autre problème qui a suscité différentes interprétations tectoniques : 1/ une position en klippe sur un socle préalablement structuré (Billa et al., 1999) ; 2/ un resserrement de fossés étroits nés d'un rifting local du socle archéen (Bering et al., 1998). Différents traits sont à souligner : 1/ les structures les plus évidentes (plis serrés aux axes très redressés) témoignent d'une tectonique essentiellement décrochante (événement tardi-éburnéen) ; 2/ le degré de métamorphisme culmine au contact du socle où les formations cristallines et sédimentaires semblent en accordance thermique (faciès amphibolite), mais ne dépasse pas l'épizone dans le reste de la formation ; 3/ une large part de la pile sédimentaire est constituée de sédiments terrigènes très fins (pélites) qui semblent exclure l'existence de reliefs importants à proximité de la zone de dépôt.

L'aspect morpho-tectonique de ces ceintures est très comparable à celle des sillons carbonifères du socle varisque et l'hypothèse d'une mise en place contrôlée par le fonctionnement d'accidents décrochants dans un régime passant de l'extension à la compression (transtension à transpression ?) me semble la plus probable.

Structuration et remobilisation de la marge du bloc archéen

A l'écart du bloc archéen, la sédimentation paléoprotérozoïque a abouti au dépôt d'une série terrigène épaisse et monotone contemporaine de l'émission de roches volcaniques basiques à acides et de l'intrusion locale de gabbros et roches ultramafiques. Cette association s'observe dans l'ensemble du domaine de Baoulé – Mossi (fig. 1) et définit le cycle birimien. Sur le territoire guinéen, au sein des formations métasédimentaires du bassin de Siguiri – Kankan, un complexe volcanique daté à 2212 ± 6 Ma constitue l'un des témoins les plus anciens du magmatisme birimien (Lahondère et al., 2002).

Les sédiments du bassin de Siguiri – Kankan sont affectés par une foliation majeure S0-1 née d'une phase de déformation D1 (Feybesse et al., 1999). L'âge de cette phase est contraint par la datation à 2093 ± 2 Ma d'une rhyolite de la formation volcanique de Kiniéro (tableau 7), qui repose en discordance sur les sédiments birimiens au voisinage de la limite avec le bloc archéen (fig. 22). Ce résultat est cohérent avec de nombreux autres qui montrent que la structuration birimienne était

achevée vers 2,15 à 2,1 Ga, avant la mise en place des granites dits « éburnéens ». Les événements qui ont affecté la bordure du craton archéen, et en particulier la mise en place vers 2,08-2,07 Ga, de la ceinture plutonique tardi-éburnéenne doivent donc être considérés comme une phase indépendante de celle qui structure le domaine birimien et que je dénommerai « épisode » tardi-éburnéen (cf. Egal et al., 2002). C'est lors de cet épisode que vont s'accoler les domaines archéen et birimien qui auparavant semblent avoir évolué de façon indépendante

La première étape de l'épisode tardi-éburnéen est le dépôt de la formation volcanique de Kiniéro (2093 Ma), constituée de laves basiques à acides. Par la suite, un long chaînon de roches volcaniques basiques à ultrabasiques s'individualise (fig. 20) dont l'élément le plus caractéristique est la présence de laves ultramafiques d'affinité komatiitique (Tegyey et Johan, 1989). A ces laves succède vers 2085 Ma l'intrusion d'une microtrondhjémite sous forme de massifs d'extension limitée alignés le long de la marge nord du bloc archéen (fig. 22).

A l'issue de cet événement se met en place, entre 2,08-2,07 Ga, la « ceinture plutonique tardi-éburnéenne » (Egal et al., 2002), qui constitue l'élément le plus spectaculaire de la limite Archéen – Protérozoïque. Cette intrusion précède le fonctionnement de grands accidents transcurrents, et s'accompagne d'une remobilisation partielle de la bordure sud du bassin de Siguiri – Kankan et de la mise en place d'un massif de leucogranites peralumineux au sein de ce dernier (2078 Ma) (fig. 22).

Dans le bloc archéen, l'épisode tardi-éburnéen provoque une forte remobilisation tectonique et métamorphique qui semble débiter vers ~ 2,07 Ga. Cette remobilisation est indiquée par un ensemble d'âges « jeunes » obtenus sur des roches métamorphiques ou des granites du bloc archéen. En particulier, il apparaît clairement que ce bloc a subi un métamorphisme catazonal (migmatitisation) localement de haute pression (présence de pyrigarnites subéclogitiques dans le secteur du Simandou) (Thiéblemont et al., 1999, feuille Beyla – Touba) vers 2,05-2,04 Ga. Les modalités de la tectonique associée restent totalement inconnues et leur étude est rendue particulièrement difficile par l'omniprésence de structures en décrochement (transpression) acquises vers ~ 2,02 Ga à l'issue de la mise en place des ultimes granites tardi-éburnéens.

L'épisode tardi-éburnéen clôt l'évolution paléoprotérozoïque qui a amené à la constitution puis l'accrétion d'un vaste domaine totalement juvénile au nord et à l'est du bloc archéen (fig. 1).

Synthèse

L'aspect actuel du craton archéen d'Afrique de l'ouest en Guinée (figs. 20 à 22) résulte de la superposition de différents événements d'âge et de déterminismes géologiques distincts.

Un noyau paléoarchéen (~ 3,5 Ga) a existé dont ne subsiste plus qu'un fragment réduit et des résidus anciennement subductés (Bath et al., 2002a-b). Des témoins d'un tel noyau se trouvent en d'autres points d'Afrique de l'ouest ; Mauritanie (Potrel et al., 1996) et Nigeria (Kröner et al., 2001).

Vers 3,1-2,95 Ga, le cycle léonien conduit au dépôt de roches volcaniques et sédimentaires et à l'intrusion de granitoïdes.

Vers 2,9-2,75 Ga, le cycle libérien s'accompagne d'une intense remobilisation de la croûte en faciès granulite et de la mise en place de granitoïdes.

Entre la fin de l'Archéen et le Paléoprotérozoïque précoce, la mise en place de ceintures d'extension réduite accompagne le fonctionnement d'accidents décrochants.

Vers 2,08-2,07 Ga, une intense granitisation affecte la marge du bloc archéen lors de son accolement avec le domaine paléoprotérozoïque de Baoulé – Mossi. Cet accolement induit ensuite une forte remobilisation tectonique et métamorphique de l'intérieur du bloc archéen avec transport local de roches à haute pression (conditions subéclogitiques).

Chacune de ces étapes s'est accompagnée de l'accrétion d'un nouveau segment de croûte et/ou de la différenciation d'un segment préexistant. Finalement, un craton composite s'est constitué dont la physionomie est restée quasiment inchangée depuis 2 Ga. L'examen des données géochimiques va nous permettre de préciser les processus à l'œuvre lors des étapes successives de formation de ce craton.

Nature et origine du magmatisme paléoarchéen

Le magmatisme paléoarchéen semble correspondre à la constitution du premier noyau de croûte continentale, noyau dont l'extension pourrait d'ailleurs être beaucoup plus importante que ceux qu'en ont préservé les remaniements ultérieurs. L'information géochimique est relativement limitée. Deux analyses ont été effectuées sur les granitoïdes paléoarchéens qui sont présentées dans Thiéblemont et al. (2001) et reproduites dans le tableau 8. Ces roches sont très leucocrates et ce caractère semble général pour l'ensemble des affleurements qui définissent les gneiss de Guélémeta (tableau 7). Globalement, le magmatisme paléoarchéen apparaît donc « bimodal », associant des granitoïdes très leucocrates et des gabbros. Malheureusement, à ce jour, aucun de ces gabbros n'a pu être analysé. En revanche, des données de bonne qualité existent sur les éclogites paléoarchéennes de Koidu (Hills et Haggerty, 1989 ; Barth et al., 2002a) qui fourniront des contraintes fondamentales sur le modèle que je développerai plus loin.

Les problèmes majeurs posés par le magmatisme paléoarchéen sont les suivants : 1/ comment les magmas acides ont-ils été produits ? 2/ quel matériau a fondu et en quoi la nature de ce matériau serait-elle symptomatique d'un état ancien (« archaïque ») du manteau ?

Globalement, le problème consiste à essayer d'équilibrer une équation de fusion partielle dont seul un des termes majeurs, le liquide, aurait gagné la surface pour être accessible à l'investigation, tandis que les termes complémentaires, protolithe et résidu de fusion, auraient été subductés.

A la recherche du protolithe

Les deux granitoïdes paléoarchéens sont très acides ($\text{SiO}_2 \sim 74\%$) et montrent toutes les caractéristiques des TTG archéennes. En particulier, ils présentent des fractionnements extrêmement marqués entre terres rares lourdes ($[\text{Gd}/\text{Yb}]_N \sim 4$) et des rapports Sr/Y ($\sim 100-200$) et Th/Ta ($= 80-300$) très élevés (tableau 8). Ces observations m'ont conduit à les interpréter comme des produits de fusion de protolithes basiques en conditions éclogitiques (Thiéblemont et al., 2001), conformément au modèle classique de genèse des TTG archéennes (Arth et Hanson, 1972 ; Martin, 1986). Néanmoins, la nature exacte du protolithe posait quelques problèmes. Tout d'abord, les deux roches présentent des teneurs en K_2O contrastées ($= 1,25\%$ et $3,93\%$) qui les situent, pour l'une, dans le champ des trondhjémites et, pour l'autre dans le champ des adamellites. Plusieurs protolithes doivent-ils être envisagés ? Malgré ces différences, les teneurs en Th sont assez proches et plutôt élevées ($\sim 10-15$ ppm), ce qui situe les roches dans le champ des séries fortement potassiques plutôt que dans celui des séries faiblement potassiques. De même les teneurs en La sont relativement fortes ($\sim 27-44$ ppm). La faible teneur en K_2O de la trondhjémite traduit-elle un lessivage partiel de K induit par l'altération ? Le problème reste entier.

ROCK_NAME	EARLY ARCHEAN GNEISS		EARLY ARCHEAN ECLOGITE	
	Guéléмата Gneiss		Koidu Kimberlite Complex	
	Trondhjemite	Adamellite	Eclogite	Eclogite
SAMPLE	NZE2578	NZE2629A	KEC-81-4	KEC-81-12
SiO ₂ (%)	74.39	74.24	48.53	46.7
TiO ₂	0.18	0.13	0.7	1.41
Al ₂ O ₃	14.60	14.82	12.63	14.88
Fe ₂ O ₃	1.24	1.21		
FeO			13.07	15.67
MnO	0.02	0.03	0.23	0.31
MgO	0.18	0.41	12.56	7.62
CaO	2.12	0.85	10.4	11.07
Na ₂ O	5.22	4.16	1.59	1.85
K ₂ O	1.25	3.93	0.23	0.73
P ₂ O ₅	0.07	0.02	0.04	0.16
PF	0.49	0.63		
Li (ppm)	33.00	6.00		
Cs	0.44	0.29	0.03	0.4
Rb	47.73	72.38	3.18	12
Ba	400.39	1,213.12	60.4	328
Sr	418.71	328.71	63.8	134
Th	10.09	14.33	0.71	0.38
U	0.96	0.63	0.34	0.14
Ta	0.13	0.05		
Nb	2.43	1.87	5.16	6.53
Hf	4.92	3.10	1	1.77
Zr	196.21	121.94	26.1	58.6
Y	2.00	3.38	22.8	42.1
V	5.76	8.01	254	454
Co	1.99	3.03		
Cr	39.86	20.44	584	211
Ni	2.58	5.69	287	143
La	43.91	27.00	5.19	6.17
Ce	66.45	51.60	11.7	18.4
Pr	6.20	4.53	1.56	2.94
Nd	19.00	14.26	7.23	14.6
Sm	2.24	2.09	2.13	4.59
Eu	0.73	0.84	0.75	1.31
Gd	1.15	1.46	2.98	5.84
Tb	0.11	0.17	0.55	1.11
Dy	0.51	0.72	3.83	7.01
Ho	0.06	0.13	0.9	1.52
Er	0.25	0.28	2.65	4.37
Tm	0.03	0.06		
Yb	0.22	0.28	2.51	4.08
Lu	0.04	0.05	0.39	0.62
Zn	31.80	25.65	104	127
Pb	12.58	11.66	6	4
La/Th	4.35	1.88	7.31	16.24
K/Th	0.12	0.27	0.32	1.92
(Gd/Yb) _N	4.15	4.28	0.96	1.16
Sr/Y	208.87	97.30	2.80	3.18
Th/Ta	78.62	306.19		

Tableau 8. Composition des gneiss de Guéléмата et des éclogites de Koidu susceptibles de témoigner du protolithe basaltique.

Une modélisation semi-quantitative basée sur les variations anti-corrélatives des couples Y-Sr/Y et Yb-La/Yb m'a conduit à exclure l'hypothèse d'un protolithe très appauvri (type N-MORB). Un protolithe possible était fourni par les amphibolites léoniennes, dont le spectre moyen est peu fractionné, comparable à celui de nombreux basaltes archéens. Dans le diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (fig. 23), ces amphibolites se placent de part et d'autre et à peu de distance d'une ligne $(Tb/Ta)_N = 1$. Elles montrent par contre un fort étalement sur l'axe Th/Ta, de part et d'autre d'une valeur chondritique ($[Th/Ta]_N \sim 0,5-5$).

Un autre protolithe potentiel est fourni par les élogites paléoarchéennes enclavées dans les kimberlites de Koidu, tel qu'envisagé par Barth et al. (2002a-b). Malheureusement, la quantification d'un tel modèle est rendue particulièrement délicate par une contamination quasi-systématique des élogites par le magma kimberlitique (Barth et al., 2002a). Dans le diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (fig. 23), ces élogites se situent majoritairement dans le champ des basaltes alcalins, mais cette position reflète des compositions anormales qui s'expliquent aisément par un mélange avec un composant kimberlitique particulièrement riche en Nb et Ta (fig. 23). Néanmoins, deux échantillons (KEC81-4 et KEC81-12) se placent au voisinage des amphibolites léoniennes dans le diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (fig. 23) et montrent des spectres d'éléments traces très voisins de ces dernières (fig. 24). J'interprète ces roches comme des témoins du plancher subducté au Paléoarchéen préservées à la fois de la contamination par le magma kimberlitique et de la fusion lors de la subduction. En d'autres termes, ces roches me semblent constituer des protolithes possibles pour une modélisation du processus de slab melting. L'une présente d'ailleurs un âge Re-Os rigoureusement paléoarchéen (KEC81-4, 3,64 Ga). Une approche différente est adoptée par Barth et al. (2002a). Considérant que les élogites sont contaminées par le magma kimberlitique, ces auteurs proposent de recalculer leurs compositions initiales par une combinaison linéaire des proportions modales des minéraux élogitiques (omphacite, grenat, rutile) par la composition individuelle de chaque minéral déterminée par ablation laser-ICP-MS dans chaque échantillon. Ils obtiennent des compositions extrêmement appauvries qu'ils interprètent comme celles de résidus. Pour le matériau source, les auteurs reprennent les hypothèses de Rollinson (1997) qui identifie le protolithe des TTG archéennes aux basaltes tholéïtiques du greenstone des Monts Sula (Sierra Leone). Comme le montre la figure 24, les spectres de ces basaltes sont très voisins de ceux des élogites les moins contaminées et des amphibolites léoniennes.

Ainsi, trois protolithes convergents peuvent être utilisés pour une modélisation du processus de fusion : 1/ les élogites paléoarchéennes non contaminées ; 2/ les amphibolites léoniennes ; 3/ les basaltes archéens du greenstone des Monts Sula. Néanmoins, seules les élogites ont effectivement l'âge requis puisque les deux autres formations sont postérieures au Paléoarchéen : mésoarchéennes pour les amphibolites et probablement néoarchéens à paléoprotérozoïques pour les basaltes des Monts Sula (Thiéblemont et al., 2004). En fait, nous verrons ultérieurement que toutes ces roches présentent de fortes analogies et des caractères qui les distinguent des laves récentes en témoignant de la persistance, durant l'Archéen et le Paléoprotérozoïque, d'un réservoir mantellique quasi-primordial spécifique de ces époques anciennes de la vie terrestre.

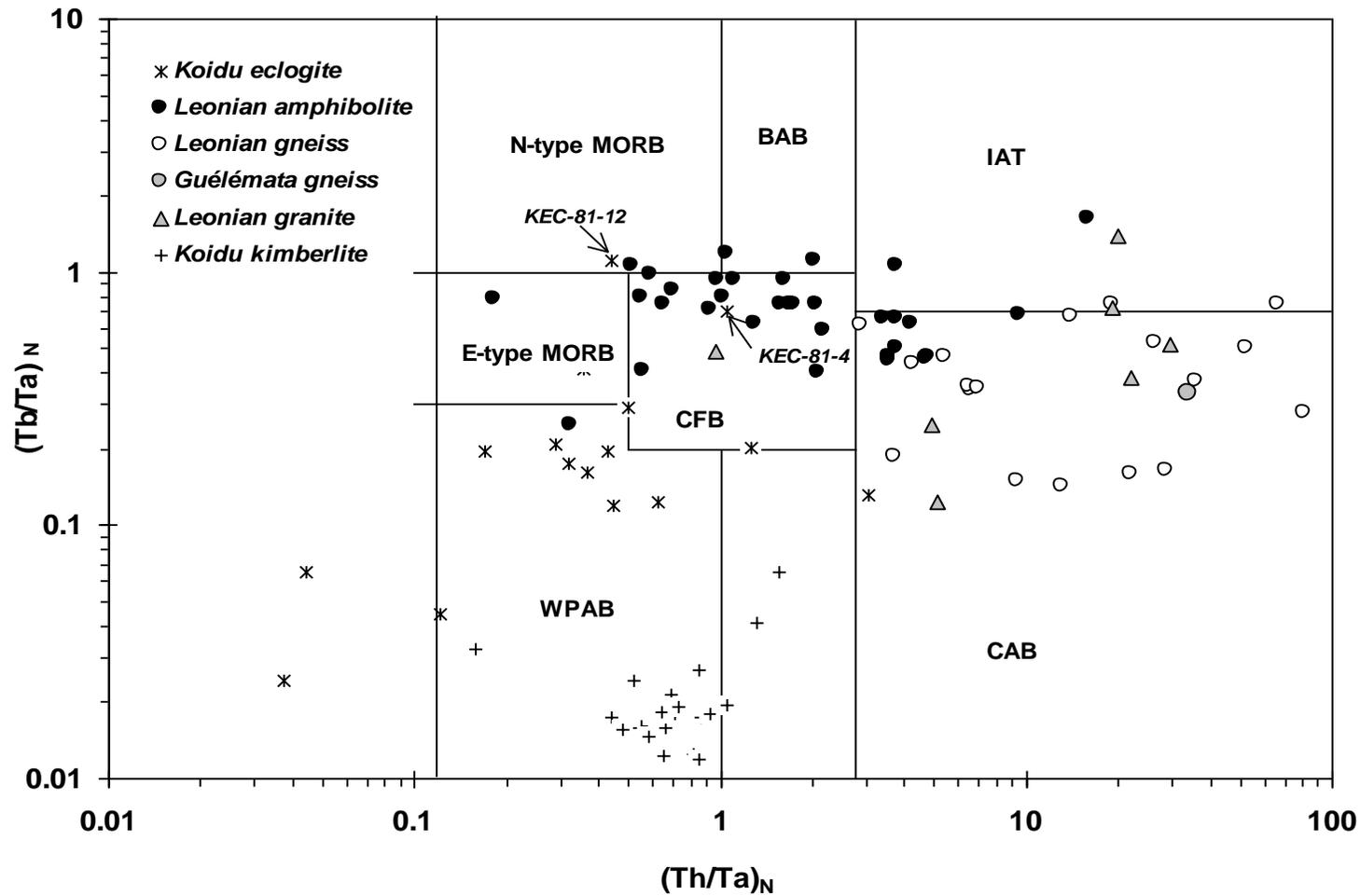


Fig. 23. Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (Thiéblemont et al., 1994) pour des roches archéennes de Guinée et pour les kimberlites de Koidu (Hils et Haggerty, 1989).

N-MORB – champ des basaltes de ride médio-océanique de type appauvri (N-type MORB) ; **E-MORB** – champ des basaltes de ride médio-océanique de type enrichi (E-type MORB) ; **WPAB** – champ des basaltes alcalins intraplaques ; **CFB** – champ des tholéiites continentales ; **BAB** - champ des tholéiites de bassin arrière-arc ; **IAT** - champ des tholéiites d'arc ; **CAB** – champ des basaltes calco-alcalins de marge active.

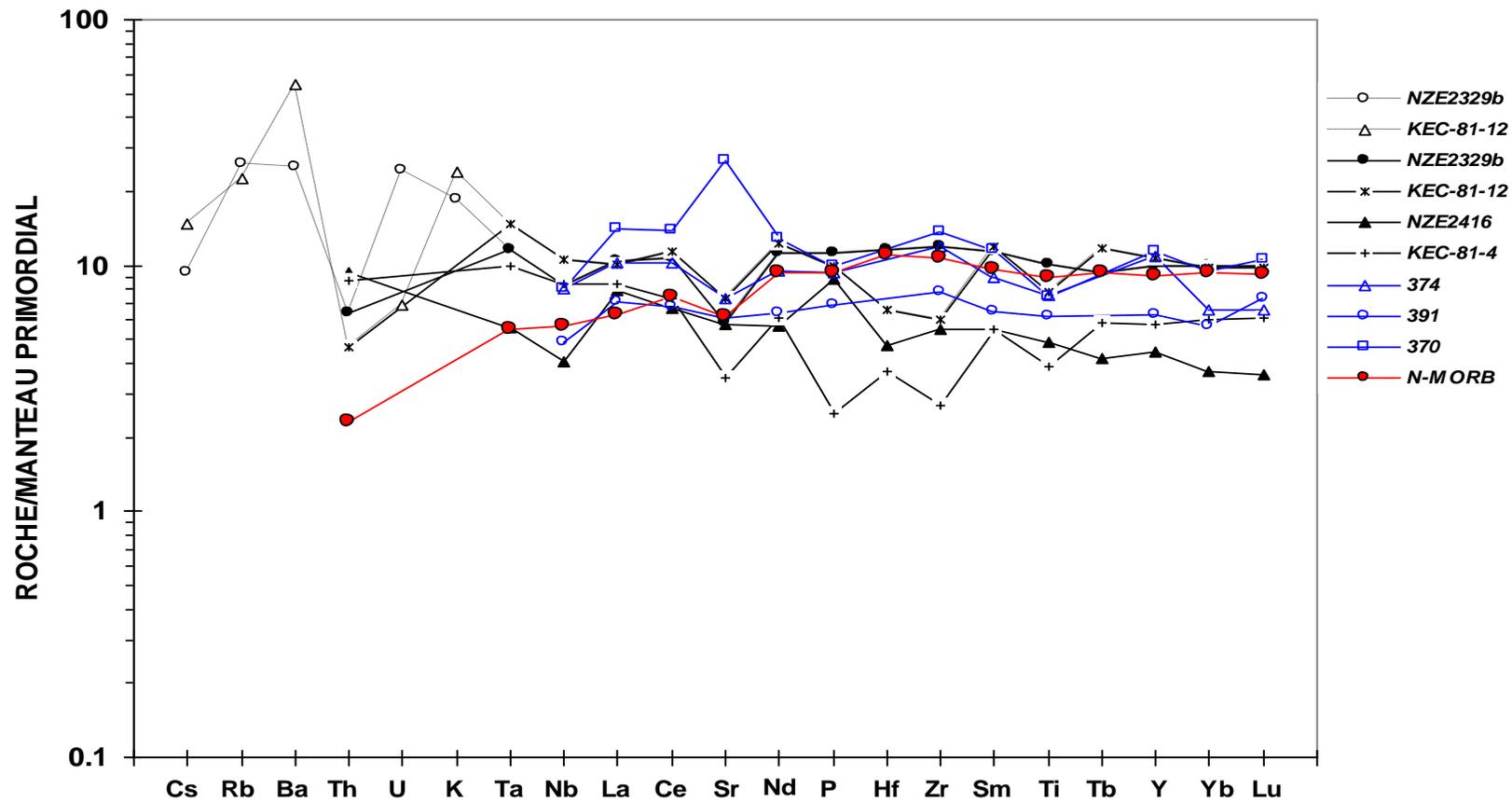


Fig. 24. Spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial pour des roches basiques archéennes à néoarchéennes de Guinée et du Sierra Leone. Les échantillons NZE correspondent à des amphibolites du greenstone léonien de Guinée sud-est et les échantillons KEC à des enclaves d'éclogites dans les kimberlites de Koidu (d'après Barth et al., 2002a). En pointillés et symboles évidés sont reportés les spectres complets, c'est à dire incluant les éléments mobiles (Cs, Rb ...). En fait, les spectres réduits aux éléments les moins mobiles (symboles pleins) permettent une comparaison plus fiable. Les échantillons 374, 391 et 370 correspondent à des basaltes tholéitiques du greenstone des Monts Sula (d'après Rollinson, 1999). Les roches ont été comparées à la moyenne d'un MORB de type-N (d'après Hofmann, 1988). On notera que celui-ci présente un appauvrissement plus marqué (pente plus forte entre Th et Lu) que les basaltes archéens.

La modélisation du processus de fusion pose quelques problèmes. On peut en fait distinguer deux types d'éléments : 1/ ceux qui fractionnent dans le résidu éclogitique, 2/ ceux qui restent incompatibles lors du processus de fusion.

Les premiers sont les terres rares lourdes, fractionnées dans le grenat, ou Nb et Ta, fractionnés dans le rutile. Reproduire ce fractionnement s'obtient aisément en faisant varier les proportions relatives des différentes phases, le taux de fusion partielle et les coefficients de répartition minéral/liquide. Néanmoins, la contrainte sur la composition du protolithe est faible, puisque le degré de liberté dans les différents paramètres du modèle est élevé.

Il convient donc d'examiner les éléments les plus incompatibles, dont les rapports sont peu affectés par le processus de fusion. Pour ce travail, j'ai utilisé Th, La et K.

Le modèle utilisé est celui d'une fusion de type « batch partial melting » dont l'équation est :

$$C_L = C_S^\circ / (D + f \times [1-D]) \quad (1)$$

où C_L est la concentration d'un élément incompatible dans le liquide, C_S° la concentration de cet élément dans le solide initial, D son coefficient de répartition solide/liquide et f le taux de fusion partielle.

Une première contrainte importante est fournie par le rapport La/Th dont la valeur dans les granitoïdes paléoarchéens (~ 2-4) se place clairement dans une gamme crustale (ces dernières variant de ~ 3 à 4 selon les auteurs, cf. tableau 1), mais bien à l'écart des valeurs chondritiques (soit La/Th = 7,55) (Hofmann, 1988) ou de celle d'un N-MORB (soit La/Th = 20,8) (Hofmann, 1988).

Il convient d'évaluer l'ampleur possible du fractionnement entre ces deux éléments lors de la fusion. Pour cela, j'ai utilisé les analyses publiées par Barth et al. (2002a) sur les minéraux éclogitiques (omphacite, grenat). A partir de ces analyses, on peut calculer des coefficients de répartition « apparents » en divisant la teneur mesurée dans le minéral par celle de la roche totale. Les résultats sont reportés dans le tableau 9. Les très faibles valeurs obtenues pour Th ($D_{Th} = 0,04$ en moyenne) témoignent de la très faible affinité des minéraux éclogitiques pour cet élément dont on peut prédire un comportement parfaitement incompatible lors de la fusion. En revanche, les valeurs obtenues pour La ne sont pas négligeables ($D_{La} = 0,12$ en moyenne) et laissent envisager une possibilité de fractionnement entre cet élément et Th lors de la fusion. Finalement, le rapport entre ces coefficients de répartition « apparents » est relativement constant ($2,8 \pm 1,2$ si on exclut une valeur anormale) ce qui permet d'attribuer à ces valeurs une certaine crédibilité.

D'après les coefficients précédents, on peut calculer un paramètre x qui mesure le fractionnement possible entre Th et La dans le liquide relativement au solide d'après l'équation suivante :

$$x = D_{La} + f \cdot (1 - D_{La}) / D_{Th} + f \cdot (1 - D_{Th}) \quad (2)$$

où $x = (Th/La)_{Liquide} / (Th/La)_{Solide}$

pour une valeur de f variant de 2,5% (valeur minimale envisageable) à 50%, on peut montrer que x varie de ~ 2,1 à 1,1. Ainsi, on peut considérer que le fractionnement maximum possible entre La et Th conduit à un rapport deux fois plus élevé dans le liquide que dans le solide initial. Raisonnablement, on peut donc envisager que la

gamme de rapport La/Th envisageable pour le protolithe est de 1 à 1/2 fois les valeurs mesurées dans les granitoïdes paléoarchéens soit ~ 2 à 8.

Echantillon	D_{La}	D_{Th}	D_{La}/D_{Th}
81-7	0.163	0.01	16.30
81-3	0.115	0.055	2.09
81-4	0.186	0.055	3.38
81-5	0.231	0.12	1.93
81-8	0.062	0.025	2.48
81-10A	0.013	0.003	4.33
81-8	0.061	0.016	3.81
81-21	0.039	0.007	5.57
86-72B	0.227	0.059	3.85
Moyenne	0.117	0.043	2.75

Tableau 9. Valeurs des coefficients de répartition apparents pour les minéraux éclogitiques (omphacite et grenat) des éclogites de Koidu, obtenus d'après les dosages effectués dans ces minéraux et normalisés à la roche totale. Cette méthode permet une évaluation semi-quantitative du niveau de fractionnement possible entre La et Th dans les minéraux éclogitiques. Ceux-ci montrent une affinité assez marquée pour La relativement à Th, très incompatible.

Si on considère maintenant Th et K, le caractère très fortement incompatible de ces deux éléments conduit à envisager un fractionnement nulle ou très peu marqué lors de la fusion. Les rapports K/Th peuvent donc être supposés très voisins dans le protolithe et le liquide. Les granitoïdes paléoarchéens ont des rapports K_2O/Th de 0,12 et 0,27 (tableau 8), en considérant que $D_K \leq D_{La}$, un rapport K_2O/Th au plus égal à 1 peut donc être envisagé dans le protolithe.

Comme l'illustre la figure 25, la plupart des amphibolites léoniennes, comme l'éclogite paléoarchéenne KEC81-4 ont des rapports La/Th et K_2O/Th respectivement compris entre 1,5-8 et 0,1-0,7. A priori, ces deux types de roche présentent donc bien les conditions requises pour le protolithe des granitoïdes paléoarchéens. Finalement, la figure 25 montre que les rapports La/Th et K_2O/Th de l'éclogite et du Manteau Primordial sont quasi-identiques ce qui témoigne du caractère quasi-chondritique de la signature de l'éclogite.

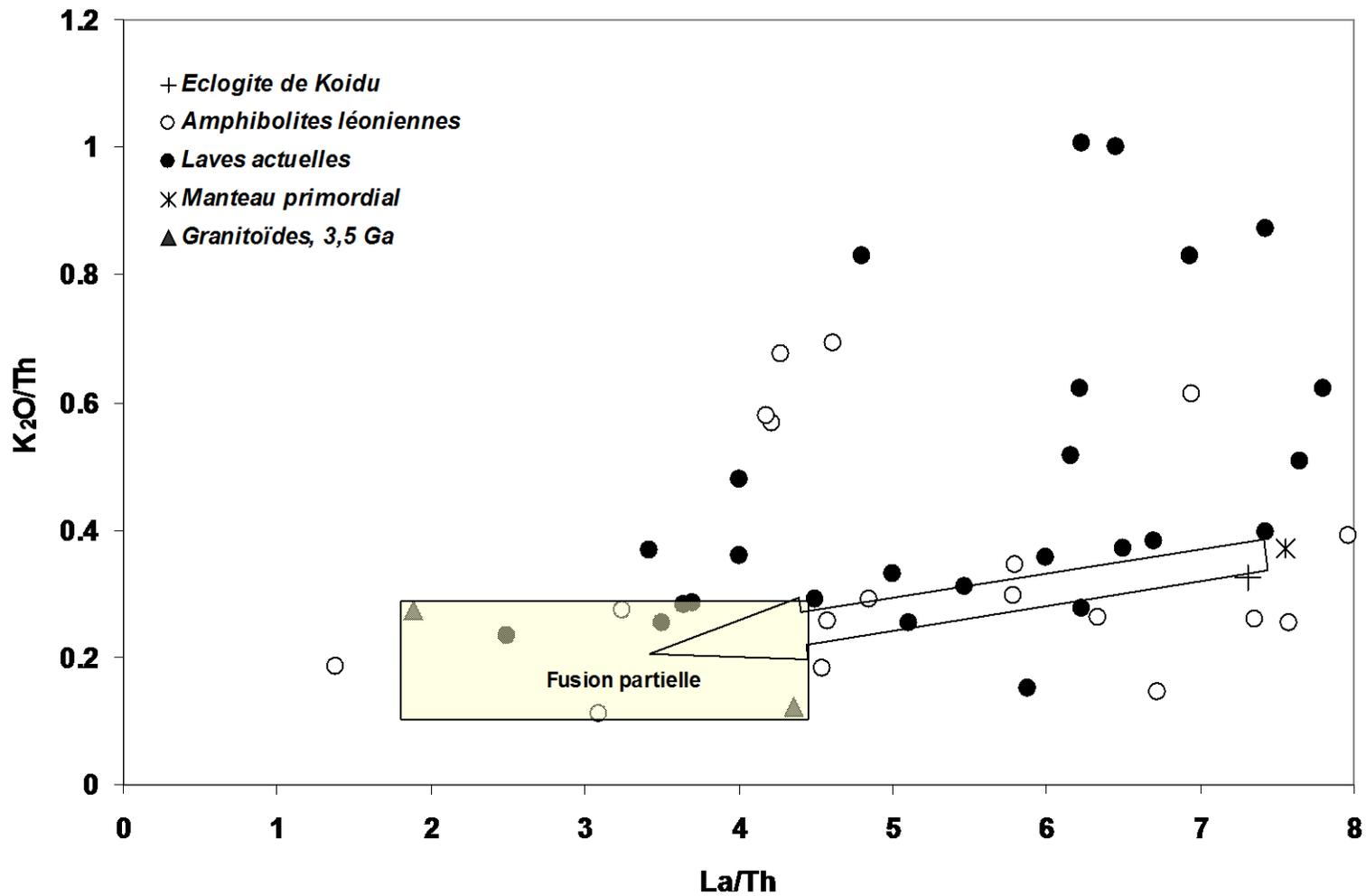


Fig. 25. Report de roches basiques archéennes de Guinée et du Sierra Leone dans le diagramme La/Th vs. K₂O/Th avec indication du champ possible des liquides produits par fusion partielle d'un protolithe (astérisque) ayant une signature primordiale (Hofmann, 1988). Un tel modèle permet effectivement de rendre compte des signatures géochimiques des granitoïdes paléoarchéens. Il situe l'éclogite de Koidu comme un protolithe possible pour ces granites.

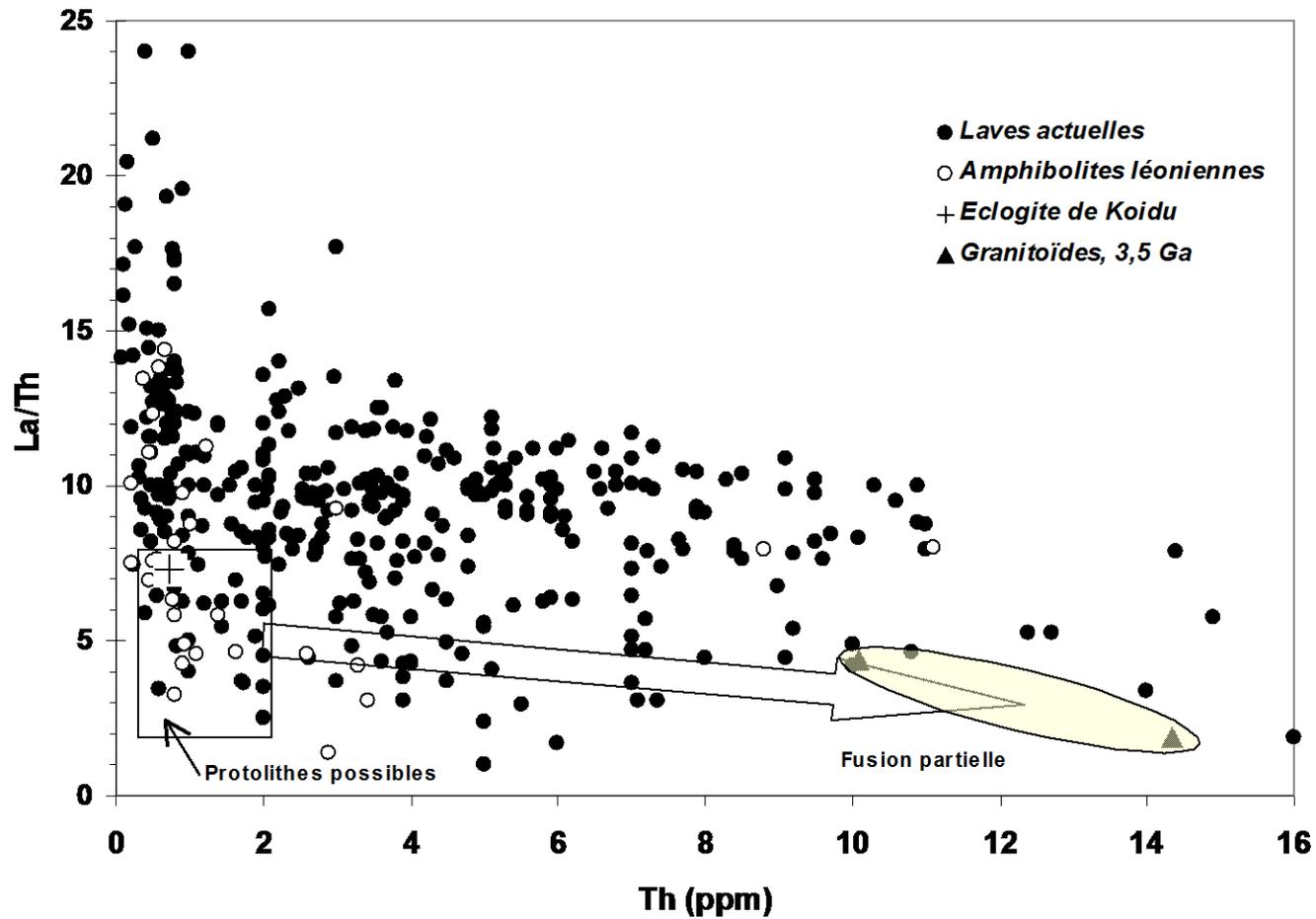


Fig. 26. Report de roches basiques archéennes de Guinée et du Sierra Leone dans le diagramme Th vs. La/Th montrant le champ des protolithes possibles pour les granitoïdes paléoarchéens en supposant un taux de fusion partielle de l'ordre maximal de 20%. L'éclogite de Koidu et une partie des amphibolites léoniennes s'inscrivent dans ce champ. Par contre, peu de laves mafiques (soit $MgO \geq 8\%$) récentes présentent les signatures requises.

Ces résultats sont-ils discriminants ? Pour répondre à cette question, j'ai effectué une recherche systématique visant à trouver, dans la base de données, des laves mafiques (soit $MgO \geq 8\%$) satisfaisant aux critères $La/Th = 2-8$ et $K_2O/Th 0,2-1$. 356 analyses de laves comportant des dosages conjoints de La, Th et K_2O ont ainsi été extraites. Parmi celles-ci, un nombre assez important satisfait les conditions précédentes dont une large proportion de laves alcalines. Une autre condition a été imposée : considérant le caractère très acide des granitoïdes paléoarchéens ($SiO_2 \sim 74\%$), un taux de fusion de 20% semble un maximum pour un protolithe basaltique (cf. *infra*). Considérant les teneurs en Th de 10-15 ppm dans les granitoïdes et un caractère parfaitement incompatible de Th, ceci limite à 2 ppm la teneur en Th maximale dans le protolithe. Cette condition étant fixée, seules 26 roches (soit 7% du total) apparaissent satisfaire les conditions requises (fig. 26), dont toutes, sauf une, sont des laves associées à des zones de subduction : basaltes et boninites.

Ainsi, un modèle cohérent semble se dessiner pour la genèse des granitoïdes paléoarchéens qui témoignent de la première phase d'accrétion crustale en Afrique de l'Ouest. Ces premiers granitoïdes seraient nés de la fusion d'un basalte « subchondritique », que l'on peut supposer issu d'un manteau primordial, et qui aurait fondu en conditions éclogitiques lors de sa subduction dans le manteau.

Peut-on modéliser plus avant ce processus ?

Modélisation

Contraintes expérimentales

Les données expérimentales peuvent permettre de répondre aux questions suivantes : des liquides comparables aux granitoïdes paléoarchéens ont-ils été obtenus expérimentalement ? Dans l'affirmative, à partir de quel protolithe et dans quelles conditions expérimentales ?

La recherche menée dans la base de données expérimentales (cf. *supra*) a posé un certain nombre de contraintes successives. En premier lieu, trois types de compositions ont été sélectionnés : les liquides trondhjémiques, granodioritiques et adamellitiques. Ceci excluait les liquides tonalitiques, pas assez acides, et les liquides granitiques, trop potassiques. Cent quarante trois compositions expérimentales ont ainsi été extraites dont une majorité de trondhjémites (104 analyses).

Trois critères ont ensuite été successivement appliqués : 1/ une pression totale ≥ 7 kb (les travaux menés à basse pression étant considérés comme non pertinents pour la présente recherche) ; 2/ une teneur en $SiO_2 > 70\%$; 3/ un protolithe de type basaltique ; 4/ une teneur en $TiO_2 \leq 0,25\%$.

Finalement, ce ne sont plus que sept analyses qui ont été retenues qui correspondent toutes à des liquides obtenus par fusion expérimentale de basaltes faiblement potassiques. Elles sont comparées à la trondhjémite NZE2578 dans le tableau 10.

Parmi ces sept analyses, les trois les plus proches de NZE2578 ont été obtenues à pression moyenne ($P = 7-8$ kb) et pour une température variant de 850 à 1000°C. L'accord sur Si, Ti, Al est satisfaisant, par contre les teneurs en éléments

compatibles (Fe, Mg, Ca) (ex. $FeO_t = 2,1-2,6\%$ contre $1,1\%$) sont toujours un peu élevées et la somme des alcalins un peu faible (4-5% contre 6,5%).

Finalement, un point intéressant est que le liquide expérimental le plus proche de NZE2578, est issu d'une expérience de Beard et Lofgren (1991) dans laquelle le taux de fusion partielle du protolithe basaltique a été évaluée à 5-10%, ce qui est cohérent avec les contraintes tirées précédemment des teneurs en éléments fortement incompatibles (fig. 26).

Référence	Rapp et al. (1991)		Prouteau et al. (2001)	Beard et Lofgren (1991)	Rapp et al. (1991)		Beard et Lofgren (1991)	Guinée
f_{FP}	nd	nd	40-50%	25-30%	nd	nd	5-10%	Gneiss paléo-archéen NZE2578
$f(H_2O)$	Fluid-absent		Fluid-saturated		Fluid-absent			
T (°C)	1000°C	1000°C	841°C	800°C	1000°C	1000°C	850°C	
P (kb)	16	16	10	7	8	8	7	
Protolithe	LK-basalt				LK-basalt			
SiO ₂ (%)	77.31	77.24	69.8	71.36	75.06	73.86	75.64	
TiO ₂	0.03	0.13	0.2	0.21	0.09	0.12	0.16	0.18
Al ₂ O ₃	13.62	12.46	18.7	18.23	14.37	14.04	14.49	14.6
FeO _t	0.9	0.59	0.9	1.37	2.26	2.63	2.1	1.12
MnO	0.02	0.03	-	0.07	0.06	0.08	0.06	0.02
MgO	0.09	0.13	0.5	0.18	0.52	0.48	0.24	0.18
CaO	1.28	2.07	5.8	4.87	3.57	3.43	2.7	2.12
Na ₂ O	3.66	4.17	3.4	3	3.5	4.1	2.83	5.22
K ₂ O	3.08	1.79	0.6	0.39	0.55	0.94	1.76	1.25
P ₂ O ₅	-	-	-	0.08	-	-	-	-
Total	99.99	98.61	99.9	99.76	99.98	99.68	99.98	99.08
Na ₂ O + K ₂ O	6.74	5.96	4	3.39	4.05	5.04	4.59	6.47

Tableau 10. Comparaison entre le gneiss paléoarchéen NZE2578 et différentes compositions de liquides obtenus expérimentalement par fusion partielle de basaltes faiblement potassiques dans différentes conditions de température, pression, fugacité d'oxygène et pour des degrés de fusion partielle variables. Les compositions de liquides reportées sont celles qui sont apparues les plus proches de NZE2578 en établissant différents filtres chimiques. Parmi celles-ci on retiendra particulièrement les trois situées sur la droite du tableau.

