



UBO
CNRS
IFREMER
ORSTOM
BRGM

GROUPE DE FORMATION DOCTORALE GEOSCIENCES :
GEODYNAMIQUE, GEOPHYSIQUE
ET GEOCHIMIE DES Océans



DOCUMENTATION

Département Géosciences Marines

Centre de Brest

B.P. 70 - 29263 PLOUZANE

Tél 98 22 42 71-Télex 940 627

FRANCE

THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Monique ROMEUR

**SERIES MAGMATIQUES ARC
ET ARRIERE-ARC DE LA SONDE :
NATURE DES SOURCES IMPLIQUEES
(ELEMENTS EN TRACE ET ISOTOPES Sr-Nd-Pb)**

BREST 1991

THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

GROUPE DE FORMATION DOCTORALE
GEOSCIENCES : GEODYNAMIQUE, GEOPHYSIQUE ET GEOCHIMIE DES OCEANS

Monique ROMEUR

SERIES MAGMATIQUES ARC
ET ARRIERE-ARC DE LA SONDE :
NATURE DES SOURCES IMPLIQUEES
(ELEMENTS EN TRACE ET ISOTOPES Sr-Nd-Pb)

Soutenu le 14 mars 1991 devant le jury composé de

T. JUTEAU	Président
H. BOUGAULT	Rapporteur
B. DUPRE	Rapporteur
L. DOSSO	
R.C. MAURY	
J.L. JORON	
M. POLVE	

REMERCIEMENTS

Diverses personnes ont contribué à la réalisation de ce travail. Je tiens à remercier tout particulièrement:

- L. DOSSO et R. MAURY, qui ont conjointement encadré cette thèse. R. MAURY m'a proposé le sujet de cette thèse. Je lui suis également reconnaissante de m'avoir permis de gravir les pentes de quelques volcans indonésiens afin de prélever moi-même des échantillons au cours d'une mission en 1989. L. DOSSO, en m'accueillant dans son laboratoire, m'a donné les moyens (salle blanche, spectromètre de masse, outils informatiques) de mener à bien ce travail. Elle m'a, entre autres, appris à travailler seule.

- H. BOUGAULT, qui m'a fait comprendre toutes les subtilités du comportement des éléments en trace au cours de discussions riches d'informations. De nombreuses analyses en éléments majeurs et en éléments en trace, présentées dans ce rapport, ont été effectuées dans son laboratoire. Je le remercie également d'avoir accepté d'être rapporteur de ce travail.

- B. DUPRE qui a accepté d'être rapporteur de ce travail.

- J.L. JORON, le spécialiste français des analyses par activation neutronique, qui a bien voulu me confier les résultats des analyses effectuées dans son laboratoire. Je le remercie également d'avoir accepté de juger ce travail.

- M. POLVE et T. JUTEAU qui ont accepté de faire partie de ce jury.

- P. CAMBON, J. ETOUBLEAU et J. COTTEN, qui ont toujours répondu à mes nombreuses questions concernant les analyses effectuées par eux en spectrométrie de fluorescence X et en absorption atomique. Je leur adresse mes remerciements pour leur disponibilité et leurs propos avisés.

- B.J. PEGRAM qui, toujours disponible, m'a permis de bénéficier de ses larges connaissances au cours de nombreuses discussions.

- R. SOERIA-ATMADJA et Y. S. YUWONO qui m'ont très chaleureusement accueillie à Java en septembre 1989. Grâce à eux, la mission effectuée s'est déroulée dans les meilleures conditions et demeure une expérience inoubliable. Je tiens également à exprimer toute ma reconnaissance à C. LAJ qui m'a initié, au cours de cette mission, aux joies du paléomagnétisme.

- M. BOHN, qui a mis à ma disposition son microscope me permettant d'examiner les lames minces des échantillons étudiés au cours de ce travail. Je le remercie très sincèrement pour son soutien amical.

- Madame QUENTEL, qui s'est toujours montrée disponible à mon égard et m'a rendu de grands services concernant tous les problèmes administratifs.

Cette liste serait incomplète si j'omettais le nom de C. BASSOULLET. Merci Claire non seulement de m'avoir enseigné les techniques de préparation des échantillons mais aussi pour tous les conseils éclairés et les encouragements que tu m'as prodigués au cours de ces années.

Je remercie pour leur soutien amical l'ensemble des thésards et tout particulièrement Xavier qui a partagé avec moi, durant deux années, cette si enrichissante expérience scientifique et humaine.

Je tiens à remercier l'organisme "Ocean Drilling Program" de m'avoir fourni des échantillons de sédiments de l'Océan Indien étudiés au cours de ce travail.

Je tiens aussi à exprimer toute ma reconnaissance envers toutes les autres personnes, que je ne citerai pas de peur d'omettre un nom, et qui ont contribué, de près ou de loin, à la réalisation de ce travail.

Enfin, je ne remercierai jamais assez Amina, Jocelyne, Patrick, sans oublier Jean, ainsi que tous les autres qui, je n'en doute pas, se reconnaîtront sans problème pour leur aide pratique et surtout morale.

Ce travail a bénéficié d'une allocation de recherche MRT durant trois années.

*A ceux, qui,
trop tôt, sont partis...*

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE 1 : SOURCES ET GENESE DES MAGMAS DANS LES ZONES DE SUBDUCTION	7
I - Les éléments majeurs. Problème du potassium	13
II - Les éléments en trace	19
III - Les isotopes Sr-Nd-Pb	23
III.1 - Les isotopes Sr-Nd	23
III.2 - Les isotopes du plomb : mise en évidence d'une contribution sédimentaire	25
III.3 - Conclusion	29
IV - Etude conjointe traces-isotopes. Problèmes posés.	31
IV.1 - Modèle 1 : manteau subarc-source OIB	31
IV.2 - Modèle 2 : manteau subarc-croûte de l'arc	32
IV.3 - Modèle 3 : manteau subarc-sédiments	32
V - Processus pétrogénétiques liés à la déshydratation et fusion de la lithosphère subductée	35
V.1 - Intervention de fluides	35
V.2 - Intervention de liquides	41
V.3 - Conclusion	43
VI - Implication de la croûte de l'arc dans la genèse des magmas des zones de subduction	45
 CHAPITRE 2 : LES OUTILS GEOCHIMIQUES	 49
A - INTERET DES ELEMENTS EN TRACE	53
I - Les éléments hygromagmaphiles : principales propriétés chimiques	53
I.1 - Les éléments de transition (couche d partiellement remplie)	53
I.2 - Les alcalins et les alcalino-terreux (couche d vide)	54
I.3 - L'élément Pb (couche d pleine)	54
II - La notion d'élément "hygromagmaphile"	54
III - Rapports d'éléments hygromagmaphiles : traceurs des propriétés chimiques du manteau	57
IV - Les spectres de normalisation	59
IV.1 - Spectres de terres rares	59
IV.2 - Spectres de terres rares étendus	61
IV.3 - Spectres de terres rares hyperétendus	63

B - LES ISOTOPES Sr-Nd-Pb	75
I - Système radioactif Rb/Sr-Sm/Nd	77
I.1 - Caractéristiques générales-corrélation mantellique	77
I.2 - Les compositions isotopiques Sr-Nd : intérêt pour l'étude des magmas orogéniques	79
II - Le système U-Th-Pb	81
II.1 - Méthode du plomb commun	83
II.2 - Les isotopes du plomb et l'étude des magmas orogéniques	88
CHAPITRE 3 : L'ARC DE LA SONDE ET SON DOMAINE ARRIERE-ARC	93
I - Cadre géodynamique de l'arc de la Sonde	99
I.1 - Evolution géodynamique de l'arc de la Sonde	99
I.2 - Caractéristiques de la subduction indonésienne actuelle	105
I.3 - Conclusion	108
II - Le magmatisme Miocène supérieur-Quaternaire de Java : cadre géologique et chronologique	111
III - Identification des principales associations magmatiques	115
III.1 - Les séries faiblement potassiques : les séries calco-alcalines	115
III.2 - Les associations calco-alcalines potassiques	115
III.3 - Les associations shoshonitiques	116
III.4 - Les associations alcalines potassiques	116
III.5 - Les associations alcalines ultrapotassiques à leucite	117
IV - Modèles géochimiques	121
IV.1 - Variations géochimiques spatiales : effets de taux de fusion partielle différents, de la composition de la source, de l'épaisseur crustale. Magmatisme ultrapotassique du Muria : sources multiples (Modèle de Whitford et Nicholls)	121
IV.2 - Segmentation géochimique le long de l'arc de la Sonde. Fluides potassiques intramantelliques à l'origine du magmatisme potassique et ultrapotassique (Modèle de Wheller et al. (1987); Foley et Wheller (1990))	128
IV.3 - Magmas de l'arc de la Sonde : mélange de trois composants (source MORB, source OIB, sédiments subductés) (Modèle de Stolz et al., 1990)	129
IV.4 - Conclusion	129
V - Données récentes sur les basaltes arrière-arc de la Sonde (Sumatra-Karimunjawa)	133
V.1 - Données géologiques et chronologiques	133
V.2 - Données pétrologiques	137
V.3 - Données géochimiques	137
V.4 - Conclusion	143

CHAPITRE 4 : RESULTATS GEOCHIMIQUES	147
I - Sélection et localisation des échantillons	151
I.1 - Critères de sélection	151
I.2 - Localisation des échantillons	153
II - Localisation et nature des sédiments	157
III - Les éléments majeurs	161
IV - Les éléments en trace	171
IV.1 - Les sédiments	171
IV.2 - Les laves d'arc	175
IV.3 - Les laves arrière-arc	179
V - Compositions isotopiques Sr-Nd-Pb	189
V.1 - Compositions isotopiques Sr-Nd	189
V.2 - Compositions isotopiques du plomb	199
CHAPITRE 5 : NATURE DES SOURCES. DISCUSSION	209
A - EXISTENCE DE DEUX DOMAINES GEOCHIMIQUES : DOMAINE ARC ET DOMAINE ARRIERE-ARC	213
I - Classification géographique (et pétrologique)	213
II - Les éléments majeurs	213
II.1 - Comparaison entre le magmatisme arc et arrière-arc	213
II.2 - Les volcans d'arc	217
II.3 - Les édifices intermédiaires	221
II.4 - Les volcans arrière-arc	221
II - Les éléments en trace	223
IV - Les rapports isotopiques	231
IV.1 - Les isotopes Sr-Nd	231
IV.2 - Les isotopes du plomb	235
V - Rapports isotopiques et rapports d'éléments en trace	239
V.1 - Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	239
V.2 - Corrélation $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Nd/Sr	241
V.3 - Corrélations $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -(Th/Ta) _N	241
VI - Conclusion	253
B - CARACTERISATION DES SOURCES	255
I - Contamination par la croûte de l'arc?	255
II - La (les) source(s) enrichie(s) ($\epsilon\text{Nd}<0$)	259