Éléments incompatibles

La composition du protolithe ayant été choisie (en l'occurrence l'éclogite de Koidu, échantillon KEC81-4), la modélisation d'un processus de fusion partielle conformément à l'équation (1) doit permettre de reproduire un spectre d'éléments traces comparable à celui des granitoïdes paléoarchéens, sous réserve que les coefficients de répartition des différents éléments et les compositions chimique et minéralogique du protolithe soient connus. Ces dernières (incluant les analyses chimiques et modales) sont données par Hills et Haggerty (1989) et Barth et al.

(2001). L'échantillon KEC81-4 est constitué à 38% de grenat, 48% de clinopyroxène (omphacite), 2% d'opacités et 12% de minéraux hydratés post-éclogitiques. En ramenant à 100% les seuls minéraux éclogitiques (ce qui est un peu approximatif), on obtient les proportions suivantes : 44% de grenat, 55% de clinopyroxène et ~ 1% de rutile.

De nombreux « catalogues » de coefficients de répartition entre éléments traces et minéraux magmatiques existent dans la littérature, en particulier pour le clinopyroxène et le grenat. J'ai utilisé ceux fournis par Henderson (1984) pour les terres rares, et Gill (1981) pour quelques terres rares et d'autres éléments traces. Pour le rutile, différents travaux montrent que la faible solubilité de Ti dans les magmas acides (Ryerson et Watson, 1987) conduit à stabiliser cette phase dans le résidu. Le rutile ayant une affinité très marquée pour Nb et Ta, ce phénomène tend à tamponner ces éléments dans le liquide (Rapp et al., 1999 ; Foley et al., 2000). La modélisation a donc été effectuée en considérant des coefficients globaux de répartition de Nb et Ta égaux à 1.

Le but était de réaliser deux modélisations différentes avec deux « catalogues » de coefficients de répartition différents et indépendants.

Les résultats des modélisations ont été reproduits sous forme de deux diagrammes, l'un pour l'ensemble des terres rares (données de Henderson, 1984) (fig. 27) et l'autre pour quelques terres rares et d'autres éléments traces (données de Gill, 1981) (fig. 28). Ces diagrammes permettent de comparer les spectres réels des granitoïdes paléoarchéens et ceux établis d'après les compositions issues du modèle.

Dans le cas des seules terres rares, l'accord entre le spectre calculé et les spectres réels est excellent. Le taux de fusion partielle déduit des calculs est de 7,5%.

Dans le cas des autres éléments traces, l'accord est généralement bon et du fait des valeurs légèrement différentes des coefficients de répartition, un taux de fusion partielle un peu supérieur est déduit (10%).

Les deux écarts principaux entre le modèle et les compositions réelles portent sur U et Zr, et opèrent en sens inverses pour ces deux éléments. La teneur en U déduite du modèle est 2 à 3 fois trop élevée. En fait, la situation des granitoïdes et de leur protolithe potentiel sont rigoureusement symétriques : les premiers montrent des anomalies négatives en U et le second une anomalie positive (fig. 28). Dans les deux cas, une explication magmatique semble difficile à trouver. Alternativement, il est possible que ces anomalies traduisent une mobilité de U lors de l'altération avec départ de cet élément dans le cas des granites et apport dans le cas de l'éclogite.

Pour Zr, le modèle permet de calculer une teneur 2 à 3 fois plus faible que les teneurs réelles (~ 60 ppm contre ~ 120 à 200 ppm). En fait, Barth et al. (2001) notent que toutes les éclogites de Koidu sont anormalement pauvres en Zr, ce qui induit une anomalie négative dans leur spectre multi-élémentaire (fig. 28). L'origine de cette anomalie reste inexpliquée.

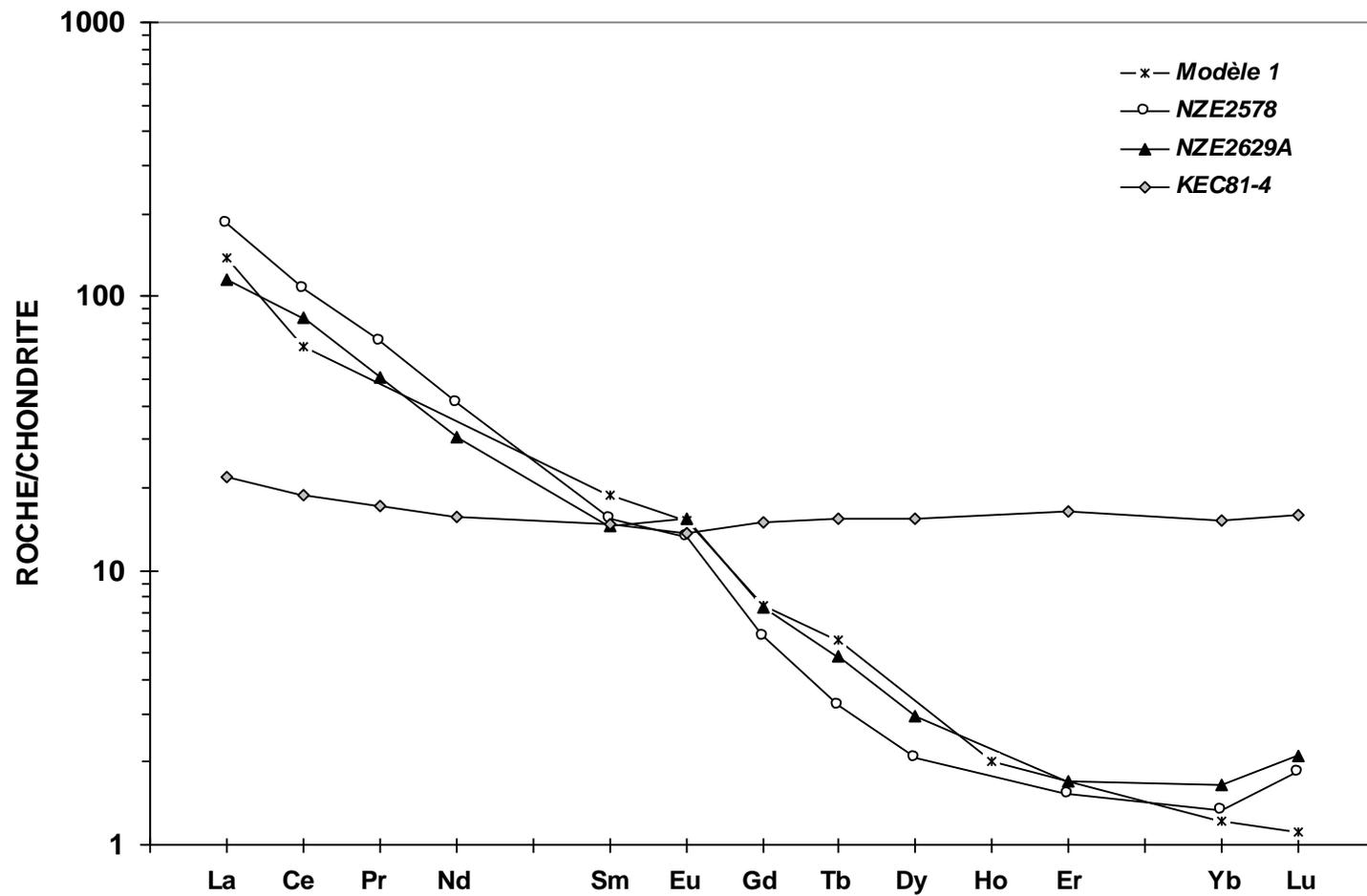


Fig. 27. Comparaison entre les spectres de terres rares des deux granitoïdes paléoaarchéens et celui obtenu théoriquement par un modèle de fusion partielle de type « batch partial melting » (équation [1]) à partir du protolithe éclogitique KEC81-4 en utilisant les coefficients de répartition minéral/liquide compilés par Henderson (1984). Le spectre théorique reporté a été obtenu d'après un taux de fusion partielle du protolithe de 7,5%.

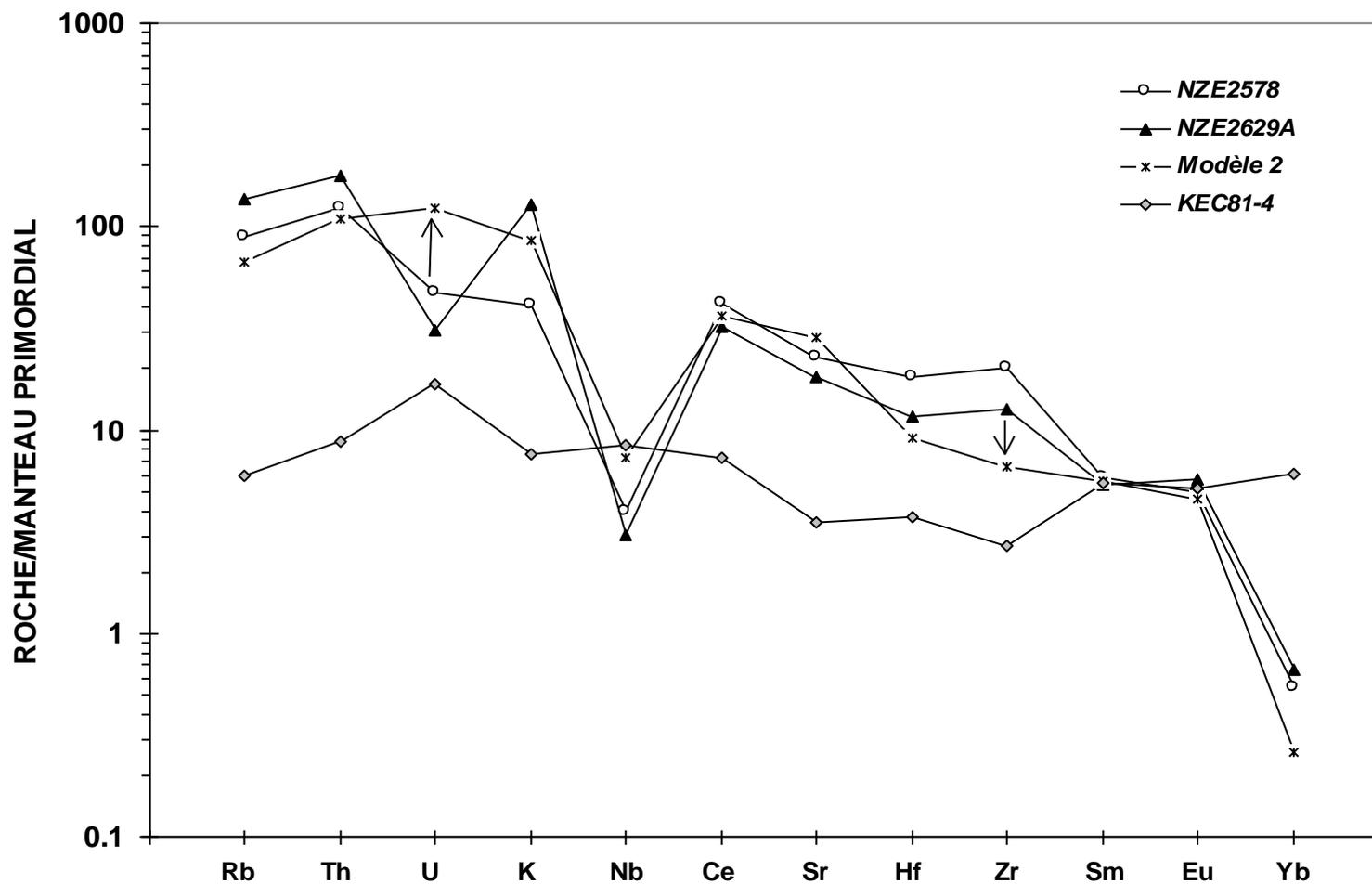


Fig. 28. Comparaison entre les multi-élémentaires des deux granitoïdes paléoarchéens et celui obtenu théoriquement par un modèle de fusion partielle de type « batch partial melting » (équation [1]) à partir du protolithe éclogitique KEC81-4 en utilisant les coefficients de répartition minéral/liquide compilés par Gill (1981). Le spectre théorique reporté a été obtenu d'après un taux de fusion partielle du protolithe de 10%.

Synthèse

Le problème posé au début de ce chapitre était d'équilibrer une équation de fusion partielle visant à contraindre les modalités du processus d'accrétion et la nature du solide à l'origine de la première croûte continentale née il y a 3,5 milliards d'années en Afrique de l'ouest.

Les solutions que je propose sont les suivantes :

1/ concernant les modalités de l'accrétion, les signatures géochimiques des granitoïdes nous montrent que les liquides accrétés sont vraisemblablement nés d'un processus de slab-melting, à l'instar de nombreuses suites de TTG archéennes. Le plancher qui subductait est partiellement demeuré dans le manteau sous-jacent au craton, et ce sont effectivement des fragments de ce plancher qu'ont remonté les magmas kimberlitiques, il y a une centaine de millions d'années ;

2/ par ses signatures géochimiques, ce plancher était sensiblement différent d'une croûte océanique moderne. Nulle trace de l'appauvrissement qu'aurait induit un épisode de fusion ancien, ou de l'enrichissement qu'aurait provoqué le recyclage de matériaux supracrustaux subductés (croûte océanique et/ou continentale). Les basaltes de l'époque naissent d'un manteau apparemment vierge, manteau qui semble avoir aujourd'hui disparu ou qui, tout au moins, ne fournit plus de magmas basaltiques (*cf. supra*) ;

3/ par slab-melting, ces basaltes « archaïques » ont engendré une croûte particulière, et il est probable que certains des traits spécifiques de la croûte continentale actuelle (faible rapport La/Th en particulier) soient un héritage de cette étape ancienne de différenciation de la terre.

Le magmatisme léonien et la différenciation du manteau durant l'Archéen

Le magmatisme léonien : nature et localisation

Les formations léoniennes se disposent selon un arc de direction N-S à l'est et E-W à l'ouest, qui ceinture le batholite libérien de Macenta. Sur son bord externe, cet arc est lui-même ceinturé par un ensemble de granodiorites, granites et leucogranites qui définit la « ceinture plutonique tardi-éburnéenne » (~ 2,07-2,06 Ga) (Egal et al., 2002) (fig. 21).

Ces formations léoniennes correspondent essentiellement aux « gneiss de Guinée » de Obermüller (1941) qui associent des roches métamorphiques méso- à catazonales d'origine essentiellement orthodérivée (amphibolo-pyroxénites, amphibolites, gneiss à pyroxène, orthogneiss, gneiss rubanés, rares ultrabasites), auxquelles s'ajoutent des masses non négligeables de quartzites (fig. 21), quartzites ferrifères (recristallisés dans le faciès granulite) et, plus rarement, de paragneiss et micaschistes.

Toutes ces roches sont intensément déformées et le trait le plus évident est une déformation décrochante, dont le régime apparaît sénestre dans la partie sud-est de la Guinée (fig. 21), et qui a induit une structuration des terrains selon des plis d'axes verticaux d'échelle millimétrique à décakilométrique. Cette déformation affecte les granites tardi-éburnéens et peut donc être attribuée au Paléoproterozoïque (~ 2,02 Ga ?).

Les roches basiques léoniennes s'ordonnent en un vaste « greenstone », localisé dans la partie centrale de la Guinée sud-est (fig. 21), et qui montrent localement l'indice d'une remobilisation éburnéenne (~ 2,045 Ga) (Thiéblemont et al., 2004). Les roches acides montrent des variations rapides de faciès avec des termes plus ou moins porphyriques (orthogneiss) et plus ou moins rubanés, dont certains présentent des traces probables d'un début de migmatitisation.

Finalement, les levés récents, dans la partie centrale de la Guinée (projet centre Guinée), ont conduit à individualiser des granites léoniens, qui semblent plus ou moins ennoyés dans les granites libériens (fig. 21).

L'ensemble des faciès léoniens a fait l'objet d'analyses pétrographiques et géochimiques (tableau 11). En particulier, le projet sud-est Guinée a permis un échantillonnage assez intensif (une trentaine de roches) des roches basiques du greenstone léonien, tandis que le projet centre Guinée a fourni de nombreuses analyses de gneiss et granites. J'ai réalisé des interprétations préliminaires de ces roches reprises dans les notices des cartes ou les rapports de fin de mission.

Dans ce mémoire, j'ai décidé de considérer plus particulièrement les roches basiques dont nous verrons qu'elles témoignent d'une hétérogénéité du manteau, probablement héritée de la période paléoarchéenne, et que nous suivrons jusqu'à l'Éburnéen. Les interprétations que je proposerais ne tiendront compte que des éléments les moins mobiles en négligeant les alcalins (Na, K ...) et alcalino-terreux (Rb, Ba, Cs ...), peu utilisables pour l'étude pétrologique des roches métamorphisées.

La « suite magmatique léonienne », caractères généraux

Parler de « suite magmatique léonienne » est un abus de langage puisqu'il ici est question de roches qui affleurent sur des milliers de km² et dont les caractères pétrographiques, bien que largement remodelés par la déformation, témoignent de mises en place à des profondeurs très différentes (granitoïdes, basaltes ...). L'âge léonien de ces formations est bien calé par une datation à ~ 3.05 Ga obtenue sur un orthogneiss de la région de Macenta (Thiéblemont et al., 2004), mais on ne peut gager que ce magmatisme ne se soit pas déroulé sur une vaste période (ex. 3.15 à 2.95 Ga selon les autres datations relatives disponibles) au travers d'épisodes multiples (Thiéblemont et al., 2004). En ce qui concerne les roches basiques, une certaine homogénéité cartographique et pétrographique semble néanmoins apparaître (fig. 21), qui peut suggérer une mise en place lors d'un cycle magmatique unique.

Les roches magmatiques léoniennes montrent un large spectre de teneurs en SiO₂, avec une évolution à peu près continue depuis des roches basiques (SiO₂ min. ~ 45%) jusqu'à des roches acides (SiO₂ max. ~ 76%). Les roches basiques sont généralement mafiques ; leurs teneurs en MgO (~ 5-10%) se placent dans la gamme de basaltes, néanmoins, deux échantillons sont très mafiques (MgO ~ 13 et 19%), dont un (DL086) a été écarté du fait de précisions insuffisantes sur sa localisation. Vers les roches plus siliceuses, les teneurs en MgO montrent une décroissance régulière, de ~ 3 à 5% dans les termes intermédiaires, à moins de 2% dans les roches acides. Aucune roche léonienne ne se définit comme une boninite.

Toutes les roches basiques à intermédiaires présentent des teneurs en Ta, Nb ou Zr (tableau 11) faibles à modérées qui attestent d'une affinité subalcaline. Trois groupes ont été distingués en fonction de la valeur de leur rapport (Th/Ta)_N (tableau 11) : 1/ l'un pour lequel ce rapport est infra-chondritique à chondritique ($cad \leq \sim 1$) ; 2/ l'autre pour lequel il est modérément supra-chondritique (soit $[Th/Ta]_N \sim 1,5-3$) ; 3/ l'autre pour lequel il est fortement supra-chondritique (soit $[Th/Ta]_N > 3$), ce qui témoigne d'une signature nettement « orogénique » (Joron et Treuil, 1977).

Dans la diagramme SiO₂ vs. FeO_v/MgO (fig. 29), les roches se répartissent entre les champs tholéitique et calco-alcalin ; ce dernier est essentiellement occupé par des gneiss et granites intermédiaires (SiO₂ ~ 60-63%) à acides aux signatures clairement orogéniques (groupe 3), tandis que le second inclut la quasi-totalité des roches basiques, quelle que soit leur signature, ainsi que quelques roches acides. Cette disposition appelle quelques commentaires classiques. En premier lieu, elle montre clairement que les roches ne peuvent dériver d'un même magma parent. Par ailleurs, elles posent deux contraintes sur la genèse des roches intermédiaires calco-alcalines : 1/ soit une origine par différenciation d'un magma primaire boninitique, mais un tel magma n'a pas été détecté parmi les roches analysées ; 2/ soit une origine par fusion partielle d'un matériau mafique, ce qui ramène au modèle de « slab melting » évoqué dans les chapitre précédents. J'y reviendrai.

	Gneiss, (Th/Ta) _N ≤ ~1							
Référence	T et al. 99	T et al. 99	T et al. 99	T et al. 99	T et al. 99	T et al. 99	T et al. 99	T et al. 99
Rock_type	Amphibolo- pyroxénite	Amphibolo- pyroxénite	Pyrigarnite	Amphibolite	Pyrigarnite	Amphibolo- pyroxénite	Amphibolite mafique	Amphibolite
Age (Ma)								
N° Ech.	NZE2329b	NZE2447	DTNZE3	NZE2082	NZE2553a	NZE2535	NZE2329c	DTTIN1
SiO ₂ (%)	47.46	50.46	48.59	49.68	49.69	49.15	47.78	48.35
TiO ₂	1.83	2.87	1.15	1.29	1.87	0.94	0.57	0.89
Al ₂ O ₃	13.65	13.34	15.14	14.22	11.96	15.36	12.70	15.39
Fe ₂ O _{3t}	17.17	18.56	14.71	15.49	20.11	12.51	11.54	12.65
MnO	0.26	0.25	0.23	0.24	0.26	0.21	0.32	0.21
MgO	5.25	4.31	6.79	6.53	6.08	8.00	13.14	7.90
CaO	10.73	8.71	11.51	10.53	8.92	11.61	10.77	11.17
Na ₂ O	2.07	0.50	2.04	0.67	0.81	1.89	1.48	2.25
K ₂ O	0.56	0.20	0.18	0.61	0.29	0.13	0.54	0.28
P ₂ O ₅	0.18	0.32	0.16	0.13	0.16	0.14	0.05	0.10
PF	0.75	-0.02	-0.26	0.64	-0.39	-0.22	1.08	0.40
Li (ppm)	12.00	4.00	6.00	12.00	4.00	7.00	13.00	17.00
Cs	0.25	0.11	0.19	0.14	0.06	0.10	0.40	0.10
Rb	13.94	4.21	7.69	16.70	3.18	3.84	24.91	5.86
Ba	151.25	31.55	135.40	54.77	19.07	36.14	384.73	53.26
Sr	105.90	48.83	95.58	90.96	27.56	103.29	64.61	108.62
Th	0.52	1.24	0.37	0.46	0.81	0.51	0.22	0.46
U	0.49	0.66	0.20	0.10	0.26	0.11	0.12	0.10
Ta	0.41	0.96	0.27	0.28	0.36	0.22	0.09	0.18
Nb	5.13	16.09	3.29	3.65	4.21	2.79	1.11	2.30
Hf	3.11	4.47	1.99	2.26	3.01	1.58	0.82	1.45
Zr	115.40	192.09	73.37	83.05	110.53	59.50	30.42	52.30
Y	39.22	34.07	30.35	26.96	38.81	20.86	12.66	18.67
V	430.33	417.86	318.55	342.95	530.23	285.97	221.58	277.94
Co	54.00	49.75	52.89	50.79	61.19	51.76	63.21	54.60
Cr	148.29	33.92	289.32	217.56	30.29	316.01	822.95	316.87
Ni	87.08	38.07	96.71	78.17	37.85	146.06	309.23	160.00
La	6.40	13.96	4.94	5.11	6.62	3.87	1.64	3.17
Ce	17.13	35.43	10.27	13.42	17.01	10.28	4.28	8.96
Pr	2.66	5.39	1.79	1.97	2.50	1.59	0.67	1.31
Nd	13.34	25.83	9.15	9.99	13.49	6.92	3.58	6.54
Sm	4.43	7.14	3.27	3.13	4.14	2.23	1.28	2.07
Eu	1.32	2.36	1.14	1.11	1.40	0.77	0.54	0.75
Gd	4.84	6.52	4.21	4.01	5.02	2.54	1.60	2.73
Tb	0.88	1.05	0.70	0.64	0.89	0.46	0.28	0.44
Dy	5.92	6.35	4.89	4.28	5.86	3.02	1.81	2.99
Ho	1.37	1.23	1.13	0.95	1.39	0.70	0.43	0.66
Er	3.62	3.02	3.00	2.61	3.79	1.93	1.17	1.97
Tm	0.63	0.40	0.47	0.46	0.62	0.31	0.20	0.28
Yb	4.13	2.49	3.16	2.44	3.87	1.96	1.32	2.11
Lu	0.63	0.38	0.51	0.39	0.59	0.31	0.22	0.32
Zn	154.48	157.68	114.12	115.22	154.35	90.25	71.26	102.23
Pb	3.01	3.48	1.97	1.67	0.95	0.79	2.26	4.45
Cu	63.74	133.34	71.83	67.18	157.34	94.56	60.16	80.01
Be	1.16	1.22	0.21	0.00	0.60	0.61	0.13	0.41
Bi	0.17	0.55	0.01	0.08	0.02	0.02	0.15	0.22
Sb	0.07	0.02	0.04	0.40	0.05	0.04	0.09	0.19
Sn	1.63	3.69	0.97	0.84	1.01	0.65	0.55	0.74
W	0.67	0.42	0.14	0.20	0.20	0.13	0.36	0.47
Mo	0.60	1.89	1.20	0.86	1.42	0.92	0.36	1.19
As	0.42	0.25	1.87	1.47	0.13	0.31	0.52	0.51
Ga	21.14	27.01	19.67	19.29	23.22	17.55	12.34	17.89
(Th/Ta) _N	0.55	0.56	0.59	0.70	0.98	1.02	1.05	1.11
Sr/Y	2.70	1.43	3.15	3.37	0.71	4.95	5.10	5.82
(Gd/Yb) _N	0.95	2.12	1.07	1.33	1.05	1.05	0.98	1.05

Tableau 11. Analyses chimiques des roches magmatiques léoniennes. Une demi-douzaine de roches d'âge léonien probable a été écartée, soit parce que leur localisation était imprécise (échantillons DL et ID), soit parce que les analyses étaient de qualité insuffisante (échantillons repérés par un astérisque). Les références sont abrégées comme suit : T et al. 99 – Thiéblemont et al., 1999 ; T 2003 – Thiéblemont (rapport non publié, 2003) ; L et al. 99 – Lahondère et al. (1999).

Gneiss, (Th/Ta) _N ~ 1-3								
Référence	T et al. 99	T et al. 99	T et al. 99	T et al. 99	T et al. 99	T et al. 99	T et al. 99	T et al. 99
Rock_type	Amphibolite	Amphibolo- pyroxénite	Métagabbro	Amphibolite	Amphibolite à biotite	Amphibolite	Amphibolite	Pyroxène gneiss
Age (Ma)	> 2093							
N° Ech.	DL273	NZE2295	NZE2416	DTNZE1	NZE2351d	DTMAC2	DTTIN17	NZE2257
SiO ₂ (%)	49.50	49.31	48.71	48.49	49.63	49.10	50.12	61.09
TiO ₂	1.36	1.05	0.88	1.08	0.81	0.59	0.68	0.76
Al ₂ O ₃	13.50	14.41	15.16	14.69	12.99	15.46	15.65	8.93
Fe ₂ O _{3t}	15.99	14.45	13.07	13.65	10.54	10.64	11.33	9.36
MnO	0.25	0.21	0.20	0.24	0.18	0.18	0.20	0.28
MgO	6.80	6.88	8.47	6.05	9.85	8.05	7.56	4.04
CaO	10.10	10.73	11.19	14.34	9.47	10.92	11.86	13.58
Na ₂ O	2.10	2.32	1.72	1.11	2.46	2.89	1.93	1.44
K ₂ O	0.20	0.24	0.20	0.27	1.63	1.14	0.48	0.29
P ₂ O ₅	0.12	0.15	0.14	0.11	0.26	0.09	0.11	0.09
PF	0.60	0.13	0.17	0.41	0.87	0.92	0.43	0.00
Li (ppm)	3.00	9.00	14.00	5.00	21.00	12.00	23.00	25.00
Cs		0.11	0.17	0.71	1.40	0.29	0.11	0.33
Rb	6.00	6.50	6.08	8.84	75.50	38.11	10.36	31.48
Ba	277.00	58.11	60.14	30.14	366.99	550.44	171.74	69.41
Sr	146.00	93.34	105.32	116.98	373.47	152.37	122.03	212.83
Th	1.10	0.81	0.77	0.93	1.01	1.64	1.39	2.00
U	0.10	0.22	0.22	0.18	0.30	0.56	0.38	0.74
Ta	0.30	0.21	0.20	0.20	0.21	0.34	0.27	0.30
Nb	4.60	2.86	2.50	2.74	2.94	2.52	3.05	4.99
Hf	2.90	2.01	1.26	1.90	1.64	1.39	1.59	1.48
Zr	74.00	70.68	53.47	72.95	62.11	50.92	60.46	59.61
Y	26.10	23.78	17.54	24.03	16.67	15.07	17.79	22.51
V	327.00	328.66	266.88	331.27	233.51	193.21	238.18	227.53
Co	51.00	54.44	54.63	53.57	43.10	46.16	48.95	32.77
Cr	231.00	206.74	452.62	255.27	660.36	380.78	353.37	162.22
Ni	71.00	124.89	159.28	137.47	150.00	116.63	105.89	68.11
La	5.00	4.67	4.86	4.51	8.86	7.59	8.06	7.75
Ce	11.40	11.85	10.79	10.95	21.21	13.56	16.64	16.25
Pr	1.70	1.66	1.54	1.62	2.96	1.81	1.97	2.18
Nd	9.10	8.14	6.78	7.99	13.46	7.32	8.58	9.99
Sm	2.50	2.65	2.11	2.63	3.26	2.08	2.36	2.65
Eu	1.10	0.87	0.70	0.96	1.00	0.70	0.80	0.82
Gd	3.50	2.94	2.22	3.41	3.05	2.44	2.61	2.90
Tb	0.60	0.53	0.39	0.59	0.42	0.37	0.43	0.50
Dy	4.30	3.83	2.30	3.84	2.85	2.31	2.76	3.23
Ho	1.00	0.83	0.60	0.88	0.60	0.52	0.63	0.72
Er	3.00	2.09	1.48	2.27	1.63	1.47	1.78	2.02
Tm	0.40	0.32	0.25	0.36	0.27	0.23	0.28	0.32
Yb	2.70	2.30	1.55	2.38	1.51	1.52	1.84	2.18
Lu	0.50	0.36	0.23	0.38	0.26	0.22	0.26	0.35
Zn		112.88	88.53	102.37	86.94	79.01	90.99	82.78
Pb		2.99	1.25	2.27	4.96	6.13	3.32	3.62
Cu		121.64	99.43	100.29	10.80	58.23	77.30	71.41
Be		0.32	0.43	0.44	0.47	0.37	0.49	0.95
Bi		0.03	0.03	0.07	0.11	0.21	0.10	0.36
Sb		0.11	0.06	0.19	0.10	0.18	0.04	0.04
Sn		1.19	0.46	0.81	0.77	0.89	1.21	3.09
W		0.21	0.11	0.22	0.43	0.35	0.15	1.41
Mo		0.76	0.68	1.22	0.69	8.56	0.77	1.51
As		0.51	0.39	0.18	0.89	1.06	0.06	1.08
Ga		19.68	17.28	19.26	15.83	14.72	16.80	14.59
(Th/Ta) _N	1.58	1.63	1.69	2.04	2.07	2.09	2.19	2.87
Sr/Y	5.59	3.92	6.00	4.87	22.40	10.11	6.86	9.46
(Gd/Yb) _N	1.05	1.03	1.16	1.16	1.63	1.30	1.15	1.07

Tableau 11 (suite).

Gneiss, (Th/Ta) _N > 3								
Référence	L et al. 99	L et al. 99	T et al. 99	T 2003	T et al. 99	L et al. 99	E et al. 99	T et al. 99
Rock_type	Microdiorite, enclave	Amphibolite	Amphibolite	Orthogneiss rubané	Amphibolite	Diorite	Amphibolite hétérogène	Amphibolite hétérogène
Age (Ma)								
N° Ech.	DL109B	DL279	DL056A	ID289B	NZE2467	DL150A	NZE2379	NZE2565
SiO ₂ (%)	45.40	49.70	50.50	51.93	52.04	53.30	53.60	54.09
TiO ₂	1.07	0.74	0.93	0.84	0.81	0.86	1.11	0.87
Al ₂ O ₃	18.90	14.40	15.60	17.45	13.64	13.80	18.80	16.79
Fe ₂ O _{3t}	15.00	11.99	11.68	9.64	10.14	8.01	8.55	9.64
MnO	0.20	0.19	0.18	0.12	0.23	0.12	0.14	0.15
MgO	3.80	8.80	6.90	4.50	5.97	6.90	2.11	4.20
CaO	7.80	10.00	8.20	7.87	13.64	8.40	11.19	7.52
Na ₂ O	3.80	1.90	2.70	4.37	1.16	3.10	3.07	3.77
K ₂ O	1.49	0.67	1.91	1.17	0.38	3.44	0.67	2.06
P ₂ O ₅	0.84	0.09	0.11	0.28	0.22	0.66	0.27	0.26
PF	0.70	1.30	1.40	1.00	1.13	0.50	0.45	0.71
Li (ppm)	35.00	6.00	4.00		3.00	26.00	11.00	17.00
Cs				2.71	1.39		0.44	1.37
Rb	99.00	25.00	97.00	33.57	7.07	176.00	16.54	88.12
Ba	1033.00	357.00	394.00	872.50	53.60	1815.00	114.83	893.17
Sr	1266.00	138.00	175.00	750.80	173.40	937.00	383.91	492.68
Th	11.10	2.60	3.30	2.99	3.43	8.80	2.58	2.47
U	1.10	0.40	0.60	0.44	1.62	1.20	1.10	0.99
Ta	0.30	0.30	0.40	0.35	0.41	0.80	0.30	0.31
Nb	9.60	3.50	4.20	5.27	3.96	12.60	4.22	6.93
Hf	7.30	2.50	2.70	3.07	1.89	4.20	3.37	4.14
Zr	254.00	65.00	80.00	119.20	69.07	108.00	124.65	172.83
Y	24.70	15.50	17.40	17.57	19.46	21.30	29.84	17.41
V	101.00	206.00	222.00	153.50	256.96	127.00	275.45	187.67
Co	18.00	50.00	48.00	26.56	40.36	27.00	36.30	29.99
Cr	37.00	417.00	343.00	38.54	389.89	285.00	372.41	44.19
Ni	5.00	167.00	124.00	37.90	70.68	110.00	163.67	38.28
La	89.10	11.90	13.80	27.72	10.60	70.10	18.99	29.50
Ce	180.70	18.30	23.90	60.69	23.39	150.20	47.07	60.09
Pr	20.60	2.40	2.80	7.36	3.16	18.50	6.72	7.30
Nd	82.40	10.20	11.00	28.86	14.14	71.20	30.47	28.75
Sm	13.40	2.40	2.70	5.48	3.60	13.60	7.14	5.52
Eu	3.40	0.80	0.90	1.63	0.99	3.10	1.91	1.53
Gd	11.00	2.60	3.00	4.23	3.28	8.00	6.30	3.82
Tb	1.30	0.40	0.50	0.61	0.50	1.00	0.84	0.55
Dy	5.30	2.70	3.00	3.34	3.19	5.20	5.23	3.07
Ho	1.00	0.60	0.60	0.62	0.68	0.90	1.08	0.62
Er	2.60	1.80	1.60	1.67	1.79	2.20	2.64	1.69
Tm	0.30	0.30	0.20	0.25	0.29	0.30	0.45	0.25
Yb	1.80	1.90	1.30	1.57	1.86	1.90	2.82	1.49
Lu	0.30	0.30	0.20	0.24	0.28	0.30	0.45	0.21
Zn				90.78	103.45		107.39	97.18
Pb				7.12	4.71		4.20	11.62
Cu				43.23	94.56		225.80	81.38
Be				< L.D.	3.21		2.83	1.55
Bi				0.18	0.34		0.10	0.12
Sb				< L.D.	0.06		0.05	0.20
Sn				0.90	3.57		2.94	1.07
W				< L.D.	1.52		0.76	0.37
Mo				0.63	1.80		2.11	1.12
As				< L.D.	0.60		0.46	0.22
Ga				21.01	18.03		23.63	22.32
(Th/Ta) _N	15.99	3.75	3.57	3.74	3.58	4.75	3.75	3.42
Sr/Y	51.26	8.90	10.06	42.73	8.91	43.99	12.86	28.29
(Gd/Yb) _N	4.94	1.11	1.86	2.18	1.42	3.40	1.81	2.08

Tableau 11 (suite).

Gneiss, (Th/Ta) _N > 3								
Référence	T et al. 99	L et al. 99	T et al. 99	T et al. 99	T et al. 99	L et al. 99	T et al. 99	T et al. 99
Rock_type	Gneiss à pyroxène	Gneiss basique	Gneiss à hornblende et biotite	Gneiss à pyroxène	Amphibolite	Gneiss migmatitique	Amphibolite hétérogène	Gneiss
Age (Ma)	> 2038							
N° Ech.	NZE2239	DL225A	NZE2236	NZE2033	NZE2130	DL147	NZE2346	NZE2328
SiO ₂ (%)	54.80	56.80	59.69	60.10	60.94	62.30	62.71	63.01
TiO ₂	0.83	0.59	0.80	0.45	0.58	0.75	0.73	0.65
Al ₂ O ₃	16.46	17.60	14.25	12.10	15.19	14.80	15.37	16.27
Fe ₂ O _{3t}	8.44	7.18	10.77	11.81	6.64	6.09	6.86	4.91
MnO	0.15	0.11	0.28	0.44	0.10	0.09	0.09	0.07
MgO	2.39	2.90	3.61	2.87	3.87	3.10	3.12	3.18
CaO	8.14	6.30	4.64	7.16	5.70	3.90	4.60	3.64
Na ₂ O	2.92	4.30	2.51	3.03	3.65	3.50	3.09	3.40
K ₂ O	4.74	2.21	2.70	0.47	1.58	4.48	2.64	4.26
P ₂ O ₅	0.47	0.37	0.18	0.08	0.08	0.32	0.27	0.24
PF	0.75	0.80	0.70	0.07	0.65	0.50	0.48	0.36
Li (ppm)	12.00	5.00	48.00	7.00	27.00	22.00	21.00	25.00
Cs	2.06		8.81	0.19	3.25		2.57	11.57
Rb	156.21	32.00	121.54	10.65	82.20	207.00	126.82	274.81
Ba	1509.64	1626.00	898.20	132.09	512.77	1199.00	735.48	1097.26
Sr	917.56	1010.00	259.39	353.58	493.20	496.00	416.58	400.73
Th	7.01	5.90	4.57	6.77	3.26	30.50	7.61	69.23
U	1.61	0.90	0.99	1.37	1.19	0.60	0.80	12.97
Ta	0.32	0.60	0.42	0.45	0.26	0.50	0.50	1.37
Nb	4.88	8.30	5.55	4.44	3.25	14.30	6.44	15.40
Hf	2.85	4.50	2.80	2.70	2.40	7.90	4.45	7.80
Zr	122.37	148.00	120.81	110.99	95.63	304.00	158.33	317.25
Y	18.08	18.80	19.12	14.01	9.17	15.30	13.20	14.17
V	199.63	124.00	178.63	93.77	138.93	105.00	152.75	60.03
Co	20.16	20.00	31.00	11.88	24.32	14.00	17.39	17.23
Cr	43.64	56.00	144.59	101.26	173.01	117.00	205.40	236.15
Ni	13.52	8.00	70.74	22.71	77.86	46.00	31.43	78.57
La	29.97	41.40	17.76	25.54	13.54	67.60	24.82	82.60
Ce	62.01	80.60	34.58	35.31	28.22	119.30	47.45	148.57
Pr	7.66	8.30	4.40	5.28	3.36	12.50	5.90	15.06
Nd	32.79	32.60	17.61	19.69	13.98	40.10	22.75	51.57
Sm	6.39	6.20	3.64	3.49	2.88	6.20	4.18	7.47
Eu	1.90	1.40	1.18	0.98	1.04	1.40	1.23	1.50
Gd	4.41	5.50	3.25	2.85	2.21	5.70	3.25	5.31
Tb	0.59	0.70	0.51	0.42	0.32	0.70	0.46	0.59
Dy	3.02	3.80	2.94	2.32	1.65	2.90	2.59	2.82
Ho	0.60	0.70	0.61	0.45	0.28	0.60	0.50	0.47
Er	1.50	2.10	1.57	1.26	0.82	1.60	1.33	1.27
Tm	0.22	0.30	0.25	0.17	0.11	0.20	0.23	0.19
Yb	1.52	1.70	1.57	1.14	0.77	1.30	1.31	1.12
Lu	0.24	0.30	0.29	0.17	0.13	0.20	0.22	0.18
Zn	97.86		128.86	68.97	81.86		73.04	58.02
Pb	15.43		12.35	8.78	11.79		9.63	51.25
Cu	15.84		18.41	19.64	57.62		11.56	31.37
Be	2.00		1.06	0.65	1.10		2.19	3.32
Bi	0.08		0.13	0.07	0.11		0.02	0.02
Sb	0.27		0.14	0.06	0.04		0.00	0.02
Sn	0.80		1.17	0.89	0.71		0.30	2.21
W	0.64		4.31	0.60	0.28		0.07	0.83
Mo	1.43		5.42	0.88	1.13		0.81	3.62
As	1.72		0.48	0.58	0.21		0.00	0.51
Ga	19.97		16.97	14.27	19.80		18.30	21.13
(Th/Ta) _N	9.45	4.25	4.72	6.53	5.45	26.37	6.55	21.92
Sr/Y	50.75	53.72	13.56	25.24	53.80	32.42	31.55	28.28
(Gd/Yb) _N	2.34	2.61	1.67	2.02	2.32	3.54	2.00	3.85

Tableau 11 (suite).

Gneiss, (Th/Ta) _N > 3								
Référence	T et al. 99	T et al. 99	T et al. 99	L et al. 99	T et al. 99	T et al. 99	L et al. 99	T et al. 99
Rock_type	Métatuf	Gneiss mylonitique	Granite	Granite migmatitique	Orthogneiss	Gneiss	Granite	Orthogneiss
Age (Ma)		> 2072		> 2880	3050 +/- 16			
N° Ech.	NZE2066a	DL271B	EE139	DL68	DTMAC1	AC.362	DL284	TIN2040
SiO ₂ (%)	66.23	69.20	70.90	72.50	72.56	73.40	74.00	74.85
TiO ₂	0.41	0.34	0.30	0.21	0.25	0.21	-0.05	0.07
Al ₂ O ₃	15.14	15.50	15.30	13.80	14.46	14.20	13.70	13.95
Fe ₂ O _{3t}	4.34	3.86	2.13	2.49	2.77	1.80	1.67	1.14
MnO	0.08	0.05	0.03	0.03	0.04	0.05	0.05	0.03
MgO	2.34	1.00	0.70	0.40	0.49	0.30	-0.20	0.30
CaO	3.49	4.80	2.00	1.50	2.58	1.20	0.80	1.81
Na ₂ O	3.81	4.20	4.90	3.80	4.19	3.70	3.50	3.47
K ₂ O	2.10	0.32	3.17	3.85	2.14	5.07	5.53	3.83
P ₂ O ₅	0.10	0.11	0.10	0.08	0.09	0.07	-0.05	nd
PF	1.55	0.50	0.40	0.40	0.23	0.40	0.30	0.47
Li (ppm)	27.00	2.00	61.00	10.00	20.00	28.00	4.00	30.00
Cs	4.53				0.92			0.71
Rb	85.79	5.00	135.00	76.00	73.74	214.00	181.00	124.45
Ba	992.73	286.00	901.00	1134.00	844.11	1150.00	434.00	1376.86
Sr	490.19	515.00	328.00	184.00	224.22	167.00	76.00	199.31
Th	5.37	2.20	10.80	36.20	17.52	50.00	46.50	34.44
U	2.38	0.20	1.70	1.30	2.34	3.80	7.50	2.08
Ta	0.33	<0.1	0.50	0.30	0.58	0.60	0.30	0.18
Nb	3.48	1.40	4.40	5.50	6.62	18.10	6.70	1.85
Hf	2.76	5.10	4.00	6.50	4.50	6.30	5.20	2.91
Zr	101.65	181.00	124.00	143.00	191.88	171.00	94.00	113.35
Y	7.87	2.80	4.40	6.90	5.69	6.70	10.20	1.63
V	99.29	64.00	26.00	15.00	16.68	13.00	5.00	3.87
Co	15.23	8.00	5.00	3.00	4.01	2.00	2.00	1.90
Cr	99.71	21.00	17.00	13.00	66.69	25.00	76.00	32.09
Ni	45.50	12.00	7.00	3.00	5.31	12.00	3.00	2.60
La	15.66	14.80	25.90	36.40	34.14	91.80	41.60	42.17
Ce	31.97	21.40	42.80	67.30	55.17	155.90	87.00	64.58
Pr	3.75	2.30	4.10	7.20	5.29	14.80	8.40	5.60
Nd	15.15	8.30	15.20	24.40	16.20	44.10	29.00	18.65
Sm	2.73	1.10	2.60	4.00	2.29	6.60	5.60	2.49
Eu	1.08	0.60	0.60	0.70	0.81	0.80	0.40	0.79
Gd	2.07	1.10	1.80	3.00	1.67	4.50	4.40	1.48
Tb	0.31	0.10	0.20	0.40	0.22	0.60	0.60	0.14
Dy	1.53	0.60	0.70	1.90	1.09	2.10	2.60	0.54
Ho	0.28	0.10	0.20	0.30	0.18	0.30	0.40	0.06
Er	0.78	0.30	0.50	0.80	0.49	0.80	0.80	0.17
Tm	0.11	0.10	0.10	0.10	0.05	0.10	0.10	0.01
Yb	0.70	0.30	0.50	0.60	0.44	0.50	0.60	0.12
Lu	0.10	0.10	0.10	0.10	0.08	0.10	0.10	0.02
Zn	71.46				48.40			17.60
Pb	15.52				14.50			20.92
Cu	65.80				12.22			3.79
Be	0.89				1.90			1.07
Bi	0.15				0.01			0.03
Sb	0.06				0.05			0.06
Sn	0.86				1.10			0.47
W	0.25				0.25			0.09
Mo	3.78				1.48			1.56
As	0.39				0.32			0.34
Ga	19.89				18.21			15.70
(Th/Ta) _N	6.97		9.34	52.16	13.12	36.02	67.00	80.61
Sr/Y	62.28	183.93	74.55	26.67	39.43	24.93	7.45	121.94
(Gd/Yb) _N	2.38	2.96	2.91	4.04	3.11	7.27	5.93	9.73

Tableau 11 (suite).

	Gneiss, (Th/Ta) _N > 3		Granites						
Référence	F et al. (99)	T et al. 99	T 2003	T 2003	T 2003	T 2003	T 2003	T 2003	T 2003
Rock_type	Gneiss migmatitique	Gneiss migmatitique	Granite à biotite hétérogène	Granite fin à biotite hétérogène	Granite à biotite à gros grain	Granite riche en biotite à gros grain	Granite à biotite et amphibole	Granite fin à biotite homogène	Granite hétérogène à biotite
Age (Ma)									
N° Ech.	ID.579	JLF.114	ID113	ID277	ID398	ID406	ID234	ID275	ID125
SiO ₂ (%)	75.20	76.80	70.96	73.24	74.62	60.91	62.64	69.56	67.98
TiO ₂	0.09	0.06	0.22	0.14	0.13	0.69	0.50	0.31	0.55
Al ₂ O ₃	13.20	12.80	14.51	14.26	13.50	17.35	16.39	15.50	15.49
Fe ₂ O _{3t}	1.41	1.23	2.71	1.48	1.23	6.33	5.29	3.43	3.21
MnO	0.08	0.07	0.06	0.04	< L.D.	0.08	0.08	0.05	0.11
MgO	0.20	-0.20	1.01	0.32	0.21	2.36	2.31	0.76	0.90
CaO	1.00	0.30	2.27	1.48	1.32	4.32	5.10	2.99	1.92
Na ₂ O	2.80	4.50	3.91	4.30	3.59	4.95	4.53	4.67	4.50
K ₂ O	5.83	3.80	3.21	3.61	4.22	1.76	1.07	1.34	4.31
P ₂ O ₅	-0.05	-0.05	0.07	0.08	0.05	0.41	0.16	0.11	0.15
PF	0.40	0.30	0.97	0.50	0.56	0.95	0.82	0.59	0.91
Li (ppm)	12.00	23.00							
Cs			3.96	1.45	0.38	1.37	0.62	2.84	27.56
Rb	278.00	81.00	132.30	123.80	113.40	62.28	30.22	70.72	154.50
Ba	378.00	578.00	939.80	763.80	1224.00	600.80	344.80	450.40	1864.00
Sr	115.00	14.00	359.40	269.80	293.90	517.80	327.70	443.20	399.80
Th	60.10	29.40	10.67	19.28	28.76	13.73	0.66	5.40	21.03
U	57.00	2.30	2.43	3.66	2.36	0.97	0.27	1.15	5.29
Ta	0.90	0.90	0.91	0.38	0.42	0.30	0.30	0.12	1.84
Nb	7.70	20.30	8.76	6.25	4.70	5.46	4.02	4.51	23.55
Hf	4.00	4.70	2.98	3.29	3.27	5.44	3.34	5.39	8.92
Zr	86.00	70.00	106.90	115.20	113.80	247.80	135.20	222.10	373.80
Y	10.60	58.80	9.51	9.91	10.29	22.59	12.15	5.94	36.88
V	18.00	5.00	30.89	9.56	16.03	77.95	78.83	23.71	27.87
Co	3.00	-1.00	5.18	1.87	1.78	26.92	15.43	4.75	3.94
Cr	101.00	17.00	37.72	16.61	9.40	19.49	30.05	12.06	42.77
Ni	7.00	6.00	9.52	< L.D.	< L.D.	18.78	27.91	< L.D.	8.36
La	42.10	27.00	25.71	31.92	107.50	75.45	12.31	21.06	108.80
Ce	80.80	70.80	49.36	58.07	194.40	143.50	28.48	39.56	215.40
Pr	7.60	9.00	5.39	6.20	19.84	16.67	3.63	4.34	23.76
Nd	23.60	34.90	17.99	21.25	63.59	66.38	14.36	15.46	83.39
Sm	3.10	7.80	3.06	3.69	8.48	12.18	2.98	2.49	12.67
Eu	0.70	0.40	0.69	0.79	1.40	2.47	0.84	0.99	2.69
Gd	3.00	10.20	2.20	2.82	5.09	9.66	2.64	1.95	8.81
Tb	0.40	1.60	0.30	0.38	0.59	1.11	0.39	0.24	1.23
Dy	2.30	10.80	1.58	1.96	2.65	5.21	2.16	1.13	6.65
Ho	0.50	2.30	0.31	0.33	0.38	0.80	0.41	0.21	1.23
Er	1.40	7.90	0.86	0.84	0.98	1.96	1.16	0.57	3.53
Tm	0.20	1.30	0.14	0.10	0.14	0.23	0.17	0.08	0.55
Yb	1.30	8.50	0.96	0.62	0.81	1.44	1.14	0.53	3.78
Lu	0.20	1.50	0.18	0.10	0.12	0.20	0.17	0.10	0.58
Zn			35.69	37.67	20.87	93.82	67.91	60.60	68.92
Pb			15.93	33.79	19.78	14.37	7.27	16.12	24.09
Cu			4.73	5.64	< L.D.	32.35	23.17	5.13	7.28
Be			1.83	1.53	< L.D.	1.59	< L.D.	1.90	4.09
Bi			< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0.08	0.33
Sb			< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Sn			0.95	0.99	0.83	1.78	1.97	0.79	3.88
W			0.18	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	3.26
Mo			1.83	0.60	0.54	0.49	< L.D.	0.45	6.84
As			< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0.78	< L.D.
Ga			17.87	18.50	17.94	24.69	19.36	19.20	20.18
(Th/Ta) _N	28.87	14.12	5.09	22.11	29.60	20.05	0.96	18.99	4.94
Sr/Y	10.85	0.24	37.78	27.23	28.56	22.92	26.97	74.65	10.84
(Gd/Yb) _N	1.86	0.97	1.86	3.66	5.06	5.44	1.88	2.95	1.89

Tableau 11 (suite).

Roches écartées									
Référence	T 2003	T et al. 99	T et al. 99	T et al. 99	T 2003	L et al. 99	T et al. 99	L et al. 99	L et al. 99
Rock_type	Orthogneiss rubané	Pyroxene gneiss	Pyrigarnite	Amphibolite à biotite	Roche UB dans BIF	Enclave basique	Ultrabasite	Amphibolite	Amphibolite
Age (Ma)	> 2943								
N° Ech.	ID289A	NZE2317	BEY2462b*	NZE2066c	ID350	DL79B	DL086	DL47	DTTIN14*
SiO ₂ (%)	71.57	51.10	51.00	46.70	47.79	48.00	48.70	49.30	49.50
TiO ₂	0.13	0.95	1.67	1.21	0.80	1.04	1.20	0.66	1.14
Al ₂ O ₃	16.11	15.97	14.10	14.41	9.90	14.80	15.80	15.70	13.80
Fe ₂ O _{3t}	1.55	10.92	16.50	13.35	15.34	13.45	13.24	11.40	14.35
MnO	< L.D.	0.18	0.24	0.23	0.32	0.20	0.26	0.18	0.21
MgO	0.41	6.26	5.60	9.01	8.96	7.90	18.40	9.20	7.00
CaO	3.12	10.12	9.70	12.67	13.85	10.30	0.20	11.40	10.80
Na ₂ O	5.44	3.08	1.50	1.42	1.93	2.20	0.50	1.70	1.50
K ₂ O	0.89	1.30	0.07	0.14	0.71	0.51	0.10	0.22	0.54
P ₂ O ₅	< L.D.	0.28	0.14	0.14	0.08	0.08	0.09	0.06	0.09
PF	0.37	0.05	<0.1	0.44	-0.14	0.60	1.40	0.60	0.40
Li (ppm)		15.00	<10	8.00		5.00	21.00	9.00	<10
Cs	1.66	0.91		0.41	< L.D.				
Rb	25.32	39.08	6.00	5.61	8.67	15.00	6.00	11.00	5.00
Ba	710.70	560.13	14.00	60.60	100.60	299.00	17.00	70.00	36.00
Sr	765.10	531.57	43.00	161.02	112.60	138.00	2.00	98.00	74.00
Th	0.36	0.09	0.90	0.22	0.66	0.90	1.50	0.80	2.90
U	0.33	0.07	1.10	0.07	0.31	0.50	0.30	0.10	0.30
Ta	0.04	0.22	1.20	0.18	0.31	0.30	0.40	0.20	0.30
Nb	0.91	3.58	8.10	2.61	3.41	3.00	3.40	2.40	2.50
Hf	4.49	2.03	4.00	1.15	1.82	2.40	2.50	1.40	2.40
Zr	180.20	84.07	115.00	32.79	67.75	55.00	68.00	38.00	47.00
Y	0.81	17.92	36.30	18.63	19.06	18.20	22.30	13.80	17.60
V	12.41	255.34	360.00	317.55	205.30	289.00	310.00	219.00	335.00
Co	3.49	39.97	37.00	53.04	73.10	47.00	51.00	51.00	48.00
Cr	20.59	358.28	145.00	320.44	753.40	185.00	392.00	256.00	176.00
Ni	< L.D.	76.35	42.00	158.10	220.10	121.00	135.00	154.00	105.00
La	4.78	10.25	8.80	2.18	9.43	3.80	4.50	2.60	4.00
Ce	6.80	24.75	16.50	7.14	21.69	8.80	10.00	6.50	10.00
Pr	0.63	3.27	2.50	1.23	2.84	1.30	1.20	1.00	1.30
Nd	1.96	15.69	12.10	6.81	12.29	7.10	5.90	5.60	7.60
Sm	0.25	3.40	3.60	2.50	3.24	2.40	1.90	1.80	2.30
Eu	0.51	1.18	1.20	0.90	0.98	0.90	0.50	0.60	0.90
Gd	0.18	3.13	4.50	3.18	3.56	3.00	2.70	2.20	3.20
Tb	0.02	0.47	0.80	0.51	0.58	0.50	0.50	0.40	0.50
Dy	0.12	2.84	6.00	3.23	3.49	3.70	3.80	2.50	3.90
Ho	0.03	0.60	1.40	0.70	0.69	0.70	0.90	0.50	0.80
Er	0.08	1.56	4.30	1.74	1.85	2.20	2.60	1.40	2.40
Tm	0.02	0.25	0.60	0.24	0.27	0.30	0.40	0.20	0.30
Yb	0.13	1.73	4.20	1.71	1.77	2.10	2.50	1.20	2.20
Lu	0.03	0.26	0.60	0.24	0.26	0.30	0.40	0.20	0.40
Zn	22.61	103.94		88.94	132.20				
Pb	6.76	4.62		1.11	4.14				
Cu	5.92	15.33		124.13	< L.D.				
Be	< L.D.	0.44		0.00	1.61				
Bi	< L.D.	0.08		0.02	0.09				
Sb	< L.D.	0.04		0.12	< L.D.				
Sn	< L.D.	0.58		0.22	1.77				
W	< L.D.	0.04		0.14	< L.D.				
Mo	0.64	0.95		0.45	0.44				
As	< L.D.	0.14		0.30	< L.D.				
Ga	16.80	19.72		18.69	14.91				
(Th/Ta) _N	3.73	0.18	0.32	0.52	0.93	1.30	1.62	1.73	4.18
Sr/Y	942.24	29.66	1.18	8.64	5.91	7.58	0.09	7.10	4.20
(Gd/Yb) _N	1.13	1.46	0.87	1.50	1.63	1.15	0.87	1.48	1.18

Tableau 11 (fin).

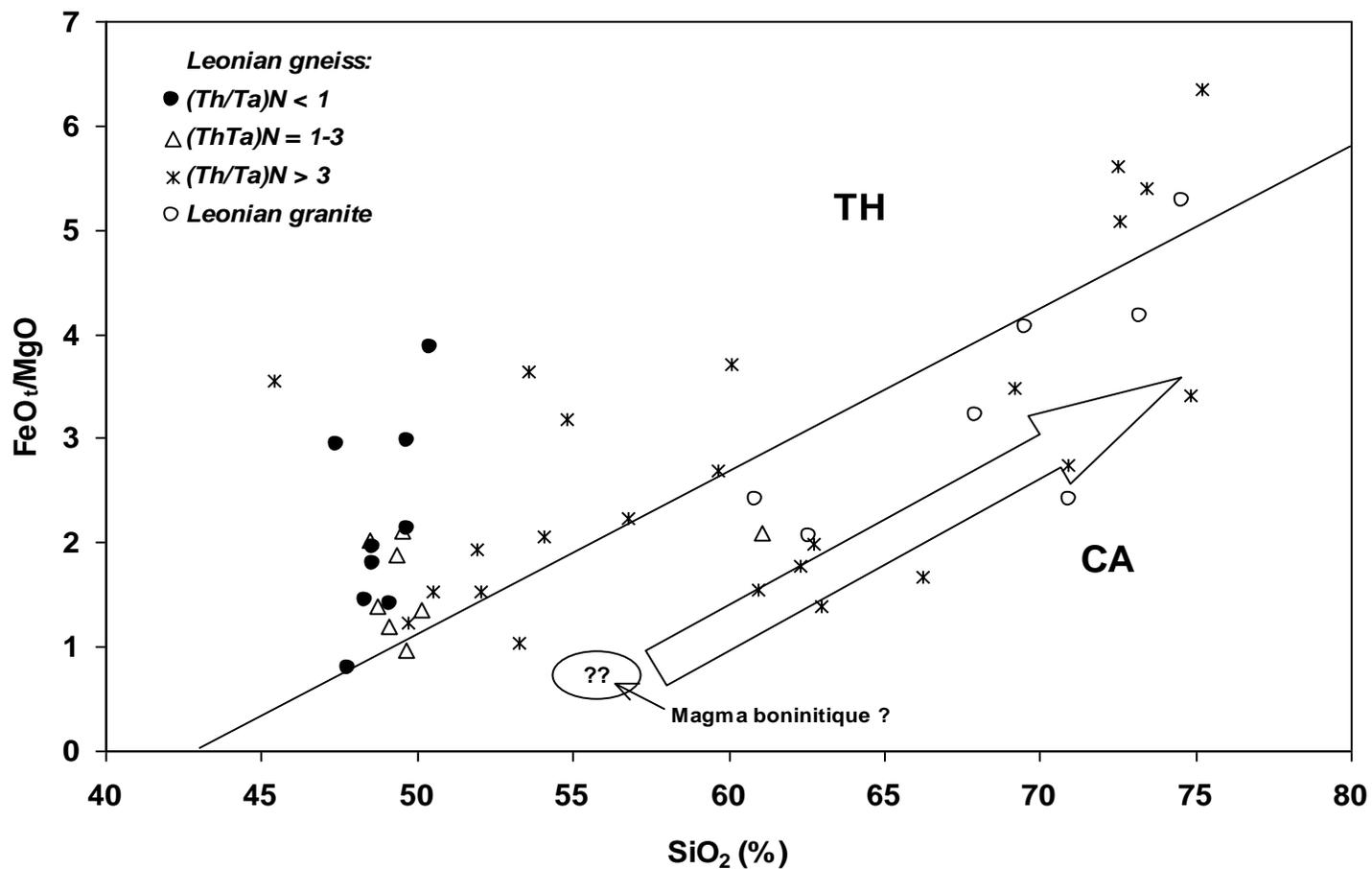


Fig. 29. Diagramme SiO₂ vs. FeO₄/MgO (Miyashiro, 1974), pour les roches basiques, gneiss et granites léoniens. Trois groupes ont été distingués parmi les roches métamorphiques en fonction du rapport Th/Ta.

La flèche indique schématiquement l'évolution induite par un processus de cristallisation fractionnée pour les roches calco-alcalines. Une origine mantellique requiererait l'existence d'un magma primaire boninitique qui n'a pas été détecté parmi les roches étudiées.

TH – champ des séries tholéitiques ; **CA** – champ des séries calco-alcalines.

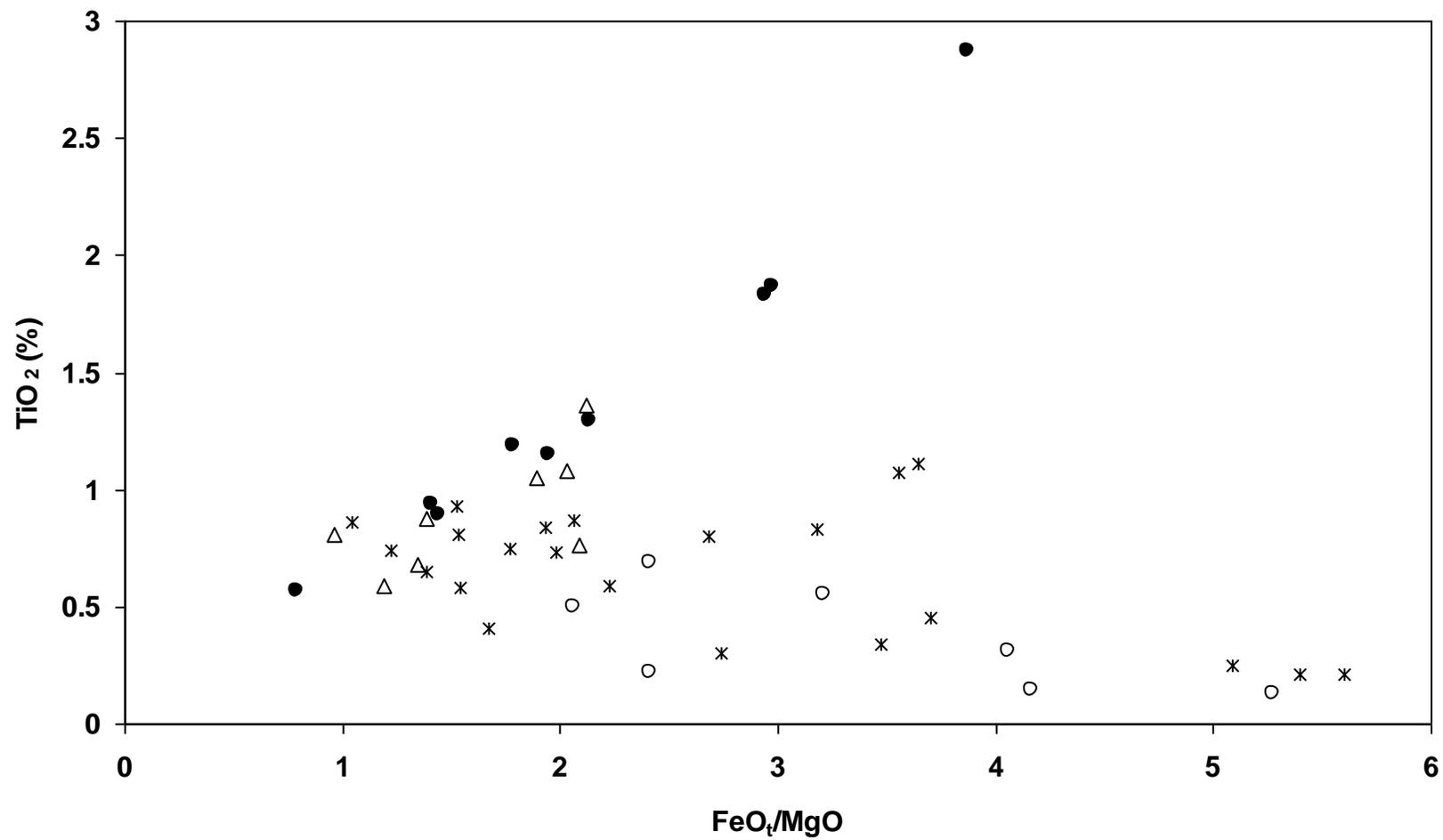


Fig. 30. Diagramme FeO_T/MgO vs. TiO₂ (Miyashiro, 1974), pour les roches basiques, gneiss et granites léoniens. Mêmes figurés que dans la fig. 29.

Le diagramme FeO_T/MgO vs. TiO_2 (fig. 30), montre une disposition des roches basiques du groupe « infra-chondritique » selon une lignée d'évolution unique qui mène d'un basalte très mafique ($\text{MgO} = 13,14\%$) pauvre en titane ($\text{TiO}_2 \sim 0,55\%$) à des différenciés ferro-titanés ($\text{TiO}_2 \geq 2\%$) moins mafiques mais également basiques (fig. 29). La très grande majorité des roches s'inscrit dans le champ commun des roches orogéniques que caractérisent de faibles teneurs en titane ($\text{TiO}_2 < 1\%$) (Miyashiro, 1974).

Finalement, le diagramme $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ vs. $(\text{Tb}/\text{Ta})_N$ (fig. 31) illustre la forte variabilité des signatures géochimiques des roches basiques ($\text{SiO}_2 \leq 55\%$) avec une dispersion depuis le champ des tholéiites continentales vers celui des basaltes calco-alcalins, le premier incluant une proportion significative de roches aux signatures « sub-chondritiques ».

La « suite magmatique léonienne », processus de différenciation

Globalement, la variabilité du rapport Th/Ta depuis un pôle « anorogénique » vers un pôle « orogénique » suggère une contamination par un constituant à rapport Th/Ta élevé. Cette contamination peut intervenir à deux niveaux : 1/ à un niveau superficiel (lors du transfert du magma dans la croûte), par assimilation d'un matériel à signature orogénique (il peut ainsi s'agir des gneiss paléoarchéens) ; 2/ à un niveau profond, par mélange entre le manteau et un constituant issu d'un segment crustal subducté (ex. plaque océanique).

Pour chacun de ces mécanismes, de nombreuses variantes sont possibles, néanmoins, une différence essentielle est que, dans le premier cas, la contamination s'accompagne d'une augmentation de la teneur en SiO_2 , tandis que dans le second, cette augmentation est nulle ou imperceptible. Dans le premier cas, il y aura mélange entre le magma et un constituant siliceux susceptible de « tirer » vers des compositions intermédiaires à acides. Dans le second, le mélange interviendra avant la fusion mantellique qui produit le plus généralement des magmas basiques (à intermédiaires dans des conditions de $P_{\text{H}_2\text{O}}$ particulières).

Les deux processus sont figurés dans le diagramme SiO_2 vs. $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ (fig. 32), sans qu'une discrimination très nette puisse en être effectuée. Différents modèles sont en effet envisageables. La variabilité des roches basiques pourrait alternativement s'expliquer par une contamination intra-mantellique ou un mélange à un taux modéré ($\leq 10\%$) entre un basalte primordial et un gneiss paléoarchéen. Par ailleurs, les roches intermédiaires à acides pourraient résulter des effets conjoints d'un tel mélange et d'une cristallisation fractionnée. Quel que soit le modèle exact, le point à noter est la nécessité, au niveau crustal, de l'existence d'un magma de type « slab melt » distinct des basaltes. Le seul processus de cristallisation fractionnée des roches basiques orogéniques ne peut en effet rendre compte des rapports Th/Ta très élevés d'une partie des roches acides léoniennes.

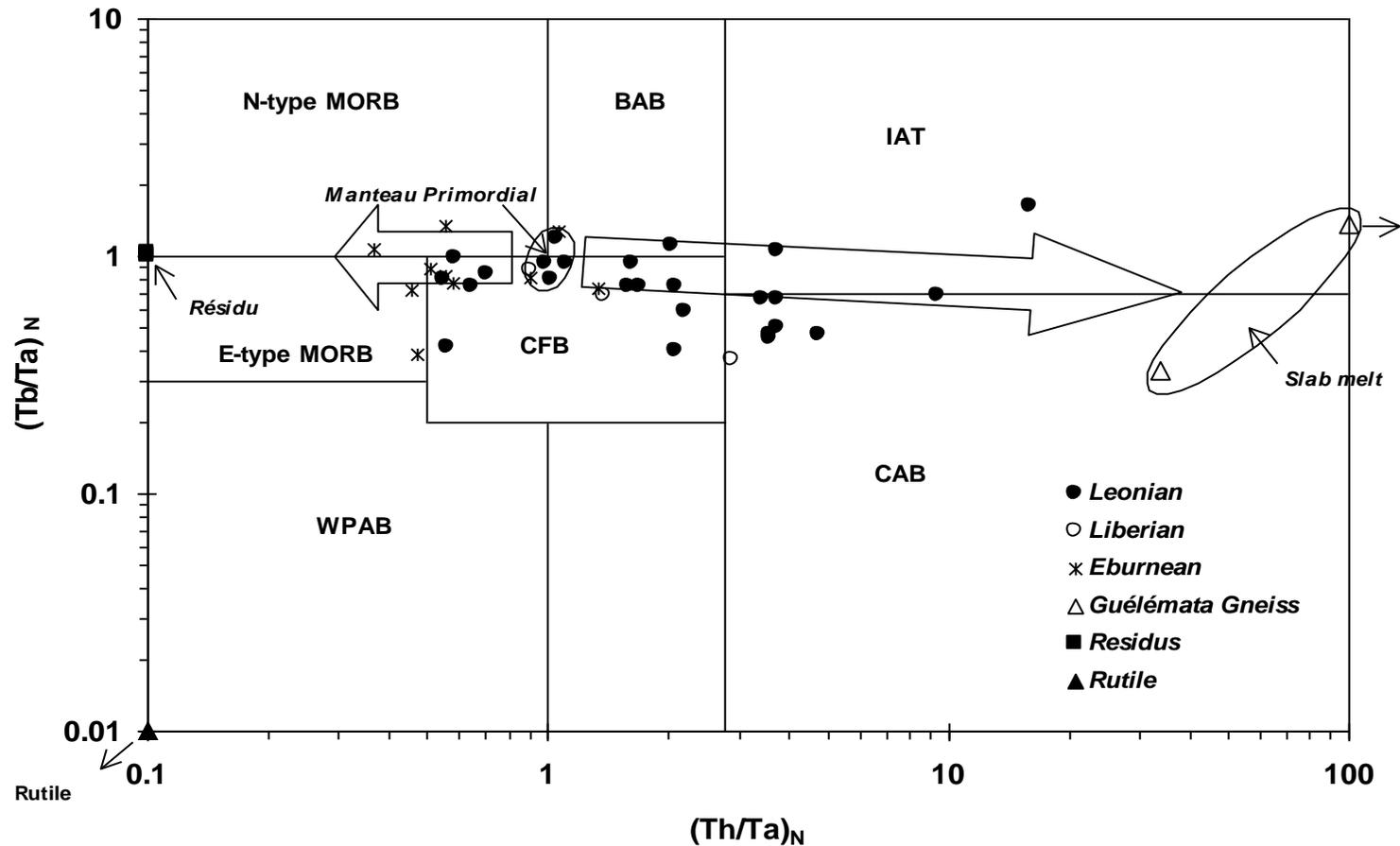


Fig. 31. Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (Thiéblemont et al., 1994) pour les roches basiques ($SiO_2 \leq 55\%$) léoniennes, libériennes et éburnéennes, avec report des analyses des gneiss de Guélémeta en tant que compositions possibles de « slab melts » archéens et report des compositions théoriques d'un résidu après production de tels magmas. Les vecteurs schématisent le mélange entre un basalte primordial et l'un de ces constituants. **N-MORB** – champ des basaltes de ride médio-océanique de type appauvri (N-type MORB) ; **E-MORB** – champ des basaltes de ride médio-océanique de type enrichi (E-type MORB) ; **WPAB** – champ des basaltes alcalins intraplaques ; **CFB** – champ des tholéiites continentales ; **BAB** - champ des tholéiites de bassin arrière-arc ; **IAT** - champ des tholéiites d'arc ; **CAB** – champ des basaltes calco-alcalins de marge active.

Les processus peuvent être précisés par la prise en compte de deux rapports d'éléments incompatibles, ainsi les rapports Th/Ta et Gd/Yb, ce dernier exprimant le fractionnement entre terres rares lourdes qui fournit une estimation relative de la pression à laquelle les magmas ont été produits (cf. fig. 33).

Le diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Gd/Yb)_N$ (fig. 33) met en évidence une tendance évolutive majeure depuis un pôle anorogénique et non fractionné ($[Th/Ta]_N \sim [Gd/Yb]_N \sim 1$), vers un pôle orogénique et très fractionné ($[Th/Ta]_N \sim 50-100$; $[Gd/Yb]_N \sim 5-8$).

Pour les seules roches basiques, la tendance est à une augmentation du rapport Gd/Yb à rapport Th/Ta croissant. Les roches les plus nettement orogéniques sont généralement plus fractionnées en terres rares lourdes, ce qui suggère une fusion du manteau à plus haute pression. Néanmoins, des roches aux rapports Th/Ta très contrastés (ex. $[Th/Ta]_N = 0,5-2$) peuvent présenter un rapport $(Gd/Yb)_N$ à peu près constant et proche de 1 qui témoigne d'une fusion à relativement basse pression (hors du champ de stabilité du grenat soit $P \leq 20-25$ kb) (Basaltic Volcanism Study Project, 1981). Ce diagramme montre, par ailleurs, que les rapports Gd/Yb élevés ($[Gd/Yb]_N \sim 2$) de certains basaltes orogéniques (Th/Ta élevé) ne peuvent s'expliquer par un processus de contamination crustale d'un basalte primordial par un gneiss paléoarchéen. Plus vraisemblablement, ces roches seraient issues de la fusion, à relativement haute pression, d'un manteau contaminé par un constituant orogénique. Par rapport aux roches basiques, les roches différenciées (gneiss et granites) montrent un décalage vers la droite et vers le haut qui témoigne de rapports Th/Ta et Gd/Yb plus élevés. Vers les compositions les plus fractionnées, ces gneiss et granites léoniens montrent des signatures voisines des gneiss paléoarchéens, voire même plus « extrêmes » (rapport Gd/Yb plus élevé).

Le problème qui se pose est le suivant : une partie des gneiss et granitoïdes léoniens peut-elle être issue d'un processus de slab melting ? Ou l'ensemble de la suite léonienne peut-elle s'interpréter comme le produit de la différenciation de basaltes hétérogènes couplée à une contamination par la croûte paléoarchéenne ?

La comparaison entre les roches acides léoniennes et les gneiss paléoarchéens dans un diagramme multi-élémentaire normé au Manteau Primordial (fig. 34 A-B) met en évidence un certain nombre de différences plus ou moins systématiques. Seules ont été reportées les gneiss et granites léoniens aux rapports Th/Ta les plus élevés, qui sont les plus proches des gneiss paléoarchéens (fig. 33). La plupart présente des teneurs en éléments incompatibles plus élevées que celles des gneiss paléoarchéens et ces teneurs plus élevées se doublent de rapports Hf/Ta plus faibles (fig. 34A-B).

Globalement, si considère les éléments Ta et Hf, la tendance est à une augmentation de la teneur en Ta et à une diminution du rapport Hf/Ta depuis les gneiss paléoarchéens vers les gneiss et granitoïdes léoniens. Une telle évolution peut suggérer une diminution du taux de fusion partielle, mais dans cette hypothèse, les teneurs en SiO_2 des gneiss paléoarchéens devraient être plus faibles que celles des roches léoniennes, ce qui n'est pas le cas.

Les traits caractéristiques des slab melts sont attribuables à la présence de minéraux spécifiques stables au résidu : 1/ grenat pour le fractionnement entre terres rares lourdes (Arth et Hanson, 1972) ; 2/ rutile pour les fortes anomalies en Ta et Nb (Ryerson et Watson, 1987).

Les différences entre gneiss paléoarchéens et roches acides léoniennes peuvent-elles s'expliquer par un rôle variable du rutile ?

L'analyse d'un rutile extrait d'une éclogite de Vendée et analysé il y a une dizaine d'années au laboratoire P. Sue est reportée dans le tableau 12.

	Dec1	Grenat	Rutile	Hornblende
TiO ₂ (%)	1.93%			
U (ppm)	0.26	0.13	0.52	0.15
Th	0.55	nd	0.34	0.16
Zr	115	nd	653	nd
Hf	3.29	3.47	19.2	2.78
Ta	0.27	0.05	15.2	0.08
Ba	nd	nd	nd	33.3
Cs	0.12	nd	nd	nd
Rb	6.7	nd	nd	14.7
Sr	165	nd	nd	nd
Cr	134	186	223	198
Co	43.5	63.1	1.1	106
Ni	57.8	nd	nd	199
Sc	44.9	61.6	224	41.5
La	6.77	0.25	1.05	2.29
Eu	nd	nd	nd	0.33
Tb	0.8	0.83	nd	0.31

Tableau 12. Analyse des minéraux séparés d'une éclogite de Vendée (échantillon Dec1) (Thiéblemont, non publié).

La teneur en Ta y est environ soixante fois plus forte que dans la roche totale, tandis que la teneur en Hf est six fois plus forte et la teneur en terres rares intermédiaires (Tb mais également Sm qui n'a pas été détecté) quasiment nulle (nd).

Ainsi, l'effet possible du rutile peut être appréhendé par la mesure du fractionnement relatif entre Hf et Ta ou Sm et Ta, que permet de visualiser un diagramme $(\text{Hf/Ta})_N$ vs. $(\text{Sm/Ta})_N$ (fig. 35). Dans ce diagramme la position des gneiss paléoarchéens traduit des rapports Hf/Ta et Sm/Ta élevés (ex. $[\text{Hf/Ta}]_N > 5$) cohérents avec la présence de rutile au résidu. Un granite léonien, effectivement très proche des gneiss paléoarchéens (échantillon à $[\text{Th/Ta}]_N = 19$ dans la fig. 34B), occupe une position comparable, tandis que la majorité des roches acides léoniennes montre des rapports Hf/Ta et Sm/Ta voisins des valeurs primordiales et/ou de ceux des roches basiques du greenstone léonien. Ces signatures « mantelliques » dans ces roches différenciées me semblent plus compatibles avec une origine « ultime » de la majorité des magmas acides léoniens par cristallisation fractionnée de magmas basiques. Dans ce schéma, un processus complémentaire de contamination par un constituant crustal paléoarchéen permettrait néanmoins de rendre compte : 1/ des rapports FeO_T/MgO faibles de certaines roches différenciées (fig. 29) ; 2/ de l'évolution de certaines roches acides vers des rapports Th/Ta « extrêmes » (ex. $[\text{Th/Ta}]_N > 20$) (fig. 32 et 33).

Le modèle retenu nécessiterait d'être validé par des investigations plus poussées, mais l'important me semble surtout de souligner l'existence, à l'époque léonienne, de roches basiques « orogéniques » comparables aux

basaltes d'arcs modernes. Si on considère les seules roches basiques, le constat est celui d'une forte hétérogénéité, depuis des types quasi-primordiaux non fractionnés en terres rares lourdes (fig. 33), jusqu'à des types orogéniques très fractionnés en terres rares lourdes. Cette variabilité s'explique par l'addition de deux facteurs principaux : 1/ une contamination variable du manteau par un constituant « orogénique » ; 2/ une production des magmas à une pression variable, faible (soit $P \leq 20-25$ kb) pour les types non fractionnés et plus forte pour les types fractionnés. La différenciation de ces magmas basiques couplée à une contamination par la croûte paléoarchéenne aurait conduit à une diversification vers des roches intermédiaires à acides aux signatures essentiellement orogéniques.

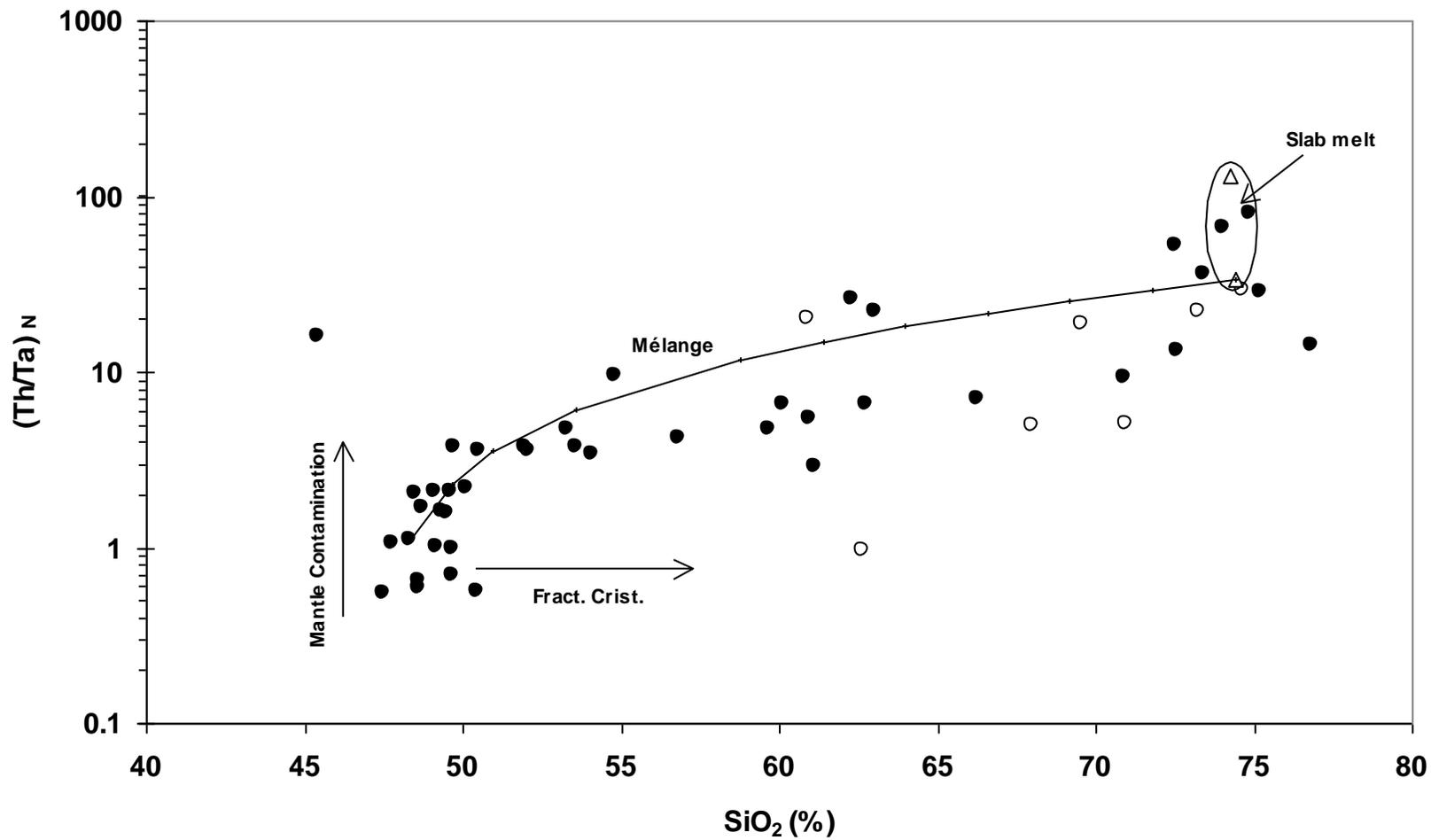


Fig. 32. Diagramme SiO_2 vs. $(Th/Ta)_N$ pour les roches métamorphiques et granites léoniens et les gneiss de Guélémeta. Mêmes figurés que dans la fig. 31. Deux vecteurs matérialisent, pour l'un, un processus de contamination par un constituant orogénique au niveau mantellique (augmentation du rapport Th/Ta à $SiO_2 \sim$ constant) et, pour l'autre, un processus de cristallisation fractionnée (augmentation de la teneur en SiO_2 à rapport Th/Ta constant). La courbe graduée matérialise un processus de mélange entre un basalte primordial et un gneiss paléoarchéen.

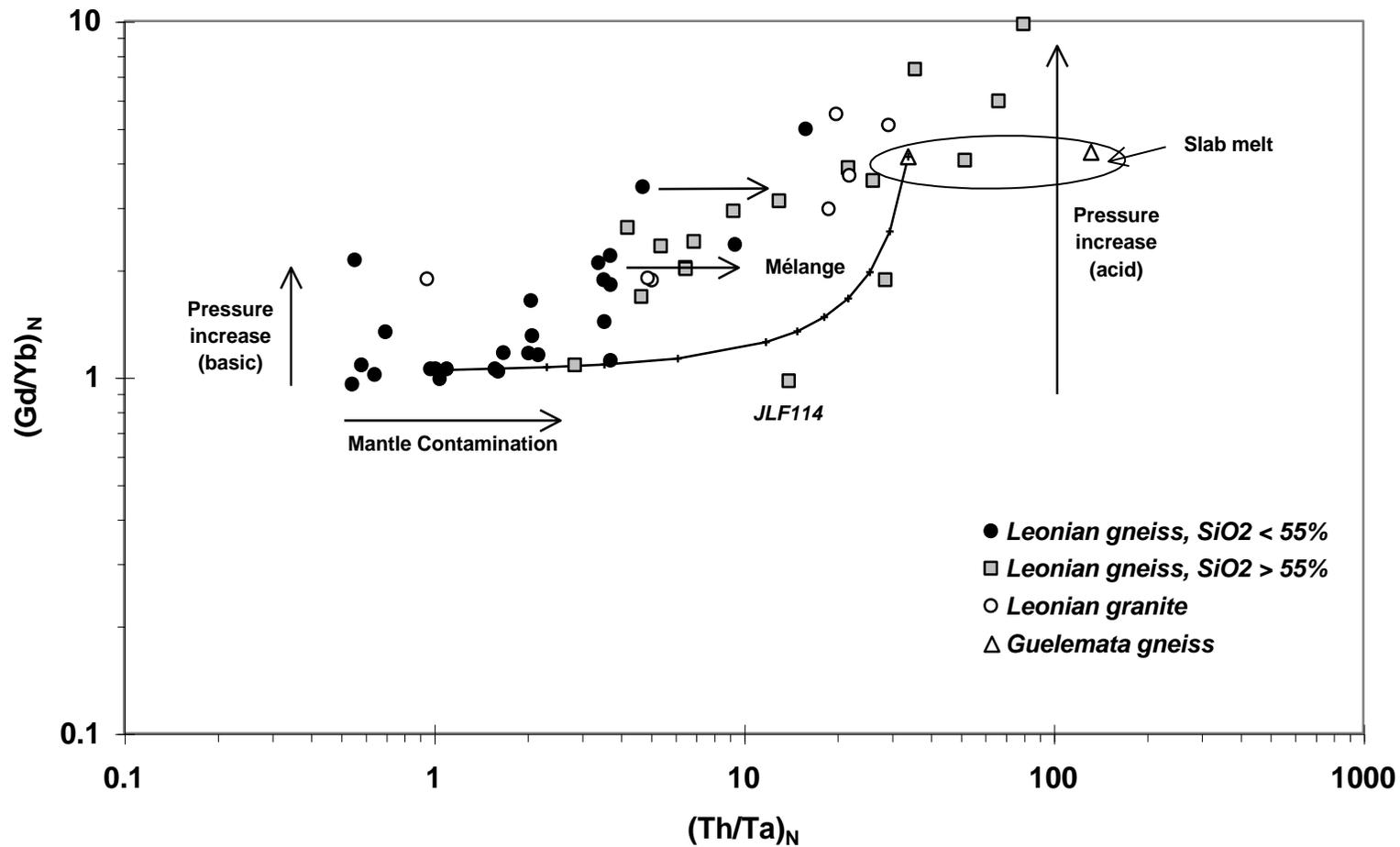


Fig. 33. Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Gd/Yb)_N$ pour les roches métamorphiques et granites léoniens et les gneiss de Guélémata. Mêmes figurés que dans la fig. 31. Les modèles de contamination mantellique et de mélange évoqués dans la fig. 32 ont été repris dans ce diagramme. Pour un type de roche donné, issu d'un protolithe donné (mantellique ou crustal), l'augmentation du rapport Gd/Yb traduit une augmentation de la pression.