II.1 - Une ou deux sources enrichies?	259
II.2 - Nature de la source enrichie	261
II.3 - Conclusion	280
III - Source appauvrie ($\epsilon Nd > 0$) du domaine arc	283
III.1 - Corrélation arc $^{143}Nd/^{144}Nd-(Th/Ta)_N$. Eléments en trace	283
III.2 - Rapports isotopiques Sr-Nd-Pb	289
III.3 - Conclusion	293
IV - La source appauvrie ($\epsilon Nd < 0$) du domaine arrière-arc	297
IV.1 - Corrélation $^{143}Nd/^{144}Nd-(Th/Ta)_N$	297
IV.2 - Enrichissement en éléments en trace : faibles degrés de fusion ou caractéristique de la source?	299
IV.3 - Caractéristiques géochimiques des basaltes enrichis de Sukadana. Origine des anomalies positives en Nb-Ta	303
IV.4 - Discussion	312
IV.5 - Conclusion	319
V - Les laves des édifices "intermédiaires"	321
V.1. Problème de la variabilité en $^{206}Pb/^{204}Pb$ des laves de Java Est et de Java Central	321
V.2 - Sources des laves intermédiaires. Problème des laves de Java Est	327
V.3 - Corrélation géographie-géochimie?	331
V.4 - Conclusion	336
VI - Conclusion : estimation du taux de sédiments impliqué dans la genèse des laves	337
C - ORIGINE DU VOLCANISME ULTRAPOTASSIQUE AU NIVEAU DE L'ARC DE JAVA-SUMATRA	343
I - Généralités	343
II - Le magmatisme alcalin potassique et ultrapotassique de Java	345
II.1 - Fusion partielle	346
II.2 - Manteau océanique enrichi	346
II.3 - Manteau subcontinental	347
II.4 - Fluides intramantelliques	349
II.5 - Fluides issus de la plaque subductée	353
III - Conclusion	362
D - MODELES DE REPARTITION RELATIVE DU MANTEAU ENRICHI (ARRIERE-ARC) ET DU MANTEAU APPAUUVRI (ARC)	365
I - Modèle 1 : portions de manteau enrichi dispersées dans un manteau appauvri	365
II - Modèle 2 : zonation verticale du manteau	367
III - Modèle 3 : zonation horizontale du manteau	367
III.1 - Modèle 1 : manteau enrichi superficiel et manteau enrichi profond	367

III.2 - Modèle 2 : manteau appauvri superficiel et manteau enrichi profond	369
III.3 - Modèle 3 : manteau appauvri superficiel et remontée de manteau enrichi	369
IV - Conclusion	370
CONCLUSION GENERALE	373
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	379
ANNEXE 1 : CARTES DE LOCALISATION DES ECHANTILLONS	421
ANNEXE 2 : TECHNIQUES ANALYTIQUES	435
ANNEXE 3 : DONNEES GEOCHIMIQUES DES LAVES DU MURIA (mission septembre 1989)	445

INTRODUCTION GENERALE

Le recyclage crustal est l'un des processus géologiques fondamentaux de la Terre. La tectonique des plaques constitue un modèle simple permettant d'étudier ce recyclage. La croûte océanique, générée par une fusion du manteau au niveau des rides médio-océaniques, migre progressivement, lors de l'expansion du plancher océanique, vers les zones de subduction. Au cours de cette migration, l'interaction eau de mer-croûte océanique modifie la composition chimique de la croûte. De plus, celle-ci se recouvre d'une couche de sédiments dont l'épaisseur augmente progressivement en s'éloignant de l'axe d'accrétion. C'est donc l'ensemble de ce matériel : croûte océanique chimiquement modifiée par l'altération de l'eau de mer et sédiments qui parvient au niveau des zones de destruction de plaques. La subduction de cette lithosphère océanique sous une plaque de densité plus importante est à l'origine du magmatisme d'arc émis au niveau de ces zones de subduction. Ces magmas d'arc, à l'origine de la formation de la croûte continentale, constituent des matériaux de choix pour étudier le recyclage crustal dans le manteau. Effectivement, depuis plus d'une vingtaine d'années, de nombreux pétrologues et géochimistes se sont attachés à étudier, décrire et analyser ces laves d'arc, si différentes de celles émises au niveau des rides océaniques. Ils ont ainsi pu recueillir un certain nombre d'indices témoignant de la contribution de ces composants subductés (croûte océanique plus ou moins altérée par l'eau de mer et sédiments) à leur genèse.

Dans certaines de ces zones de subduction, on rencontre, en arrière de l'arc volcanique, des unités volcaniques en arrière de l'axe volcanique principal de l'arc. Celui-ci peut être localisé au niveau de bassins océaniques plus ou moins matures (Boespflug, 1990) dont l'existence est bien sûr liée aux contraintes géodynamiques de la région. D'autres zones destructives se caractérisent également par la mise en place de magmatisme arrière-arc, émis, non plus au niveau de bassins précisément délimités, mais au niveau d'édifices volcaniques bien individualisés et géographiquement situés en position arrière-arc.

L'île de Java, au niveau de l'arc de la Sonde, est un exemple où l'on peut ainsi observer la mise en place contemporaine de magmatisme arc et arrière-arc au niveau de divers édifices. Par rapport à d'autres zones orogéniques, le volcanisme de cette région offre un intérêt prépondérant résidant, d'une part, dans la diversité pétrologique des matériaux émis à partir de nombreux édifices arrière-arc, et, d'autre part, dans l'existence de magmatisme potassique et ultrapotassique à leucite résultant de l'activité de six volcans arrière-arc. En effet, ce type de magmatisme est très peu commun au niveau des zones de subduction.

Les seules données acquises antérieurement à ce travail sur le volcanisme potassique et ultrapotassique présent au niveau des secteurs central et oriental de Java, ne concernent que quelques volcans bien particuliers comme le Muria (Whitford, 1975a et b; Whitford et Nicholls, 1976; Nicholls et Whitford, 1978; Whitford et al., 1981; Ferrara et al., 1981; Nicholls et Whitford, 1983). Aussi, l'intérêt de ce travail réside-t-il dans l'acquisition de données géochimiques (majeurs-traces et surtout isotopes Sr-Nd-Pb), sur les laves de l'ensemble de ces édifices arrière-arc. L'étude synthétique des caractéristiques géochimiques des laves de l'ensemble de ces volcans constitue une partie de l'originalité du travail présenté. A titre de comparaison, des laves de quelques édifices de l'arc volcanique ont également été analysées.

L'étude géochimique des laves potassiques arrière-arc de Java permettra de préciser l'origine de ce magmatisme ultrapotassique au niveau des zones de subduction, origine qui fait toujours actuellement l'objet de nombreux débats : y a-t-il une relation entre la présence de laves à leucite dans une zone de convergence de plaques et le processus même de la subduction (Edgar, 1980; Cundari, 1979, 1980)? La mise en place de ce volcanisme alcalin ultrapotassique à leucite serait-elle plutôt associée à un régime d'extension et de bombement crustal, comme tel est le cas pour le volcanisme alcalin potassique du Mexique (Verma et Nelson, 1989)? La distribution de ce volcanisme ultrapotassique ne serait-elle pas contrôlée par des failles transverses, comme cela a été proposé par Beccaluva et al. (1982) et Cundari (1979) pour le volcanisme ultrapotassique italien?

Pour tenter de répondre à ces diverses questions, nous disposons d'outils géochimiques : les rapports d'éléments en traces et les rapports isotopiques Sr-Nd-Pb des laves étudiées qui constituent la base de ce travail. Effectivement, ces outils, dont les propriétés sont rappelées au deuxième chapitre, vont nous permettre d'identifier la nature des sources impliquées dans la genèse de ces laves, et de discuter les processus pétrogénétiques responsables des caractères géochimiques des laves.

A ces données acquises sur des laves des volcans de Java, sont également jointes celles de Laure Dosso et de Laurent Turpin portant sur les basaltes arrière-arc de Sumatra et des îles Karimunjawa, situées au Sud de la mer de Java. Ces dernières données sont brièvement décrites dans la troisième partie de cette thèse. Le cadre géologique de l'arc de la Sonde et de son domaine arrière-arc y est également présenté, ainsi que les données chronologiques et une description des principales associations magmatiques du volcanisme récent de Java. Ce volcanisme potassique et ultrapotassique de Java a fait l'objet de nombreux travaux de la part de I.A. Nicholls et D.J. Whitford, comme nous l'avons signalé ci-dessus, ainsi que plus récemment de Wheller et al. (1987), Foley et Wheller (1990) et Stolz et al. (1990). Les principales conclusions de leurs études et leurs modèles géochimiques sont synthétisés dans le chapitre 3.

La quatrième partie est consacrée à la présentation des nouveaux résultats géochimiques acquis au cours de ce travail. Les éléments traces et les données isotopiques Sr-Nd-Pb des laves de Java, mais également de quelques sédiments situés en avant de la fosse de subduction, sont présentés.

L'ensemble de ces nouvelles données, discuté dans le cinquième chapitre, permet d'établir une comparaison entre la localisation géographique des volcans et les caractères géochimiques des roches des domaines arc et arrière-arc de Java. La discussion de la nature des sources et des processus pétrogénétiques impliqués dans la genèse de ces magmas arc et arrière-arc conduit à proposer un modèle de répartition spatiale des sources de ces domaines arc et arrière-arc.

Mais, avant d'aborder toute discussion sur ces données, il paraît nécessaire de rappeler brièvement, sous la forme de synthèse bibliographique, les principaux composants impliqués dans la genèse des magmas orogéniques. Ceci fait l'objet du premier chapitre de cette thèse.