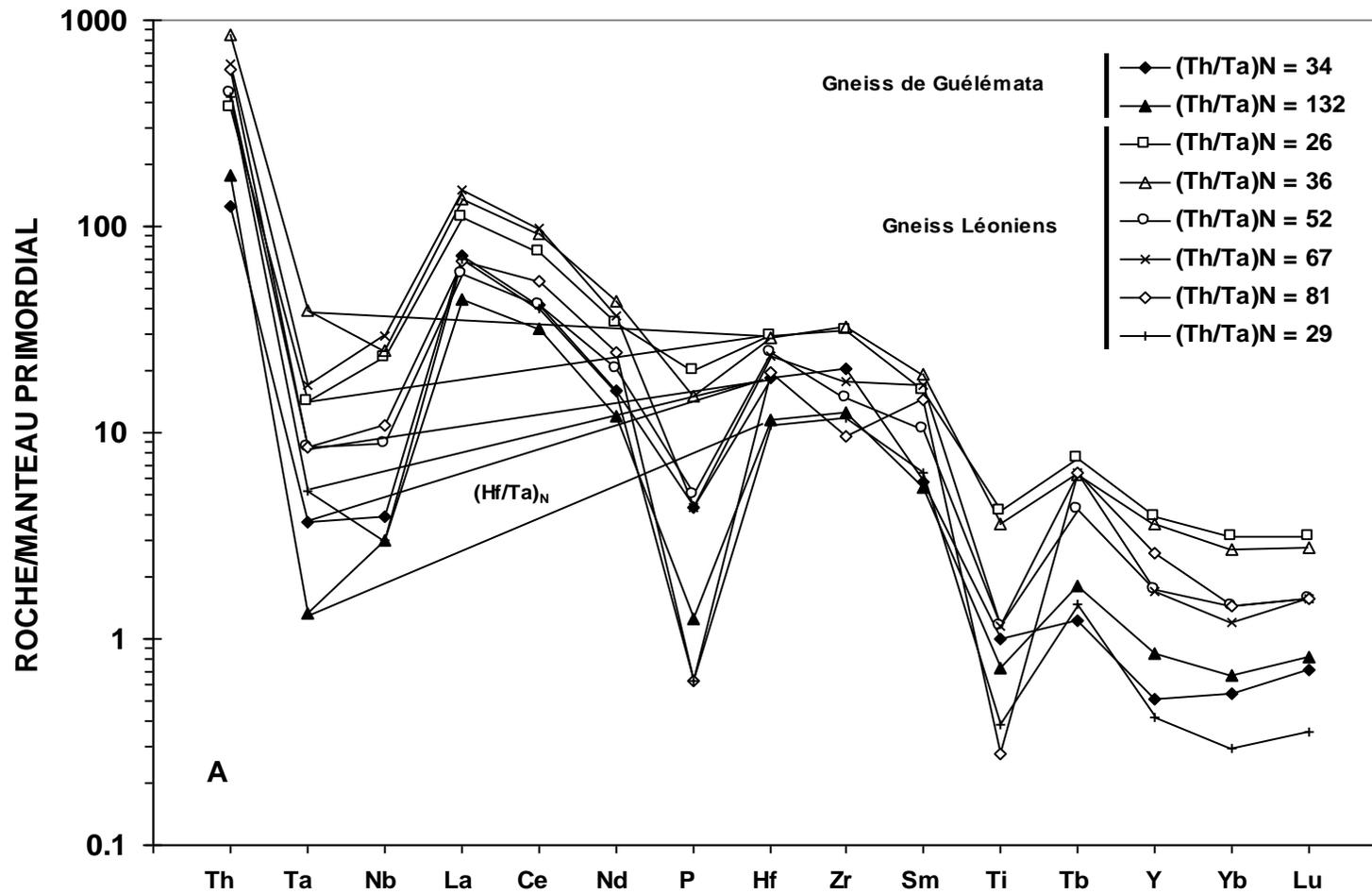


Fig. 34. Spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial pour les gneiss (A) et granites (B) léoniens aux rapports Th/Ta les plus élevés (soit $[\text{Th}/\text{Ta}]_N \geq 20$). Comparaison avec les gneiss paléoarchéens (symboles pleins). Les segments indexés $(\text{Hf}/\text{Ta})_N$ matérialisent le fractionnement relatif de ces deux éléments.

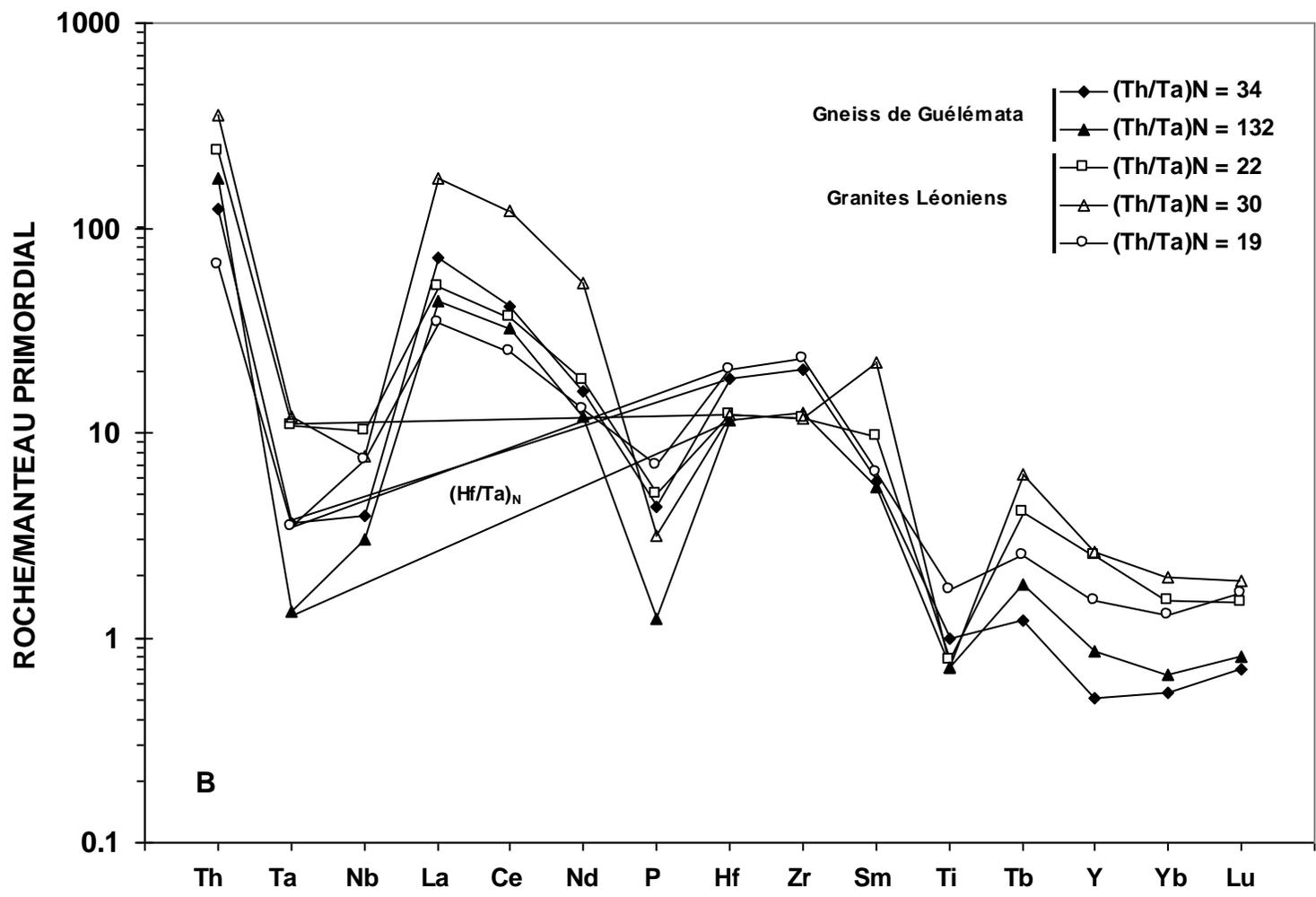


Fig. 34 Suite.

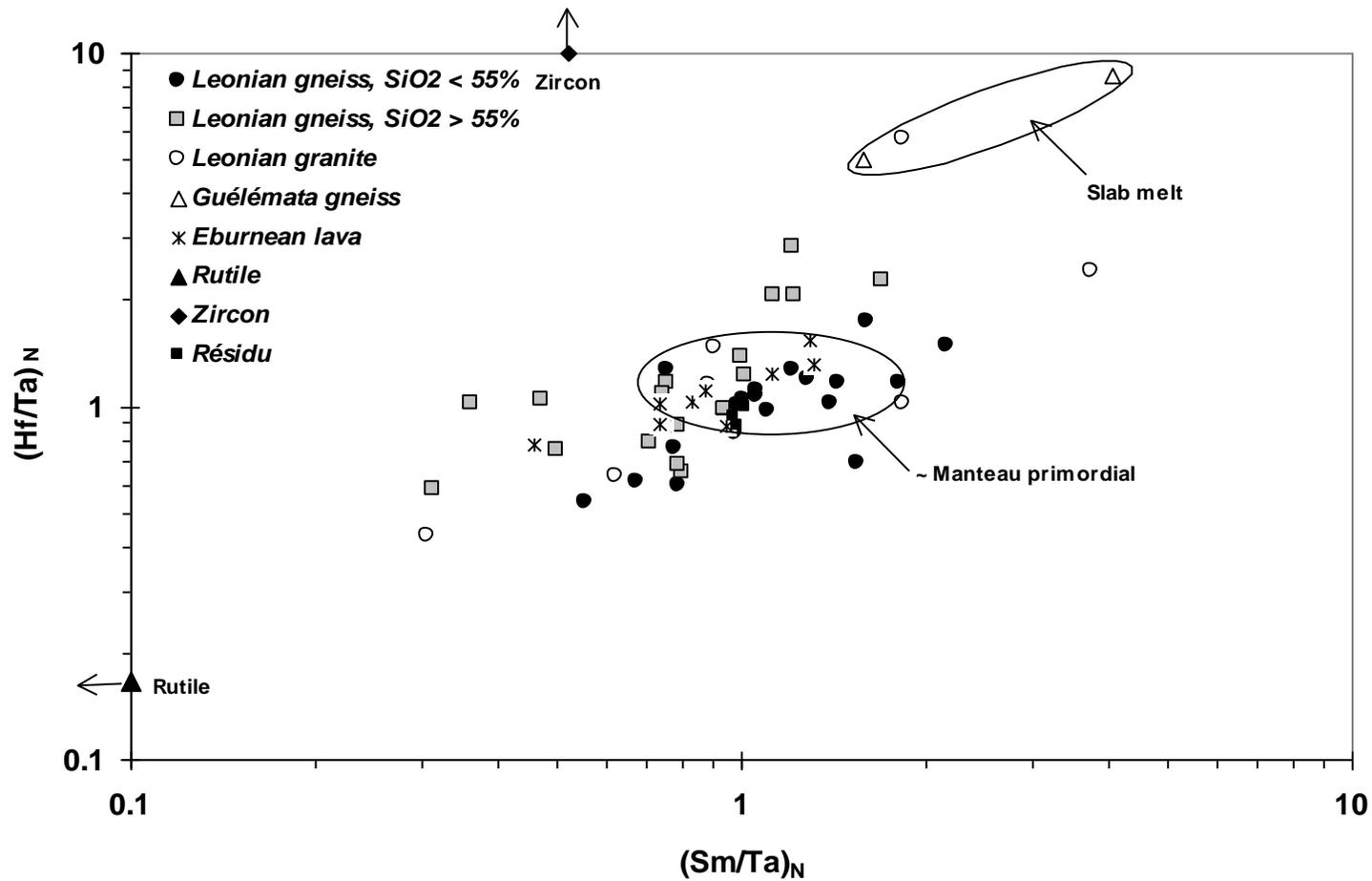


Fig. 35. Diagramme $(\text{Sm}/\text{Ta})_N$ vs. $(\text{Hf}/\text{Ta})_N$ pour les roches métamorphiques et les granites léoniens, les gneiss paléoarchéens et les komatiites et basaltes éburnéens. L'analyse d'un rutilite extrait d'une éclogite de Vendée permet de montrer que le fractionnement de cette phase est susceptible de provoquer une hausse des rapports Hf/Ta et Sm/Ta telle qu'observée dans les gneiss paléoarchéens. A l'inverse, la plupart des gneiss et granites léoniens se place dans un champ qui correspond à une composition primordiale ou quasi-primordiale, sans indice d'une éventuelle contamination. On notera également les localisations très voisines des roches basiques léoniennes et des laves éburnéennes.

L'hétérogénéité du manteau léonien

Dès l'époque léonienne, la diversité des signatures des roches basiques (fig. 31 à 33) témoigne d'une forte hétérogénéité du manteau. Afin de donner une image plus complète de cette hétérogénéité, les roches basiques des groupes précédemment distingués d'après le rapport Th/Ta ont été reportées dans des diagrammes multi-élémentaires normés au Manteau Primordial (fig. 36A-C).

Les roches qualifiées d'infra-chondritiques à chondritiques (soit $[Th/Ta]_N \leq \sim 1$) montrent des spectres généralement très plats (fig. 36A), ponctués d'anomalies peu marquées. L'amphibolite la plus pauvre en éléments incompatibles (échantillon NZE2329c) est également la plus mafique (MgO = 13,14%) et pourrait correspondre à un basalte quasi-primaire issu de la fusion partielle à environ 30% (soit $[Th]_N \sim 3$, fig. 36A) d'un manteau primordial. La principale différence entre les roches infra-chondritiques et chondritiques porte sur Th (qui est l'élément le plus incompatible de ceux conservés dans les spectres) qui délimite une anomalie négative dans les roches infra-chondritiques. Par ailleurs, un échantillon se distingue par un spectre faiblement fractionné très comparable à celui d'un MORB enrichi actuel.

Les roches modérément supra-chondritiques (soit $[Th/Ta]_N \sim 1,5-3$) présentent des anomalies négatives assez marquées en Ta et Nb, mais des spectres peu fractionnés entre P et Lu (fig. 36B).

Finalement, les roches fortement supra-chondritiques montrent des spectres nettement orogéniques, avec de fortes anomalies négatives en Ta, Nb \pm Ti, et un fractionnement marqué entre La et Lu (fig. 36C).

Les spectres multi-élémentaires confirment la présence d'un nombre significatif de roches (quatre échantillons) aux signatures chondritiques. **Ces roches témoigneraient de la persistance de domaines mantelliques non différenciés à l'issue de l'événement paléoarchéen.**

A partir d'un tel manteau, l'évolution vers des compositions supra-chondritiques peut s'expliquer par un mélange entre un manteau primordial et un composant issu d'une plaque subductée. Comme le montre les diagrammes $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (fig. 31) et $(Th/Ta)_N$ vs. $(Gd/Yb)_N$ (fig. 33), ce constituant pourrait être assimilé aux gneiss paléoarchéens (slab melt « intramantellique »), le bilan net de la contamination dans ces diagrammes étant un fort enrichissement en Th responsable d'une augmentation du rapport Th/Ta sans variation notable des autres rapports.

Le modèle précédent a été testé dans le diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(La/Ta)_N$ (fig. 37) et, là encore, il reproduit convenablement l'évolution observée pour les basaltes léoniens de type « orogénique ».

En revanche, en considérant toujours comme point de départ le Manteau Primordial, l'origine des roches infra-chondritiques appauvries en Th pose un problème assez différent, puisque la signature est plutôt « anorogénique » que orogénique.

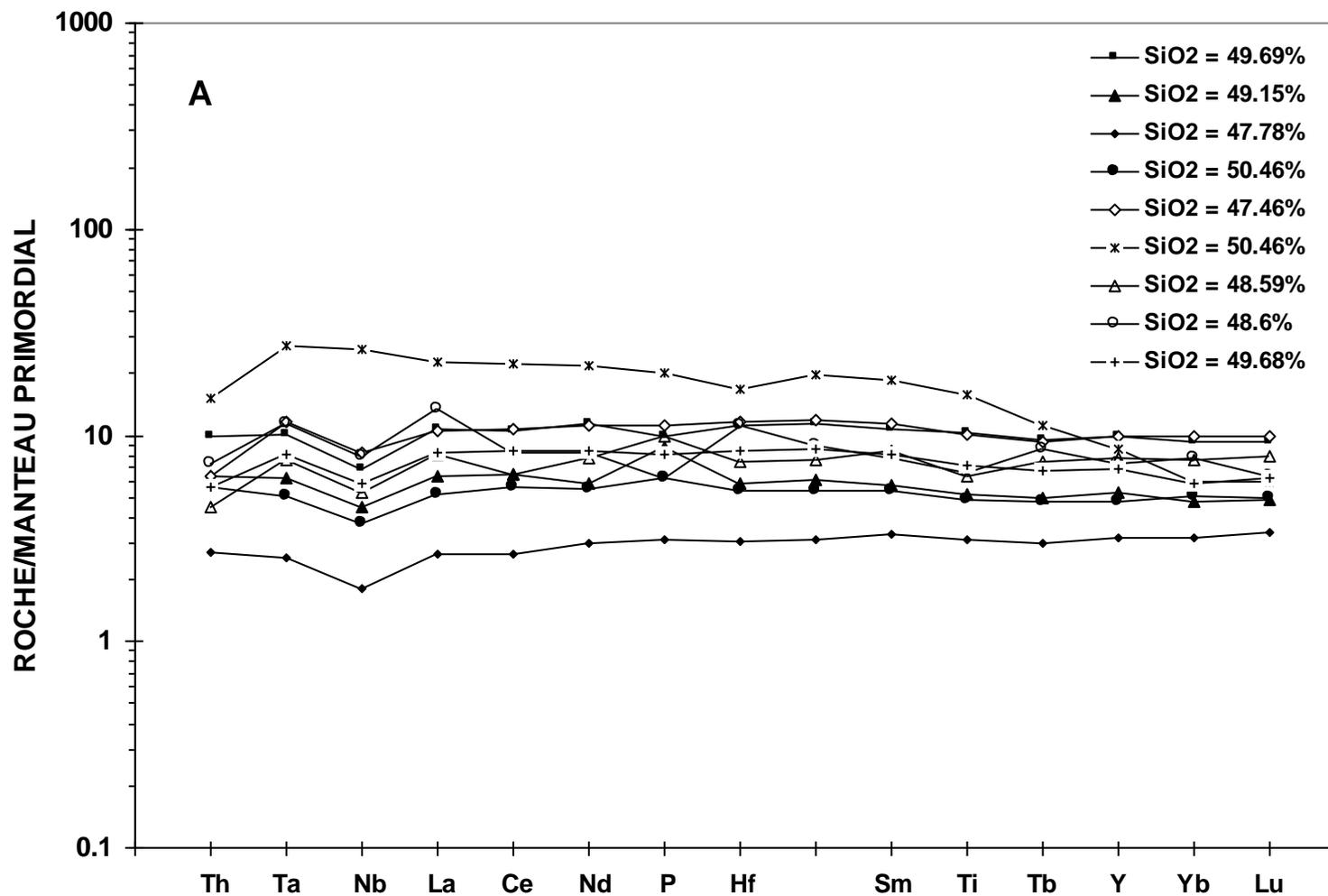


Fig. 36. Spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial (Hofmann, 1988) pour les roches basiques léoniennes avec distinction des roches : 1/ infra-chondritiques à chondritiques (A), 2/ modérément supra-chondritiques (B), 3/ fortement supra-chondritiques (C).

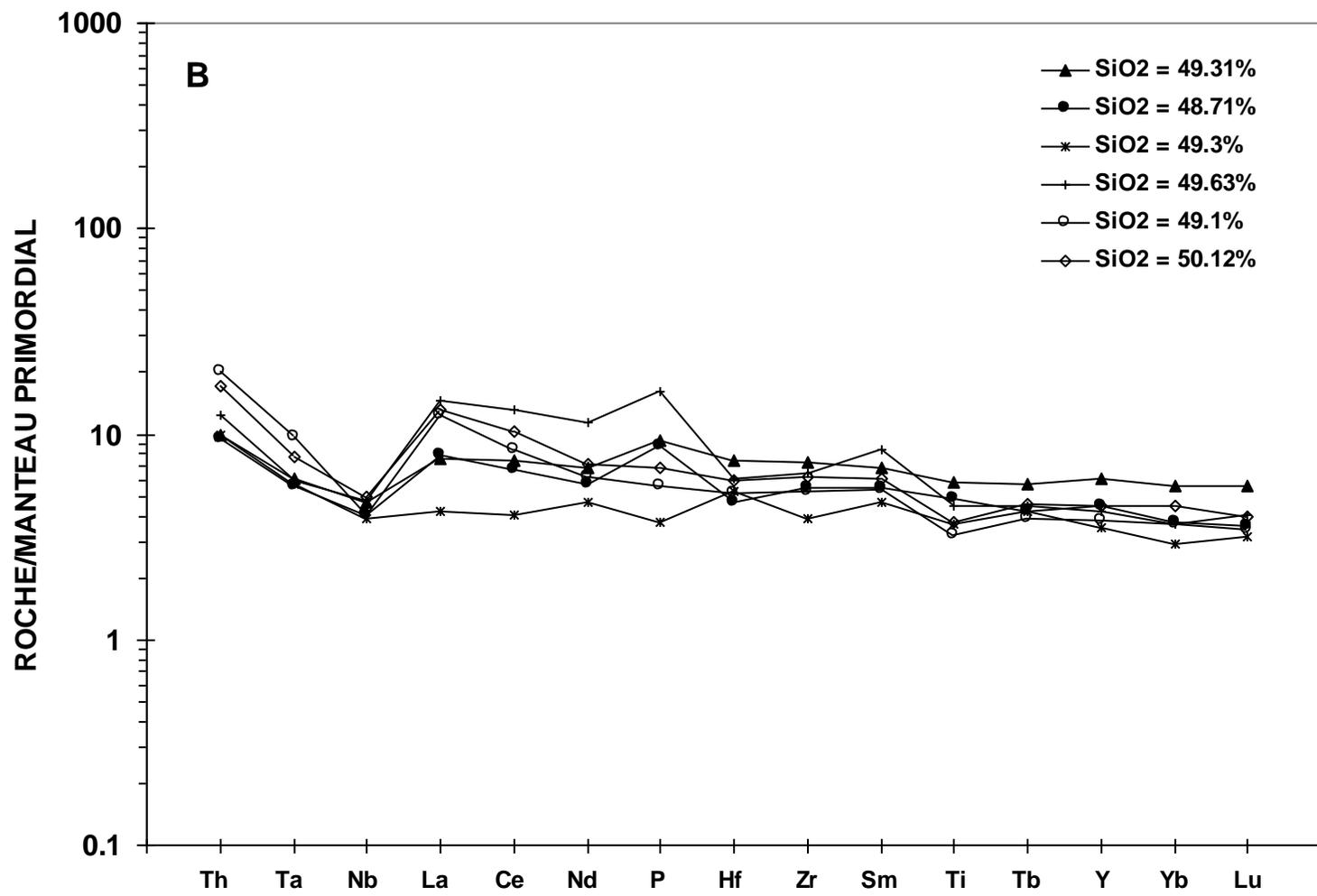


Fig. 36 (suite).

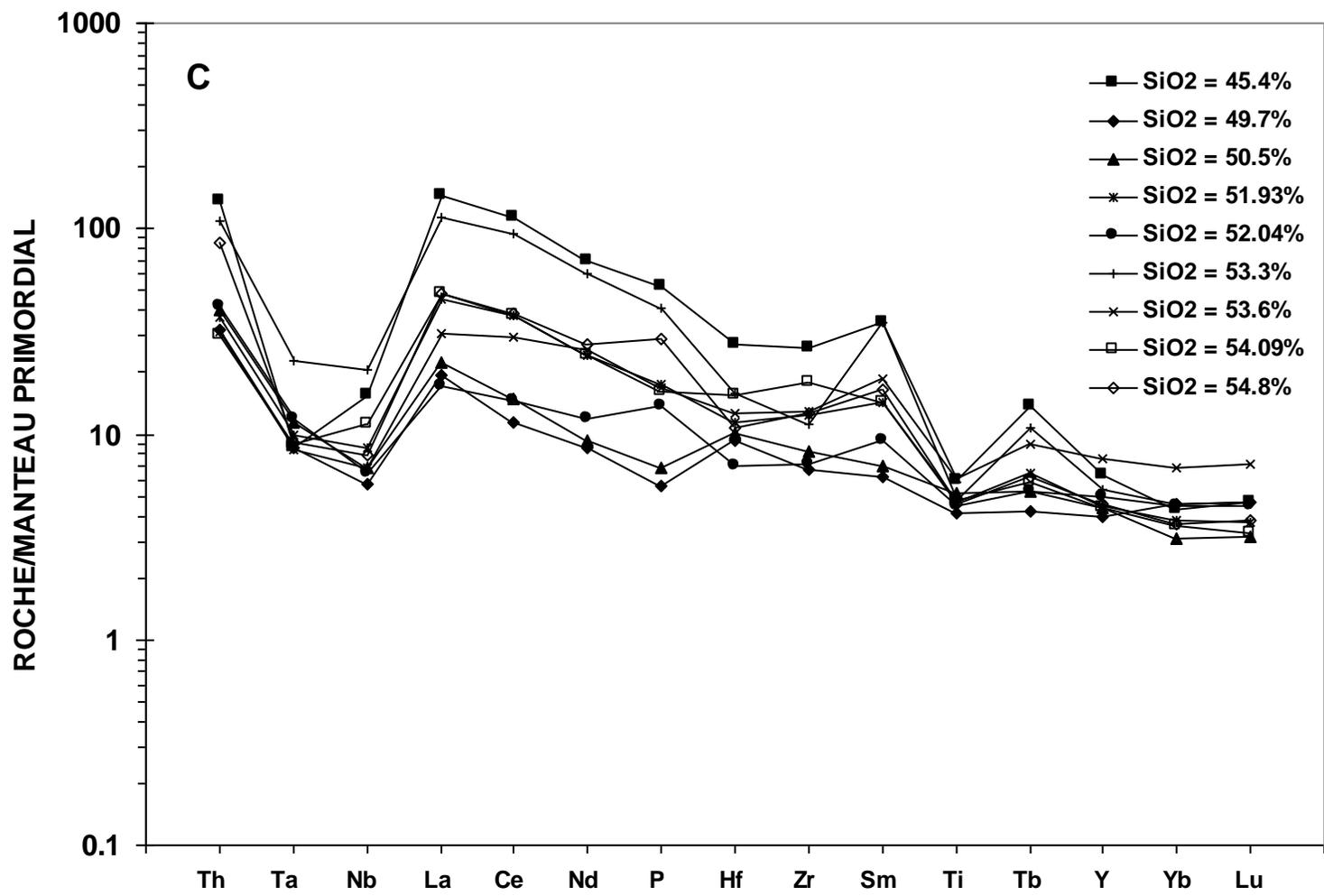


Fig. 36 (fin).

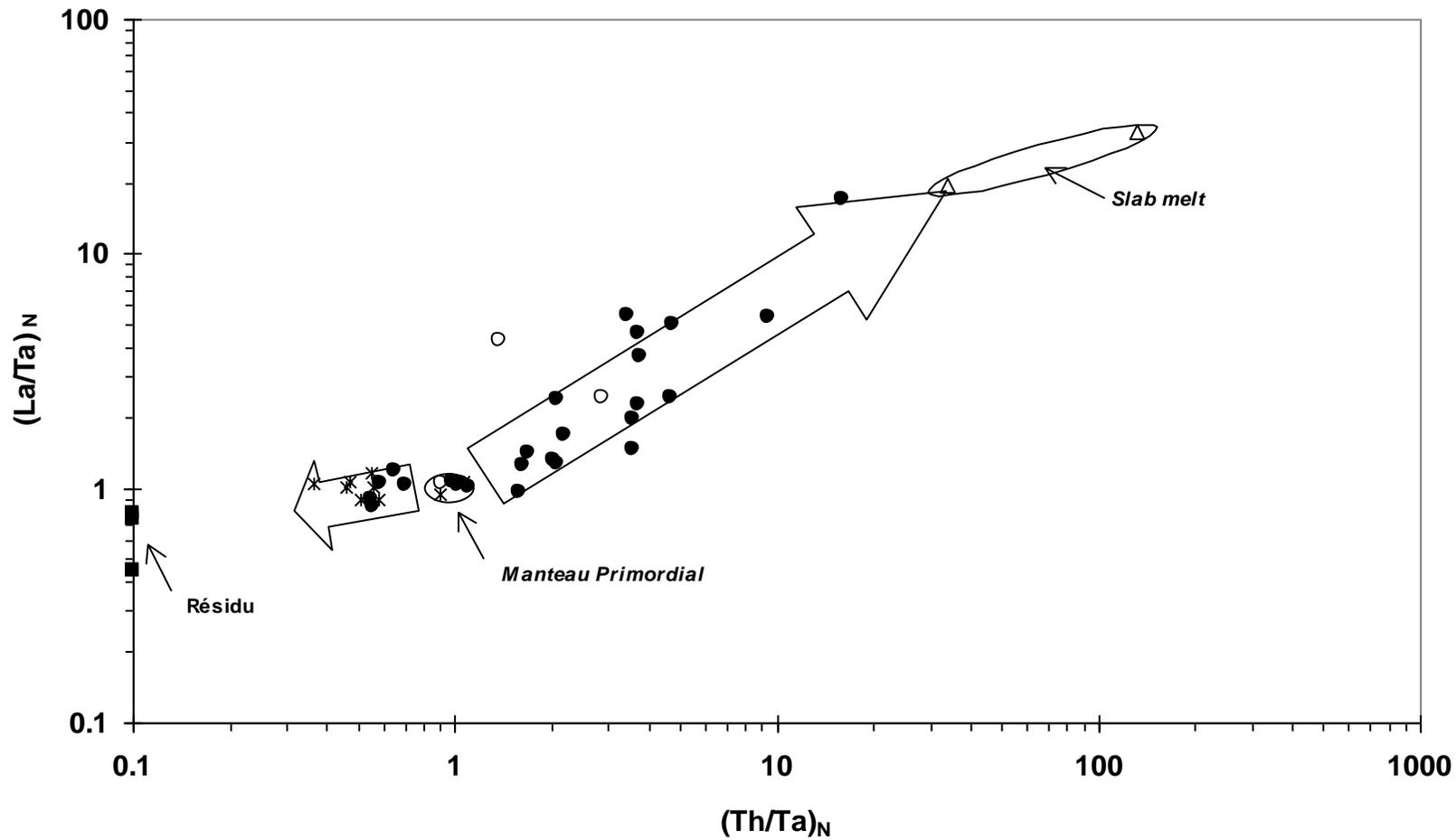


Fig. 37. Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(La/Ta)_N$ pour les roches basiques léoniennes et libériennes, les laves mafiques à ultramafiques éburnéennes et les gneiss de Guélémeta (mêmes figurés que dans la fig. 31), ces derniers figurant les compositions possibles de « slab melts » archéens, et report des compositions théoriques d'un résidu après production de tels magmas. Les vecteurs schématisent le mélange entre un basalte primordial et l'un de ces constituants.

Une première hypothèse consisterait à attribuer les roches infra-chondritiques à la fusion d'un manteau globalement appauvri de type océanique, mais dans ce cas, les roches seraient en fait des MORB de type-N, ce qui n'est pas le cas (fig. 31). Le problème est en fait celui du caractère sélectif de l'appauvrissement en Th.

L'hypothèse la plus probable est que l'évolution vers des compositions infra-chondritiques corresponde à un mélange entre un Manteau Primordial et un constituant appauvri en Th. Son origine la plus évidente serait le recyclage des plaques subductées dans le manteau à l'issue de la production de la croûte paléoarchéenne ; en effet la croûte paléoarchéenne est fortement (ex. Th ~ 10-15 ppm) et sélectivement (ex. [Th/Ta]_N > 20 ; [Th/La]_N > 2) enrichie en Th, par conséquent on peut supposer qu'elle a laissé un résidu appauvri en cet élément. Par ailleurs, on sait que de tels résidus existent dans le manteau sous-jacent au craton archéen puisqu'ils ont été trouvés sous forme d'enclaves (éclogites) dans des kimberlites du Sierra Leone (Barth et al., 2002b).

Le processus est assez simple à modéliser si l'on considère comme connu le protolithe des gneiss paléoarchéens. Nous avons vu qu'il pourrait s'agir d'un basalte de type primordial. Pour reconstituer le résidu, il suffit donc de soustraire à ce basalte la fraction liquide correspondante aux gneiss.

Pour un élément incompatible donné, l'équation est la suivante :

$$\beta_{PM} = \beta_R(1-\alpha) + \zeta_L \alpha$$

$$\text{soit } \beta_r = (\beta_{PM} - \zeta_L \alpha)/(1-\alpha) \quad (3)$$

où β_{PM} représente la teneur de l'élément incompatible dans le basalte primordial initial, β_R sa teneur dans le résidu subducté, ζ_L sa teneur dans le gneiss issu de la fusion du basalte primordial et α le taux de fusion partielle.

La composition du basalte primordial a été déterminée en supposant un taux de fusion partielle de 20% et en utilisant les valeurs compilées par Hofmann (1988) pour le manteau primordial. La contrainte sur ce taux est faible, puisqu'elle n'impacte que le taux calculé ultérieurement pour la production du gneiss. L'important est surtout de déterminer le fractionnement qu'un tel processus engendre dans le résidu entre Th et les éléments moins fortement incompatibles.

A partir du basalte primordial, le taux de fusion partielle α requis pour la production a été déterminé en supposant un comportement parfaitement incompatible de Th d'où

$$\alpha = Th(\beta_{PM})/Th(\zeta_L)$$

Pour des teneurs en Th respectivement égales à 0,2 ppm et 10 ppm dans le basalte primordial et le gneiss, ceci conduit à un taux $\alpha = 0,2/10 = 2\%$.

L'équation (3) a été appliquée aux deux compositions de gneiss paléoarchéens (échantillons NZE2578 et NZE2629A) supposés issus de la fusion d'un basalte primordial. Elle a également été appliquée aux gneiss acides léoniens présentant les rapports Th/Ta les plus élevés.

Les compositions théoriques des résidus ainsi obtenus sont reportées dans la fig. 38, sous forme de spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial.

Le trait essentiel de ces spectres est une très forte anomalie négative en Th (en fait la teneur est virtuellement nulle), de légères anomalies négatives en La et Ce, mais un fractionnement quasi-inexistant entre l'ensemble des autres éléments incompatibles dont les teneurs dans les résidus théoriques seraient quasi-identiques à celles du basalte primordial initial, soit cinq fois plus élevées que dans le manteau primordial.

Ainsi, les résidus théoriques calculés satisfont la contrainte **d'un appauvrissement très marqué en Th (à noter qu'il en serait de même pour les éléments fortement incompatibles mobiles tels que K ou Rb) sans fractionnement marqué des autres éléments incompatibles.**

Le report de ces résidus dans les diagrammes $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (fig. 31) et diagrammes $(Th/Ta)_N$ vs. $(La/Ta)_N$ (fig. 37) les situent effectivement dans une position théorique possible pour un pôle appauvri en Th qui serait à l'origine des basaltes infra-chondritiques.

Les modèles de contamination intra-mantellique ont été testés plus complètement en prenant en compte l'ensemble des éléments incompatibles et en appliquant successivement deux processus : 1/ un mélange entre le Manteau Primordial (Hofmann, 1988) et les divers contaminants envisagés ; 2/ une fusion partielle du mélange ainsi produit à un taux conforme à la nature basaltique et subalcaline des roches basiques (soit $\sim 5\% \leq f_{FP} \leq 30\%$).

Ce modèle est d'une extrême simplicité et il convenait qu'il puisse reproduire les compositions observées avec un niveau de contrainte très « lâche ».

Pour les roches de type orogénique, une très bonne correspondance entre compositions réelle (en l'occurrence celle de l'échantillon DL279) et théorique a été obtenue (fig. 39) en utilisant comme contaminant le gneiss paléoarchéen NZE2578 et en appliquant un taux de contamination de 3% et un taux de fusion partielle de 18%. Ceci montre que ce gneiss peut effectivement constituer un pôle contaminant intramantellique pour les roches basiques léoniennes de type orogénique.

Pour les roches infra-chondritiques, le pôle contaminant a été assimilé à l'un des résidus théoriques calculés précédemment. Là encore, une très bonne cohérence entre compositions réelle et calculée est obtenue (fig. 40) en fixant les taux de contamination et de fusion partielle à des valeurs très raisonnables, soit respectivement 15% et 20%. Comme le mécanisme de slab melting ne semble provoquer qu'un appauvrissement en Th du résidu sans fractionnement significatif des autres éléments incompatibles, on comprend qu'une anomalie en Th se développera dès qu'un taux de contamination suffisant sera atteint.

Ainsi, l'hétérogénéité du manteau léonien telle qu'elle apparaît au travers des signatures des roches basiques semble résulter du mélange entre un manteau primordial et deux constituants complémentaires : 1/ l'un orogénique et fortement enrichi en Th qui peut être assimilé aux gneiss paléoarchéens (slab melt) ; 2/ l'autre anorogénique et sélectivement appauvri en Th et qui traduirait le recyclage partiel des slabs subductés à l'époque paléoarchéenne.

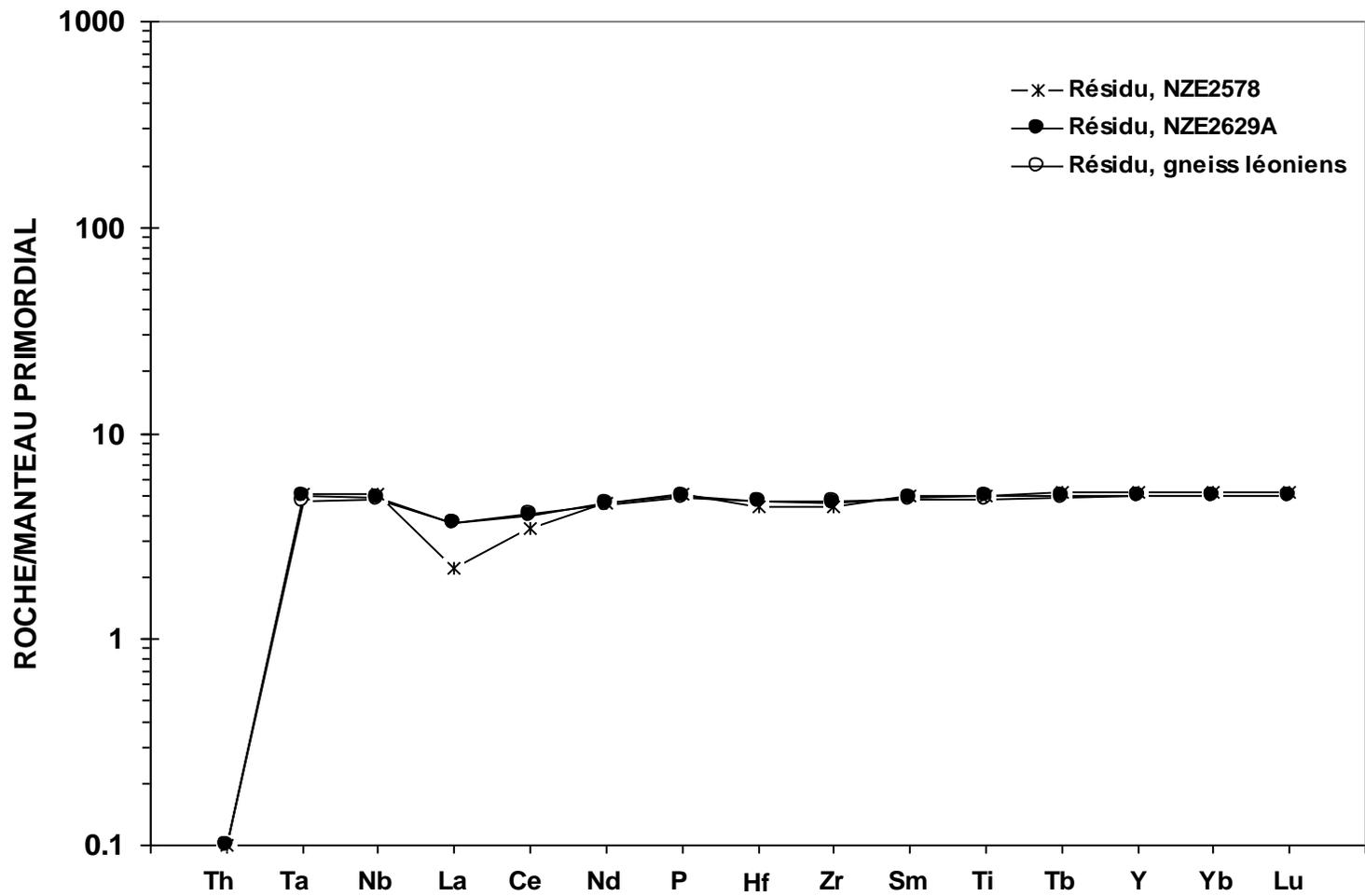


Fig. 38. Spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial (Hofmann, 1988) pour les résidus produits à l'issue d'une fusion d'un basalte chondritique ayant fourni différentes compositions : 1/ le gneiss paléoarchéen NZE2578 ; 2/ le gneiss paléoarchéen NZE2629A ; 3/ la moyenne des gneiss léoniens aux rapports Th/Ta les plus élevés.

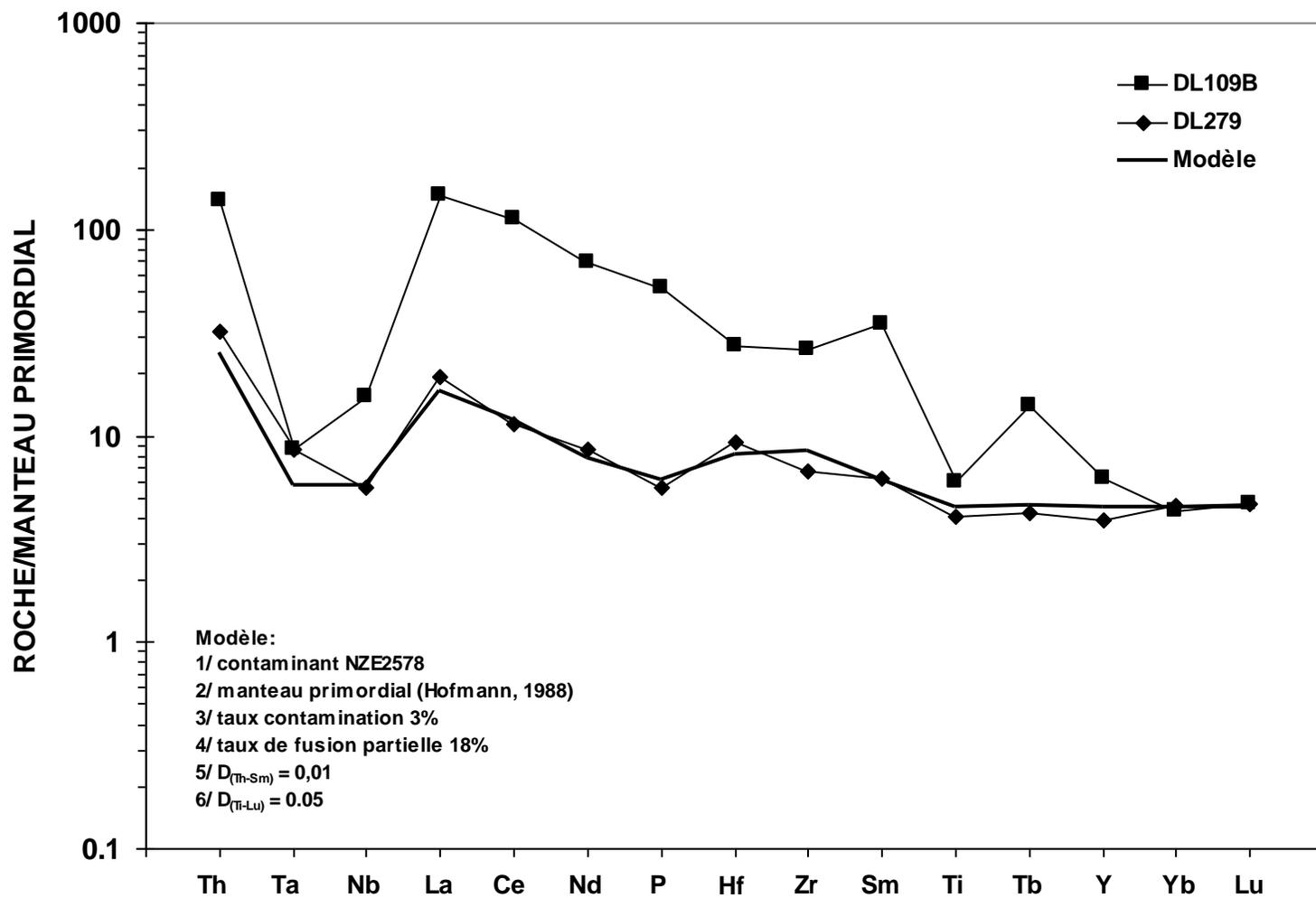


Fig. 39. Spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial (Hofmann, 1988), comparaison entre l'amphibolite léonienne de type orogénique DL279 et une composition calculée selon un modèle de contamination entre le Manteau Primordial et un constituant orogénique assimilé au gneiss paléoarchéen NZE2578. Les paramètres du modèle sont précisés dans l'encart en bas et à gauche de la figure.

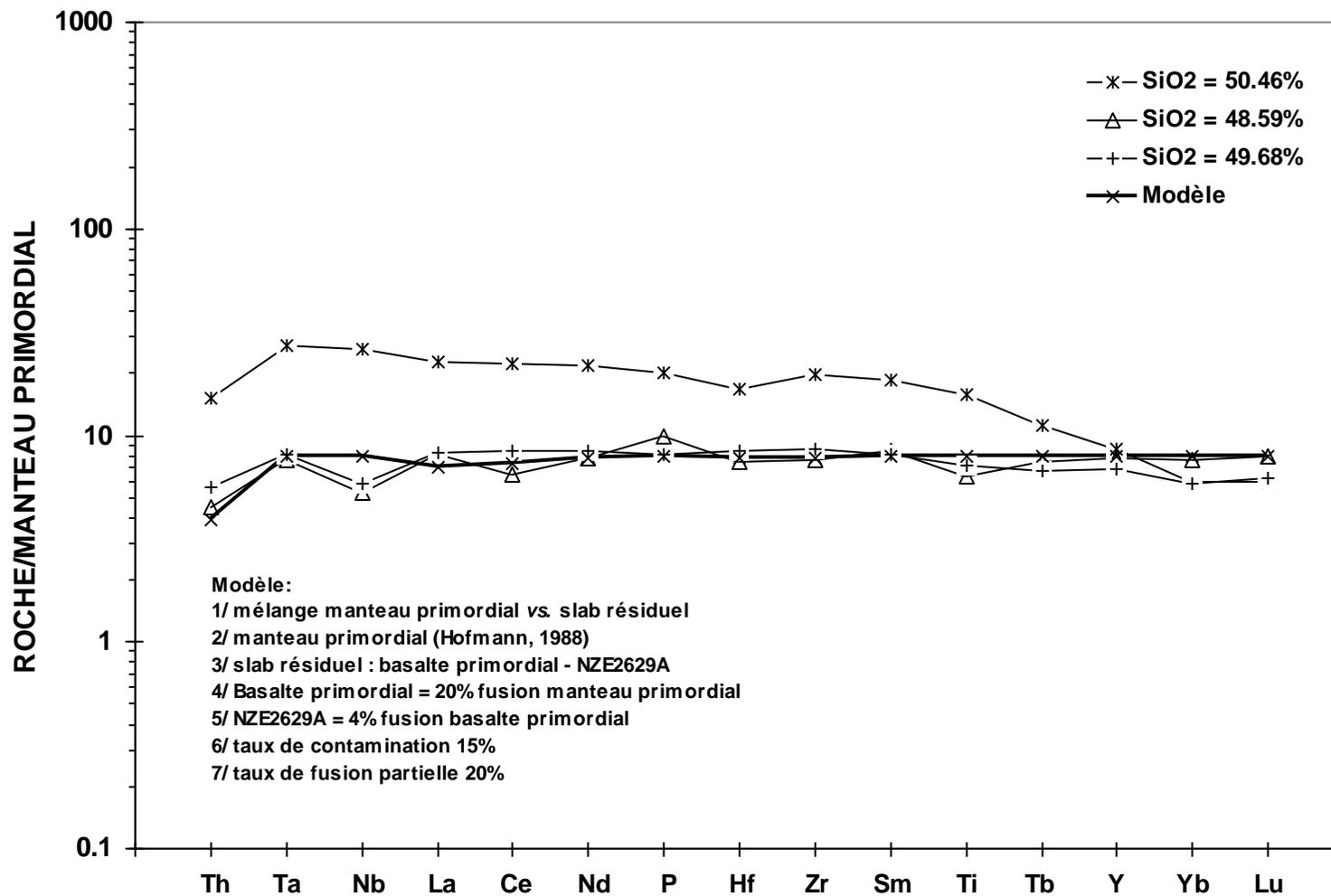


Fig. 40. Spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial (Hofmann, 1988), comparaison entre des amphibolites léoniennes de type infra-chondritique et une composition calculée selon un modèle de contamination entre le Manteau Primordial et la fraction résiduelle issue d'un processus de slab melting. Les paramètres du modèle sont précisés dans l'encart en bas et à gauche de la figure.

Persistance de l'hétérogénéité mantellique léonienne jusqu'à l'Eburnéen

Une fois l'hétérogénéité du manteau acquise, il me semblait intéressant de poser la question de sa persistance au fil des temps géologiques. Dans ce but, ce paragraphe examine successivement les signatures des roches basiques libériennes puis éburnéennes ; les premières correspondent à de rares enclaves basaltiques trouvées ponctuellement dans les granitoïdes batholitiques, tandis que les secondes sont des laves komatiitiques (Tegyey et Johan, 1989) à basaltiques mises en place en bordure du domaine archéen et qui définissent les chaînons volcaniques paléoprotérozoïques (~ 2,09 Ga) de Niandan et Kiniéro (fig. 20)

Dans les deux cas, un trait notable est la persistance de roches aux spectres multi-élémentaires « quasi-primordiaux » (fig. 31, 41 et 42) qui suggèrent la persistance de domaines mantelliques non différenciés à 2,8-2,9 Ga puis ~ 2,1 Ga.

Outre ce type, les enclaves libériennes montrent des gabbros aux signatures orogéniques « banales » (fig. 41). En revanche, la plupart des laves ultramafiques (komatiites) à mafiques (basaltes) éburnéennes se rattachent au type « infra-chondritique » (fig. 31 et 37) et présentent des signatures géochimiques (fig. 42) quasi-identiques à celles de leurs équivalents léoniens (fig. 36A). **Il semble donc que l'hétérogénéité du manteau acquise à l'issue du Léonien sous l'effet des subductions paléo- et mésoarchéennes ait subsisté jusqu'à l'Eburnéen.**

Synthèse

Certaines des hypothèses envisagées dans ce chapitre nécessiteraient une quantification plus poussée, voire une étude isotopique, néanmoins les données obtenues à ce jour permettent d'ores et déjà de cerner quelques éléments déterminants de l'évolution magmatologique et géodynamique qui a affecté le manteau sous-jacent au craton d'Afrique de l'Ouest au cours de l'Archéen.

Les témoins les plus anciens d'un magmatisme mantellique sont les enclaves éclogitiques des kimberlites de Koidu, métamorphisées au Paléoarchéen (Barth et al., 2002b). Parmi ces roches, seule une semble avoir été épargnée par les liquides kimberlitiques. Son spectre multi-élémentaire est reporté dans la fig. 43. **Si l'on omet des anomalies négatives inexplicables (Barth et al., 2001) en P, Hf et Zr, ce spectre témoigne d'une composition quasi-chondritique avec des teneurs en éléments incompatibles comprises entre ~ 6 fois et 9 fois le Manteau Primordial. Ainsi, les premiers témoins d'une activité mantellique en Afrique de l'ouest portent le témoignage d'une source quasi-primordiale.**

Ces basaltes ont été subductés puis stockés dans la lithosphère sous-continentale. Certains ont fondu lors de leur subduction pour produire, vers 3.5 Ga, un premier noyau de croûte continentale. Cette fusion a laissé un résidu éclogitique constitué de grenat, omphacite et rutile, cette dernière phase étant à l'origine d'une forte anomalie négative en Ta et Nb. **Ce résidu se trouve actuellement dans le manteau à l'aplomb du craton.**

L'activité magmatique a repris vers ~ 3.15 Ga, au cours du cycle léonien. Ce cycle pourrait avoir duré quelques 200 Ma, mais ce point reste à préciser. Il a abouti à la mise en place d'un vaste ensemble (« greenstone ») de roches basaltiques, de

roches magmatiques intermédiaires à acides (gneiss) et de roches sédimentaires (quartzite ...), et à l'intrusion de granites dans la partie centrale de la Guinée SE. Bien que l'incertitude sur l'organisation spatio-temporelle des ensembles magmatiques et sédimentaires léoniens reste totale, un modèle pétrologique peut être établi qui permet de rendre compte de traits majeurs du magmatisme léonien. Ainsi, **la présence de roches basiques aux spectres chondritiques témoigne de la permanence d'une source mantellique primordiale**. Cette source semble avoir subi deux modes de contamination : 1/ l'une par un constituant enrichi en Th et terres rares légères que l'on peut attribuer à une **plaque subductée** ; 2/ l'autre par un constituant sélectivement appauvri en Th et qui témoignerait **du recyclage de basaltes primordiaux subductés au Paléoarchéen**. Ces deux modes de contamination sont à l'origine de deux types de magma basaltique (s'ajoutant aux types primordiaux) : 1/ des basaltes aux signatures orogéniques et dont certains auraient été produits à relativement haute pression (> 25-30 kb) ; 2/ des basaltes non orogéniques appauvris en Th produits à relativement basse pression. Outre ces magmas basaltiques, le cycle léonien a produit des magmas intermédiaires à acides par différenciation des basaltes orogéniques et contamination par la croûte paléoarchéenne. **Un environnement de subduction semble le plus probable pour la période léonienne. Dans ce cadre, les basaltes aux signatures non orogéniques (primordiaux et appauvris en Th) pourraient s'être mis en place en liaison avec des zones extensives en situation arrière-arc.**

L'hétérogénéité acquises au Paléo- puis au Mésoarchéen semble avoir perduré au moins jusqu'au Paléoproterozoïque puisque **des gabbros, basaltes et komatiites aux signatures géochimiques comparables à celles des roches basiques léoniennes (basaltes primordiaux et laves appauvries en Th) ont été émises lors des cycles libérien et éburnéen.**

Finalement, un point intéressant à noter est **qu'aucune des roches analysées ne semble témoigner de la participation d'un manteau appauvri comparable au manteau océanique actuel**. On peut penser qu'un tel manteau se formait à l'aplomb de la première croûte basaltique qui fut ultérieurement subductée pour donner la croûte paléoarchéenne, mais on doit envisager qu'à l'aplomb de cette première croûte continentale le manteau n'a jamais été appauvri. **La croûte paléoarchéenne se serait édifiée sur un manteau primordial, qui se serait ultérieurement différencié au fil des subductions successives.**

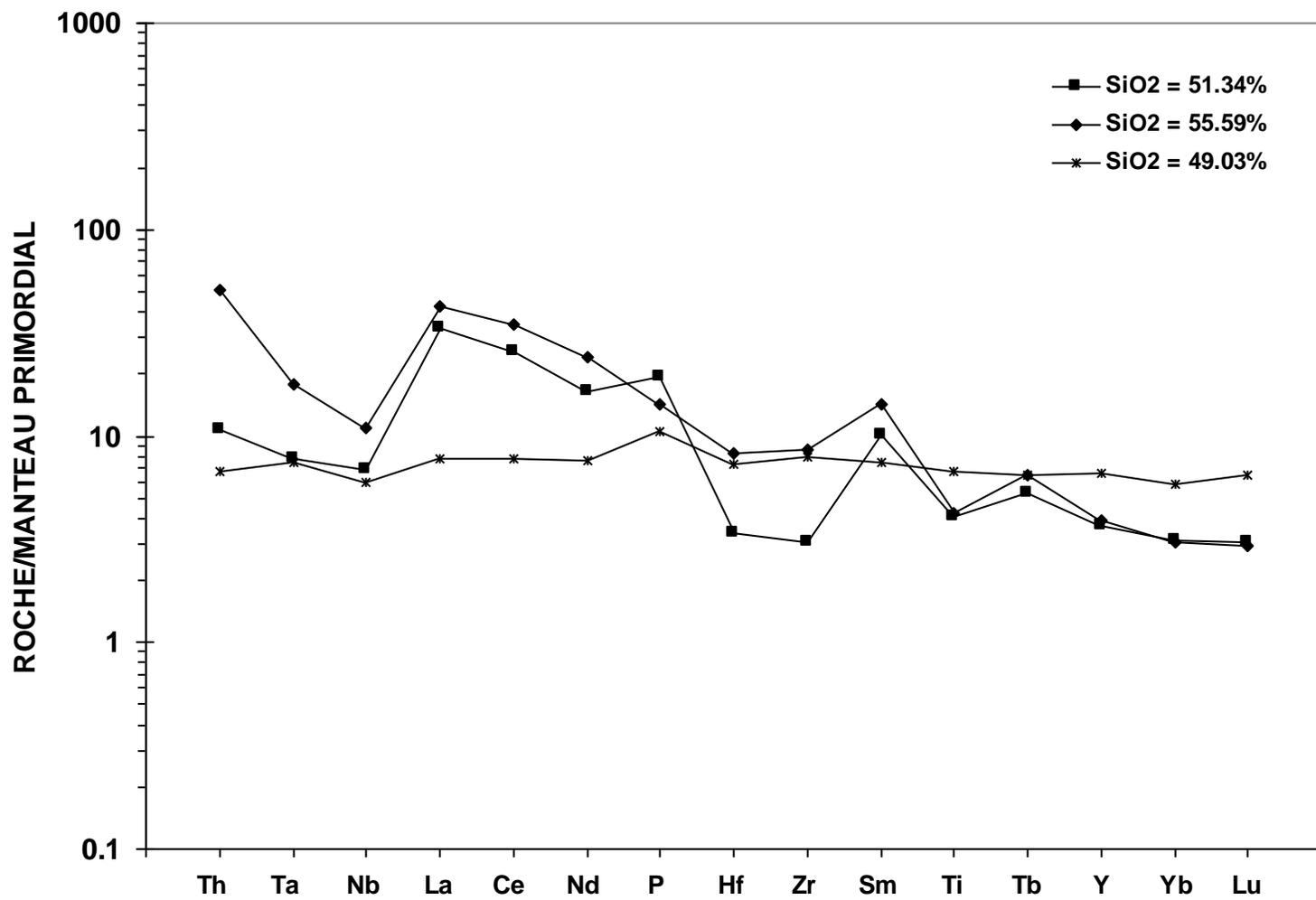


Fig. 41. Spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial (Hofmann, 1988) pour quelques roches basiques libériennes.

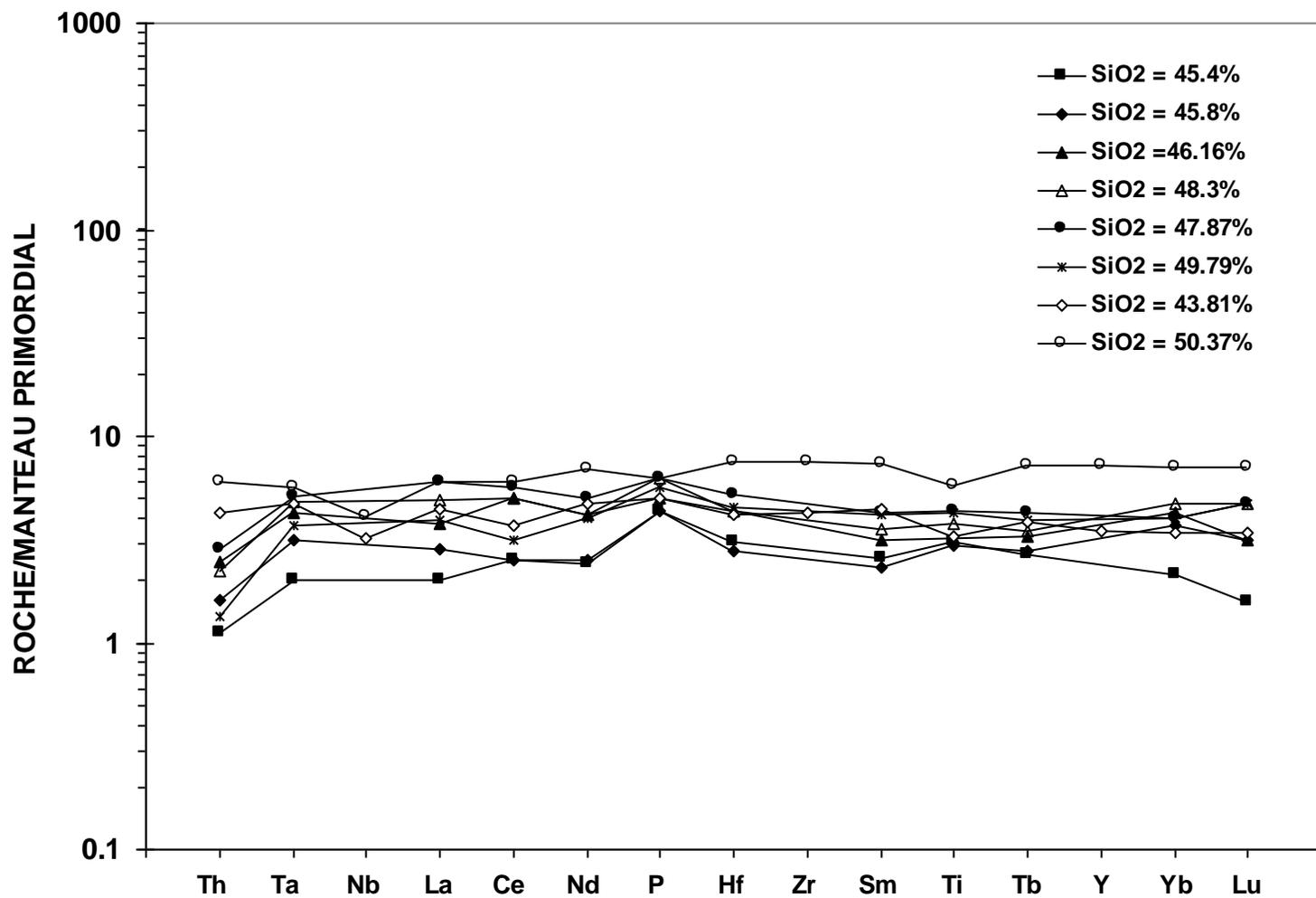


Fig. 42. Spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial (Hofmann, 1988) pour les laves ultramafiques (komatiites) à mafiques (basaltes) des chaînons volcaniques éburnéens.

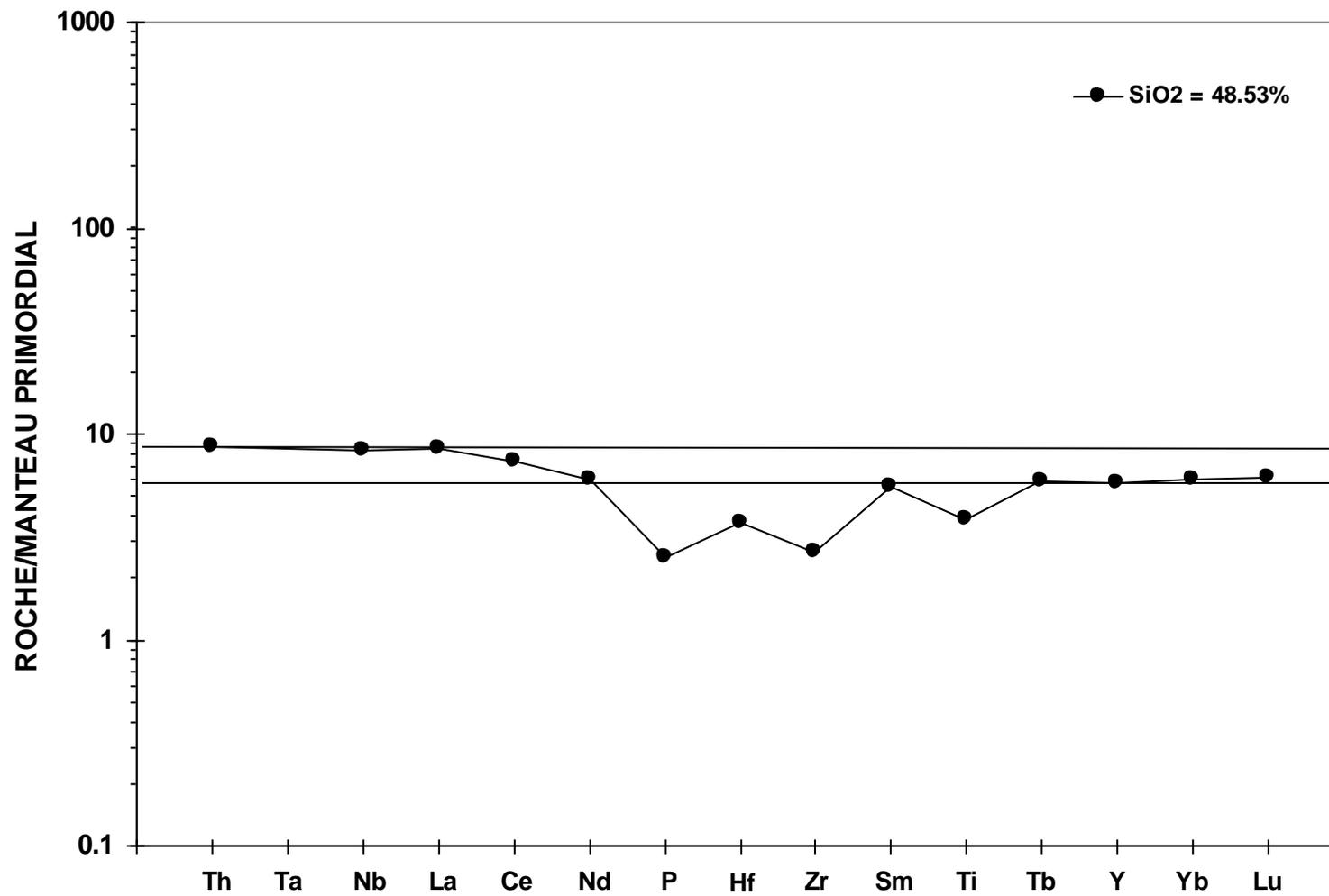


Fig. 43. Spectre multi-élémentaire normés au Manteau Primordial (Hofmann, 1988) pour une éclogite de Koidu non contaminées par le liquide kimberlitique.

L'épisode libérien : métamorphisme haute température et granitisation

Le métamorphisme et le magmatisme libérien : nature et localisation

En Guinée SE, l'expression la plus évidente du magmatisme libérien est le très vaste batholite de Macenta, daté vers 2,8-2,9 Ga (tableau 7) et qui affleure au cœur des terrains gneissiques léoniens (fig. 21). Ce batholite est essentiellement constitué de roches acides plutôt potassiques (granodiorite, granite) et souvent rubanées et/ou orientées, plus rarement de roches intermédiaires (tonalite) et, exceptionnellement, de roches basiques (rares enclaves de gabbro et diorite) (Goujou et al., 1999a ; 1999b). La dominante plutonique de ces terrains détermine une morphologie caractéristique en dômes aux pentes souvent marquées notée dès 1941 par Obermüller. Cet auteur désigne par « pays granitique de Macenta » une région que les travaux ultérieurs (BRGM 1998-2003 pour les projets sud-est et centre-Guinée, BGR [Bering et al., 1998] pour un projet d'inventaire minier), appuyés par des datations géochronologiques modernes (tableau 7), identifieront comme le prolongement vers le nord d'un ensemble batholitique éoarchéen reconnu au Libéria et au Sierra Leone et imprécisément daté vers 2700 Ma (Hurley et al., 1971).

Des coupes de détail dans les granitoïdes libériens révèlent une forte hétérogénéité lithologique, avec des passages fréquents de faciès plutoniques francs à des roches gneissiques rubanées, généralement qualifiées de « migmatitiques » et dans lesquelles les auteurs décrivent des roches mafiques considérées comme « restitiques » (Goujou et al., 1999a, 1999b). Sur de très grandes surfaces, les faciès plutoniques et gneissiques apparaissent étroitement imbriqués, sans possibilité de distinction cartographique (Goujou et al., 1999a, 1999b).

Un autre élément clé de l'événement libérien est un métamorphisme de faciès granulite initialement reconnu en Côte d'Ivoire (Papon et al., 1968 ; Camil et al., 1983) et dont l'expression la plus spectaculaire est la mise en place de la charnockite de Man dans la partie orientale du pays. De telles charnockites ont été retrouvées aux confins sud-est (feuille N'Zérékoré-Tinsou, Thiéblemont et al., 1999) et dans le centre de la Guinée (feuille Kissidougou, Deriouguine et al., 1994 ; Feybesse et al., 2004), où elles sont datées à 2852 ± 2 Ma (Guerrot, 2003 *in* Feybesse et al., 2004) (fig. 21).

L'existence d'un événement métamorphique libérien est confirmée par un ensemble de datations comprises entre ~ 2900-2800 Ma obtenues sur les gneiss migmatitiques associés aux granites du batholite de Macenta (Bering et al., 1998 ; Thiéblemont et al., 2004 ; Feybesse et al., 2004). Ces âges sont généralement considérés comme ceux des protolithes néanmoins, l'âge également libérien des granitoïdes encaissants et/ou adjacents montre que la migmatitisation est bien libérienne (et non éburnéenne).

Finalement, un élément notable du plutonisme libérien est l'existence d'indices locaux d'un recyclage de matériaux paléoarchéens. Il s'agit en premier lieu d'enclaves d'un gneiss monzogranitique daté à 3462 ± 24 Ma dans les granitoïdes du batholite de Macenta (Bering et al., 1998) et également de cœurs datés à 3639 ± 6 et 3478 ± 5 Ma dans des zircons d'un granite libérien (2802 ± 10 Ma) du piémont est des Monts Nimba (fig. 22) (Thiéblemont et al., 2001). Plus généralement, ces résultats s'accordent avec d'autres obtenus en Côte d'Ivoire et qui conduisent Kouamélan et al. (1997a) à **considérer l'épisode libérien comme une phase de**

différenciation intracrustale en climat granulitique plutôt que comme une phase d'accrétion crustale.

Une déformation libérienne ?

L'existence d'une déformation libérienne a été initialement envisagée par MacFarlane et al. (1981) sur la base d'interférences entre des structures considérées comme léoniennes et des structures plus récentes. En particulier, ces auteurs attribuent au Libérien un train de structures (foliation, plis) orientées NE-SW que les travaux plus récents ont permis de caler dans l'Eburnéen sur l'argument que ces structures affectent des anatexites et granites paléoprotérozoïques (~ 2050 Ma) (Thiéblemont et al., 2004). Néanmoins, l'existence d'au moins deux épisodes de déformation dans le socle archéen est bien établie depuis Obermüller et Roques (1946) qui montrent l'existence d'une « discordance » structurale entre les formations néoarchéennes à paléoprotérozoïques du Simandou et les gneiss de Guinée. Cette discordance a été confirmée par les travaux plus récents (cf. fig. 21).

Les caractères de la déformation libérienne sont précisés par Feybesse et al. (2004). L'orientation majeure est N-S et la dynamique principalement décrochante. Les accidents (bandes de cisaillement) se sont développés en conditions méso- à catazonales. Ils sont soit senestres, soit dextres, avec un pendage vers l'ouest dans le premier cas, et un pendage vers l'est dans le second.

La suite granitique libérienne : caractères généraux

Une quarantaine d'analyses chimiques a été effectuée sur des roches libériennes (tableau 13), dont un demi-douzaine porte sur des roches basiques (celles-ci ont été examinées dans le chapitre précédent), d'autres sur des orthogneiss et migmatites, et une majorité sur des granitoïdes (vingt cinq analyses au total). Seuls ces derniers seront considérés ici.

Ces granitoïdes présentent des teneurs en SiO₂ comprises entre 59,4 et 74,9% et des teneurs en K₂O qui les classifient comme moyennement à fortement potassiques, à localement shoshonitiques (tableau 13). Ces compositions les définissent majoritairement comme des granodiorites, adamellites et granites (tableau 13), plus rarement comme des tonalites (roches moins acides) et localement comme des quartz-monzonite, quartz-monzodiorite, quartz-syénite ou syénite (roches les plus potassiques) (tableau 13). Toutes les roches sont métalumineuses à faiblement peralumineuses (A/CNK = 0,82-1,1) (tableau 13) et leurs rapports FeO_t/MgO modérés témoignent d'une affinité calco-alcaline.

Des teneurs en Al₂O₃ (≥ 14,5%) et des rapports Sr/Y (≥ 20) (fig. 44) relativement élevés situent la majorité des compositions dans le champ des « slab melts », à l'exception des roches les plus acides (SiO₂ > 72,5%), dont les teneurs en Al₂O₃ (≤ 14%) et les rapports Sr/Y (≤ 15) relativement faibles pourraient traduire un fractionnement de plagioclase à partir d'un magma à caractère de « slab melt ». Finalement, une seule tonalite (SiO₂ = 66,64%, échantillon NZE2603) s'écarte significativement des autres granitoïdes par son faible rapport Sr/Y (< 10) qui traduit à la fois une teneur faible en Sr (~ 300 ppm) et une teneur forte en Y (= 56,6 ppm).

Conformément à ses rapports Sr/Y élevés, la très grande majorité des roches présente un fractionnement marqué entre terres rares lourdes ([Gd/Yb]_N = 2-9) compatible avec la présence de grenat dans le résidu de fusion (fig. 45). Les seules

exceptions correspondent à deux granites parmi les plus acides ($\text{SiO}_2 = 73,2$ et $74,8\%$) qui ont été échantillonnés au voisinage de la Côte d'Ivoire au sein du batholite dit de « Tounkarata ». Notons que la tonalite NZE2603 provient également de cette unité. Un autre échantillon (ID461) présente un rapport $(\text{Gd}/\text{Yb})_N < 2$, mais il s'agit d'un granite intensément appauvri en terres rares lourdes ($\text{Gd} = 0,3$ ppm, $\text{Yb} = 0,15$ ppm) dans lequel ce rapport n'a pas grande signification.

Ainsi, les signatures géochimiques des granitoïdes libériens les situent très majoritairement dans le champ des « slab melts », avec des compositions relativement potassiques peu compatibles avec un protolithe appauvri (ex. plancher océanique). Ces signatures s'observent dans tous les granitoïdes du batholite de Macenta, qui constituent la grande majorité des échantillons analysés, par contre, elles semblent moins systématiques dans le batholite de Tounkarata, plus proche de la Côte d'Ivoire et des charnockites de Man. Faut-il y voir l'effet de régimes géodynamiques différents entre une province en position centrale dans le craton et une province plus périphérique ? Cette question pourrait motiver des travaux ultérieurs et plus approfondis.

La suite granitique libérienne : subtiles différences ...

Au-delà des caractères généraux des granitoïdes libériens, des différences « subtiles » mais néanmoins significatives apparaissent quand on considère certains éléments traces ou rapports d'éléments traces. Il en est ainsi de Th dont les teneurs varient dans un rapport de près de 1 à 1000 entre des roches anormalement pauvres (ex. ID461, $\text{Th} = 0,08$ ppm) et des roches spectaculairement riches (ex. DTMAC15, $\text{Th} = 83,75$ ppm). Ces fortes variations s'observent pour de nombreux éléments tels que Ta ($0,03$ - $2,4$ ppm), La (~ 10 - 160 ppm) etc ...

D'après les teneurs en Ta, j'ai distingué trois groupes (tableau 13) dont chacun présente des signatures géochimiques à peu près cohérentes. Les granitoïdes les plus pauvres en Ta ($\leq 0,3$ ppm), qui inclut un granite daté à 2802 Ma dont les zircons ont livré des cœurs d'âge paléoarchéen ($\sim 3,6$ - $3,5$ Ga), montrent des spectres d'éléments incompatibles voisins de ceux des gneiss paléoarchéens (fig. 46A). Ces spectres peuvent être considérés comme typiques de roches issues d'un processus de slab melting, avec de profondes anomalies négatives en Ta et Nb, des anomalies moins fortes en Ti et P, un fractionnement marqué entre terres rares lourdes et des teneurs fortes mais non anormales en Sr qui excluent une cumulation de plagioclase. D'autres traits sont plus singuliers et en particulier, des anomalies négatives en Cs et U. De même, deux des trois échantillons les plus pauvres en Th (ID461 et ID321) montrent un niveau de teneurs particulièrement bas en l'ensemble des éléments incompatibles (ex. $\text{Zr} \leq 60$ ppm) à l'exception de Sr qui délimite des anomalies positives marquées. On peut envisager que ces roches soient issues de magmas de basse température, cumulatifs en plagioclase et ayant subi un fractionnement de minéraux accessoires (zircon, monazite et/ou allanite ?).

Un deuxième groupe de granitoïdes a été défini sur la base de teneurs en Ta comprises en $0,45$ et $0,9$ ppm. Relativement au gneiss de Guélémeta (et aux granitoïdes du groupe précédent), ces roches se distinguent par des teneurs généralement plus élevées en éléments incompatibles, des anomalies négatives moins marquées en Ta et Nb, mais plus marquées en Ti, et des anomalies souvent négatives en Sr (fig. 46B). Néanmoins, on y retrouve des anomalies négatives systématiques en U et Cs.

	Basic rocks			Liberian orthogneisses				
Référence	DT (2003)	DT (2003)	T et al. (1999)	DT (2003)	DT (2003)	DT (2003)	DT (2003)	DT (2003)
Pétero.	Faciès dioritique	Métagabbro (à diorite)	Métagabbro	Orthogneiss	Orthogneiss rubané à Bt	Orthogneiss rubané	Orthogneiss rubané	Orthogneiss
Batholite	Macenta	Macenta	Toukarata					
Age (Ma)							2832	2872
Rock_name	Gabbro	Qtz-diorite	Qtz-diorite	Granodiorite	Granodiorite	Monzogabbro	Granodiorite	Tonalite
Rock_series	Tholeiitic	Calc-alkaline	Tholeiitic	Peraluminous	Calc-alkaline	Tholeiitic	Calc-alkaline	Calc-alkaline
K_affinity	Medium-K	High-K	Low-K	Medium-K	Medium-K		High-K	Medium-K
N° Ech	ID341	ID294	NZE2659	ID179	ID215	ID261B	ID261A	IDEE425
SiO ₂ (%)	51.34	55.59	49.03	72.68	71.25	44.12	70.53	68.27
TiO ₂	0.74	0.76	1.21	0.20	0.20	1.25	0.26	0.24
Al ₂ O ₃	16.73	12.10	14.70	14.68	15.36	11.82	15.45	15.63
Fe ₂ O _{3t}	10.80	8.50	14.72	2.53	2.28	17.54	2.35	3.91
MnO	0.17	0.15	0.25	0.07	0.06	0.26	< L.D.	0.04
MgO	5.94	7.59	6.60	0.84	0.59	9.63	0.75	1.00
CaO	8.62	8.85	11.02	1.18	2.25	9.76	2.14	3.05
Na ₂ O	3.70	2.52	2.16	4.45	4.42	1.95	3.99	4.83
K ₂ O	0.62	2.09	0.14	2.25	2.83	1.88	3.66	2.36
P ₂ O ₅	0.31	0.23	0.17	0.05	0.07	0.41	0.12	0.14
PF	0.55	0.86	-0.19	1.00	0.52	1.30	0.44	0.46
Li (ppm)			6.00					
Cs	< L.D.	1.11	0.07	10.06	1.67	1.06	0.77	0.61
Rb	4.49	71.05	3.88	180.40	73.97	53.02	80.81	50.05
Ba	438.20	729.20	36.18	447.00	1626.00	483.70	2743.00	1204.00
Sr	584.40	351.40	107.69	304.00	574.60	166.00	711.40	452.10
Th	0.87	4.14	0.55	10.17	3.67	1.49	5.76	1.29
U	0.23	1.21	0.12	3.27	0.52	0.60	0.44	0.44
Ta	0.27	0.62	0.26	1.28	0.26	0.32	0.09	0.11
Nb	4.28	6.79	3.72	10.55	4.24	6.68	1.70	2.25
Hf	0.90	2.22	1.95	2.91	3.26	3.15	3.91	3.71
Zr	29.75	83.05	76.36	90.72	134.70	112.60	154.60	146.30
Y	14.55	15.29	26.17	7.41	6.13	27.91	1.55	3.72
V	198.00	133.50	345.88	27.33	17.26	327.30	29.90	44.30
Co	34.51	37.96	52.24	4.16	3.65	66.53	6.18	7.10
Cr	156.60	151.50	262.58	41.54	26.33	573.30	14.07	31.80
Ni	58.10	161.20	97.42	7.78	< L.D.	171.50	10.92	12.60
La	20.42	26.09	4.78	22.12	31.71	36.03	37.50	15.67
Ce	40.83	55.22	12.43	40.04	57.62	102.80	59.86	25.94
Pr	4.88	7.52	1.93	4.20	6.30	13.66	5.83	2.66
Nd	19.37	28.66	9.10	13.94	20.67	55.57	17.46	9.36
Sm	3.90	5.54	2.88	2.42	3.01	10.40	1.70	1.49
Eu	1.15	1.51	0.99	0.49	0.79	2.62	0.80	0.66
Gd	3.53	4.26	3.68	1.83	1.82	8.04	0.81	1.17
Tb	0.50	0.60	0.61	0.26	0.24	1.08	0.08	0.15
Dy	2.83	3.16	3.93	1.33	1.18	5.58	0.32	0.74
Ho	0.53	0.56	0.91	0.25	0.22	0.98	0.05	0.13
Er	1.43	1.42	2.47	0.71	0.57	2.66	0.14	0.35
Tm	0.20	0.20	0.38	0.10	0.09	0.37	0.02	0.05
Yb	1.31	1.27	2.43	0.72	0.52	2.33	0.12	0.33
Lu	0.20	0.19	0.42	0.12	0.08	0.34	0.02	0.06
Zn	98.57	87.26	116.10	55.49	39.06	223.20	32.67	50.60
Pb	6.77	11.79	1.05	15.43	17.64	8.08	19.56	11.30
Cu	60.54	41.61	110.40	< L.D.	5.47	60.49	< L.D.	14.10
B	< L.D.	< L.D.		< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0.14
Be	< L.D.	< L.D.	0.36	3.18	< L.D.	1.60	< L.D.	0.96
Bi	< L.D.	0.07	0.01	0.11	< L.D.	0.09	< L.D.	0.01
Sb	< L.D.	< L.D.	0.50	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0.02
Sn	1.23	1.38	0.80	5.55	0.81	2.53	< L.D.	0.60
W	< L.D.	< L.D.	0.08	0.27	0.22	< L.D.	< L.D.	0.10
Mo	0.67	0.60	1.61	1.95	2.07	0.44	< L.D.	0.45
As	< L.D.	< L.D.	0.56	< L.D.	0.81	< L.D.	< L.D.	0.34
Ga	20.60	16.15	19.68	19.03	16.46	28.46	16.92	19.60
A/CNK				1.23	1.06		1.07	0.97
(Th/Ta) _N	1.38	2.89	0.91	3.43	6.14	2.02	27.97	5.07
Sr/Y				41.02	93.69		459.86	121.53
(Gd/Yb) _N	2.18	2.71	1.23	2.05	2.84	2.78	5.66	2.87
(Nb/Ta) _N	0.98	0.69	0.89	0.47	0.93	1.19	1.09	1.16

Tableau 13. Analyses chimiques des roches basiques, gneiss et granitoïdes libériens. Les références sont abrégées comme suit : T et al. (1999) – Thiéblemont et al., 1999 ; DT (2003) – Thiéblemont (rapport non publié, 2003) ; DL et al. (1999) – Lahondère et al. (1999) ; G et al. (1999) – Goujou et al. (1999) ; F et al. (1999) – Feybesse et al. (1999).

	Liberian orthogneisses			Liberian granites, Ta < 0.3 ppm			
Référence	DT (2003)	G et al. (1999)	G et al. (1999)	DT (2003)	G et al. (1999)	DT (2003)	G et al. (1999)
Pétro.	Orthogneiss rubané	Migmatite, leucosome	Migmatite, protolite	Granite à pyroxène	Granite rubané	Granite à pyroxène	Monzogranite
Batholite		Macenta	Macenta	Macenta	Macenta	Macenta	Macenta
Age (Ma)		2864 +/- 9	2864 +/- 2		2870 +/- 7		2803 +/- 11
Rock_name	Granodiorite	Tonalite	Tonalite	Adamellite	Granodiorite	Adamellite	Adamellite
Rock_series	Metaluminous	Calc-alkaline	Calc-alkaline	Metaluminous	Calc-alkaline	Calc-alkaline	Metaluminous
K_affinity	Medium-K	Medium-K	Medium-K	Medium-K	Medium-K	High-K	High-K
N° Ech	ID278	MAC3078a	MAC3078e	ID333	MAC3075	ID371	DTMAC9
SiO ₂ (%)	72.57	70.17	66.37	73.92	70.07	68.44	74.20
TiO ₂	0.12	0.21	0.30	0.32	0.32	0.24	0.11
Al ₂ O ₃	15.36	15.64	16.02	12.32	15.54	15.60	14.33
Fe ₂ O _{3t}	1.29	2.33	4.24	3.38	2.99	2.60	1.42
MnO	0.03	0.05	0.11	0.05	0.04	0.05	0.02
MgO	0.25	0.74	1.75	0.52	0.84	1.12	0.09
CaO	2.35	2.91	4.09	1.53	2.63	2.40	1.44
Na ₂ O	4.85	4.59	4.76	3.40	4.26	4.01	4.04
K ₂ O	2.62	2.16	1.53	3.14	2.72	4.65	4.00
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.09	0.07	0.14	0.11	0.02
PF	0.33	0.37	0.61	0.43	0.29	0.23	0.43
Li (ppm)		21.00	20.00		17.00		4.00
Cs	1.54	1.00	1.37	< L.D.	0.21	< L.D.	0.22
Rb	74.32	71.24	61.07	59.02	97.11	76.94	81.77
Ba	864.20	614.67	319.43	1635.00	863.97	2201.00	1096.38
Sr	334.50	322.58	315.52	162.30	239.08	466.90	255.83
Th	2.84	8.53	16.30	18.31	22.07	0.77	32.30
U	0.94	1.41	4.13	0.82	1.06	0.14	1.94
Ta	0.44	0.37	0.57	0.19	0.17	0.11	0.14
Nb	3.91	4.88	7.81	4.55	6.70	2.90	2.18
Hf	2.02	3.49	4.25	7.87	4.65	2.44	2.82
Zr	64.50	138.75	164.63	330.10	195.79	102.40	104.59
Y	12.29	8.16	36.26	11.24	8.95	10.27	3.66
V	10.45	33.07	52.88	21.18	26.30	36.94	5.17
Co	1.89	5.72	10.80	3.81	5.36	6.68	1.16
Cr	18.71	27.27	64.91	26.76	43.19	43.98	20.31
Ni	< L.D.	9.96	34.38	7.54	10.12	20.27	2.35
La	6.14	28.37	49.20	74.96	46.02	26.00	35.69
Ce	11.51	50.69	88.29	128.40	82.94	45.39	63.94
Pr	1.39	5.09	10.48	12.43	8.45	5.02	6.90
Nd	5.61	16.93	39.87	39.85	27.58	18.47	22.69
Sm	1.49	2.91	8.77	5.39	4.25	3.29	3.43
Eu	0.62	0.65	0.76	0.88	0.73	1.21	0.81
Gd	1.75	2.16	8.60	3.61	3.26	2.54	2.14
Tb	0.31	0.33	1.32	0.48	0.40	0.36	0.24
Dy	1.97	1.67	7.74	2.43	1.94	2.01	0.94
Ho	0.40	0.31	1.35	0.42	0.31	0.35	0.13
Er	1.18	0.82	3.55	1.12	0.70	0.94	0.33
Tm	0.17	0.12	0.45	0.14	0.08	0.13	0.03
Yb	1.11	0.69	3.13	0.92	0.47	0.81	0.30
Lu	0.16	0.10	0.40	0.15	0.07	0.12	0.04
Zn	21.46	53.53	89.07	40.94	51.78	39.62	28.84
Pb	14.62	12.59	13.25	14.19	15.09	17.96	24.35
Cu	< L.D.	10.15	34.07	6.37	6.47	< L.D.	3.26
B	< L.D.			< L.D.		< L.D.	
Be	< L.D.	1.00	1.74	< L.D.	0.87	< L.D.	1.07
Bi	0.09	0.03	0.06	< L.D.	0.00	< L.D.	0.00
Sb	< L.D.	0.06	0.04	< L.D.	0.05	< L.D.	0.05
Sn	0.53	0.89	2.36	0.69	0.55	0.83	0.53
W	2.17	0.25	0.17	< L.D.	0.16	< L.D.	0.13
Mo	0.93	1.44	1.32	0.70	1.44	0.41	1.19
As	1.78	0.18	0.25	< L.D.	0.19	< L.D.	0.10
Ga	18.38	19.78	22.50	16.00	21.76	17.95	16.11
A/CNK	1.02	1.03	0.95	1.05	1.05	0.97	1.05
(Th/Ta) _N	2.76	9.95	12.36	41.66	55.32	3.14	100.60
Sr/Y	27.22	39.55	8.70	14.44	26.71	45.46	69.93
(Gd/Yb) _N	1.27	2.52	2.22	3.17	5.57	2.54	5.84
(Nb/Ta) _N	0.50	0.75	0.78	1.50	2.43	1.71	0.98

Tableau 13, suite.