CHAPITRE 1 :

SOURCES ET GENESE DES MAGMAS

DANS

LES ZONES DE SUBDUCTION

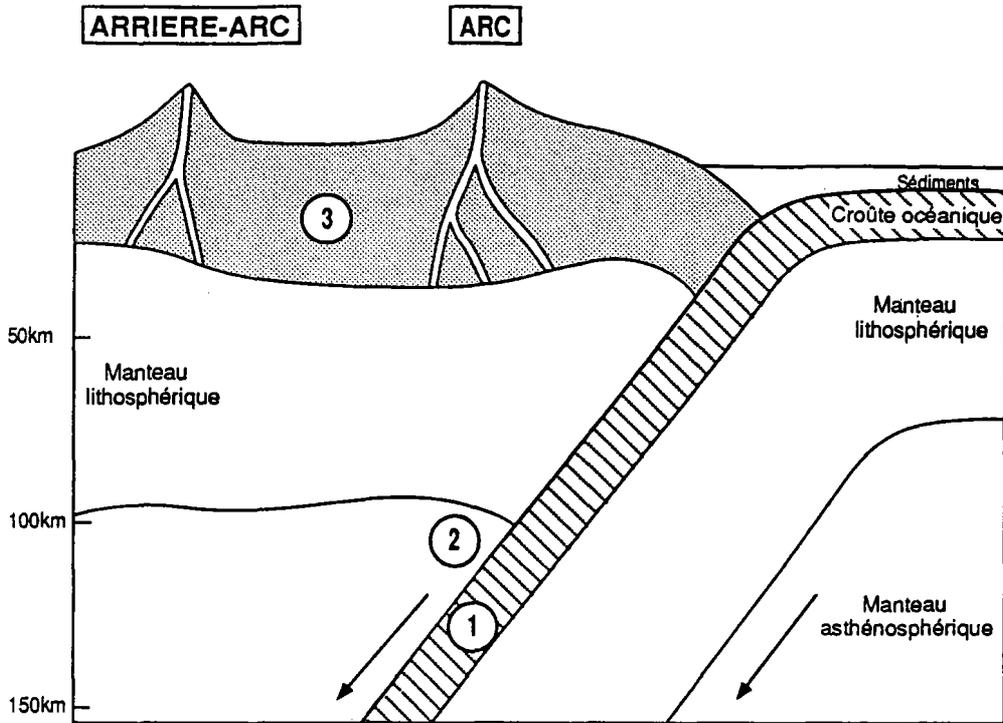


Figure 1.1 : Coupe simplifiée des différentes structures présentes dans les zones de subduction. Ce schéma montre clairement la contribution éventuelle de diverses sources à la genèse des magmas orogéniques (magmas arc et arrière-arc): la plaque subductée (1), le manteau sus-jacent à cette plaque (2), la croûte des domaines arc et arrière-arc (3).

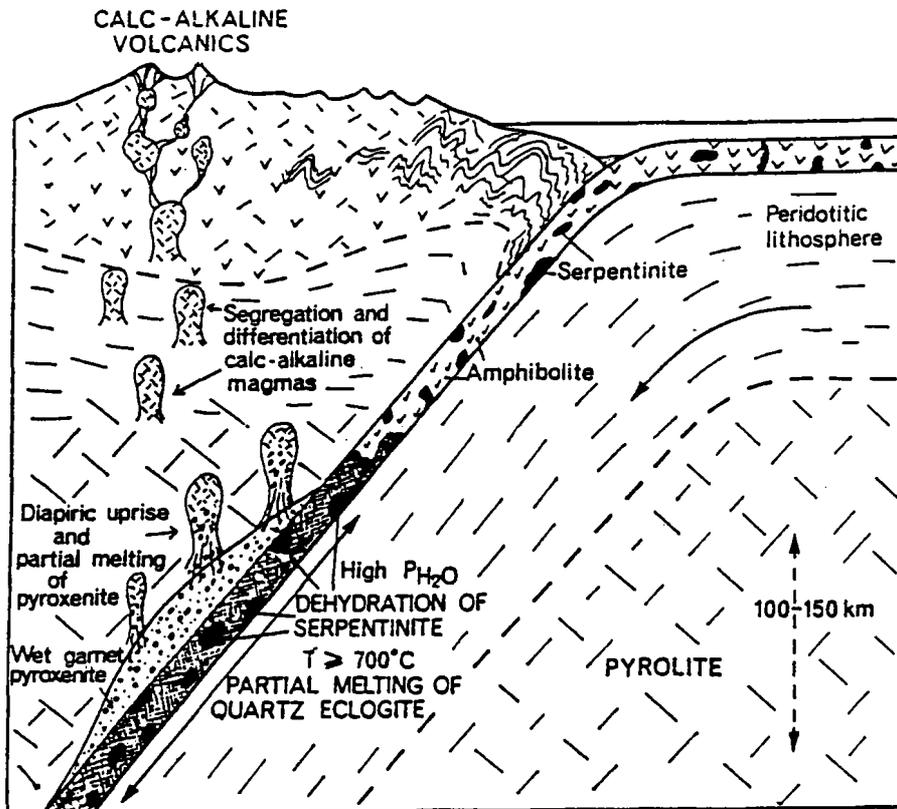


Figure 1.2 : Modèle pétrogénétique de Ringwood (1974) rendant compte de la genèse des magmas d'arc. La fusion de la plaque océanique, à 100-150km de profondeur, donne naissance à des liquides magmatiques qui réagissent, lors de leur remontée diapirique, avec le manteau subarc. Ce manteau hybride alimente le magmatisme calco-alkalin au niveau des volcans d'arc.

INTRODUCTION

L'identification des sources des magmas arc et arrière-arc demeure un problème géochimique complexe. La structure d'une zone de subduction suggère plusieurs sources possibles : la croûte océanique subductée (basaltes plus ou moins altérés par l'eau de mer, sédiments, le manteau sous-jacent à l'arc et la croûte de l'arc à travers laquelle transitent les magmas (Fig. 1.1). L'un des premiers modèles pétrogénétiques proposé est celui de Ringwood (1974) (Fig.1.2) : la croûte océanique plongeante, métamorphisée en éclogite à quartz à 100-150 km de profondeur subit une fusion partielle. Les liquides résultant réagissent avec le manteau supérieur en le métasomatisant. La remontée diapirique de ce manteau hybride serait responsable du magmatisme calco-alcalin. Cependant, ce modèle ne permet pas de rendre compte de l'enrichissement très variable en éléments incompatibles observé dans les magmas des zones de subduction, surtout lorsque ce volcanisme calco-alcalin est associé à du magmatisme alcalin potassique en position arrière-arc.

Le volcanisme arrière-arc se manifeste soit au niveau de bassins arrière-arc ou bassins marginaux (Marianes, bassin de Lau, bassin Nord-Fidjien, Mer de Scotia...) caractérisés par des processus de rifting suivis d'accrétion, comparables aux étapes initiales de la formation des grands océans (Atlantique, Pacifique); soit au niveau d'édifices volcaniques situés en domaine arrière-arc et dont la mise en place est indépendante des processus d'océanisation (Italie, Mexique, Japon, Andes, Sonde). La figure 1.3 illustre la position géographique des nombreux arcs volcaniques qui longent les limites de plaques convergentes. Les numéros en caractères gras correspondent aux zones orogéniques comportant du volcanisme alcalin potassique. Quelque soit leur configuration, la proximité de volcanisme arc et arrière-arc laisse supposer l'implication de sources communes dans la genèse des magmas d'arc et d'arrière-arc. Toutefois, distinguons, au niveau du contexte géodynamique et de la caractérisation géochimique, le magmatisme des bassins arrière-arc évoluant vers des basaltes de rides médio-océaniques (MORB) au cours des processus d'océanisation (Boespflug, 1990) et le magmatisme potassique d'arrière-arc. Au cours de ce travail, nous évoquerons uniquement ce deuxième type de magmatisme.

Le volcanisme alcalin potassique et ultrapotassique actuel au niveau des zones de subduction est tout à fait exceptionnel comparativement au volcanisme calco-alcalin. Il a été largement décrit au niveau de l'arc Eolien et de la Province "comagmatique" Romaine (cf. pour les publications les plus récentes : Rogers et al. (1985, 1987), Ellam et al. (1988, 1989), Vollmer (1989, 1990), Peccerillo (1990)). L'arc de la Sonde, et, en particulier, le volcanisme de Java, a fait l'objet de nombreux articles de la part de D.J. Whitford et I.A. Nicholls, ainsi que de R. Varne, J.D. Foden, G.E. Wheller, S.F. Foley et A.J. Stolz (cf. chapitre 3). Les nouvelles données concernant ce volcanisme potassique de Java apportent des contraintes supplémentaires quant à l'origine du