	Liberian granites, Ta < 0.3 ppm						
Référence	DT (2003)	DL et al. (1999)	T et al. (1999)	DT (2003)	DT (2003)	DT (2003)	DT (2003)
Péetro.	Granite à Bt et Sill	Granite	Monzogranite	Granite Bt hétérogène	Granite à pyroxène	Granite à Bt +/- Amph	Granite à Bt hétérogène
Batholite	Macenta	Macenta	Tounkarata	Macenta	Macenta	Macenta	Macenta
Age (Ma)			2802 +/- 10				
Rock_name	Granodiorite	Granodiorite	Adamellite	Tonalite	Adamellite	Granodiorite	Granodiorite
Rock_series	Metaluminous	Calc-alkaline	Metaluminous	Calc-alkaline	Metaluminous	Calc-alkaline	Calc-alkaline
K_affinity	High-K	Medium-K	High-K	Medium-K	High-K	Medium-K	Medium-K
N° Ech	ID436	DL247	NZE2652	ID292	ID321	ID461	ID260
SiO ₂ (%)	73.20	71.50	73.52	70.29	73.43	70.65	69.59
TiO ₂	0.22	0.26	0.14	0.25	0.07	0.16	0.34
Al ₂ O ₃	13.86	14.30	14.51	16.01	15.06	15.71	15.52
Fe ₂ O _{3st}	2.01	2.37	1.40	2.70	0.89	1.37	3.35
MnO	< L.D.	0.07	0.02	0.04	< L.D.	< L.D.	0.03
MgO	0.28	0.70	0.25	0.82	0.28	0.68	0.90
CaO	0.71	2.70	1.59	3.33	1.75	2.64	2.86
Na ₂ O	5.09	3.80	4.06	4.86	3.91	4.11	4.16
K ₂ O	3.95	3.19	3.75	1.48	4.45	3.17	2.60
P ₂ O ₅	0.14	0.06	0.11	0.12	0.06	0.07	0.14
PF	0.23	0.70	0.44	0.26	0.38	0.36	0.52
Li (ppm)		4.00	6.00				
Cs	0.39		0.10	1.74	0.42	< L.D.	0.29
Rb	98.01	47.00	57.23	49.64	81.07	44.26	53.61
Ba	1768.00	2280.00	1852.58	638.90	1956.00	5049.00	2792.00
Sr	414.90	349.00	487.03	569.80	396.70	675.10	1001.00
Th	10.93	4.50	13.35	7.27	0.92	0.08	38.19
U	1.63	0.10	0.41	1.05	0.30	0.11	0.32
Ta	0.14	0.20	0.03	0.21	0.07	0.03	0.07
Nb	3.14	3.30	1.21	2.83	1.34	0.91	2.04
Hf	3.70	3.40	2.98	3.24	1.20	1.46	4.26
Zr	135.20	117.00	125.46	134.30	40.33	63.37	181.20
Y	5.77	3.40	2.21	2.46	1.58	1.54	1.72
V	10.00	28.00	7.24	31.04	6.57	16.62	44.75
Co	3.81	7.00	2.25	4.91	2.74	4.04	5.70
Cr	48.78	92.00	32.03	24.43	17.44	67.34	25.31
Ni	7.64	10.00	3.05	6.84	11.11	32.85	7.42
La	33.15	28.90	39.41	30.13	9.82	13.31	95.35
Ce	56.24	40.20	61.61	52.65	15.64	14.81	160.30
Pr	6.11	3.20	5.75	5.13	1.52	1.12	15.05
Nd	19.05	10.00	17.63	16.21	5.03	3.18	45.58
Sm	2.44	1.30	2.30	1.95	0.81	0.31	4.07
Eu	0.90	1.30	0.99	0.69	0.74	1.10	1.24
Gd	1.69	1.00	1.33	1.08	0.57	0.30	1.66
Tb	0.21	0.10	0.16	0.12	0.07	0.04	0.15
Dy	1.04	0.60	0.71	0.54	0.34	0.21	0.55
Ho	0.19	0.10	0.09	0.08	0.06	0.05	0.06
Er	0.56	0.30	0.21	0.22	0.15	0.15	0.17
Tm	0.08	0.10	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Yb	0.59	0.30	0.15	0.22	0.13	0.15	0.11
Lu	0.10	0.10	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02
Zn	39.22		24.86	45.51	20.38	18.52	46.61
Pb	14.00		16.12	13.22	18.87	9.96	19.39
Cu	< L.D.		4.50	8.77	5.37	10.35	6.02
B	< L.D.			< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Be	< L.D.		0.36	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Bi	< L.D.		0.00	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Sb	< L.D.		0.04	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Sn	0.60		0.29	0.67	< L.D.	< L.D.	0.71
W	< L.D.		0.13	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Mo	< L.D.		1.23	1.01	< L.D.	< L.D.	0.53
As	< L.D.		0.13	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Ga	11.33		17.40	18.90	16.78	16.64	19.00
A/CNK	0.99	0.98	1.06	1.02	1.04	1.05	1.04
(Th/Ta) _N	34.24	9.73	194.30	14.89	5.78	1.18	246.39
Sr/Y	71.94	102.65	220.15	231.63	251.23	438.09	581.64
(Gd/Yb) _N	2.33	2.69	7.28	3.97	3.44	1.68	12.28
(Nb/Ta) _N	1.42	1.03	2.55	0.84	1.22	1.96	1.90

Tableau 13, suite.

	Liberian granites, Ta = 0.45-0.9 ppm							
Référence	DL et al. (1999)	G et al. (1999)	T et al. (1999)	DT (2003)	F et al. (1999)	G et al. (1999)	G et al. (1999)	DT (2003)
Pétero.	Granite	Monzogranite porphyroïde	Granodiorite	Granite fin à Bt	Granitoïde	Tonalite	Monzogranite	Granite à pyroxène
Batholite	Macenta	Macenta	Tounkarata	Macenta	Macenta	Macenta	Macenta	Macenta
Age (Ma)	2781 +/- 5							
Rock_name	Granite	Granite	Granodiorite	Qtz-monzonite	Qtz-syenite	Tonalite	Granite	Qtz-monzodiorite
Rock_series	Tholeiitic	Metaluminous	Tholeiitic	Tholeiitic	Calc-alkaline	Calc-alkaline	Metaluminous	Calc-alkaline
K_affinity	High-K	High-K	High-K	Shoshonitic	Shoshonitic	Medium-K	High-K	High-K
N° Ech	DL228A	DTMAC15	NZE2618*	ID443	AC.497	DTMAC20	DTMAC12*	ID395
SiO ₂ (%)	69.20	72.62	67.90	64.49	65.10	65.66	74.00	61.27
TiO ₂	0.53	0.16	0.35	0.67	0.39	0.52	0.14	0.65
Al ₂ O ₃	14.70	13.84	14.70	15.49	14.80	16.93	13.50	16.58
Fe ₂ O _{3t}	3.49	2.61	4.24	5.12	5.07	4.61	2.00	5.52
MnO	0.03	0.10	0.06	0.05	0.08	0.07	0.06	0.07
MgO	0.60	0.30	0.90	1.15	2.20	1.30	<0.2	2.34
CaO	1.60	1.07	2.30	2.75	3.40	3.59	0.90	4.39
Na ₂ O	3.30	3.00	4.00	3.82	3.30	4.76	3.40	4.48
K ₂ O	5.09	5.63	3.27	4.18	4.78	1.74	4.88	3.48
P ₂ O ₅	0.16	0.03	0.19	0.33	0.22	0.11	0.06	0.55
PF	0.40	0.62	1.00	0.49	0.40	0.94	0.50	0.84
Li (ppm)	18.00	7.00	13.00		10.00	11.00	<10	
Cs		0.25		0.90		0.50		0.68
Rb	155.00	197.92	86.00	73.42	118.00	65.34	160.00	98.18
Ba	4758.00	1526.44	2024.00	4296.00	1606.00	766.12	1550.00	2652.00
Sr	487.00	106.40	391.00	685.90	523.00	450.32	105.00	1129.00
Th	102.80	83.75	34.70	21.36	17.50	8.02	76.80	9.20
U	3.30	3.80	1.90	1.33	1.00	1.03	4.30	1.86
Ta	0.80	0.46	0.90	0.85	0.70	0.46	0.90	0.80
Nb	14.30	6.84	13.30	11.23	10.50	5.81	12.90	11.16
Hf	12.80	6.89	11.10	10.14	7.20	4.04	6.50	5.65
Zr	405.00	206.75	277.00	484.40	196.00	183.41	110.00	246.20
Y	8.90	13.49	15.50	19.07	24.80	10.22	13.40	26.69
V	29.00	4.31	47.00	52.28	61.00	65.21	<10	72.39
Co	5.00	2.12	9.00	8.43	9.00	10.22	<5	13.48
Cr	15.00	72.91	48.00	22.05	39.00	36.64	49.00	29.84
Ni	4.00	5.91	<10	12.11	21.00	7.24	<10	28.93
La	267.40	116.78	125.00	149.20	73.10	26.75	73.10	74.42
Ce	539.60	209.94	219.30	255.30	108.40	49.09	134.00	161.20
Pr	44.60	21.47	21.90	27.23	13.40	5.15	13.10	19.17
Nd	134.90	67.63	73.10	91.32	46.90	18.20	45.00	74.10
Sm	13.00	10.08	10.10	12.29	9.00	3.16	7.40	12.55
Eu	2.40	1.12	1.00	2.70	1.50	1.00	0.50	3.03
Gd	6.00	6.29	6.60	7.23	7.50	2.59	6.30	9.27
Tb	0.70	0.82	0.90	0.89	1.00	0.35	0.90	1.21
Dy	2.50	3.61	3.70	4.19	4.90	1.79	4.20	6.14
Ho	0.40	0.51	0.70	0.68	0.90	0.37	0.70	0.95
Er	0.90	1.27	1.90	1.78	2.40	1.00	1.40	2.26
Tm	0.10	0.12	0.20	0.24	0.30	0.12	0.20	0.28
Yb	0.60	0.82	1.50	1.48	2.00	0.82	0.70	1.81
Lu	0.10	0.12	0.20	0.21	0.30	0.13	0.10	0.30
Zn		33.76		57.98		87.26		83.34
Pb		31.19		18.27		12.61		20.54
Cu		5.76		46.21		18.98		32.70
B				< L.D.				< L.D.
Be		0.45		< L.D.		1.07		2.02
Bi		0.00		0.06		0.01		< L.D.
Sb		0.12		< L.D.		0.13		< L.D.
Sn		0.84		1.80		1.21		1.96
W		0.27		< L.D.		0.11		< L.D.
Mo		4.16		1.05		1.74		0.60
As		0.50		< L.D.		0.33		< L.D.
Ga		18.70		20.45		22.58		22.79
A/CNK	1.06	1.07	1.03	0.98	0.88	1.04	1.08	0.87
(Th/Ta) _N	55.55	78.26	16.67	10.81	10.81	7.53	36.89	4.97
Sr/Y	54.72	7.89	25.23	35.97	21.09	44.06	7.84	42.30
(Gd/Yb) _N	8.08	6.23	3.56	3.96	3.03	2.56	7.27	4.14
(Nb/Ta) _N	1.12	0.92	0.92	0.82	0.94	0.79	0.90	0.87

Tableau 13, suite.

	Liberian granites, Ta = 0.7-2.4 ppm					Roches écartées			
Référence	T et al. (1999)	DT (2003)	G et al. (1999)	G et al. (1999)	T et al. (1999)	T et al. (1999)	DL et al. (1999)	F et al. (1999)	DL et al. (1999)
Péetro.	Granodiorite	Granite à Bt +/- Amph	Granodiorite	Granite	Leucogranite	Monzogranite	Diorite fine	Roche basique	Enclave sombre
Batholite	Tounkarata	Macenta	Macenta	Macenta	Tounkarata	Tounkarata	Macenta	Macenta	Macenta
Age (Ma)									
Rock_name	Tonalite	Syenite	Tonalite	Granodiorite	Granite	Adamellite	Syenite	Qtz-diorite	Qtz-monzodiorite
Rock_series	Calc-alkaline	Calc-alkaline	Calc-alkaline	Calc-alkaline	Metaluminous	Metaluminous	Tholeiitic	Tholeiitic	Tholeiitic
K_affinity	Medium-K	Shoshonitic	Medium-K	Medium-K	High-K	High-K	Ultrapotas sic	Low-K	High-K
N° Ech	NZE2603	ID392	DTMAC21	DTMAC23*	NZE2600	NZE2615	DL251B	AC.492	DL259C
SiO ₂ (%)	66.64	59.43	68.81	71.10	74.89	73.17	53.70	49.90	49.80
TiO ₂	0.71	0.64	0.33	0.32	0.08	0.19	1.89	0.85	1.47
Al ₂ O ₃	15.52	17.05	16.76	15.50	13.77	14.06	16.80	14.00	14.40
Fe ₂ O _{3t}	4.94	5.71	3.16	2.40	0.95	1.71	8.31	14.22	15.29
MnO	0.07	0.09	0.08	0.04	0.04	0.04	0.11	0.23	0.14
MgO	1.59	1.99	0.78	0.60	0.16	0.26	3.10	7.40	5.90
CaO	2.53	3.09	3.03	2.40	0.83	1.38	4.60	11.40	6.60
Na ₂ O	4.63	5.06	5.41	4.70	3.53	3.67	3.80	1.80	2.60
K ₂ O	1.79	6.20	1.38	2.78	4.98	4.42	5.26	0.19	1.78
P ₂ O ₅	0.23	0.50	0.06	0.12	0.10	0.09	0.80	0.07	0.16
PF	1.02	0.33	0.49	0.40	0.30	0.55	0.60	0.60	0.90
Li (ppm)	30.00		13.00	18.00	12.00	29.00	10.00	6.00	12.00
Cs	0.80	0.35	0.59		1.03	1.71			
Rb	94.85	168.10	81.93	80.00	158.02	207.72	83.00	7.00	37.00
Ba	317.60	1665.00	393.33	1765.00	760.14	1499.31	2626.00	93.00	1902.00
Sr	301.14	1220.00	544.73	636.00	85.23	139.14	443.00	77.00	319.00
Th	18.25	10.93	16.04	15.40	30.48	32.22	3.70	1.80	2.80
U	1.80	1.36	4.33	4.20	8.63	9.76	0.30	0.20	0.20
Ta	0.72	2.43	0.82	0.80	0.86	1.73	3.40	0.60	0.60
Nb	10.77	28.50	5.98	5.70	7.17	14.45	81.20	6.70	11.30
Hf	3.38	10.02	4.54	4.40	3.37	4.73	9.10	2.60	3.40
Zr	142.34	483.40	217.74	128.00	96.80	177.27	306.00	56.00	83.00
Y	56.56	22.22	9.58	20.10	35.74	16.59	63.00	20.70	32.90
V	46.36	129.50	27.22	24.00	1.02	12.05	106.00	263.00	264.00
Co	9.24	11.57	5.59	6.00	1.15	2.04	19.00	39.00	38.00
Cr	25.35	28.30	55.56	28.00	17.39	34.11	56.00	123.00	115.00
Ni	17.51	10.58	9.82	<10	2.57	3.70	32.00	88.00	52.00
La	159.27	91.59	44.82	46.60	33.70	44.25	105.70	5.00	31.50
Ce	190.12	186.60	77.57	68.30	61.17	76.92	269.10	11.50	84.10
Pr	27.48	21.42	7.56	9.20	6.18	7.80	33.10	1.40	11.80
Nd	92.33	72.34	24.68	35.10	21.18	25.55	123.00	7.60	52.20
Sm	14.21	11.60	3.02	7.00	4.70	4.40	22.50	2.40	10.00
Eu	2.19	2.82	0.72	1.20	0.70	0.93	2.30	0.70	2.00
Gd	12.04	7.50	2.20	6.10	4.69	3.19	20.00	3.10	8.00
Tb	1.72	1.00	0.31	0.80	0.76	0.46	2.90	0.50	1.30
Dy	9.73	4.93	1.52	4.00	4.96	2.54	13.00	3.80	7.80
Ho	1.82	0.83	0.31	0.70	1.14	0.51	2.50	0.80	1.40
Er	4.82	2.25	0.89	1.50	2.80	1.47	6.60	2.20	3.60
Tm	0.60	0.33	0.13	0.20	0.46	0.25	0.90	0.30	0.50
Yb	3.27	2.20	0.85	1.20	2.76	1.46	4.90	2.00	2.80
Lu	0.40	0.32	0.15	0.20	0.41	0.23	0.60	0.30	0.40
Zn	85.67	73.79	59.43		24.02	35.30			
Pb	12.77	25.20	15.47		44.04	33.00			
Cu	42.52	122.20	16.15		2.87	2.69			
B		< L.D.							
Be	1.04	2.56	1.23		1.25	2.16			
Bi	0.00	0.06	0.01		0.01	0.02			
Sb	0.02	< L.D.	0.11		0.03	0.05			
Sn	1.56	2.15	1.64		0.75	1.91			
W	0.13	< L.D.	0.17		0.18	0.26			
Mo	1.02	1.39	2.31		1.30	2.23			
As	0.10	< L.D.	0.34		0.03	0.19			
Ga	23.24	19.53	22.01		18.42	20.73			
A/CNK	1.10	0.82	1.05	1.03	1.08	1.05			
(Th/Ta) _N	11.00	1.94	8.46	8.32	15.30	8.03	0.47	1.30	2.02
Sr/Y	5.32	54.91	56.85	31.64	2.38	8.39			
(Gd/Yb) _N	2.97	2.76	2.09	4.11	1.37	1.76	3.30	1.25	2.31
(Nb/Ta) _N	0.94	0.73	0.46	0.45	0.52	0.52			

Tableau 13, fin.

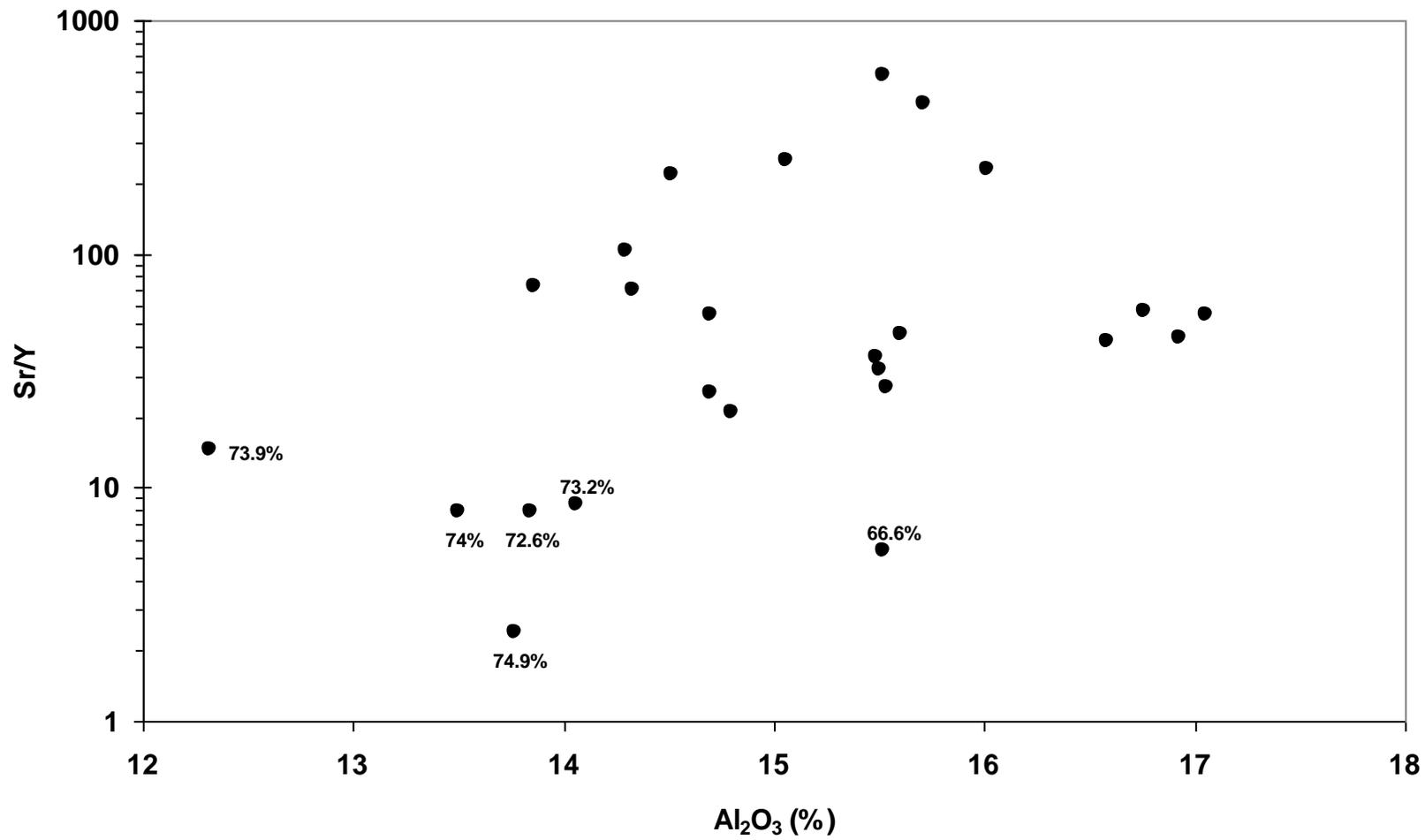


Fig. 44. Diagramme Al₂O₃ vs. Sr/Y pour les granitoïdes libériens.

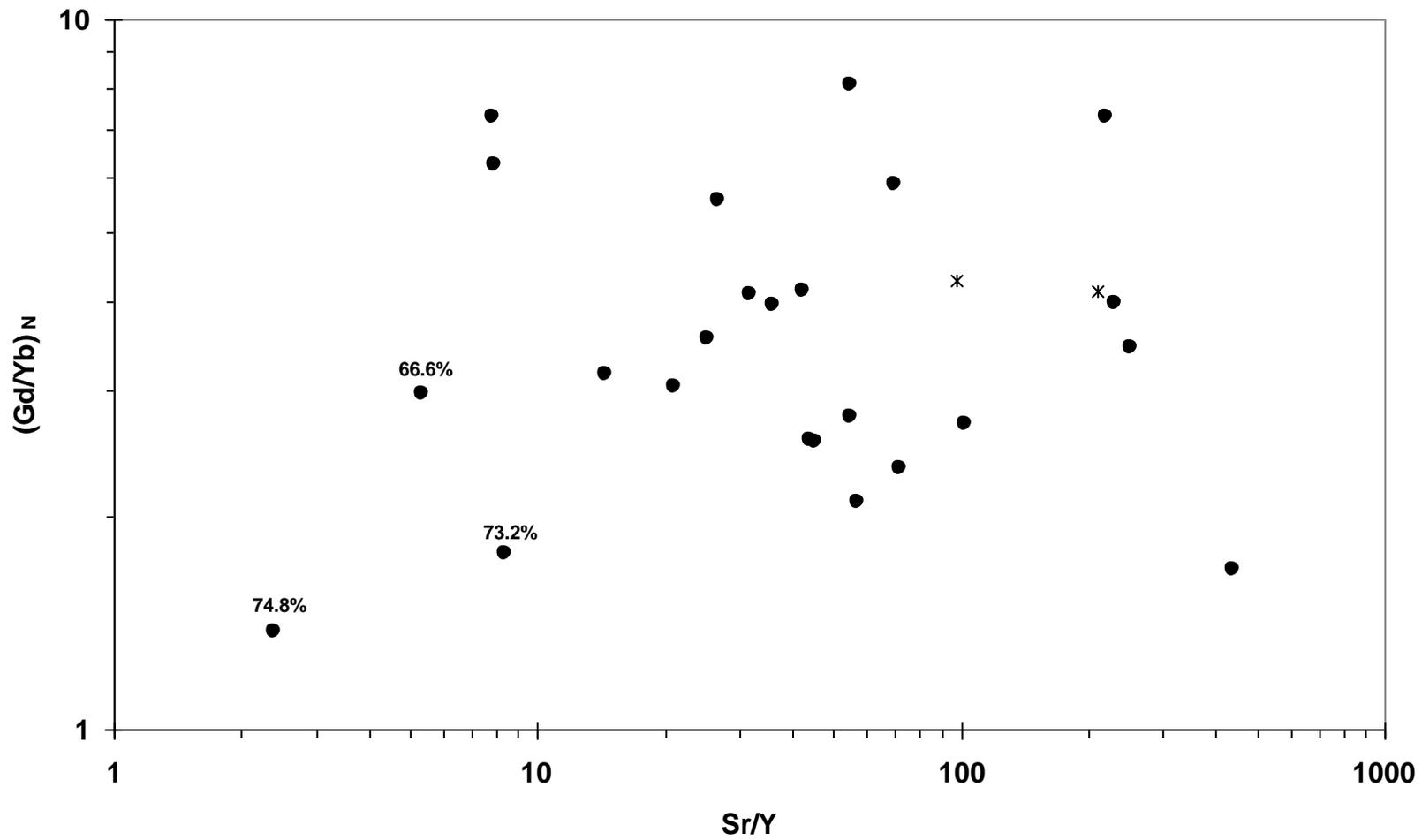


Fig. 45. Diagramme Sr/Y vs. (Gd/Yb)_N pour les granitoïdes libériens et les gneiss de Guélématá (astérisques).

Finalement, les granitoïdes les plus riches en Ta (= 0,7-2,4 ppm) se distinguent essentiellement par des anomalies négatives modérées en Ta et Nb (fig. 46C).

Slab melting ? Sinon quoi ? ? ? Discussion !

Considérant les signatures des roches précédentes, la première question est celle du rôle possible du slab melting dans la production des magmas granitiques libériens.

D'un strict point de vue pétrologique, considérant les fortes similitudes entre certains de ces granites et les gneiss paléoarchéens, il semble a priori difficile d'échapper à un tel modèle, peut-on alors considéré qu'il est applicable à l'ensemble des granitoïdes libériens ?

Un premier problème apparaît quand on considère conjointement les teneurs en SiO_2 et Th. Le diagramme SiO_2 vs. Th (fig. 47) montre ainsi que les teneurs en Th sont généralement plus élevées dans les granitoïdes libériens que dans les gneiss paléoarchéens, malgré des teneurs en SiO_2 plus faibles dans les premiers que dans les seconds. J'ai montré dans un chapitre précédent, que la composition des gneiss paléoarchéens (Th ~ 10-15 ppm) peut être reproduite par un modèle de fusion partielle d'un basalte primordial à un taux de l'ordre de 5 à 10%. Ce faible taux est compatible avec le caractère très acide des gneiss. Si on retient un protolithe de ce type, les teneurs en Th de 70 à 100 ppm dans certains granites libériens (tableau 13) imposent un taux de fusion partielle de moins de 1% qui semble difficilement envisageable pour au moins trois raisons : 1/ l'un de ces granites n'est pas très riche en SiO_2 (= 69,2%) ; 2/ il est très peu probable qu'une quantité aussi faible de liquide puisse être produite par fusion d'un basalte dans la mesure où la quantité totale de liquide de composition eutectoïde (~ Ab ~ Or ~ Qtz ~ 33%), susceptible d'être produite par un tel processus est sans doute significativement supérieure à 1% (au minimum de 5% si on considère une teneur minimale en K_2O du basalte de 0,2%) ; 3/ il semble peu probable qu'une fraction liquide égale à 1% puisse être extraite du solide (de ce point de vue, 5% est d'ailleurs un minimum acceptable).

Si on considère maintenant les roches moins acides, des taux de fusion partielle plus élevées doivent être envisagés. Par référence aux travaux expérimentaux, un taux de fusion de 20 à 30% semble un minimum pour produire un magma tonalitique dont les teneurs en SiO_2 sont voisines de 65% (fig. 47). Certaines des tonalites libériennes ont des teneurs en Th de l'ordre de 20 ppm (fig. 46). Pour un taux de fusion partielle de 20%, de telles teneurs imposent une teneur minimale en Th dans le protolithe de 4 ppm, ce qui est 5 à 10 fois plus élevé qu'envisageable pour un basalte primordial, et 20 fois plus élevé que dans un MORB appauvri (soit Th ~ 0,2 ppm selon différents auteurs). Sauf à imaginer un protolithe très particulier, une origine des tonalites libériennes par slab-melting est donc difficilement envisageable, même si ces tonalites présentent tous les caractères classiquement admis pour les produits de slab-melting (ex. fig. 45).

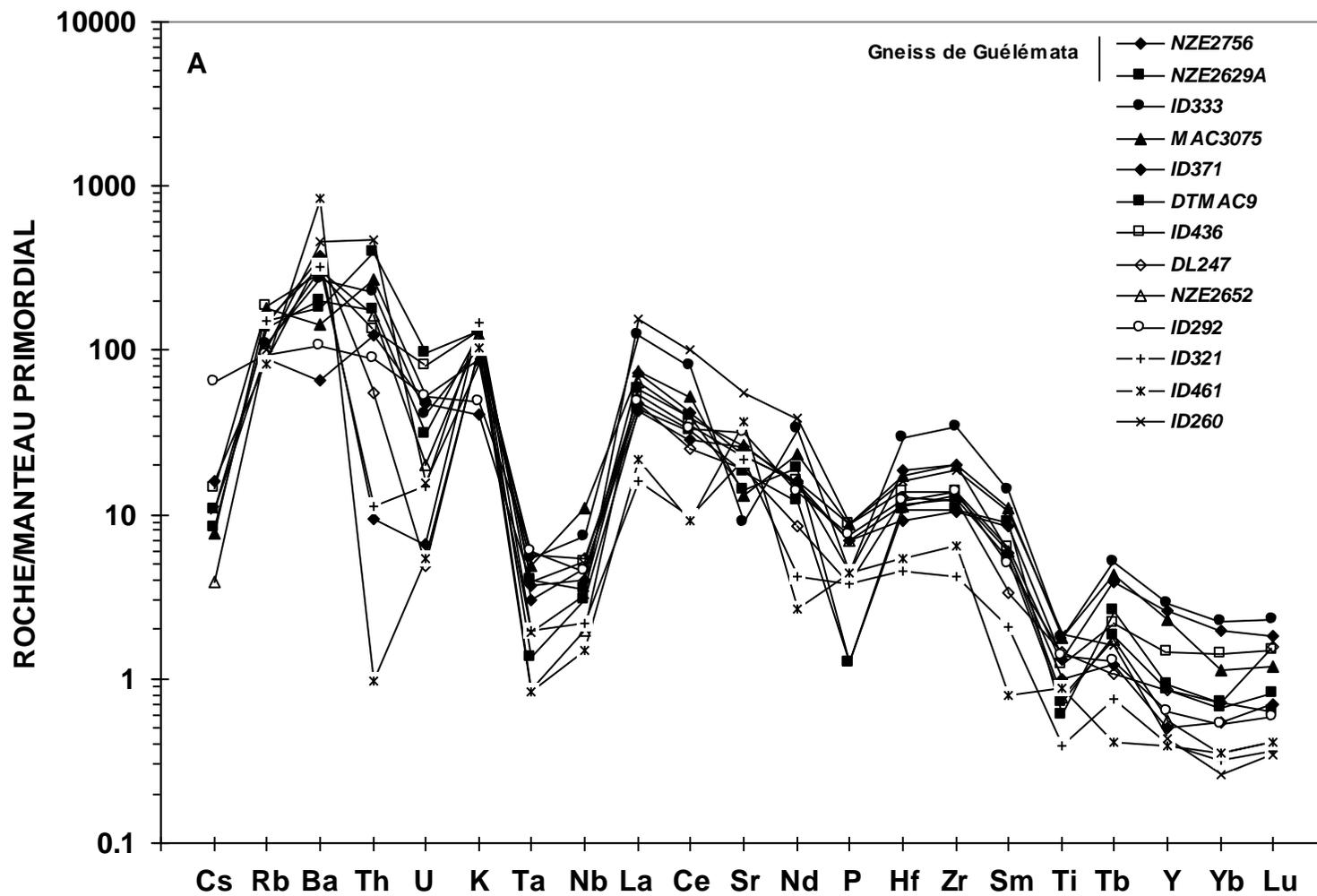


Fig. 46. Spectres multi-élémentaires normalisés au Manteau Primordial pour les granitoïdes libériens des différents groupes définis sur la base de la teneur en Ta : groupe pauvre en Ta (< 0,3 ppm) (A), groupe à teneur moyenne en Ta (B), groupe le plus riche en Ta (C). Comparaison avec les gneiss de Guéléмата.

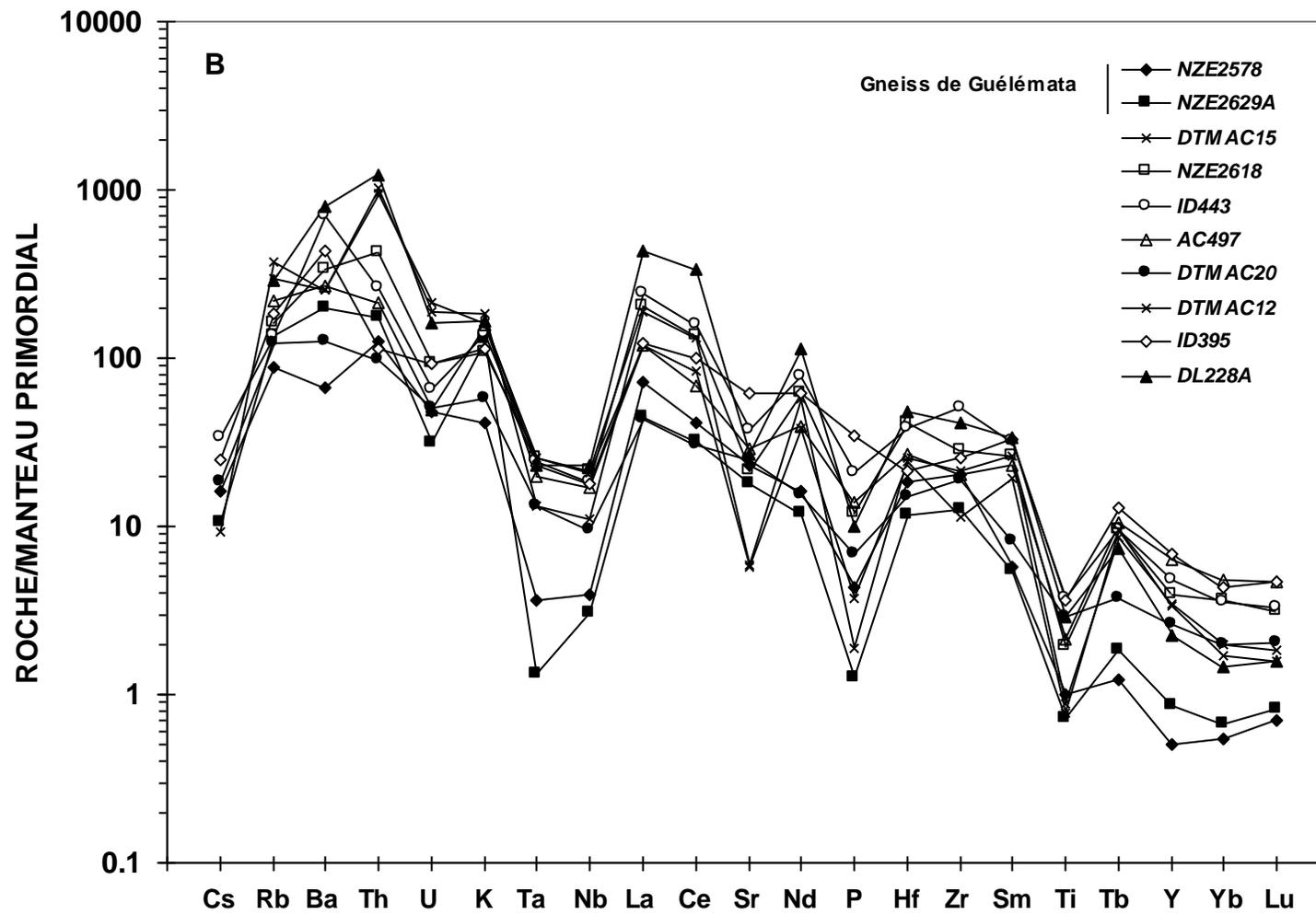


Fig. 46 (suite).

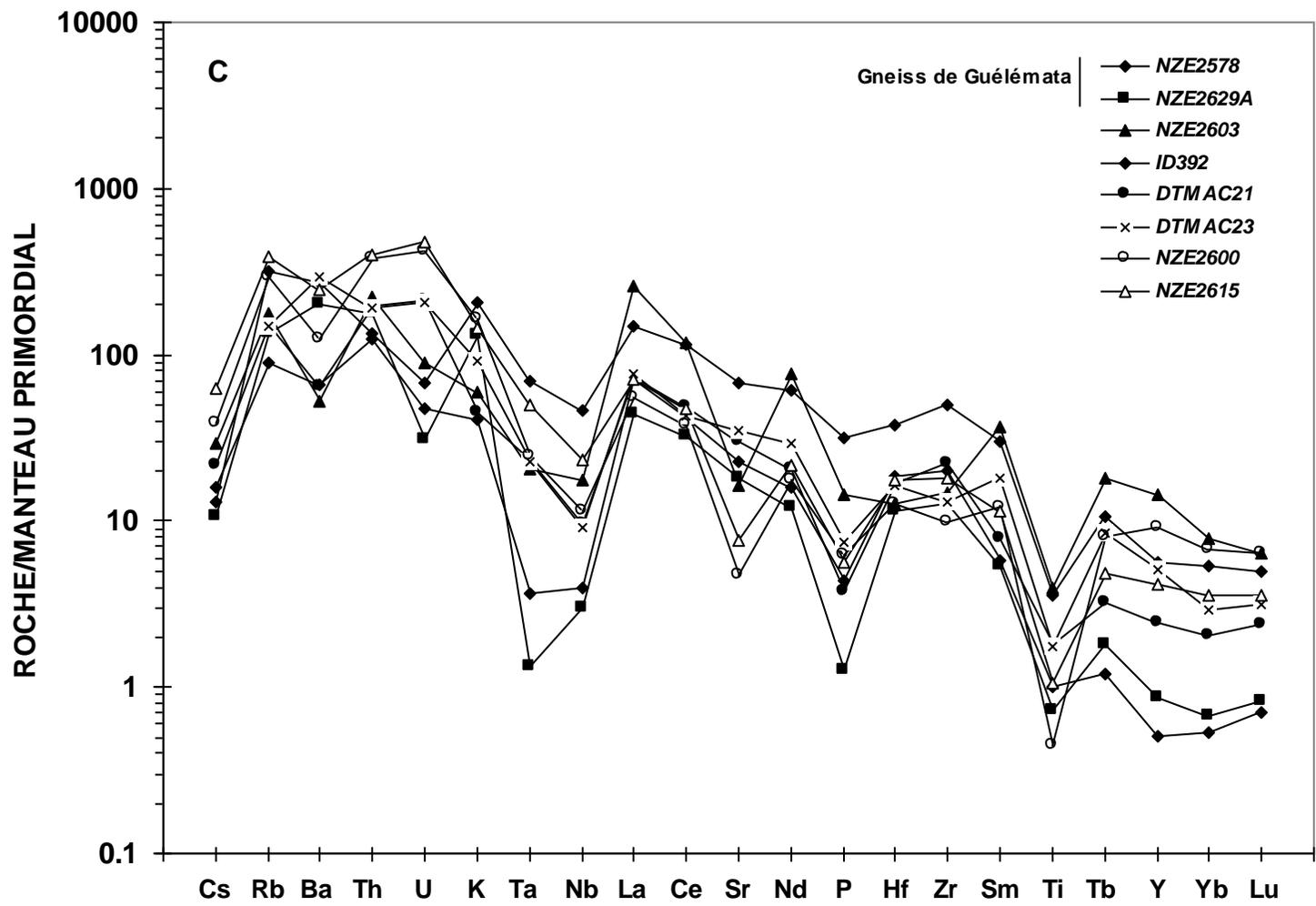


Fig. 46 (fin).

Le dernier argument que je développerai (mais d'autres pourraient être apportés) est fourni par les teneurs en Ta et le rapport Nb/Ta. La prise en compte de ces deux variables (fig. 47) permet de clairement discriminer les différents groupes précédemment définis sur la base de la seule teneur en Ta. Ainsi, le groupe pauvre en Ta se caractérise-t-il à la fois par ses faibles teneurs et un rapport Nb/Ta élevé, généralement supérieur à la valeur chondritique. Cette signature, que l'on retrouve dans les gneiss paléoarchéens (fig. 47), s'explique aisément par la présence de rutile au résidu, minéral dont des travaux récents (Foley et al., 2000) ont confirmé que non seulement il présente une très forte affinité pour Ta et Nb, mais qu'en plus il fractionne ces deux éléments en incorporant préférentiellement Ta. Cette évolution, que l'on observe dans les granitoïdes libériens les plus pauvres en Ta, ne se retrouve dans aucun des deux autres groupes, elle est même inverse pour les granitoïdes les plus riches en Ta dont les rapports Nb/Ta sont inférieurs à la valeur chondritique (fig. 47). Il semble donc peu probable que ces liquides aient été produits en équilibre avec du rutile.

La conclusion de la discussion précédente s'annonce simplement : ***un processus de slab melting ne peut rendre compte de la genèse de l'ensemble des granitoïdes libériens.*** Il ne semble en fait applicable que pour les plus pauvres en Ta.

Deux alternatives peuvent être envisagées pour ces magmas granitiques : 1/ une différenciation d'un magma basaltique ; 2/ une fusion crustale consécutive à une perturbation thermique de grande ampleur. Une hypothèse « mixte » consiste à envisager l'action conjointe d'un processus d'injection d'un magma basaltique et de contamination par la croûte anté-libérienne. Selon un tel modèle, la participation du manteau permettrait de rendre compte de l'apport de chaleur nécessaire à la fusion crustale.

La première hypothèse semble très peu probable. En effet, si on considère que des magmas tonalitiques à granitiques peuvent être respectivement issus de la cristallisation de 70% à 90% d'un liquide basaltique initial, alors des teneurs en Th de 20 ppm à plus de 50 ppm dans ces tonalite et granite (fig. 47) nécessitent que la teneur en Th du liquide basaltique initial ait été au minimum de 5 à 7 ppm. De telles valeurs se placent dans la gamme de basaltes shoshonitiques ou de basanites très alcalines. Selon le modèle envisagé, il faudrait donc imaginer que sous les granitoïdes libériens se trouve un volume 3 à 10 fois plus important de gabbros à signature shoshonitique ou très alcaline. Peu probable ...

Les hypothèses « crustale » ou mixte, apparaissent donc les plus « raisonnables »,

Un argument en faveur d'une origine au moins *pro parte* crustale du plutonisme libérien est fourni par la présence de zircons à cœurs paléoarchéens dans un granite libérien du groupe pauvre en Ta. Les gneiss et le granite montrent également de très fortes analogies géochimiques (fig. 49, tableau 13) qui rendent envisageable une origine du granite par fusion totale des gneiss. Cette hypothèse est d'autant plus possible que les gneiss archéens ont des compositions très acides ($\text{SiO}_2 \sim 74\%$) et par conséquent très proches de minimum granitiques. Même à une température modérée (ex. $T < 800^\circ\text{C}$), une fusion totale peut donc être envisagée sous réserve que l'eau soit présente en quantité suffisante.