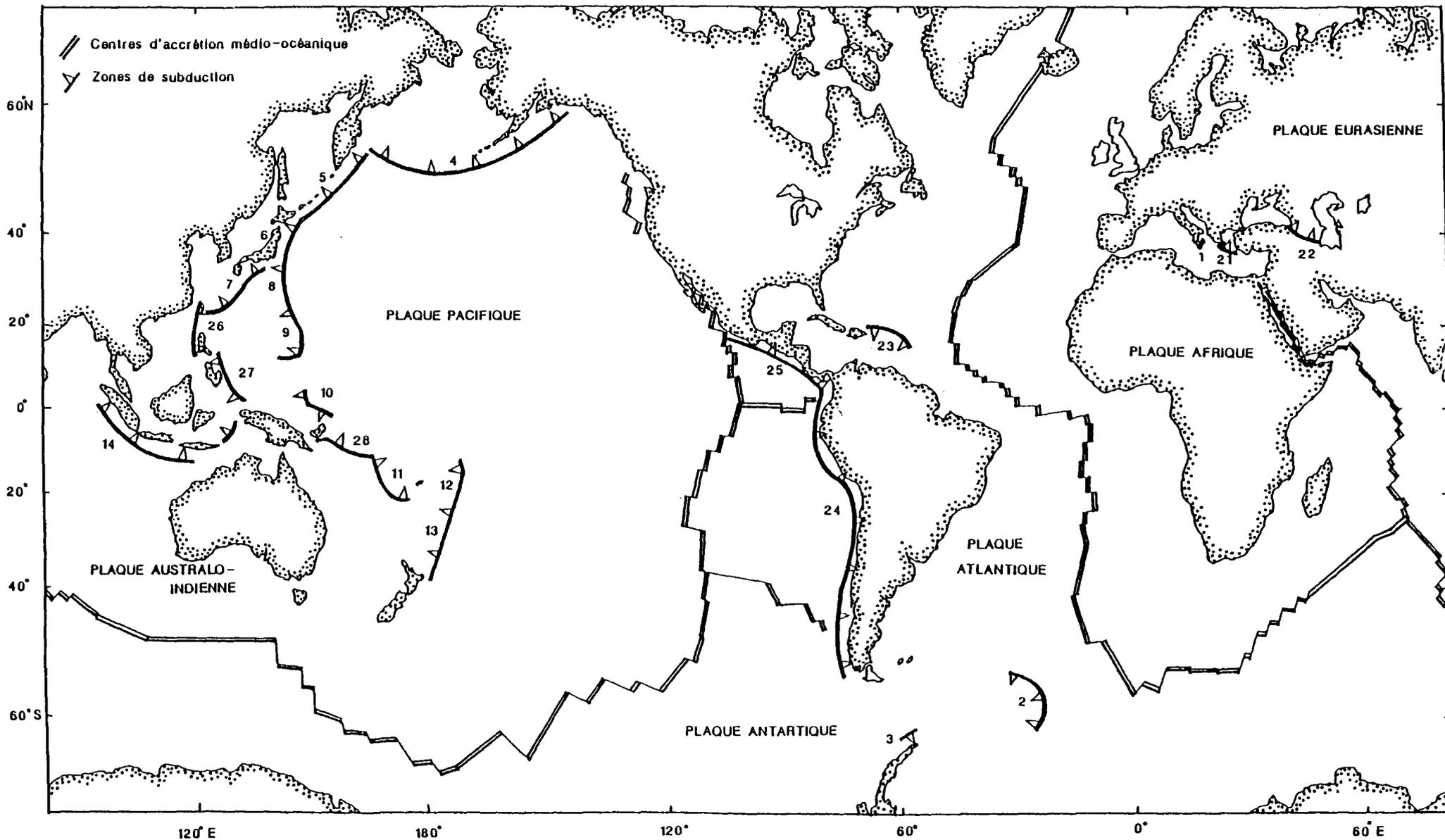


Figure 1.3 : Planisphère indiquant la position des principales zones de convergence, lieu du volcanisme d'arc (Figure de Boespflug, 1990). Les numéros renvoient aux zones de subduction énumérées ci-dessous. Les termes en caractère gras correspondent aux zones de subduction au niveau desquelles est émis du magmatisme alcalin potassique.

- | | |
|---------------------------------|--|
| 1 : arc Eolien | 21 : arc Egéen |
| 2 : îles des Sandwich du Sud | 22 : Caucase |
| 3 : îles Shetland | 23 : arc des Petites Antilles |
| 4 : arc des Aléoutiennes | 24 : arc du Chili-Pérou |
| 5 : arc des Kouriles | 25 : arc du Mexique |
| 6 : arc du Japon | 26 : arc de Luzon-Taïwan |
| 7 : arc des Ryukyu | 27 : arc des Philippines |
| 8 : arc de Izu-Bonin | 28 : arc de Papouasie-N^{elle} Guinée |
| 9 : arc des Mariannes | |
| 10 : arc de Manus | |
| 11 : arc des Vanuatu | |
| 12 : arc des Tonga | |
| 13 : arc des Kermadec | |
| 14 : arc de la Sonde | |

magmatisme potassique au niveau des zones de subduction. La mise en place de laves alcalines potassiques est également mentionnée au niveau du Mexique (Luhr et al., 1989; Verma et Nelson, 1989), de la Cordillère des Andes, en Amérique du Sud (Munoz et Stern, 1989; Stern et al., 1990), du détroit de Bransfield (Weaver et al., 1979) situé en arrière de l'arc des Shetlands, de la péninsule Antarctique (Hole, 1988), de la Mer du Japon (Nelson et al., 1986; Nakamura et al., 1989), de la Papouasie-N^{elle} Guinée (Kennedy et al., 1990; Richards et al., 1990), en N^{elle} Zélande (Briggs et al., 1990) et au niveau d'îles (St Georges, Nunivak) situées en arrière de l'arc des Aléoutiennes (Von Drach et al., 1986).

Dans ces diverses occurrences de magmatisme potassique, on peut distinguer différents groupes :

1. Le volcanisme alcalin potassique situé en domaine arrière-arc, au niveau des Andes (Munoz et Stern, 1989; Stern et al., 1990), du Mexique (Verma et Nelson, 1989), de la mer du Japon (Nelson et al., 1986; Nakamura et al., 1989), des Aléoutiennes (Von Drach et al., 1986) et de la N^{elle} Zélande (Briggs et al., 1990) est géochimiquement tout à fait comparable au **volcanisme alcalin intraplaque continental** (teneurs élevées en TiO₂, MgO, CaO, faibles en Al₂O₃ comparativement aux magmas d'arc).

2. Au niveau de la Province Romaine (Rogers et al., 1985), de Sulawesi (Yuwono, 1987), de la péninsule Antarctique (Hole, 1988), de la Papouasie-N^{elle} Guinée (Kennedy et al., 1990), le volcanisme alcalin potassique est **postérieur à la subduction**.

3. Les laves des volcans de l'arc Eolien se caractérisent par une **augmentation des teneurs en potassium** et autres éléments incompatibles, **au cours du temps**. Autrement dit, le magmatisme évolue depuis les séries calco-alcalines vers des séries alcalines potassiques et ultrapotassiques (Ellam et al., 1988, 1989).

4. Le volcanisme potassique arrière-arc de Java est **contemporain du volcanisme de l'arc**. Au niveau de Java, contrairement à l'arc Eolien, les associations magmatiques de l'arc et les associations magmatiques potassiques arrière-arc appartiennent à des édifices volcaniques bien distincts. Il ne semble pas y avoir d'augmentation progressive des teneurs en potassium au sein des volcans de Java, excepté au niveau du Muria (Yuwono, 1987; Maury et al., 1987) et des complexes Ringgit, Beser (Edwards, 1989).

Le **volcanisme de Java** constitue donc un **cas particulier d'occurrence de magmatisme potassique en contexte de subduction active**, cas difficilement comparable, comme nous venons de le voir, avec le volcanisme potassique des Andes, du Mexique, de l'Italie...

Essayons maintenant de caractériser les sources des magmas des zones de subduction à partir des compositions chimiques des laves émises. Intéressons-nous tout d'abord aux éléments majeurs.

I - LES ELEMENTS MAJEURS. PROBLEME DU POTASSIUM

La similitude entre les compositions en éléments majeurs des basaltes d'arc primitifs et les MORB (Tableau 1.1) a suggéré à Perfit et al. (1980), Arculus et Johnson (1981), Arculus et Powell (1986), l'intervention d'un manteau supérieur de type MORB, comme source majeure impliquée dans la genèse des magmas des zones de subduction.

Majeurs (%)	N-MORB	Basalte tholéitique d'arc	Absarokite
SiO ₂	50.45	51.2	48.83
TiO ₂	1.615	0.75	0.80
Al ₂ O ₃	15.255	15.69	15.64
FeO	10.426	9.21	7.62
MnO		0.16	0.16
MgO	7.576	9.64	7.64
CaO	11.303	10.12	11.01
Na ₂ O	2.679	2.77	1.99
K ₂ O	0.106	0.42	2.51
P ₂ O ₅		0.21	0.41

Tableau 1.1 : Comparaison en éléments majeurs entre une composition moyenne de N-MORB (moyenne de Hofmann, 1988), un basalte tholéitique d'arc (échantillon MK15 de l'arc des Aléoutiennes (Perfit et al., 1980)) et une absarokite (échantillon D55-1-2 de l'arc des Mariannes (Bloomer et al., 1989)).

Cependant, alors que les MORB se caractérisent par des concentrations faibles en potassium (0,1%), les basaltes d'arc insulaire (IAB), qui constituent un cas particulier des magmas émis au niveau des zones de subduction, présentent une très grande variation dans les teneurs de cet élément incompatible : pour des termes basiques, celles-ci augmentent progressivement depuis les séries de type tholéitique d'arc ($K_2O < 0.3\%$) jusqu'aux séries shoshonitiques ($K_2O > 1.6\%$) (pour des teneurs en SiO₂ de 48%). Ces limites ont été établies par Peccerillo et Taylor (1976). Leur classification est basée sur les variations des concentrations des deux éléments majeurs SiO₂ et K₂O, qui montrent les variations les plus significatives parmi les éléments majeurs.

Le problème des teneurs plus importantes en potassium et plus généralement en éléments très incompatibles des IAB comparativement aux MORB est compliqué par leur grande variabilité reconnue au sein

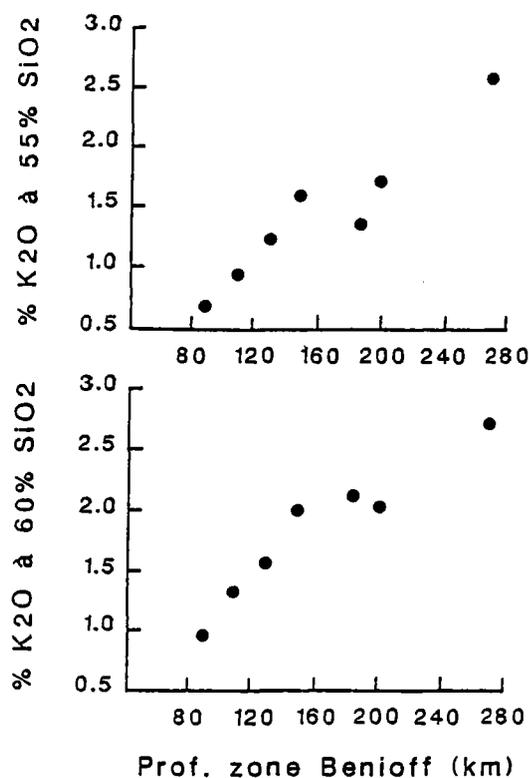


Figure 1.4 : Variation de K_2O en fonction de la profondeur de la zone Benioff. Les teneurs en K_2O sont ramenées à 55% (figure du haut) et 60% (figure du bas) de SiO_2 . Les corrélations positives entre K_2O et la profondeur de la zone Benioff suggèrent l'existence d'un lien entre la genèse des magmas d'arc et le processus-même de la subduction (d'après Hatherton et Dickinson, 1969).

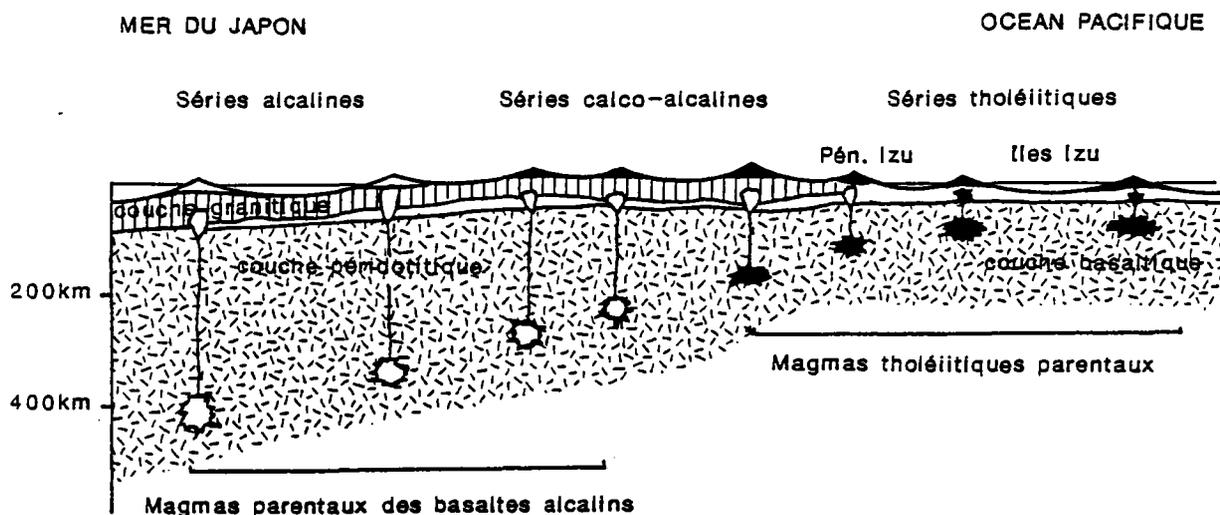


Figure 1.5 : Coupe schématique perpendiculairement à l'arc du Japon, montrant l'augmentation progressive de la profondeur de genèse des magmas du domaine arc (Japon) vers le domaine arrière-arc (Mer du Japon) (d'après Kuno, 1959).

d'un même arc, voire d'un même volcan. C'est, par exemple, le cas des Nouvelles Hébrides où Gorton (1977) décrit l'existence de séries faiblement et fortement potassiques mises en place au niveau d'un même centre éruptif. Il apparaît donc que le contrôle des concentrations en K_2O des laves par la nature de la croûte de l'arc, suggéré par Miyashiro (1974), Coulon et Thorpe (1981), Gill (1981), Leeman (1983), ne suffit pas pour expliquer la variabilité en K_2O au sein d'un même volcan.

C'est surtout transversalement à l'axe de l'arc que la variation des teneurs en potassium, très tôt reconnue par Tomita (1935), a été très largement débattue, notamment sur l'arc du Japon, par Tomkeiff (1949), Kuno (1959, 1966), Katsui (1959), Sugimura (1959, 1960, 1968, 1973), Gorshkov (1962, 1970), Hatherton et Dickinson (1969). Selon ces auteurs, l'augmentation en éléments incompatibles perpendiculairement à l'axe de l'arc se corrèle avec la profondeur croissante du plan de Benioff (Fig.1.4). Cette observation suggère un lien entre la genèse des magmas et le fonctionnement de la subduction. Ces auteurs attribuent cette zonation magmatique à une diminution du degré de fusion partielle des sources des magmas, associée à une profondeur croissante du plan de Benioff (Fig.1.5). Jakes et White (1972a), Gill et Gorton (1973), Miyashiro (1974) et Gill (1981) ont compilé de nombreuses données en éléments incompatibles sur différents arcs, en accord avec ce modèle. Notamment, l'arc de la Sonde constitue un exemple classique de cette variation transversale en éléments incompatibles décrit par Rittmann (1953,1958), Kuno (1966), Dickinson et Hatherton (1967), Hatherton et Dickinson (1969), Nielson et Stoiber (1973), Hutchison (1975, 1976, 1981, 1982) et plus récemment discuté par D.J. Whitford et I.A. Nicholls (Whitford, 1975; Whitford et Nicholls, 1976; Whitford et al., 1979; Nicholls et Whitford, 1978; Nicholls et al., 1980) et Van Bergen et al. (1989). L'arc de la Sonde est en effet le seul arc à présenter une aussi large gamme de variation en K_2O . Sur l'île de Java, cinq types de séries potassiques différentes sont décrites allant des séries tholéitiques d'arc jusqu'aux séries alcalines ultrapotassiques mises en place au niveau de volcans en position arrière-arc (travaux de D.J. Whitford et I.A. Nicholls cités ci-dessus). L'étude récente de Maury et al. (1987) et de Soeria-Atmadja et al. (1985, 1988) met en évidence l'existence de cinq groupes pétrologiques différents, de par leur concentration en potassium, sur une superficie aussi faible que le domaine arrière-arc de Java Central (75 000 km² environ).

De nombreuses données sont en désaccord avec le modèle de zonation magmatique décrit ci-dessus et indiquent que la répartition du potassium (et autres éléments incompatibles) au niveau des zones de subduction est plus complexe (Cawthorn, 1977; Arculus et Johnson, 1978; Foden et Varne, 1980). Notamment, il n'existerait pas obligatoirement une relation pétrogénétique entre la présence de laves à leucite dans une zone de convergence de plaques et le processus même de la subduction (Cundari, 1979, 1980; Varne, 1985). L'origine du K_2O dans les laves des zones de subduction demeure donc très controversée :

- Varne (1985), Varne et Foden (1986), Foden et Varne (1980) et Saunders et al. (1980) suggèrent qu'un **vieux manteau subcontinental** constitue la principale source du potassium. Rappelons que le manteau subcontinental correspond à la portion mantellique sous-jacente à la croûte continentale; elle est isolée du reste du manteau convectif et se caractérise par une composition géochimiquement plus enrichie (plus radiogénique en isotopes du Sr et du Pb, teneurs plus élevées en éléments hygromagmaphiles (HYG)) comparativement au manteau subocéanique (Les éléments HYG se caractérisent par une affinité préférentielle

pour la phase liquide du magma; leurs propriétés fondamentales sont rappelées au second chapitre de ce mémoire).

- Edwards (1988, 1989) propose, entre autres, un modèle basé sur le mélange d'un **manteau** caractérisé par l'**anomalie DUPAL** et d'un **composant mantellique enrichi**, issu du manteau inférieur ou résultant d'un ancien évènement de fusion au niveau du manteau subarc. L'anomalie DUPAL (Hart, 1984) caractérise une source mantellique anormalement enrichie en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (par rapport aux MORB Atlantique et Pacifique), essentiellement localisée au niveau de la ride de l'océan Indien) et d'îles océaniques (Crozet, Amsterdam, Rodriguez, St Paul...) de l'hémisphère Sud (Dupré et Allègre, 1983). Ces deux composants seraient enrichis en éléments HYG et plus précisément en éléments incompatibles (ceci est surtout vrai pour le composant : manteau enrichi non-DUPAL), expliquant ainsi l'enrichissement en ces éléments des laves du Muria, Ringgit et Beser.

- Wheller et al. (1987) et Foley et Wheller (1990) suggèrent que l'apport en potassium des laves des édifices potassiques et ultrapotassiques de la Sonde proviendrait de veines mantelliques issues de faibles degrés de fusion partielle à partir d'une **source mantellique d'origine profonde** ($P > 30\text{kbar}$), et isotopiquement similaire à un manteau de type DUPAL (OIB Indien : basaltes des îles océaniques de l'océan Indien). Ce modèle a récemment été repris par Varekamp et al. (1989) pour rendre compte de l'enrichissement en potassium des laves de volcans de l'Est de l'arc de la Sonde. Un modèle quelque peu similaire, faisant également appel à des fluides métasomatiques intramantelliques, mais cette fois-ci issus d'un "hot spot", est présenté par Vollmer (1989, 1990) pour expliquer l'existence de volcanisme potassique au niveau de la Province Romaine.

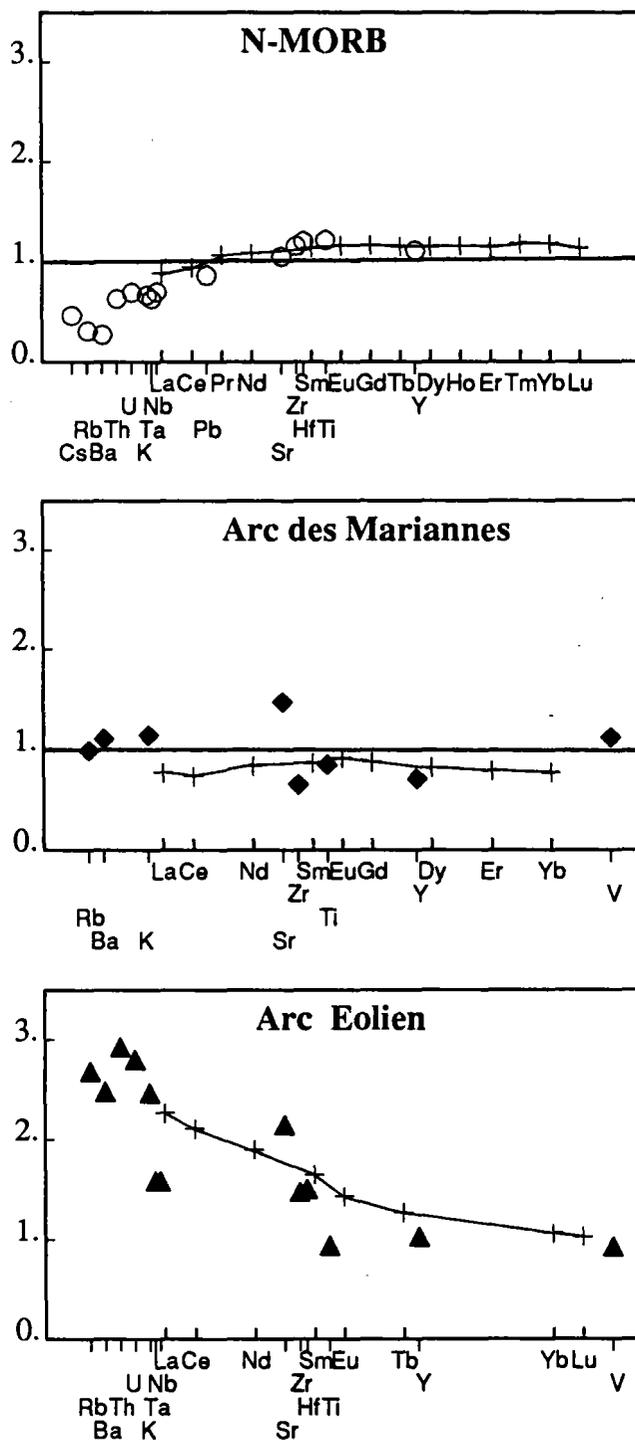
- Edgar (1980), Rogers et al. (1985, 1987), Nelson et al. (1986), Luhr et al. (1989), Ellam et al. (1989), Peccerillo (1990), entre autres, préconisent un apport de **sédiments subductés**. Ceux-ci, en effet, ont la propriété d'être enrichis en éléments HYG (Ben Othman et al., 1989; Bienvenu, 1989).