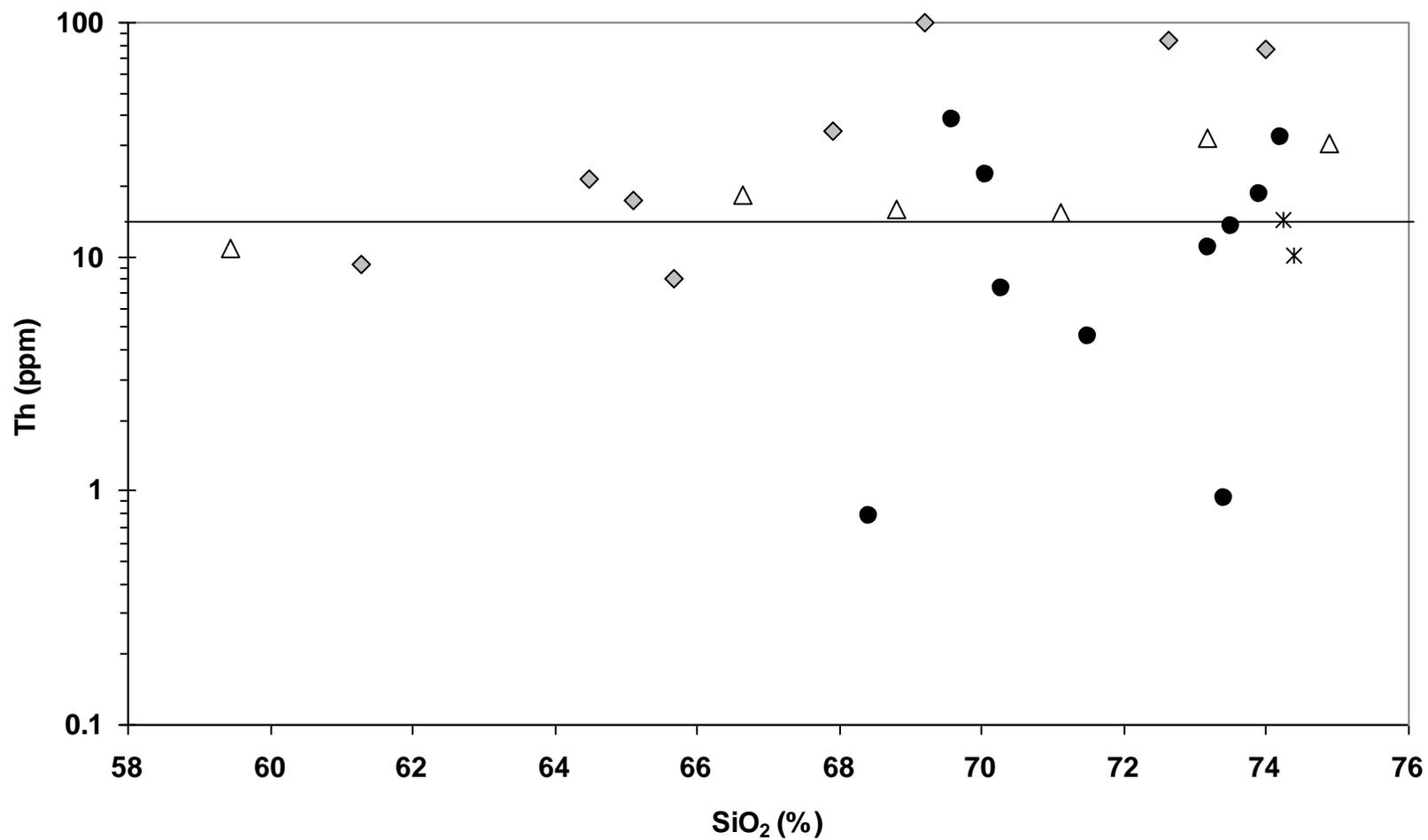


Fig. 47. Diagramme SiO₂ vs. Th pour les granitoïdes libériens avec distinctions des différents groupes définis d'après la teneur en Ta : 1/ groupe pauvre en Ta (rond noir), 2/ groupe à teneur moyenne en Ta (losange gris), 3/ groupe le plus riche en Ta (triangle vide), 4/ gneiss de Guélématata.

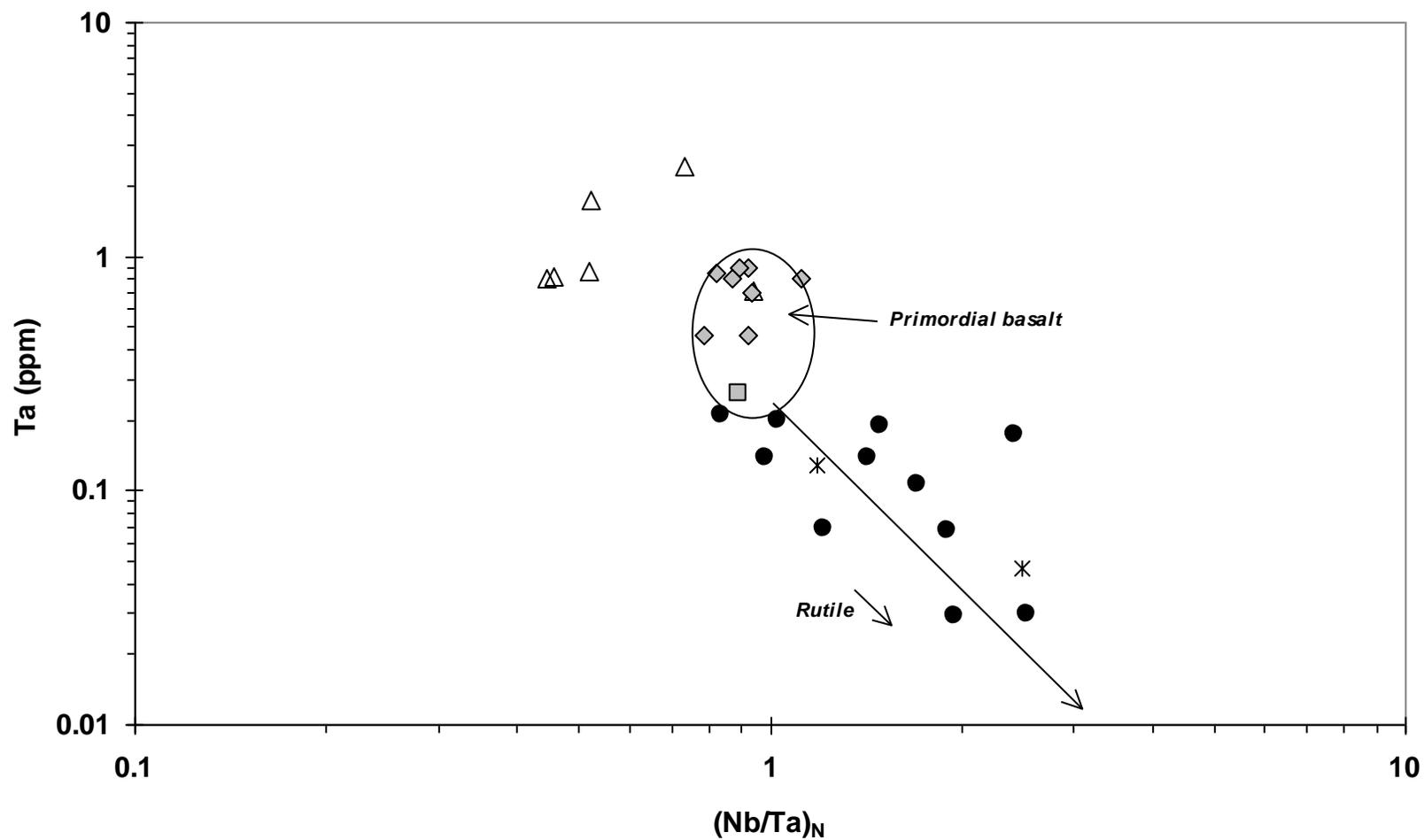


Fig. 48. Diagramme $(Nb/Ta)_N$ vs. Ta pour les granitoïdes libériens et les gneiss de Guélémeta (mêmes figurés que dans la fig. 47). La flèche figure l'effet du fractionnement de rutile lors de la fusion d'un basalte primordial (champ cerclé) à un taux décroissant.

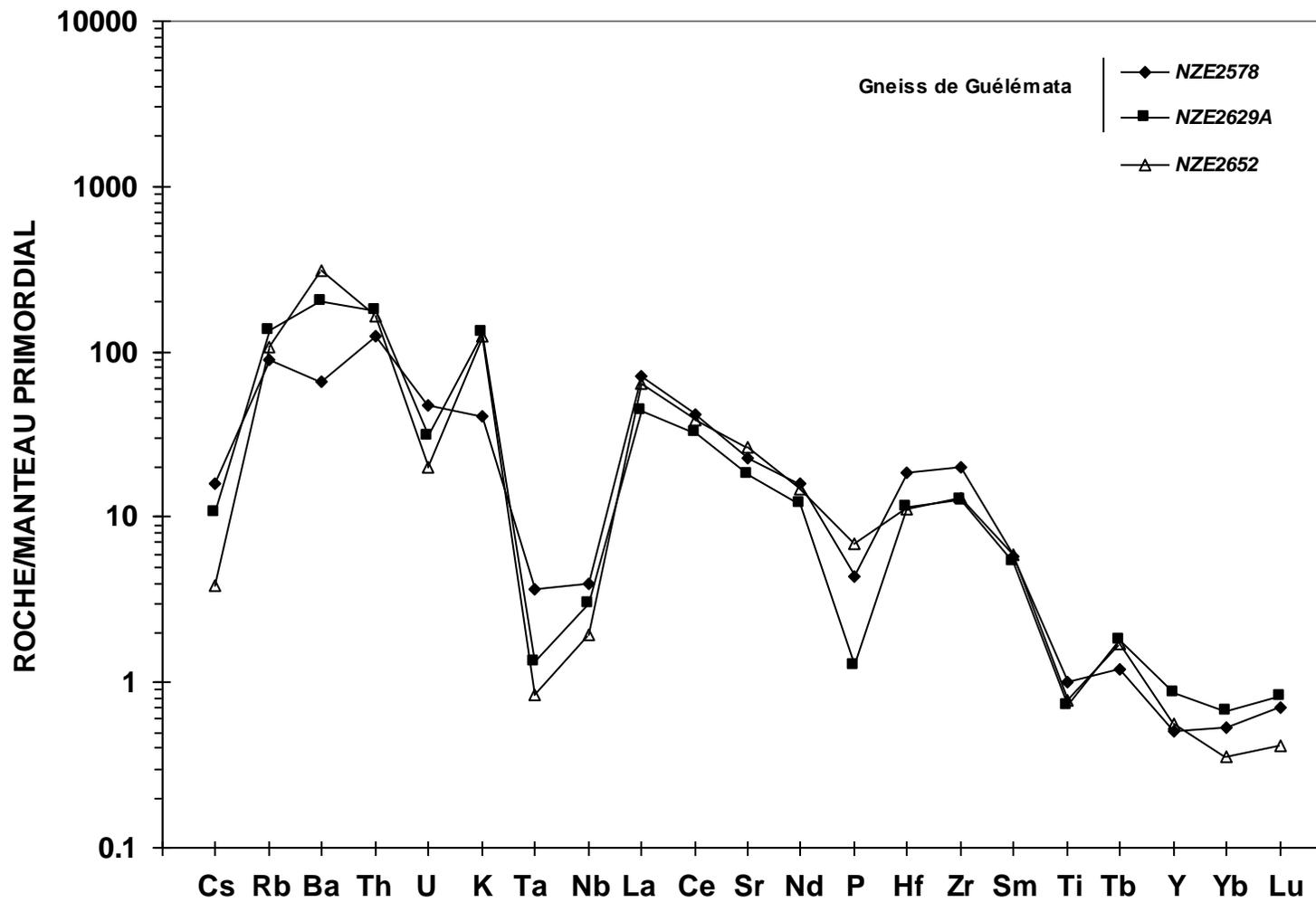


Fig. 49. Spectre multi-élémentaire normalisé au manteau primordial pour le granitoïde libérien NZE2652, comparaison avec les gneiss de Guéléмата.

Néanmoins, deux faits restent à expliquer : 1/ la large gamme de teneurs en SiO₂ des granitoïdes libériens dont certains montrent une composition intermédiaire (SiO₂ < 63%) ; 2/ leurs fortes teneurs en Th et autres éléments incompatibles.

Concernant le point 1, deux alternatives sont envisageables : 1/ un apport de magmas basiques mantelliques ; 2/ une composition globale du « prolithe crustal » moins acide que les seuls gneiss paléoarchéens. On peut ainsi envisager la participation d'une composante léonienne qui inclurait des roches basiques (greenstone) et/ou intermédiaires (gneiss andésitiques). Globalement, ces processus requièrent des températures élevées, ou plus exactement, plus élevées que celles nécessaires pour fondre les gneiss paléoarchéens.

Concernant le point 2, la logique est inverse. En effet, des teneurs élevées en éléments incompatibles requièrent un taux de fusion partielle faible et, par conséquent, une température plutôt faible.

Fondamentalement, **le plutonisme libérien pose donc un problème thermique.**

Les températures (liquidus) des granitoïdes libériens ont été calculées d'après l'équation :

$$T (^{\circ}\text{C}) = 1020 - 0,503 * (\text{SiO}_2 / \text{TiO}_2)$$

déterminée d'après plus de 280 analyses de liquides intermédiaires à acides obtenues expérimentalement par fusion de matériaux crustaux variés (basaltes, greywackes, dacites, gneiss à biotite ...), à des températures variant de 725°C à 1115°C (Thiéblemont, en préparation). Cette calibration reprend la règle désormais bien établie d'une augmentation de la solubilité du titane à température croissante des magmas (Ryerson et Watson, 1987). Elle est indépendante de la teneur en H₂O du magma.

La validité des résultats obtenus a été testée par le report des températures obtenues en fonction de la teneur en fer total (Fe₂O_{3t}) (fig. 50). Une très nette corrélation positive apparaît qui est conforme à une augmentation de la solubilité du fer à température croissante. Les températures calculées varient de ~ 750°C pour les granitoïdes les « plus froids » à plus de 950°C pour les plus chauds, qui sont également les moins acides (quart-monzonite, quartz-monzodiorite, tonalite et syénite pour les quatre granitoïdes de plus haute température).

Les températures déterminées pour les granitoïdes paléoarchéens sont de 810°C pour l'échantillon trondhjémite (NZE2578) et 730°C pour l'échantillon granitique de composition quasi-eutectoïde (NZE2629A). Les travaux expérimentaux (Winkler, 1979) montrent qu'en absence d'eau libre et que pour des pressions comprises entre 8 et 2 kb, un granite à biotite tel que NZE2629A commence à fondre entre ~ 700 et 750°C. La température de 730°C obtenue d'après la calibration suggère que le magma initial était saturé en H₂O. Néanmoins, les deux granitoïdes paléoarchéens sont pauvres en biotite, d'où une faible teneur en eau (PF ~ 0,5-0,6%) (tableau 13). Lors d'une refusion à relativement haute pression (ex. 8 kb) un granite tel que NZE2269A commencera à fondre vers 750°C, puis la fraction de roche fondue augmentera jusqu'à fusion totale, vers 950 et 1000°C. Entre 750°C et ~ 950-1000°C, des granites de composition uniforme et quasi-eutectique seront donc produits qui représenteront une proportion toujours plus forte du protolithe (granitique) initial.

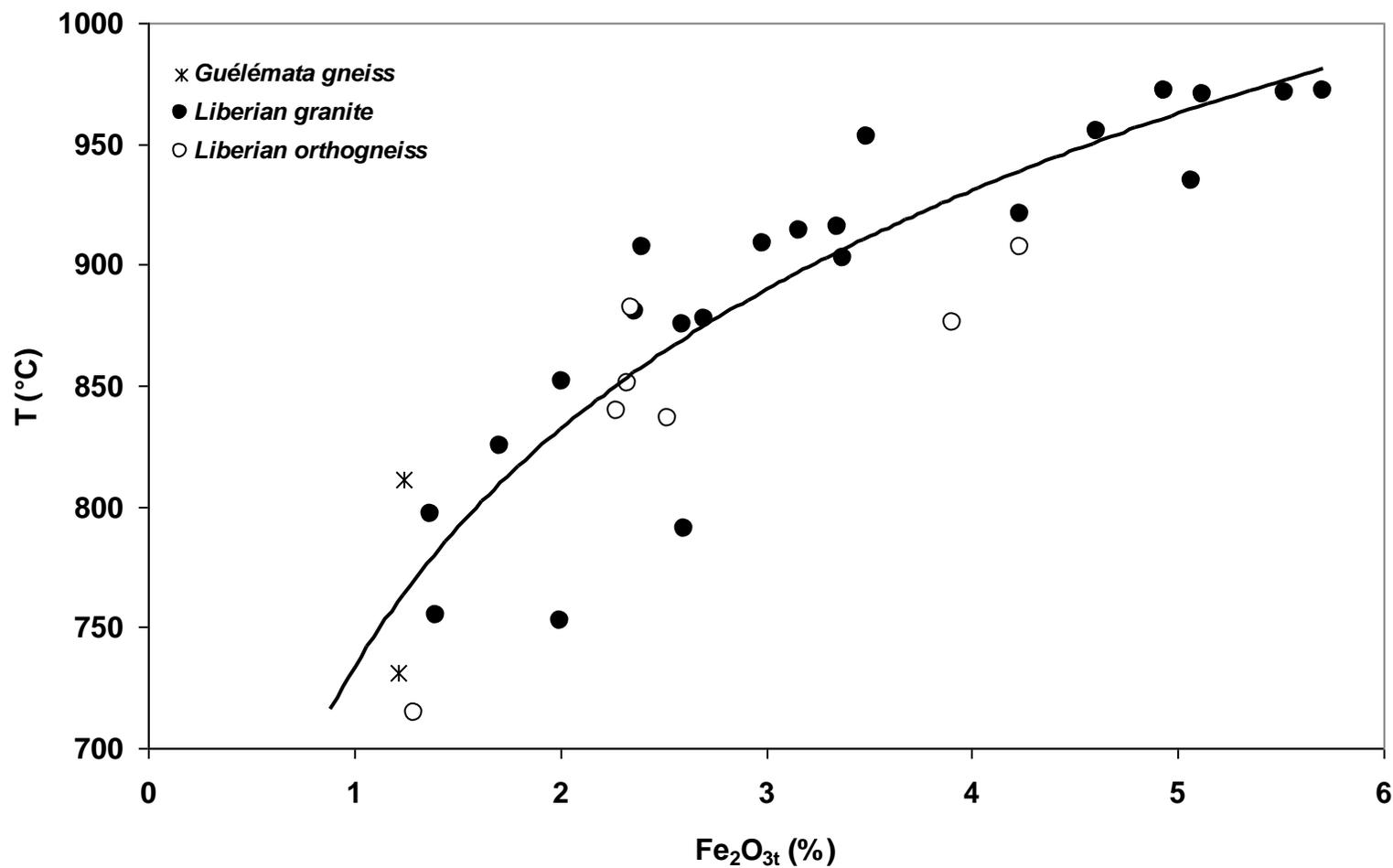


Fig. 50. Diagramme Fe₂O_{3t} vs. T ou T représente la température estimée pour les magmas parents (liquidus des roches considérées) d'après une calibration basée sur le rapport SiO₂/TiO₂ établie d'après ~ 300 analyses de liquides obtenus expérimentalement par fusion de roches variées.

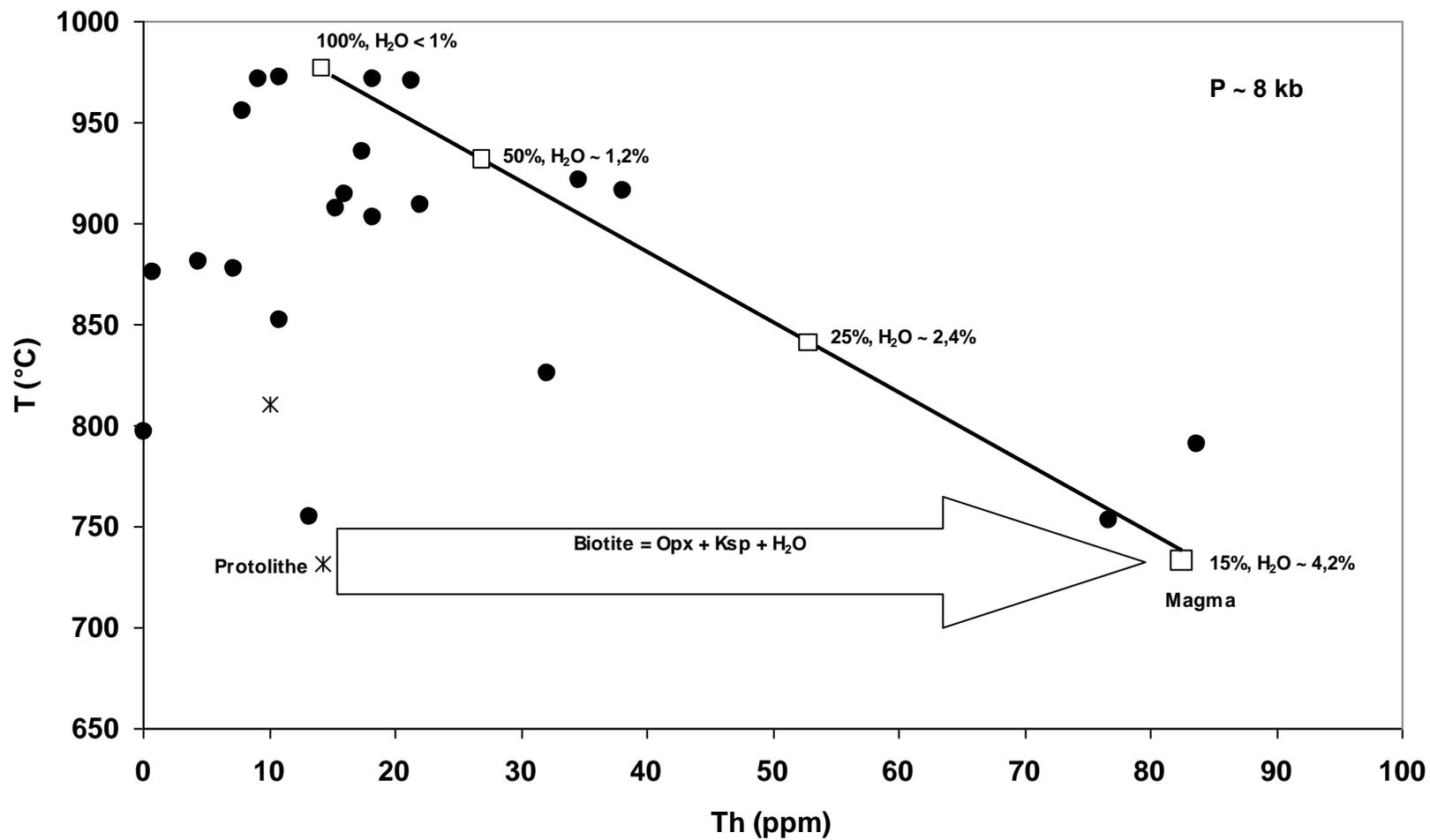


Fig. 51. Diagramme Th vs. T montrant l'évolution possible des liquides produits par fusion partielle, en absence d'eau libre et à une pression de 8 kb, d'un gneiss à biotite (= gneiss de Guélémata) pauvre en H₂O (~ 0,65%). La fusion intervient vers 730°C, par la fusion incongruente de la biotite dont découle l'apparition d'orthopyroxène. Le taux de fusion est modéré (~ 15%) et la teneur en Th du liquide très forte (~ 80 ppm). A température croissante, le taux de fusion partielle augmente avec une diminution corrélative des teneurs en Th et en H₂O du magma.

Considérant un comportement parfaitement incompatible de Th au cours de la fusion, si le premier liquide produit représente 15% du solide, alors sa teneur en Th sera ~ 6 fois plus forte que celle du protolithe, soit ~ 60 à 90 ppm.

La figure 51, représente schématiquement l'évolution possible de la teneur en Th des liquides produits à température croissante par fusion partielle des gneiss paléoarchéens. Une sous-saturation en H₂O permet effectivement de rendre compte de la production d'un constituant très riche en Th (et autres éléments incompatibles) susceptible d'avoir induit le très fort enrichissement en éléments incompatibles des granitoïdes libériens.

Finalement, ce modèle fournit également une explication possible pour l'origine des charnockites. La présence d'orthopyroxène pourrait ainsi s'expliquer par une fusion incongruente de la biotite dans des conditions sous-saturées en H₂O. A une pression de l'ordre de 8 kb, cette réaction intervient vers 730-750°C, température qui correspond également au solidus anhydre d'un granite à biotite (Winkler, 1979).

Le modèle précédent permet de rendre compte de la genèse de l'ensemble des granitoïdes libériens sans recours à un processus de subduction. Ainsi, les signatures de type « slab melt » de ces granitoïdes ne seraient pas primaires mais héritées du protolithe paléoarchéen à léonien.

Ces résultats suggèrent des températures extrêmement élevées (jusqu'à 1000°C ??) pour l'événement thermique libérien. La seule possibilité envisageable est un apport de chaleur du manteau vers la croûte induit par l'injection de magmas mafiques. Toutefois, les roches basiques apparaissent très discrètes au sein des batholites libériens. On doit donc envisager que les magmas mafiques se sont injectés dans une croûte encore chaude qui a très rapidement atteint son point de fusion pour faire barrière à l'ascension des magmas mafiques.

Synthèse

A ce stade de l'introspection des granitoïdes libériens, en fonction des pistes qui ont été examinées, on ne peut que tirer des contraintes très globales sur le cadre pétrologique et géodynamique du magmatisme libérien, mais qui soulignent néanmoins le rôle essentiel de la fusion crustale dans cet épisode majeur de l'évolution du craton archéen d'Afrique de l'ouest. Comme le soulignent Kouamélan et al. (1997a-b) le Libérien semble d'avantage correspondre à un épisode de différenciation crustale en climat granulitique qu'à un épisode d'accrétion.

Singulièrement, les signatures de très nombreux granitoïdes libériens de Guinée s'inscrivent dans la gamme des magmas issus d'un processus de slab melting, mais ces signatures semblent d'avantage refléter l'héritage d'une croûte archéenne (ou plus exactement paléoarchéenne) antérieure qu'un réel processus d'accrétion en contexte de subduction.

Une caractéristique importante des granitoïdes libériens est leur teneurs élevées en éléments incompatibles qui imposent la production d'un « pôle » très enrichi lors de l'événement granulitique. L'hypothèse la plus plausible est la fusion de matériaux eux même enrichis dans des conditions sous saturées en H₂O. De telles conditions rendent possible la fusion de matériaux

granitiques à faible taux, et la concentration concomittante des éléments incompatibles dans la phase liquide.

Enfin, les températures très élevées requises pour les événements métamorphiques et magmatiques libériens posent le problème de l'origine de la chaleur. A ce stade, on ne peut que constater que l'hypothèse de loin la plus probable est un apport de chaleur du manteau vers la croûte par injection de magmas mafiques, mais cette hypothèse demanderait à être soumise à des investigations plus complètes. L'étude pétrologique détaillée du métamorphisme granulitique pourrait permettre d'en préciser les conditions P-T et les relations éventuelles avec la déformation. Les levés magnétiques pourraient révéler d'éventuelles masses de matériaux mafiques stockées à la base de la croûte. Les analyses isotopiques des granitoïdes libériens devraient permettre de faire la part entre un recyclage de matériaux paléo- à mésoarchéens (léoniens) et l'injection de matériaux juvéniles.

Epilogue : la croûte archéenne d'Afrique de l'ouest, une croûte continentale standard ?

Les chapitres précédents m'ont permis d'esquisser un schéma d'évolution magmatologique et géodynamique de la croûte archéenne d'Afrique de l'ouest et de l'évolution concomitante du manteau entre ~ 3,5 Ga et 2,5 Ga.

Les principaux éléments de ce schéma sont les suivants :

1/ rôle clé du slab melting dans la production des premiers granitoïdes, et par là, de la première croûte continentale. Ce rôle apparaît clairement dans les signatures géochimiques des roches paléoarchéennes. L'idée n'est pas nouvelle (Arth et Hanson, 1972 ; Martin, 1986 ; Drummond et Defant, 1990 ; Smithies et al., 2003) et trouve ici une application de plus ;

2/ signature primordiale du protolithe des granitoïdes paléoarchéens. Ce résultat est argumenté à la fois par les caractéristiques de ces granitoïdes et celles des éclogites enclavées dans les kimberlites de Koidu ayant échappé à une contamination par le magma kimberlitique. Il pose un certain nombre de questions et, en premier lieu, celle de l'origine de cette croûte basaltique primordiale. Était-elle issue de la fusion d'un manteau primordial déjà largement refroidi après le stade « océan magmatique terrestre » qui caractérisait les époques très anciennes de la terre (Abe, 1997 ; Walter et Trønnes, 2004) ? Peut-elle être née de la fusion de panneaux péridotitiques solidifiés à la surface de cet océan et réabsorbés par lui ? Quoiqu'il en soit, on peut penser que ce protolithe potentiel a disparu une fois « consommé » le dernier fragment de manteau primordial et j'ai montré dans la première partie de ce mémoire que quasiment aucun basalte récent ne semblait témoigner d'une telle source. Certaines des signatures géochimiques des granitoïdes paléoarchéens semblent un héritage direct de ce protolithe et, en particulier, un faible rapport La/Th ($[La/Th]_N = 0,38$). De même, les teneurs relativement fortes en éléments incompatibles (ex. Th = 10-15 ppm) excluent un protolithe très appauvri tel qu'un N-type MORB ;

3/ persistance de signatures primordiales dans les roches mafiques à ultramafiques produites à l'Archéen puis au Paléoprotérozoïque dans le manteau sous-jacent au craton archéen. Un tel résultat suggère que ce manteau a échappé à l'appauvrissement « ancien » qui caractérise la très grande majorité des basaltes océaniques et les basaltes alcalins continentaux (néanmoins ce point serait à confirmer d'après des analyses isotopiques). Conformément à des modèles classiques d'évolution de la lithosphère sous-continentale (Allègre et al., 1982), ceci semble témoigner d'un certain isolement de ce manteau resté solidaire de la croûte sus-jacente ;

4/ existence à l'époque léonienne de roches basiques comparables aux basaltes orogéniques actuels. Ces roches témoignent d'une contamination du manteau par un constituant « orogénique » probablement issu d'un slab subducté. Ceci montre que vers 3,1 Ga, la structure thermique de la terre permettait la production des magmas d'arc dans la portion de manteau (« mantle wedge ») comprise entre la plaque subductée et la croûte continentale. Ceci est conforme aux observations synthétisées dans un article récent de Smithies et al. (2003) qui situent vers 3,1 Ga l'apparition d'un régime de subduction « moderne », dominé par une subduction pentée (« steep subduction ») susceptible de permettre la production des magmas d'arc à partir du mantle wedge ;

5/ **recyclage, dans le magmatisme archéen à paléoprotérozoïque, d'éléments de slabs préalablement subductés et sélectivement appauvris en certains éléments fortement incompatibles lors de ce processus.** Ce résultat est cohérent avec le point 3 qui conduit à envisager un isolement du manteau sous-continentale postérieurement à la création de la croûte ;

6/ **existence d'un événement majeur de différenciation crustale à l'époque libérienne** probablement induit par un échauffement de la base de la croûte, avec fusion de protolithes paléoarchéens à léoniens en conditions sous-saturées en H₂O induisant la production de magmas granitiques particulièrement riches en éléments incompatibles. Ce modèle est classiquement envisagé pour rendre compte des magmas calco-alcalins à alcalins de type « post-orogénique ». Dans les orogènes modernes, le moteur thermique serait une injection de magmas mantelliques profonds (asthénosphériques) à la base de la croûte suite à la délamination de la lithosphère sous-continentale (cf. Rudnick, 1995). Dans le cas du domaine de Kénéma-Man, des investigations complémentaires seraient nécessaires pour évaluer correctement un tel modèle néanmoins, quelle que soit sa cause, le processus de granulitisation est bien documenté et ses effets prévisibles sont une augmentation de la densité de la base de la croûte continentale et un enrichissement en éléments incompatibles de sa partie supérieure.

A partir des surfaces relatives et de la composition moyenne des lithologies cartographiées dans les différents ensembles lithostratigraphiques (fig. 20-22), j'ai calculé des compositions moyennes pour la croûte léonienne, la croûte libérienne et la croûte archéenne globale (tableau 14). Relativement aux granitoïdes paléoarchéens et à la croûte léonienne, la croûte libérienne montre effectivement un enrichissement en de nombreux éléments incompatibles tels que K₂O, Ba, Th, Zr, La et autres terres rares légères, néanmoins cet enrichissement ne modifie pas profondément la croûte archéenne dont le caractère plutôt riche en éléments incompatibles semble acquis dès le Paléoarchéen. Si on ne considère que les granitoïdes et que l'on étend le raisonnement jusqu'au Tardi-Eburnéen (tableau 15), une tendance à une augmentation de la teneur en éléments incompatibles apparaît (ex. K₂O, Th, Zr, Ta), néanmoins, l'impression globale est celle de très bonnes analogies entre les différents granitoïdes, particulièrement entre le Léonien et le Tardi-Eburnéen. **Ainsi, les traits majeurs de la croûte supérieure archéenne semblent acquis dès le Paléoarchéen et les événements ultérieurs ne provoquent que quelques variations de détail sur cette signature initiale.**

Finalement, la question ultime que l'on peut se poser est la suivante : la composition apparente de la partie supérieure de la croûte archéenne (c'est à dire sa composition de surface) d'Afrique de l'Ouest est-elle identique à la moyenne de la croûte continentale supérieure ? Dans la négative, comment expliquer les différences et en quoi seraient-elles caractéristiques de processus « archaïques » d'accrétion crustale ?

Le tableau 16 compare la moyenne de la croûte supérieure du craton de Kénéma-Man (ci-après abrégée CSKM) avec un certain nombre de moyennes terrestres déterminées pour la croûte continentale globale (CCG) et la croûte continentale supérieure (CCS).

	Granitoïdes paléo- archéens	Croûte léonienne	Croûte libérienne	Croûte archéenne globale
%relatif	1%	54%	45%	
SiO ₂ (%)	74.32	65.93	69.80	67.75
TiO ₂	0.16	0.47	0.30	0.39
Al ₂ O ₃	14.71	14.33	15.13	14.70
Fe ₂ O ₃	1.23	5.35	2.99	4.25
MnO	0.03	0.12	0.06	0.09
MgO	0.30	2.25	0.87	1.61
CaO	1.49	4.44	2.35	3.47
Na ₂ O	4.69	3.51	4.20	3.84
K ₂ O	2.59	2.62	3.41	2.98
P ₂ O ₅	0.05	0.14	0.14	0.14
PF	0.56	0.54	0.51	0.53
Li (ppm)	19.50		14.55	
Cs	0.36	3.42	1.18	2.38
Rb	60.05	99.23	96.18	97.58
Ba	806.75	776.34	1733.48	1211.73
Sr	373.71	353.08	463.25	403.32
Th	12.21	17.08	21.04	18.85
U	0.80	3.82	2.11	3.02
Ta	0.09	0.49	0.55	0.52
Nb	2.15	6.98	7.06	6.98
Hf	4.01	4.12	4.88	4.47
Zr	159.08	144.37	180.41	160.85
Y	2.69	14.40	13.20	13.77
V	6.89	89.51	33.36	63.41
Co	2.51	14.80	5.88	10.66
Cr	30.15	94.71	36.85	67.97
Ni	4.13	34.19	11.97	23.88
La	35.45	36.00	60.86	47.30
Ce	59.03	66.99	106.00	84.67
Pr	5.37	7.29	11.01	8.97
Nd	16.63	26.17	36.62	30.86
Sm	2.16	4.54	5.44	4.93
Eu	0.78	1.06	1.16	1.11
Gd	1.30	3.72	3.91	3.79
Tb	0.14	0.51	0.53	0.51
Dy	0.62	2.72	2.66	2.68
Ho	0.09	0.52	0.47	0.49
Er	0.26	1.46	1.22	1.34
Tm	0.05	0.22	0.16	0.19
Yb	0.25	1.39	1.01	1.21
Lu	0.05	0.23	0.15	0.19
Zn	28.72	69.21	47.83	59.21
Pb	12.12	14.55	18.46	16.31
Cu	3.22	31.11	19.39	25.59
Ga	17.94	17.96	18.97	18.42
(La/Th) _N	0.38	0.28	0.38	0.33
(Th/Ta) _N	60.2	14.9	16.4	15.7
(Nb/Ta) _N	1.4	0.8	0.7	0.8
(La/Yb) _N	96.1	17.5	40.7	26.4
(La/Sm) _N	10.3	5.0	7.0	6.0
(Gd/Yb) _N	4.2	2.2	3.1	2.5
Sr/Y	139	25	35	29

Tableau 14. Compositions moyennes pour la croûte léonienne, la croûte libérienne et la croûte archéenne globale calculées à partir des surfaces relatives et de la composition moyenne des lithologies cartographiées dans les différents ensembles lithostratigraphiques.

	Granitoïdes paléo- archéens	Granitoïdes léoniens	Granitoïdes libériens	Granitoïdes éburnéens
SiO ₂ (%)	74.32	68.56	69.80	68.48
TiO ₂	0.16	0.36	0.30	0.39
Al ₂ O ₃	14.71	15.29	15.13	15.17
Fe ₂ O ₃	1.23	3.38	2.99	3.39
MnO	0.03	0.07	0.06	0.06
MgO	0.30	1.12	0.87	1.17
CaO	1.49	2.77	2.35	2.46
Na ₂ O	4.69	4.35	4.20	4.12
K ₂ O	2.59	2.79	3.41	3.81
P ₂ O ₅	0.05	0.15	0.14	0.16
PF	0.56	0.76	0.51	0.58
Li (ppm)	19.50		14.55	17.12
Cs	0.36	5.45	1.18	2.11
Rb	60.05	98.17	96.18	139.23
Ba	806.75	883.94	1733.48	1158.23
Sr	373.71	373.09	463.25	475.85
Th	12.21	14.22	21.04	22.50
U	0.80	2.31	2.11	3.42
Ta	0.09	0.61	0.55	1.06
Nb	2.15	8.18	7.06	11.82
Hf	4.01	4.66	4.88	5.43
Zr	159.08	187.83	180.41	209.91
Y	2.69	15.32	13.20	12.16
V	6.89	37.83	33.36	44.98
Co	2.51	8.55	5.88	7.42
Cr	30.15	24.01	36.85	46.82
Ni	4.13	16.14	11.97	16.29
La	35.45	54.68	60.86	51.69
Ce	59.03	104.11	106.00	98.13
Pr	5.37	11.40	11.01	10.27
Nd	16.63	40.35	36.62	35.15
Sm	2.16	6.51	5.44	5.41
Eu	0.78	1.41	1.16	1.11
Gd	1.30	4.74	3.91	3.82
Tb	0.14	0.60	0.53	0.49
Dy	0.62	3.05	2.66	2.35
Ho	0.09	0.52	0.47	0.41
Er	0.26	1.42	1.22	1.10
Tm	0.05	0.20	0.16	0.16
Yb	0.25	1.33	1.01	0.98
Lu	0.05	0.21	0.15	0.15
Zn	28.72	55.07	47.83	48.50
Pb	12.12	18.76	18.46	21.04
Cu	3.22	13.05	19.39	17.81
Ga	17.94	19.68	18.97	19.91
(La/Th) _N	0.38	0.51	0.38	0.30
(Th/Ta) _N	60.2	10.1	16.4	9.1
Nb/Ta) _N	1.4	0.8	0.7	0.6
(La/Yb) _N	96.1	27.8	40.7	35.5
(La/Sm) _N	10.3	5.3	7.0	6.0
(Gd/Yb) _N	4.2	2.9	3.1	3.1
Sr/Y	139	24	35	39

Tableau 15. Compositions moyennes pour les granitoïdes associés aux différents cycles d'évolution du craton archéen.

Le premier constat est celui d'une composition nettement plus acide de la CSKM que de n'importe quelle moyenne crustale globale. Globalement, la CSKM montre une composition granodioritique, tandis que les moyennes globales sont tonalitiques ou quartz-dioritiques. Avec la moyenne de la CCS, les analogies sont beaucoup plus évidentes, néanmoins, la CSKM est légèrement plus acide ($\text{SiO}_2 = 67,76\%$ vs. 66%), mais légèrement moins mafique (ex. $\text{MgO} = 1,61$ vs. $2,2\%$) que la CCS. L'addition de 5 à 10% d'un constituant basaltique ($\text{SiO}_2 = 50\%$, $\text{MgO} = 8\%$) à la CSKM permettrait d'obtenir une composition identique à la CCS, on est donc là dans la marge d'erreur du modèle qui comprend en particulier : 1/ l'incertitude sur la surface exacte des différentes lithologies et leur organisation en profondeur, 2/ l'incertitude sur la composition moyenne de ces lithologies.

L'addition de 5 à 10% d'un constituant basaltique aurait surtout un effet de dilution sur les teneurs en éléments fortement incompatibles puisqu'un tel constituant est nettement plus pauvre en ces éléments que la CSKM. Je n'en ai pas tenu compte.

Les compositions voisines de la CSKM et de la CCS suggèrent une certaine permanence des processus d'accrétion crustale ; globalement ces processus aboutissent à l'individualisation d'une croûte continentale supérieure de composition granodioritique. En revanche, des différences très significatives apparaissent entre les signatures géochimiques. Les teneurs en Ta et Nb sont ainsi 3 à 4 fois plus faibles dans la CSKM que dans la CCS et ce trait semble permanent au cours de l'évolution du craton archéen (tableaux 14 et 15). En revanche les teneurs en Th, Ba et terres rares légères sont 1,5 à 2 fois plus élevées, tandis que les teneurs en terres rares lourdes sont plus faibles.

Globalement la CSKM présente une signature plus « orogénique » (ex. $[\text{Th}/\text{Ta}]_N = 15,7$ vs. $2,1$) et plus « enrichie » (ex. $[\text{La}/\text{Sm}]_N = 6$ vs. $4,2$) que la CCS, et l'héritage d'un processus de slab melting y est plus évident (ex. $[\text{Gd}/\text{Yb}]_N = 2,5$ vs. $1,4$; $\text{Sr}/\text{Y} = 29$ vs. 16). **On ne peut donc considérer que les processus d'accrétion et de différenciation mis en évidence pour le craton archéen d'Afrique de l'Ouest constituent un modèle permanent de formation de la croûte continentale. Par contre, ils constituent à l'évidence un mécanisme simple de concentration dans la croûte continentale d'éléments fortement incompatibles.** Clairement, la constitution de la croûte continentale supérieure moyenne suppose des processus additionnels susceptibles d'augmenter les teneurs en Ta et Nb, et d'atténuer le fractionnement entre terres rares lourdes. Parmi les roches terrestres, les rhyolites et granites alcalins et les leucogranites alumineux sont les principaux porteurs de Ta et Nb, néanmoins, seuls les premiers présentent des teneurs significativement supérieures à la CCS (ex. $\text{Nb} \sim 200$ ppm dans une rhyolite alcaline standard). L'ajout d'un tel constituant à la CSKM permettrait de rehausser sa teneur en Ta et Nb, mais engendrerait également une augmentation des teneurs en Zr ou Hf, éléments particulièrement concentrés dans les roches alcalines. Finalement, la solution serait sans doute d'envisager que la fraction de croûte archéenne comparable à la CSKM soit relativement « diluée » au sein de la CCS et dans ce cas, il faudrait conclure que les processus mis en évidence pour l'accrétion archéenne du craton d'Afrique de l'Ouest n'aient opéré que dans un intervalle de temps et d'espace restreint, ne produisant qu'une part limitée de l'ensemble de la croûte continentale actuelle.