- Enfin, d'autres auteurs conçoivent un modèle intermédiaire entre les deux derniers présentés ci-dessus. Stolz et al. (1990) suggèrent que les laves potassiques de la Sonde dériveraient de la fusion d'une **source OIB**, modifiée par un **composant issu de la plaque subductée**. Ceci a également été proposé par Ellam et al. (1989) au niveau du volcanisme potassique italien.

D'une manière générale, les nombreux travaux récents sur le volcanisme potassique et ultrapotassique des zones de subduction suggèrent que l'origine de cet enrichissement en éléments incompatibles est à rechercher directement au niveau de la source des magmas et non pas au niveau du processus de fusion conduisant à la formation de ces magmas, comme ceci avait été suggéré dans les années 1960-1970. Effectivement, comme nous l'avons évoqué ci-dessus, le manque de corrélation entre les teneurs en K_2O et la profondeur du plan de Benioff, au niveau des magmas potassiques et ultrapotassiques des zones de subduction, va à l'encontre du modèle simple de genèse de ces magmas à partir de faibles degrés de fusion partielle au niveau d'une source mantellique, à des profondeurs relativement importantes (comparativement aux magmas d'arc).

Figure 1.6 : Comparaison entre les spectres de TR hyperétendus d'un N-MORB moyen (Sun et McDonough, 1989), d'une tholéiite d'arc (arc des Mariannes, Bloomer et al., 1989; Lin et al., 1989), d'une absarokite (arc Eolien, Ellam et al., 1988).

Remarquons, au niveau des laves d'arc, l'enrichissement en alcalins, alcalino-terreux, U, Th, Pb et le déficit en Nb-Ta par rapport aux TR légères, comparativement aux MORB. Les teneurs en TR lourdes de la tholéiite d'arc sont également appauvries relativement à celles de N-MORB.



II - LES ELEMENTS EN TRACE

L'enrichissement en alcalins (et alcalino-terreux) par rapport aux TR est une des caractéristiques principales des magmas orogéniques (Fig. 1.6). Ces magmas montrent d'autres caractères géochimiques qui les distinguent nettement des MORB, à savoir :

- 1) un enrichissement en U, Th, Pb par rapport aux TR (Fig. 1.6)
- 2) de fortes anomalies négatives en Nb, Ta par rapport aux TR légères (La, Ce) (Fig. 1.6).

Le comportement des TR légères par rapport aux TR lourdes est très variable. Les spectres de TR hyperétendus des tholéiites d'arc (arc des Sandwich : Hawkesworth et al., 1977; Tarney et al., 1977) sont appauvris en TR légères et ressemblent aux MORB, tandis que les basaltes shoshonitiques et/ou potassiques (cas de l'arc Eolien : Ellam et al., 1989) sont nettement plus enrichis en TR légères par rapport aux MORB (Fig. 1.6). L'intérêt de ces spectres hyperétendus (notion expliquée en détail au chapitre 2) est de visualiser très rapidement le comportement relatif des éléments HYG. Généralement, dans les spectres établis au cours de ce travail, les TR sont représentées par des croix reliées par un trait, et, les éléments NTR par des symboles non reliés. L'axe des ordonnées correspond au logarithme des concentrations normalisées (les valeurs de normalisation sont définies au second chapitre).

Certaines laves des zones de subduction montrent également un léger appauvrissement relatif en TR moyennes et lourdes par rapport aux MORB (Gill, 1981; Arculus et Powell, 1986; Davidson, 1987). Ceci est une caractéristique commune des magmas appartenant aux séries de type tholéiitique d'arc (White et Dupré, 1986) (Fig. 1.6).

Diverses interprétations ont été proposées pour rendre compte de cette observation :

- Kelemen et al. (1990) proposent que l'appauvrissement en TR lourdes des magmas d'arc par rapport aux MORB refléterait une interaction entre des liquides magmatiques issus du manteau sus-jacent à la plaque subductée (dont la fusion est rendue possible grâce à l'eau issue de la plaque subductée) et le manteau supérieur appauvri. Au cours de cette réaction, la dissolution progressive de minéraux comme : olivine, pyroxène et spinelle (minéraux de l'encaissant mantellique vis-à-vis desquels les TR lourdes ont un coefficient de partage supérieur aux TR légères) imputerait aux magmas résultant de cette interaction, un déficit en TR lourdes relativement aux TR légères. Ce déficit semble plutôt spécifique aux magmas tholéitiques d'arc pour lesquels la dissolution de pyroxène est minimale (comparativement aux magmas calco-alcalins).

- cet appauvrissement en TR moyennes et lourdes serait une caractéristique primaire du manteau subarc, acquise à la suite de la formation des MORB. Ce manteau subarc correspondrait donc à un manteau de type MORB résiduel (Ewart et Hawkesworth, 1987). Cette hypothèse est en bon accord avec la mise en place de boninites (basaltes d'arc primitifs très enrichis en MgO et autres éléments compatibles, et très appauvris en éléments HYG) au cours des stades précoces de l'évolution de certains arcs (Murton, 1989), comme l'arc des Mariannes par exemple (Cameron et al., 1983).

- d'autres auteurs comme Kay (1980) suggèrent que cette source correspondrait à des diapirs de manteau très appauvri (résiduel à la suite de la génération des MORB) issu, cette fois-ci, de la lithosphère subductée. Ces diapirs en s'élevant vers la surface constitueraient un composant important de la source des magmas d'arc.

- de plus importants degrés de fusion partielle affecteraient les sources des IAB comparativement aux sources des MORB. L'occurrence de magmas picritiques dans certains arcs : Aléoutiennes (Nye et Reid, 1986), Nelles Hébrides (Gorton, 1977), Antilles (Hawkesworth et al., 1979; Thirwall et Graham, 1984) favorisent cette dernière explication. Cependant, les travaux récents de Plank et Langmuir (1989) et de Klein et Langmuir (1987) montrent que les gammes de pourcentage des degrés de fusion envisagées pour le volcanisme d'arc (10-25%) et le volcanisme mis en place au niveau des rides médio-océaniques (8-20%) sont relativement similaires.

Davidson (1987) et White et Dupré (1986) concluent que cet appauvrissement en TR moyennes et lourdes des magmas d'arc par rapport aux magmas océaniques refléterait une combinaison de plusieurs processus. Notamment, des degrés de fusion importants affectant une source préalablement appauvrie (source de type MORB résiduel) seraient responsables des faibles concentrations en TR lourdes rencontrées dans les tholéiites d'arc primitives.

Toutes ces caractéristiques géochimiques ont largement été décrites par Jakes et White (1970, 1972a), Jakes et Gill (1970), Perfit et al. (1980), Gill (1981), White et Patchett (1984), Ellam et Hawkesworth (1988) pour les magmas d'arc et par Hawkins (1977), Saunders et Tarney (1984) et Saunders et al. (1989) pour les laves arrière-arc. Elles impliquent au niveau de la source des laves d'arc la contribution de composants, autres qu'un manteau de type MORB.

Les éléments en trace apportent des informations sur la contamination des magmas orogéniques par les sédiments subductés. Ces contraintes ont largement été discutées par Ben Othman et al. (1989) et Bienvenu (1989). Leur conclusion essentielle est que l'incorporation de sédiments au niveau de la source des magmas émis dans les zones de subduction ne peut que contribuer à l'enrichissement relatif en alcalins (et alcalino-terreux), en TR légères, en Th, U, Pb ainsi qu'au déficit de Nb et Ta. Bienvenu (1989) montre également que la participation de sédiments terrigènes peut rendre compte de l'enrichissement relatif en Zr, Hf observable dans les magmas d'arc en avant desquels existe ce type de sédiment; tandis que les sédiments pélagiques seraient responsables des anomalies négatives en Zr, Hf observées dans les magmas des arcs intra-océaniques.

Dans le détail, concernant les TR, notons que certaines laves orogéniques se distinguent par l'existence d'anomalies négatives en Ce, que certains auteurs imputent à une empreinte de sédiments pélagiques subductés (Hole et al., 1984; White et Patchett, 1984). Cependant, les travaux récents de Ben Othman et al. (1989) et de Bienvenu (1989) préconisent la création de telles anomalies au cours des processus de déshydratation de la plaque subductée.

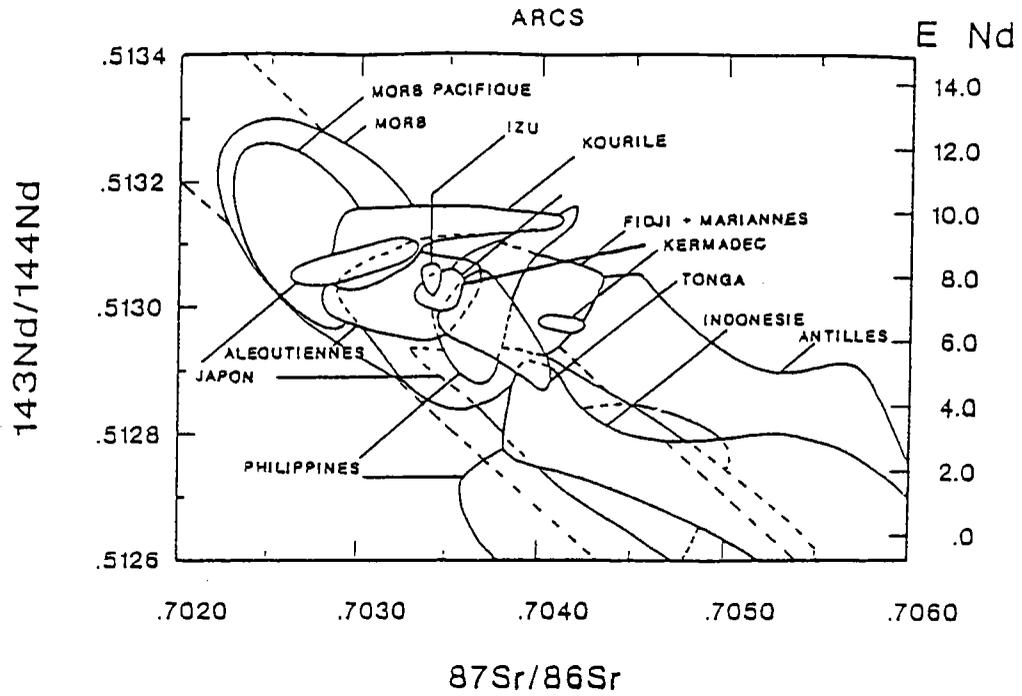


Figure 1.7 : Domaines de variation des IAB comparativement aux MORB dans le diagramme isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Boespflug, 1990).