Réf.	Croûte continentale moyenne			Croûte supérieure	Croûte archéenne, Guinée	Croûte sup. archéenne
	Taylor et MacLennan (1985)	Wedepohl (1995)	Rudnick (1995)	Taylor et MacLennan (1985)	Ce travail	Taylor et MacLennan (1985)
SiO ₂ (%)	57.3	61.5	59.1	66	67.76	57.4
TiO ₂	0.9	0.68	0.7	0.5	0.39	0.9
Al ₂ O ₃	15.9	15.1	15.8	15.2	14.69	15.6
Fe ₂ O _{3t}	10.11	6.28	7.33	5	4.25	10.56
MnO	-	0.1	0.11	-	0.09	-
MgO	5.3	3.7	4.4	2.2	1.61	5.2
CaO	7.4	5.5	6.4	4.2	3.47	7.3
Na ₂ O	3.1	3.2	3.2	3.9	3.84	3.1
K ₂ O	1.1	2.4	1.9	3.4	2.97	0.9
P ₂ O ₅	-	0.18	0.2	-	0.14	-
Cs (ppm)	1	3.4	2.6	3.7	2.4	-
Rb	32	78	58	112	97	25
Ba	250	584	390	550	1207	240
Sr	260	333	325	350	403	300
Th	3.5	8.5	5.6	10.7	18.8	2.9
U	0.91	1.7	1.4	2.8	3.0	0.75
Ta	1	1.1	1.1	2.2	0.5	-
Nb	11	19	12	25	7.0	5
Hf	3	4.9	3.7	5.8	4.5	3
Zr	100	203	123	190	161	100
Y	20	24	20	22	14	15
V	230	98	131	60	63	150
Co	29	24	25	16	11	30
Cr	185	126	119	35	68	140
Ni	105	56	51	20	24	90
La	16	30	18	30	47.2	12.6
Ce	33	60	42	64	84.5	26.8
Pr	3.9	6.7	5	7.1	8.9	3.1
Nd	16	27	20	26	30.8	13
Sm	3.5	5.3	3.9	4.5	4.92	2.78
Eu	1.1	1.3	1.2	0.88	1.11	0.9
Gd	3.3	4	3.6	3.8	3.78	2.85
Tb	0.6	0.65	0.56	0.64	0.51	0.48
Dy	3.7	3.8	3.5	3.5	2.67	2.93
Ho	0.78	-	0.76	0.8	0.49	0.63
Er	2.2	2.1	2.2	2.3	1.34	1.81
Tm	0.32	-	-	0.33	0.19	0.26
Yb	2.2	2	2	2.2	1.21	1.79
Lu	0.3	0.35	0.33	0.32	0.19	0.28
Zn	80	65	73	71	59	100
Pb	8	14.8	12.6	20	16	10
Cu	75	25	24	25	26	80
Ga	18	15	16	17	18	-
(La/Th) _N	0.61	0.47	0.43	0.37	0.33	0.58
(Th/Ta) _N	1.5	3.3	2.2	2.1	15.7	
Nb/Ta) _N	0.6	1.0	0.6	0.6	0.8	
(La/Yb) _N	4.9	10.1	6.1	9.2	26.4	4.8
(La/Sm) _N	2.9	3.6	2.9	4.2	6.0	2.9
(Gd/Yb) _N	1.2	1.6	1.5	1.4	2.5	1.3
Sr/Y	13	14	16	16	29	20

Tableau 16. Comparaison entre la composition moyenne apparente de la croûte archéenne de Guinée et différentes moyennes crustales de la littérature.

Et pour finir, deux réflexions ...

Concernant la croûte paléoaarchéenne

Un point peut sembler intrigant : la nature plutôt « évoluée » de ce que j'interprète comme le premier noyau de croûte continentale en Afrique de l'Ouest. Sa teneur en Th est de l'ordre de 10 ppm ce qui est comparable à la moyenne estimée pour la croûte continentale supérieure (Taylor et Mac Lennan, 1985) et de l'ordre de 120 fois plus que dans le Manteau Primordial (Hofmann, 1988).

Considérant le rayon de la terre (6350 km) et la présence d'un plancher océanique sur environ les 2/3 de sa surface, le volume de manteau compris sous les océans entre la base de la croûte océanique et la base du manteau supérieur (soit une profondeur ≤ 660 km) représente un volume de **201908406330 km³**.

Question : ce manteau étant initialement considéré comme primordial, quelle masse de croûte « virtuelle » présentant une teneur en Th de l'ordre de 10 ppm a-t-il pu fournir s'il a été totalement appauvri ?

Le rapport de la teneur en Th dans le Manteau Primordial et le manteau appauvri (considéré comme la source des N-type MORB) peut être estimé à ~ 5 (Wood et al., 1979b).

Le rapport de la teneur en Th dans la croûte « virtuelle » et le Manteau Primordial est d'environ 120.

Ce rapport peut s'exprimer ainsi :

$$120 = (\text{Masse de Th dans la croûte virtuelle} / \text{Volume de la croûte virtuelle}) / (\text{Masse de Th dans le Manteau Primordial} / \text{Volume du Manteau Primordial})$$

Le rapport de la teneur en Th dans le Manteau Primordial et le manteau appauvri étant estimé à ~ 5 , et en négligeant la différence de volume, on peut considérer que l'appauvrissement a provoqué le départ vers la croûte des $\sim 5/6$ du Th initial, le rapport de la masse de Th dans la croûte virtuelle et le manteau primordial serait donc de 5/6 d'où une simplification de l'équation précédente :

$$120 = (5 / \text{Volume de la croûte virtuelle}) / (6 / \text{Volume du Manteau Primordial})$$

soit $120 = (5 * \text{Volume du Manteau Primordial}) / (6 * \text{Volume de la croûte virtuelle})$

soit $\text{Volume de la croûte virtuelle} = (5/720) * \text{Volume du Manteau Primordial}$

Considérant que le volume de Manteau Primordial affecté par l'appauvrissement était de **201908406330 km³**, on obtient pour le volume de la croûte virtuelle un volume de **1402141711 km³**.

Ce volume correspond à celui **d'une couche de 8,5 km d'épaisseur qui couvrirait 1/3 de la surface terrestre.**

En supposant que le processus d'accrétion par slab melting de basaltes primordiaux envisagé pour l'Afrique de l'Ouest soit applicable à la formation de la première croûte continentale terrestre et qu'il ait perduré jusqu'à appauvrissement total du manteau océanique, **alors il aurait permis la formation d'une croûte continentale très**

acide d'une teneur moyenne en Th de l'ordre de 10 ppm, d'une épaisseur de 8,5 km et occupant 1/3 de la surface terrestre, soit un volume d'à peu près le ¼ de la croûte continentale actuelle. Dans ce schéma, la formation du manteau océanique appauvri aurait accompagné la création d'une première croûte continentale. Par la suite, l'accrétion continentale aurait opéré par apport de magmas mantelliques plutôt que par slab melting.

Concernant les signatures isotopiques des roches anciennes et la relation avec leurs signatures en éléments traces

Le modèle précédent bute sur un problème : les signatures isotopiques fréquemment appauvries des roches archéennes, notamment parmi certaines qui comptent parmi les plus anciennes de la Terre (ex. les gneiss éoarchéens du Groenland dont les ϵNd_T et ϵHf_T varient respectivement de +1,5 à +4,5 et +0,5 à +5, Vervoort et al., 1996). Doit-on en conclure que l'appauvrissement du manteau était acquis dès l'Eoarchéen et que la plus grosse partie de la croûte continentale formée à cette époque a été détruite (cf. Carlson, 1996) et dans ce cas, qui signifient les signatures jugées plus haut « primordiales » de roches basiques paléoarchéennes à éburnéennes du craton W-Africain ?

A ce jour, je n'ai pu effectuer aucune analyse isotopique sur les roches archéennes d'Afrique de l'Ouest et il est clair qu'une telle investigation permettrait d'enrichir le modèle proposé ? Risquerait-elle de le remettre totalement en cause ?

A titre de réflexion, je voudrais ici présenter brièvement quelques analyses isotopiques Sm-Nd obtenues il y a une dizaine d'années sur les komatiites, basaltes et dacites éburnéens de Guinée (chaînon de Niandan et Kiniéro, voir fig. 20 à 22, Calvez et Milési, comm. pers.) et restées non interprétées (tableau 17).

Singulièrement, bien que de nature et d'origine très différentes, ces roches présentent des compositions isotopiques initiales en Nd voisines, soit $\epsilon Nd_{2.1Ga} = +3,2$ à +4,7, la valeur la plus élevée correspondant à la komatiite JPM116 et la plus basse à la dacite adakitique JPM182.

N° Ech.	Type	Massif	Sm	Nd	147Sm/ 144Nd	143Nd/ 144Nd	$\epsilon Nd_{2.1Ga}$
JPM116	Komatiite	Niandan	1,001	2,88	0,2103	0,513064	+4,7
JPM168	Basalte tholéiitique	Niandan	1,609	4,777	0,2037	0,512949	+4,2
OG3	Basalte tholéiitique	Kiniéro	3,622	14,332	0,1529	0,512204	+3,3
JPM66	Dacite (2093 ± 2 Ma)	Kiniéro	4,868	20,083	0,1466	0,512144	+3,8
JPM182	Dacite (adakite)	Kiniéro	4,623	25,854	0,1082	0,512587	+3,2

Tableau 17. Analyses isotopiques Sm-Nd sur les roches des chaînons volcaniques paléoprotérozoïques de Guinée (Calvez et Milesi, comm. pers.).

Si on considère les seules roches mafiques, dont l'origine peut être supposée essentiellement ou exclusivement mantellique, les valeurs précédentes témoignent d'un appauvrissement ancien du manteau, appauvrissement qu'il est d'ailleurs impossible de « dater » puisque les âges modèles minimaux obtenus en admettant une origine initialement chondritique du manteau sont supérieurs à 4,5 Ga et par conséquent supérieurs à l'âge de la Terre. Par ailleurs, les valeurs de $\epsilon\text{Nd}_{2.1\text{Ga}}$ de l'ordre de +4 à +5 situent les roches ultramafiques à mafiques guinéennes au voisinage de la courbe obtenue pour l'évolution des ϵNd_T maximaux en fonction de l'âge (Vervoort et al., 1996), courbe dont on considère parfois qu'elle traduit l'évolution du manteau appauvri, source des N-type MORB, au fil du temps.

Néanmoins, quand l'on considère les spectres multi-élémentaires normalisés au Manteau Primordial (fig. 52), l'appauvrissement global des roches guinéennes, tel qu'il s'exprime par la pente du spectre entre les éléments les plus incompatibles et les moins incompatibles, apparaît moins marqué que celui d'un N-type MORB moderne. En d'autres termes, **les roches guinéennes ne peuvent être supposées dériver d'un manteau comparable au manteau océanique appauvri actuel**. Au-delà, cette remarque conduit à envisager un certain découplage « ancestral » entre le système Sm-Nd et le système élémentaire « global ». Ainsi, l'évolution du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ayant conduit aux valeurs positives de ϵNd me semble témoigner d'une perturbation ancienne du système Sm-Nd, que je qualifierais de « deuxième ordre » (on pourrait également parler de « cryptique »), indépendante et plus ancienne que l'histoire envisagée plus haut pour le manteau sous-jacent au craton Ouest-Africain.

Une variation même limitée du rapport Sm/Nd est susceptible d'induire une variation significative du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sur un terme relativement « court ». Ainsi, pour une valeur du rapport Sm/Nd de 10% supérieure à la valeur primordiale l'effet sur le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sera en 0,5 Ga de +1.3 unités ϵNd et en 1 Ga de +2,5 unités ϵNd . Notons que dans un N-type MORB moyen (Hofmann, 1988) le rapport Tb/Ta est 1,7 fois plus élevé que le rapport primordial tandis que le rapport Sm/Nd n'est que 1,03 fois plus élevé. **Ainsi l'appauvrissement d'un MORB en Ta par rapport à Tb est ~ 55 fois plus important que l'appauvrissement en Sm par rapport à Nd** (fig. 52).

Des travaux récents (*cf.* Walter et Trønnes, 2004) montrent qu'un fractionnement « ancestral » du rapport Sm-Nd aurait pu intervenir lors d'un épisode de différenciation du manteau probablement antérieur à 4 Ga, suite à la cristallisation de pérovskite dans les parties profondes d'un « océan magmatique terrestre » (terrestrial magma ocean) initial. Ce phénomène a-t-il induit une variabilité « initiale » du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ antérieure à la formation de la croûte ?? Dans ce cas, il conviendrait effectivement de faire la part de cet effet et de ne plus interpréter le fractionnement Sm-Nd de la terre uniquement en termes d'appauvrissement global du manteau lié à la formation de la croûte continentale.

A suivre ...

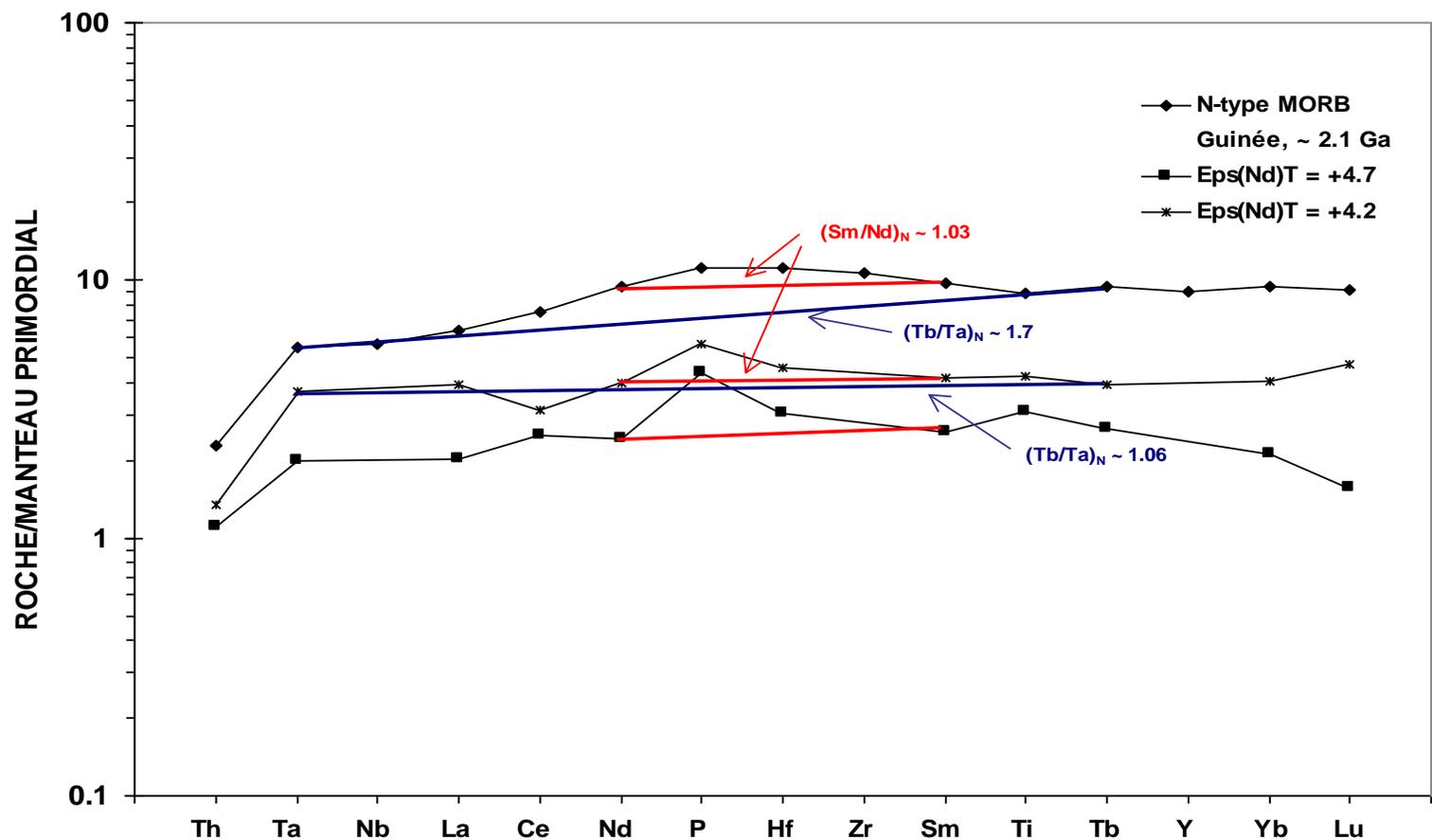


Fig. 53. Spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial pour une komatiite [Eps(Nd)T = +4.7] et un basalte [Eps(Nd)T = +4.2] paléoprotérozoïques de Guinée, comparaison avec la moyenne des N-type MORB (Hofmann, 1988). Les segments rouges matérialisent le fractionnement Sm/Nd et les bleus le fractionnement Tb/Ta. On notera que dans le N-type MORB, le fractionnement est beaucoup plus marqué pour le couple Tb-Ta que pour Sm/Nd.

Références

- ABE Y. (1997).- Thermal and chemical evolution of the terrestrial magma ocean. *Phys. Earth Planet. Int.*, 100, pp. 27-39.
- ALLEGRE C.J., DUPRE B., RICHARD P., ROUSSEAU D. et BROOKS C. (1982).- Subcontinental versus suboceanic mantle. II Nd-Sr-Pb isotopic comparison of continental tholeiites with mid-ocean ridge tholeiites and the structure of the continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, pp. 25-34.
- ARTH J.G. (1979).- Some trace elements in trondhjemites-Their implications to magma genesis and paleotectonic setting. In: F.BARKER Ed., trondhjemites, dacites and related rocks, *Developments in Petrology*, 6, pp. 123-132. Elsevier, Amsterdam.
- ARTH J.G. et HANSON G. N. (1972).- Quartz diorites derived by partial melting of eclogites or amphibolites at mantle depths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 37, pp. 161-174.
- BARKER F. (1979).- Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: F. BARKER Ed., Trondhjemites, dacites and related rocks. *Developments in Petrology*, Amsterdam, 6, pp. 1-11.
- BARTH M.G. , FOLEY S.F. et HORN I. (2002a).- Partial melting in Archean subduction zones: constraints from experimentally determined trace element partition coefficients between eclogitic minerals and tonalitic melts under upper mantle conditions. *Precambrian Res.*, 133, pp. 323-340.
- BARTH M.G., RUDNICK R., HORN I., McDONOUGH W.F., SPICUZZA M.J., VALLEY J.W. et HAGGERTY S.E. (2001).- Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa, Part I: A link between low MgO eclogites and Archean crust formation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, 9, pp. 1499-1527.
- BARTH M.G., RUDNICK R., CARLSON R.W., HORN I. et McDONOUGH W.F. (2002b).- Re-Os and U-Pb geochronological constraints on the eclogite-tonalite connection in the Archean Man Shield, West Africa. *Precambrian Res.*, 118, pp. 267-283.
- BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT (1981).- Basaltic volcanism on the terrestrial planet. Pergamon, New-York, 1286 p.
- BEARD J.S. et LOFGREN G.E. (1991).- Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic grestones and amphibolites at 1, 3 and 7 kbar. *J. Petrol.*, 32, pp. 365-401.
- BECKINSALE R.D., GALE N.H., PANKHURST R.J., MACFARLANE A., CROW M.J., ARTHURS J.W. et WILKINSON A.F. (1980).- Discordant Rb-Sr and Pb-Pb whole rock isochron ages for the Archean basement of Sierra Leone. *Precambrian Res.*, 13, pp. 63-76.
- BERING D., BRINCKMANN J., CAMARA N., DIAWARA M., GAST L., KIEITA S. (1998).- Evaluation de l'Inventaire des Ressources Minérales de Guinée. Coopération Technique République de Guinée – République Fédérale d'Allemagne, Projet 94.2025.8, BGR, Hannover, 1998, 109 p.
- BILLA M., FEYBESSE J.L. , BRONNER G., LEROUGE C., MILESI J.P., TRAORE S. et DIABY S. (1999).- Les formations à quartzites rubanés ferrugineux des Monts Nimba et du Simandou : des unités empilées tectoniquement, sur un « soubassement » plutonique Archéen (craton de Kénéma-Man), lors de l'orogène eburnéen. *C. R. Acad. Sci. , Sci. Terre Planet.*, 329, pp. 287-294.
- CABANIS B. (1986).- Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. *Mém. Sci. Terre, Univ. P. et M. CURIE*, 690 p. Thèse Sci., Paris.
- CAHEN L., SNELLING N.J., DELHAL J. et VAIL J.R. (1984).- The geochronology and evolution of Africa. Oxford University Press, 512 p.
- CAMIL J., TEMPIER P. et PIN C. (1983).- Age libérien des quartzites à magnétite de la région de Man (Côte d'Ivoire) et leur place dans l'orogène libérien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 296, pp. 149-151.
- CARLSON R.W. (1996).- Where has all the old crust gone ? *Nature*, 379, pp. 581-582.
- CASTAING.C., BILLA.M., MILESI.J.P., THIEBLEMONT.D., LE.METOUR.J., EGAL.E., DONZEAU.M., GUERROT.C., COCHERIE.A., CHEVREMONT.P., TEGYEY.M., ITARD.Y., ZIDA.B., OUEDRAOGO.I., KOTE.S., KABORE.E., OUEDRAOGO.C., KI.J.C., ZUNINO.C. (2003a).- Notice explicative de la carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1 000 000., Orléans: Edition BRGM, 147 p.
- CASTAING.C., LE.METOUR.J., BILLA.M., DONZEAU.M., CHEVREMONT.P., EGAL.E., ZIDA.B., OUEDRAOGO.I., KOTE.S., KABORE.E., OUEDRAOGO.C., THIEBLEMONT.D., GUERROT.C., COCHERIE.A., TEGYEY.M., MILESI.J.P., ITARD.Y. (2003b).- Carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1 000 000., Orléans: Edition BRGM.
- CHANTRAINE J., AUTRAN A. et CAVELIER C. (1996).- Carte géologique de la France à l'échelle du millionième, 6^{ième} édition, BRGM, Orléans.

CONRAD W.K., NICHOLLS I.A. et WALL V.J. (1988).- Water-saturated and -undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: Evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo volcanic zone, New Zealand, and other occurrences. *J. Petrol.*, 29, pp. 768-803.

CRAWFORD A.J. (Ed.) (1989).- Boninites and related rocks. A.J. CRAWFORD (ed.), Unwin Hyman Publishing, London, 465 p.

DEFANT M.J. et DRUMMOND M.S. (1990).- Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted oceanic lithosphere. *Nature*, 347, pp. 662-665.

DEFANT M., RICHERSON P.M., BOER J.Z., STEWART R.H., MAURY R.C., BELLON H., DRUMMOND M.S., FEIGENSON M.D. et JACKSON T.E. (1991).- Dacite genesis via both slab melting and differentiation: petrogenesis of La Yeguada volcanic complex, Panama. *J. Petrol.*, 32, 6, pp. 1101-1142.

DERIOUGUINE Y., IVANOV V., JOURALEV V., OSSIKOV N., KOURAKOULOV A., KOTCHEV A., KOMARA S., KEITA F., CAMARA O.D. (1994).- Carte des minéraux utiles de la République de Guinée à l'échelle 1/200 000^{ème} – Feuille Kissidougou, feuille NC-29-VIII. Feuille Kérouané, feuille NC-29-IX. Carte et notes explicatives, vol. II, 208 p.

DRUMMOND M.S. et DEFANT M.J. (1990).- A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, 95, B13, pp. 21,503-21,521.

DUPUY C., LEYRELOUP A. and VERNIERES J. (1979).- The lower continental crust of the Massif Central (Bournac, France), with special references to REE, U and Th composition, evolution, heat-flow production. *Phys. Chem. Earth*, 11, pp. 401-416.

EGAL E., THIEBLEMONT D., LAHONDERE D., GUERROT C., COSTEA C.A., ILIESCU D., DELOR C., GOUJOU J.C., LAFON J.M., TEGYEY M., DIABY S. et KOLIE P. (2002).- Late Eburnean granitization and deformation along the margin of the Archean Kénéma-Man craton (West Africa). *Precambrian Res.*, 117, pp. 57-84.

FOLEY S.F., BARTH M.G. et JENNER G.A. (2000).- Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assesment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction-zone magmatism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64, pp. 933-938.

GILL J.B. (1981).- *Orogenic andesites and plate tectonics*, Springer Verlag, Berlin, 390p.

Guinée – Projet NE-Guinée, 1998-1999 – Cartes et notices

COSTEA.C.A., BARRY.Y., DIABATE.B., DIALLO.A., DIALLO.S., GAYE.F., GOUJOU.J.C., ILIESCU.D., LAHONDERE.D., PICOT.J.C., SALL.H., SANE.H., THIEBLEMONT.D., TOURE.J. (1999).- Carte géologique de la Guinée à 1/200 000, feuille n°26, Kerouané, Conakry : Ministère des Mines de la Géologie et de l'Environnement, Feuille n°26.

COSTEA.C.A., LAHONDERE.D., ILIESCU.D., THIEBLEMONT.D., GUERROT.C., GAYE.F., DIABATE.B., BARRY.Y., SANE.H., TOURE.J., SALL.H., DIALLO.S., DIALLO.A., FEYBESSE.J.L. (1999).- Notice explicative de la Carte géologique de la Guinée à 1/200 000, feuille n° 26. Kerouané, Conakry : Ministère des Mines de la Géologie et de l'Environnement, Feuille n°26, 23 p.

EGAL.E., COSTEA.C.A., LACOMME.A., LE.BERRE.P., DIALLO.A., DIALLO.A.B., DIALLO.S., FEYBESSE.J.L. (1999).- Notice explicative de la Carte géologique de la Guinée à 1/200000, feuille n° 18, Faranah, Conakry : Ministère des Mines de la Géologie et de l'Environnement, Feuille 18, 22 p.

EGAL.E., COSTEA.C.A., LACOMME.A., LE.BERRE.P., DIALLO.A., DIALLO.A.B., DIALLO.S., FEYBESSE.J.L. (1999).- Carte géologique de la Guinée à 1/200 000, feuille n°18, Faranah, Conakry : Ministère des Mines de la Géologie et de l'Environnement, Feuille 18.

EGAL.E., DEYNOUX.M., COSTEA.C.A., LACOMME.A., LE.BERRE.P., DIALLO.A., DIALLO.A.B., DIALLO.S., FEYBESSE.J.L. (1999).- Notice explicative de la Carte géologique de la Guinée à 1/200000, feuille n° 27-28. Sirakoro-Bamako Ouest, Conakry : Ministère des Mines de la Géologie et de l'Environnement, Feuille n°27-28, 22 p.

EGAL.E., LAHONDERE.D., LACOMME.A., LE.BERRE.P., COSTEA.C.A., DEYNOUX.M., GUERROT.C., DIABATE.B., DIALLO.A., DIALLO.A.B., GAYE.F., ILIESCU.D., MINTHE.D. (1999).- Carte géologique de la Guinée à 1/200 000, feuille n°12, Siguiiri, Conakry : Ministère des Mines de la Géologie et de l'Environnement, Feuille n°12.

EGAL.E., LAHONDERE.D., LACOMME.A., LE.BERRE.P., COSTEA.C.A., DEYNOUX.M., GUERROT.C., DIABATE.B., DIALLO.A., DIALLO.A.B., DIALLO.S., GAYE.F., ILIESCU.D., MINTHE.D., FEYBESSE.J.L. (1999).- Notice explicative de la Carte géologique de la Guinée à 1/200000, feuille n° 12, Siguiiri, Conakry : Ministère des Mines de la Géologie et de l'Environnement, Feuille n°12, 25 p.

FEYBESSE.J.L., BANGOURA.A., BILLA.M., COSTEA.C.A., DIABATE.B., DIABY.S., DIALLO.A., DIALLO.S., DIALLO.A.B., EGAL.E., FREYSSINET.P., GAYE.F., GUERROT.C., ILIESCU.D., LACOMME.A., LAHONDRE.D., LE.BERRE.P., MILESI.J.P., MINTHE.D., SOUMAH.D. (1999).- Notice explicative de la Carte géologique de la Guinée à 1/200 000, feuille n° 19, Kankan, Conakry : Ministère des Mines de la Géologie et de l'Environnement, Feuille n°19, 27 p.

FEYBESSE.J.L., BILLA.M., COSTEA.C.A., DIABATE.B., DIABY.S., DIALLO.A., DIALLO.S., DIALLO.A.B., EGAL.E., GAYE.F., GUIZOUARN.G., ILIESCU.D., LAHONDRE.D., MILESI.J.P., MINTHE.D. (1999).- Carte géologique de la Guinée à 1/200 000, feuille n° 19, Kankan., Conakry : Ministère des Mines de la Géologie et de l'Environnement, Feuille n°19.

ILIESCU.D., COSTEA.C.A., DIABATE.B., DUPUY.J.J., GAYE.F., LAHONDRE.D., MINTHE.D., PICOT.J.C. (1999).- Carte géologique de la Guinée à 1/200 000, feuille n° 20-21, Falama-Manankoro., Conakry : Ministère des Mines de la Géologie et de l'Environnement, Feuille n°20-21.

LACOMME.A., DELOR.C., COSTEA.A., EGAL.E., FEYBESSE.J.L., GOUJOU.J.C., ILIESCU.D., LAHONDRE.D., THEVENIAUT.H., THIEBLEMONT.D. (1999).- Carte géologique de la Guinée à 1/500 000, Conakry : Ministère des Mines de la Géologie et de l'Environnement, 1^{ère} édition.

LAHONDRE.D., COSTEA.C.A., DIABATE.B., DIALLO.A., DIALLO.S., EGAL.E., GAYE.F., ILIESCU.D., MINTHE.D. (1999).- Carte géologique de la Guinée à 1/200000, feuille n°13, Faraba, Conakry : Ministère des Mines de la Géologie et de l'Environnement, Feuille n°13.

LAHONDRE.D., LACOMME.A., LE.BERRE.P., COSTEA.C.A., EGAL.E., ILIESCU.D., GUERROT.C., DIABATE.B., GAYE.F., MINTHE.D., FEYBESSE.J.L. (1999).- Notice explicative de la Carte géologique de la Guinée à 1/200 000, feuille n° 13, Faraba, Conakry : Ministère des Mines de la Géologie et de l'Environnement, Feuille n°13, 21 p.

LAHONDRE, D., LACOMME, A., LE BERRE, P., ILIESCU, D., GUERROT, C., COCHERIE, A., DIABATE, B., GAYE, F., THIEBLEMONT, D., MINTHE, D., FEYBESSE, J.-L. (1999).- BRGM, DNRGH. Notice explicative de la Carte géologique de la Guinée à 1/200 000, Feuille n° 27-28, Damaro-Odienné. – Conakry (GIN) : Ministère des Mines, de la Géologie et de l'Environnement. 22 p.

LAHONDRE.D., ILIESCU.D., BAH.M., BALDE.A., BARRY.Y., DIABATE.B., GAYE.F., MINTHE.D., SANE.H., THIEBLEMONT.D. (1999).- Carte géologique de la Guinée à 1/200000, feuille n°27-28, Damaro-Odienné., Conakry : Ministère des Mines de la Géologie et de l'Environnement, Feuille n°27-28.

LAHONDRE.D., LACOMME.A., LE.BERRE.P., ILIESCU.D., GUERROT.C., DIABATE.B., GAYE.F., MINTHE.D., FEYBESSE.J.L. (1999).- Notice explicative de la Carte géologique de la Guinée à 1/200 000, feuille n° 20-21, Falama-Manankoro, Conakry : Ministère des Mines de la Géologie et de l'Environnement, Feuille n°20-21, 21 p.

Guinée – Projet SE-Guinée, 1998-1999 – Cartes et notices

GOUJOU, J.C., SALL, H., SOUARE, S., TOURE, J., THIEBLEMONT, D., DELOR, C., BARRY, Y., VIDAL, M., THEVENIAUT, H., PIERRE, D. 1999.- Carte géologique de la Guinée à 1/200 000 ; Feuille n° 30, Macenta. – Conakry (GIN) : Ministère des Mines, de la Géologie et de l'Environnement.

GOUJOU, J.C., SALL, H., TOURE, J., BAH, M., BALDE, A., SANE, H., THIEBLEMONT, D. 1999.- BRGM, DNRGH. Carte géologique de la Guinée à 1/200 000, Feuille n° 29, Guéckédou. – Conakry (GIN) : Ministère des Mines, de la Géologie et de l'Environnement.

GOUJOU, J.C., THIEBLEMONT, D., DELOR, C., COCHERIE, A., LACOMME, A., LAFON, J.M., TEGYEY, M., THEVENIAUT, H., SALL, H., SOUARE, S., TOURE, J., BAH, M., BALDE, A., SANE, H. (1999a)- BRGM, DNRGH. Notice explicative de la Carte géologique de la Guinée à 1/200 000 ; Feuille n° 30, Macenta. – Conakry (GIN) : Ministère des Mines, de la Géologie et de l'Environnement. 22 p.

GOUJOU, J.C., THIEBLEMONT, D., SALL, H., TOURE, J., BAH, M., BALDE, A., SANE, H., DELOR, C. (1999b)- BRGM, DNRGH. Notice explicative de la Carte géologique de la Guinée à 1/200 000, Feuille n° 29, Guéckédou. – Conakry (GIN) : Ministère des Mines, de la Géologie et de l'Environnement, 14 p.

THIEBLEMONT, D., GOUJOU, J.C., DELOR, C., COCHERIE, A., LAFON, J.M., TEGYEY, M., THEVENIAUT, H., LACOMME, A., BAH, M., BALDE, A., SANE, H., SALL, H., SOUARE, S., TOURE, J. 1999.- BRGM, DNRGH. Notice explicative de la Carte géologique de la Guinée à 1/200 000 ; Feuille n° 34-33, N'Zérékoré-Tinsou. – Conakry (GIN) : Ministère des Mines, de la Géologie et de l'Environnement. 31 p.

THIEBLEMONT, D., GOUJOU, J.C., BAH, M., BALDE A., SANE, H., SALL, H., SOUARE, S., TOURE, J., DELOR, C., VIDAL, M., PIERRE, D., THEVENIAUT, H. 1999.- Carte géologique de la Guinée à 1/200 000 ; Feuille n° 34-33, N'Zérékoré-Tinsou. - Conakry (GIN) : Ministère des Mines, de la Géologie et de l'Environnement.

THIEBLEMONT, D., DELOR, C., GOUJOU, J.C., LACOMME, A., COCHERIE, A., LAFON, TEGYEY, M., THEVENIAUT, H., J.M., BAH, M., BALDE, A., SANE, H. 1999.- Notice explicative de la Carte géologique de la Guinée à 1/200 000 ; Feuille n° 31-32, Beyla-Touba. – Conakry (GIN) : Ministère des Mines, de la Géologie et de l'Environnement. 21 p.

THIEBLEMONT, D., DELOR, C., GOUJOU, J.C., THEVENIAUT, H., BAH, M., BALDE, A, SANE H., KOLIE, P.B., SYLLA, A., BARRY, Y., LACOMME, A., VIDAL, M. 1999.- Carte géologique de la Guinée à 1/200 000 ; Feuille n° 31-32, Beyla-Touba. – Conakry (GIN) : Ministère des Mines, de la Géologie et de l'Environnement.

Guinée – Projet Centre-Guinée, 2001-2003 – Cartes et notices

FEYBESSE J.L., BANGOURA A., BILLA M., DIABY S., DIALLO A.B., DIALLO S., LESCUYER J.L. et SYLLA B.I. (2004).- Notice explicative de la carte géologique de la Guinée à 1/200 000, feuille n° 25, Kissidougou. Conakry (GUINEE) : Ministère des Mines, de la Géologie et de l'environnement, 32 p.

GUTSCHER M.A., MAURY R., EISSEN J.P. et BOURDON E. (2000).- Can slab melting be caused by flat subduction ? *Geology*, 28, 6, pp. 535-538.

HAGHIPOUR A. (Coordinateur) (2001).- Carte sismotectonique du Monde, Commission de la carte géologique du Monde, CCGM-UNESCO, 2001.

HELZ R.T. (1976).- Phase relations of basalts in their melting ranges at $PH_{20}=5$ kb. Part II. Melt compositions. *J. Petrol.*, 17, 2, pp. 139-193.

HENDERSON P. (Editeur) (1984).- Rare earth element geochemistry. *Developments in Geochemistry*, 2, Elsevier, Amsterdam, 510 p.

HILLS D.V. et HAGGERTY S.E. (1989).- Petrochemistry of eclogites from the Koidu Kimberlite Complex, Sierra Leone. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103, pp. 397-422.

HOFMANN A.W. (1988).- Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 90, pp. 297-314.

HURLEY P.M., LEO G.W., WHITE R.W. et FAIRBAIRN H.W. (1971).- Liberian age province (about 2700 My) and adjacent provinces in Liberia and Sierra Leone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, pp. 3483-3490.

JORON J.L. et TREUIL M. (1977).- Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. Géol. France*, XIX, (6), pp. 1197-1205.

KAY R.W. (1978).- Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 4, pp. 117-132.

KOUAMELAN A.N., DELOR C. et PEUCAT J.J. (1997a).- Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during the Early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise-West African Craton). *Precambrian Res.*, 86, pp. 177-199.

KOUAMELAN A.N., PEUCAT J.J. et DELOR C. (1997b).- Reliques archéennes (3,15 Ga) au sein du magmatisme birimien (2,1 Ga) de Côte d'Ivoire, craton ouest-africain. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 324, II a, pp. 719-727.

KRÖNER, A., EKWUEME, B.N., PIDGEON, R.T. (2001).- The oldest rocks in West Africa: SHRIMP zircon age for early Archean migmatitic orthogneiss at Kaduna, northern Nigeria. *J. Geol.*, 3, pp. 399-406.

KUNO H. (1959).- Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volc.*, (II), XX, pp. 37-56.

LAHONDERE, D., THIEBLEMONT, D., TEGYEY M., GUERROT, C. ET DIABATE, B. (2002).- First evidence of early Birimian (2.21 Ga) volcanic activity in Upper Guinea: the volcanics and associated rocks of the Niani suite. *J. Afri. Earth Sci.*, 35, pp. 417-431.

MACFARLANE A., CROW M.J., ARTHURS J.W., WILKINSON A.F. et ANCOTT J.W. (1981).- The geology and mineral resources of Northern Sierra Leone. *Overseas Mem.*, 7, Inst. Geol. Sci., Londres, 103 p.

MARCEAU S. 2003.- Etude statistique sur une base de données géochimiques. Rapport de Stage, Maîtrise MIME, Univ. d'Orléans et BRGM, 48 p.

MARTIN H. (1986).- Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmatism. *Geol.*, 14, pp. 753-756.

MAURY R.C., SAJONA F.G., PUBELLIER M., BELLON H. et DEFANT M.J. (1996).- Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes : l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bull. Soc. géol. France*, 167, 5, pp. 579-595.

MOORES E.M. (2002).- Pre-1 Ga (pre-Rodinian) ophiolites: Their tectonic and environmental implications. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 114, 1, pp. 80-95.

MIYASHIRO A. (1974).- Volcanic rock series in island-arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274, pp. 321-355.

OBERMÜLLER A. (1941).- Description pétrographique et étude géologique de la région forestière de la Guinée française. Thèse de Doctorat ès Sciences et Bull. Serv. Mines A.O.F., 5, 207 p.

OBERMÜLLER A. et ROQUES M. (1946).- Discordance de la Série antécambrienne du Simandou sur les Gneiss de Guinée (A.O.F.). *C. R. Acad. Sci.*, 223, pp. 1163-1164.

O'CONNOR J.T. (1965).- A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 525-B, pp. 79-84.

O'NIONS R.K. et MCKENZIE D.P. (1988).- Melting and continent generation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, pp. 449-456.

PAPON A., ROQUES M. et VACHETTE M. (1968).- Age de 2700 millions d'années, déterminé par la méthode au strontium, pour la série charnockitique de Man, en Côte d'Ivoire. *C.R. Acad. Sci. Paris*, D266, pp. 2046-2048.

PEACOCK S.M., RUSHMER T. et THOMPSON A.B. (1994).- Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121, pp. 227-244.

PEARCE J.A. et CANN J.R. (1973).- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyse. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, pp. 290-300.

PETFORD N. et ATHERTON M. (1996).- Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: The Cordillera Blanca batholith. *J. Petrol.*, 37, pp. 1491-1521.

POTREL A., PEUCAT J.J., FANNING C.M., AUVRAY B. BURG J.P. et CARUBA C. (1996).- 3.5 Ga old terranes in the West Africa Craton, Mauritania. *J. Geol. Soc. London*, 153, pp. 507-510.

PROUTEAU G., SCAILLET B., PICHAVANT M. et MAURY R.C. (2001).- Evidence for mantle mesatmatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, 410, pp. 197-200.

RAPP R.P., WATSON E.B. et MILLER C.F. (1991).- Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Res.*, 51, pp. 1-25.

RAPP R.P., SHIMIZU N., NORMAN M.D. et APPLGATE G.S. (1999).- Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 Gpa. *Chem. Geol.*, 160, pp. 335-356.

ROLLINSON H.R. (1982).- P-T conditions in coeval greenstone belts and granulites from the Archaean of Sierra Leone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, pp. 177-191.

ROLLINSON H. (1997).- Eclogite xenoliths in west African kimberlites as residues from Archean granitoid crust formation. *Nature*, 389/11, pp. 173-176.

ROLLINSON H. (1999).- Petrology and geochemistry of metamorphosed komatiites and basalts from the Sula Mountains greenstone belt, Sierra Leone. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 134, pp. 86-101.

ROLLINSON H.R. et CLIFF R.A. (1982).- New Rb-Sr age determination of the Archaean basement of eastern Sierra Leone. *Precambrian Res.*, 17, pp. 63-72.

RUDNICK R.L. (1995).- Making continental crust. *Nature*, 378, pp. 571-578.

RUSHMER T. (1991).- Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107, pp. 41-59.

RYERSON F.J. et WATSON E.B. (1987).- Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 86, pp. 225-239.

SMITHIES R.H., CHAMPION D.C. et CASSIDY K.F. (2003).- Formation of Earth's early Archaean continental crust. *Precambrian Res.*, 127, pp. 89-101.

TAYLOR S.R. (1964a).- Abundances of chemical elements in the continental crust: a new table. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, pp. 1273-1285.

TAYLOR S.R. (1964b).- Trace element abundances and the chondritic earth model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, pp. 1989-1998.

TAYLOR S.R. et MAC LENNAN S.M. (1981).- The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A.301, pp. 381-399.

TAYLOR S.R. et MAC LENNAN S.M. (1985).- The continental crust: its composition and evolution. *Blackwell Scient. Publ. Oxford*, 312p.

TEGYEY M. et JOHAN V. (1989).- Une séquence komatiitique dans le Protérozoïque inférieur de Guinée (Afrique de l'Ouest): caractères pétrographiques, minéralogiques et géochimiques. *C. R. Acad. Sci., Paris*, II, 308, pp. 193-200.

THIEBLEMONT D., CHEVREMONT P., CASTAING C. et FEYBESSE J.L. (1994).- La discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques par les éléments traces : réévaluation d'après une base de données et application à la chaîne panafricaine du Togo. *Geodinamica Acta*, Paris, 7, 3, pp. 139-157.

THIEBLEMONT D., DELOR C., COCHERIE A., LAFON J.M., GOUJOU J.C., BALDE A., BAH M., SANE H. et FANNING C.M. (2001).- A 3.5 Ga granite-gneiss basement in Guinea: further evidence for early archaean accretion within the West African Craton. *Precambrian Res.*, 108, pp. 179-194.

THIEBLEMONT D., GOUJOU J.C., EGAL E., COCHERIE A., DELOR C., LAFON J.M., FANNING C.M. (2004).- Archaean evolution of the Leo Rise and its Eburnean reworking. *J. African Earth Sci.*, 39, pp. 99-104.

THIEBLEMONT D., PASCUAL E., STEIN G. (1998).- Magmatism in the South-Iberian Pyrite Belt: petrological constraints on a metallogenic model. *Mineral. Deposita*, 33, pp. 98-110

THIEBLEMONT D., STEIN G. et LESCUYER J.L. (1997).- Gisements épithermaux et porphyriques : la connexion adakite. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sci. Terre et Planètes*, 325, pp. 103-109.

VERVOORT J.D., PATCHETT P.J., GEHRELS G.E. et NUTMAN A.P. (1996).- Constraints on early Earth differentiation from hafnium and neodymium isotopes. *Nature*, 379, pp. 624-627.

WALTER M.J. et TRØNNER R.G. (2004).- Early Earth differentiation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 225, pp. 253-269.

WEDEPOHL K.H. (1995).- The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 7, pp. 1217-1232.

WINTHER K.T. et NEWTON R.C. (1991).- Experimental melting of hydrous low-K tholeiite: evidence for the origin of Archaean cratons. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 39, pp. 213-228.

WOLF M.B. et WYLLIE P.J. (1991).- Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kbar: textural development, liquid interconnectivity and applications to the segregation of magmas. *Mineral. Petrol.*, 44, pp. 151-179.

WOLF M.B. et WYLLIE P.J. (1994).- Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115, pp. 369-383.

WOOD D.A., JORON J.L. et TREUIL M. (1979a).- A re-appraisal of the use of trace element to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, pp. 326-336.

WOOD D.A., JORON J.L., TREUIL M., NORRY M. et TARNEY J. (1979b).- Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Heidelberg, 70, pp. 319-339.