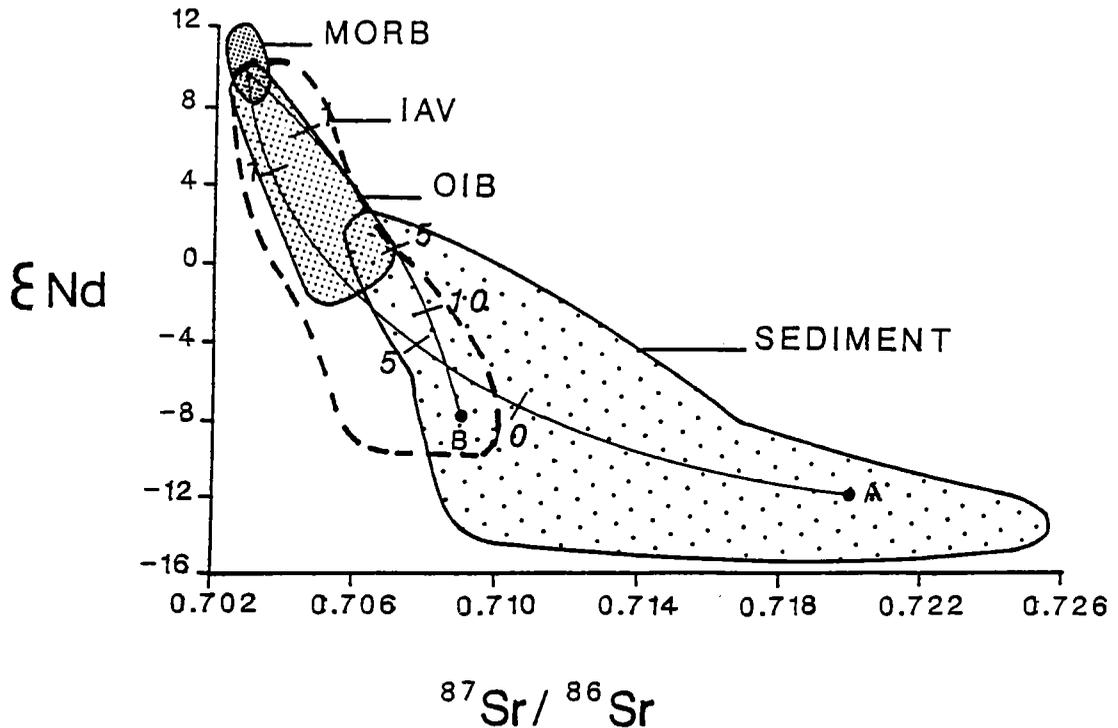


Figure 1.8 : Domaines de variation des MORB, IAB, OIB et des sédiments dans le diagramme isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Courbes de mélange hypothétiques entre divers types de sédiments (A : sédiment pélagique, B : carbonate) et le manteau appauvri (Figure modifiée de Ben Othman et al., 1989).

III - LES ISOTOPES Sr-Nd-Pb

A la différence de certains éléments en trace (éléments de coefficient de partage différents), les isotopes d'un même élément lourd (Sr, Nd, Pb) ne fractionnent pas l'un par rapport à l'autre lors des processus pétrogénétiques. Ces isotopes constituent donc des outils de choix pour définir la nature des différents composants impliqués dans la source des magmas des zones de subduction.

III.1 - Les isotopes Sr-Nd

Les IAB présentent une grande variation en compositions isotopiques Sr-Nd et sont généralement plus radiogéniques en Sr et moins radiogéniques en Nd comparativement aux MORB (Fig.1.7).

Hawkesworth (1979, 1982) et White et Patchett (1984), en se basant sur une compilation des données Sr-Nd de laves d'arcs insulaires, concluent que les compositions isotopiques Sr-Nd de la majorité de ces laves sont analogues à celles des OIB (Fig.1.8).

Récemment, Ben Othman et al. (1989) rappellent que l'appartenance de magmas d'arc à la corrélation mantellique, définie par les basaltes océaniques (cf. chapitre 2), n'implique pas pour autant : absence de la participation de sédiments subductés. Un certain nombre d'auteurs parmi lesquels Von Drach et al. (1986), Hickey et al. (1986) et Ben Othman et al. (1989) ont montré qu'un mélange entre une source appauvrie et divers types de sédiments détermine, sur un diagramme Sr-Nd, une large zone dont une partie contient la corrélation mantellique (Fig.1.9).

Il faut aussi souligner que les laves des arcs de marge continentale ont des compositions isotopiques Sr-Nd exigeant en plus d'un composant subducté, une contribution de la croûte même de l'arc; ce point est discuté plus largement au paragraphe VI de ce chapitre.

L'empreinte de matériaux subductés est donc difficile à décrypter, avec les seuls rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, dans le cas d'arcs dont les laves appartiennent à la corrélation mantellique.

Néanmoins, certains arcs se caractérisent par des compositions isotopiques Sr nettement plus radiogéniques que les OIB et se situent, dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = f(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$, à droite de la corrélation mantellique (Hawkesworth, 1979c, 1982); c'est le cas de l'arc des Antilles (Hawkesworth et Powell, 1980; Hawkesworth et al., 1979; Davidson, 1986, 1987; Thirwall et Graham, 1984), des Mariannes (De Paolo et Wasserburg, 1977), et de Nouvelle Bretagne (De Paolo et Wasserburg, 1977; De Paolo et Johnson, 1979). Ce découplage entre les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ est attribué à la contribution de l'eau de mer présente dans les matériaux subductés (sédiments et croûte océanique) (De Paolo et Wasserburg, 1977; Hawkesworth et al., 1977, 1979a; Von Drach et al., 1986).

La figure 1.9 montre l'influence de ces divers matériaux subductés sur une source mantellique appauvrie de type MORB. On peut en conclure que les compositions isotopiques Sr-Nd de l'ensemble des laves d'arc peuvent s'expliquer par des mélanges entre différents matériaux subductés et une source péridotitique.

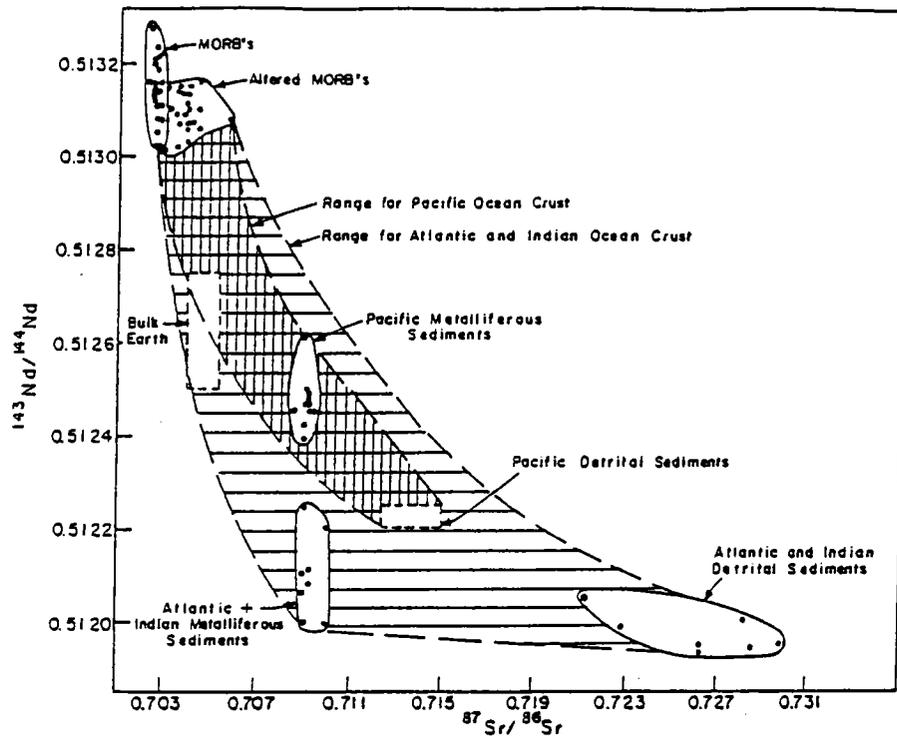


Figure 1.9 : Compositions isotopiques de MORB frais, altérés et de sédiments océaniques. Les zones tramées indiquent la gamme de mélanges possibles entre des MORB altérés et frais et des sédiments (Figure de Hickey et al., 1986).

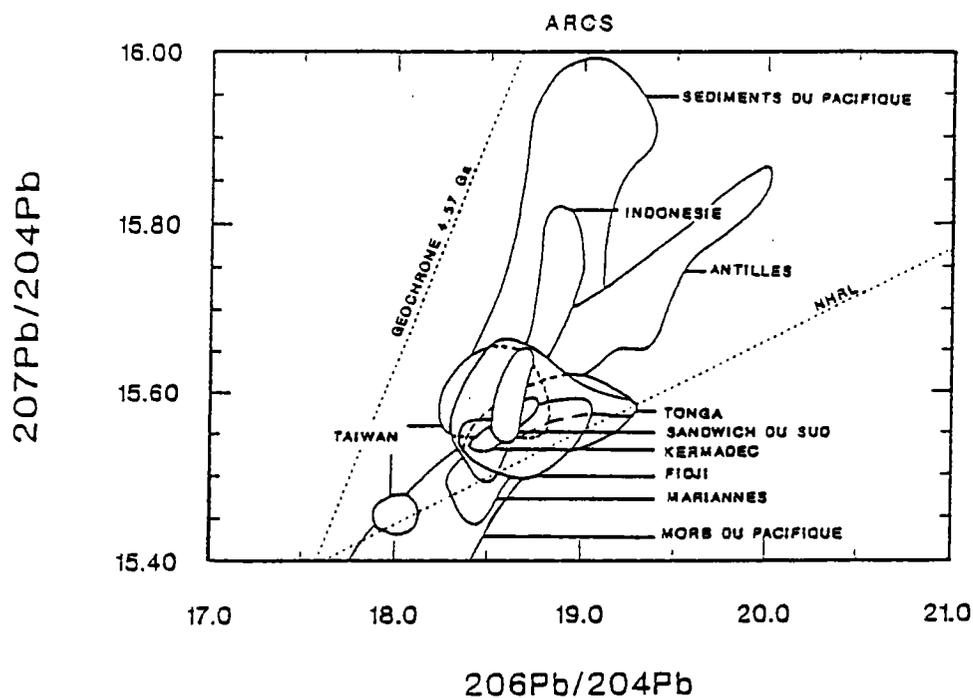


Figure 1.10 : Domaines de variation des laves d'arc dans le diagramme isotopique $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Boespflug, 1990).

III.2 - Les isotopes du plomb : mise en évidence d'une contribution sédimentaire

La participation de composants sédimentaires à la genèse des magmas des zones de subduction a surtout été reconnue grâce aux compositions isotopiques du plomb. Effectivement, dans les diagrammes isotopiques Pb-Pb, les laves orogéniques appartiennent à des champs s'alignant grossièrement entre un domaine MORB et un domaine sédiments (Fig.1.10). De tels alignements sont interprétés comme étant le résultat d'un mélange entre une source de type MORB et des sédiments.

Les isotopes du plomb sont plus sensibles que les isotopes du strontium pour détecter l'implication de composants sédimentaires au cours des processus pétrogénétiques. Si on suppose que l'ensemble des compositions isotopiques du Pb des basaltes océaniques reflète la variabilité globale du manteau, on peut conclure que le Pb des laves orogéniques ne peut provenir uniquement du manteau. Un composant riche en ^{207}Pb est nécessaire pour rendre compte de telles variations. Etant donné la période de désintégration relativement courte de l'uranium 235 (élément père de ^{207}Pb : $T=0,7038 \cdot 10^9$ ans par rapport à l'uranium 238 (élément père du ^{206}Pb) : $T=4,468 \cdot 10^9$ ans) (Faure, 1986), le contaminant correspondrait probablement à un matériau ayant acquis sa composition isotopique Pb il y a longtemps. Un matériau ancien d'origine crustale pourrait donc être ce composant. Le caractère plus radiogénique en ^{207}Pb et ^{208}Pb des laves arc et arrière-arc par rapport aux basaltes océaniques serait alors expliqué par la participation de ce matériel crustal.

Ce recyclage crustal par sédiments interposés a été proposé par Coats (1962) et par Armstrong (1968, 1971). Il a été décrit pour la première fois au niveau de l'arc japonais par Tatsumoto (1966a, 1969), Kurawawa (1968), Hedge et Knight (1969), Tatsumoto et Knight (1969) et au niveau de l'arc des Petites Antilles par Armstrong et Cooper (1971) et Donnelly et al. (1971).

Plus récemment, des études ont montré une similitude entre les compositions isotopiques du plomb des laves d'arc et celles des sédiments situés au front de l'arc (Fig.1.11) (White, 1989). On peut aussi citer les travaux de Barreiro (1983) concernant l'arc des Sandwich et de Sun (1980) pour Taiwan et les Aléoutiennes. Ben Othman et al. (1989) ont mesuré les compositions isotopiques Pb de sédiments situés en avant de l'arc de la Sonde et ont montré que ces sédiments sont inclus dans le champ des laves de l'arc de la Sonde. Cependant, comme le soulignent ces auteurs, ces sédiments ne sont peut-être pas représentatifs des sédiments subductés; de plus, ils se sont intéressés à des sédiments de surface. Or, les études sismiques et les forages effectués en avant de l'arc des Antilles indiquent l'existence d'une surface de décollement permettant l'accrétion des couches sédimentaires les plus superficielles (<160-180 m de profondeur) au niveau d'un prisme avant-arc (Westbrook, 1982; Moore et al., 1982; Westbrook et al., 1984). Les sédiments les plus susceptibles d'être subductés appartiennent donc aux couches les plus profondes de la colonne sédimentaire. White et al. (1985) montrent d'ailleurs que les sédiments profonds, plus radiogéniques en Pb que les sédiments de surface, répondent mieux aux exigences génétiques des laves antillaises. Cet arc, en particulier, a fait l'objet de nombreuses études de la part de White et al. (1985), White et Dupré (1986), Davidson (1987), Ben Othman et al. (1989) montrant que le caractère anormalement radiogénique en ^{206}Pb des laves est en

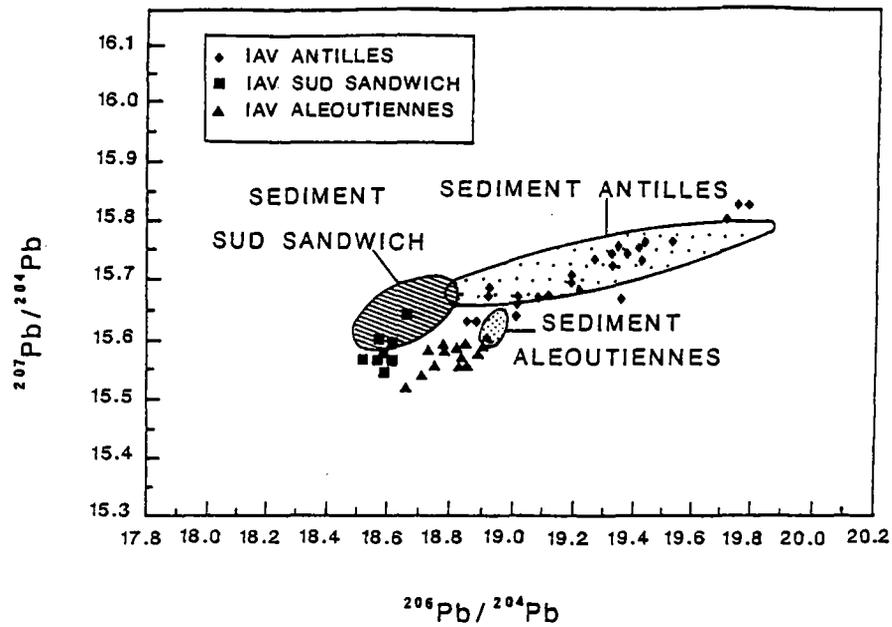


Figure 1.11 Comparaison entre les compositions isotopiques Pb des laves de trois arcs insulaires (les Antilles, les îles Sandwich Sud et les Aléoutiennes) et celles de sédiments situés en avant de ces arcs (White, 1989).

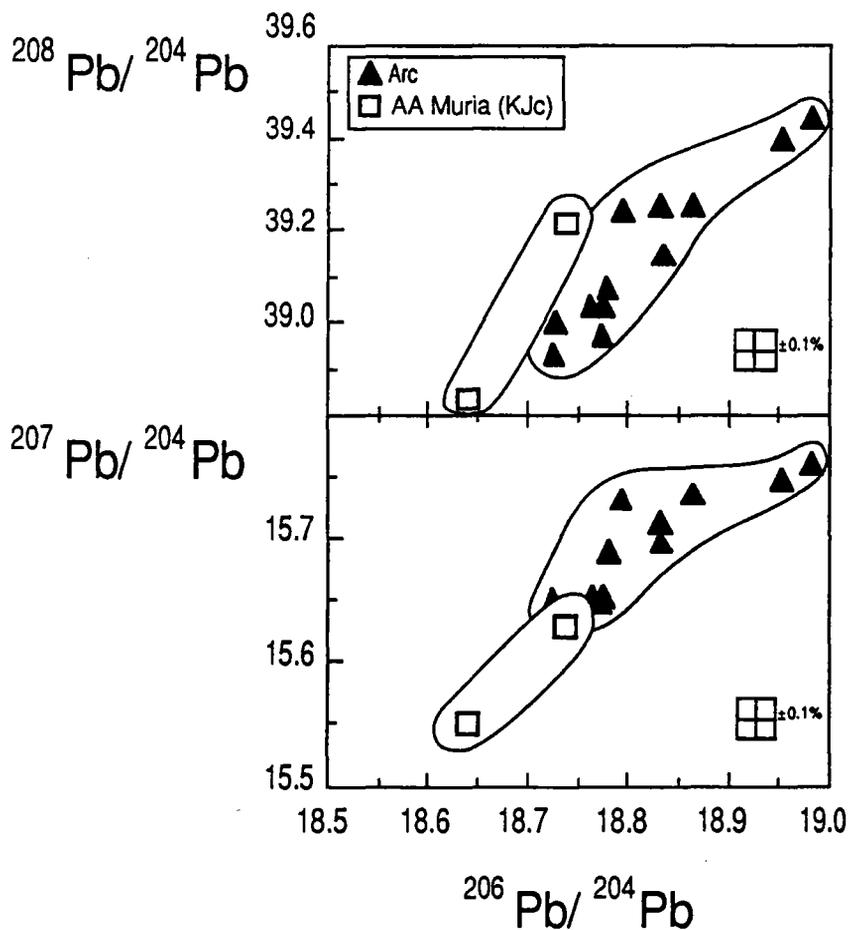


Figure 1.12 : Compositions isotopiques des laves d'arc et alcalines potassiques (K) arrière-arc (AA) du Muria de Java Central (Jc) (Whitford, 1975b).

relation avec les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ anormalement élevés des sédiments profonds avant-arc. Ceci s'observe également au niveau d'autres arcs comme les Aléoutiennes et les îles Sandwich (White, 1989) (Fig. 1.11).

On peut se demander si le caractère radiogénique en Pb des laves ne serait pas plutôt dû à l'influence de la croûte de l'arc. Mais, Kay et al. (1978) montrent, au niveau de l'arc des Aléoutiennes, que, les îles occidentales à croûte océanique et les îles orientales à croûte continentale ont des compositions isotopiques en Pb semblables. Ils concluent que le composant responsable des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevés, détecté dans les laves d'arc, a été introduit au cours de la subduction de matériel sédimentaire. Cependant, comme nous le décrivons à la fin du chapitre, il existe des cas pour lesquels la croûte continentale est responsable des rapports élevés $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

On peut conclure que l'observation de variation dans le même sens des isotopes du Pb des sédiments et des laves d'arc joue fortement en faveur de l'hypothèse d'une implication de sédiments subductés dans la genèse de la plupart des magmas d'arc (Hickey et al., 1986; White, 1989). Notons qu'il existe des arcs pour lesquels les données indiquent une contribution sédimentaire très faible, voire inexistante ou alors la contribution de sédiments très peu radiogéniques en Pb : c'est le cas de l'arc des Mariannes (Meijer, 1976) et des Tonga (Oversby et Ewart, 1972) (Tableau 1.2).

Concernant l'arc de la Sonde, et en particulier le volcanisme de Java, très peu de données Pb ont été publiées jusqu'à ce jour sur le volcanisme potassique. Les seules compositions isotopiques Pb, acquises sur trois échantillons du volcan potassique et ultrapotassique du Muria (Whitford, 1975b), indiquent, dans les diagrammes Pb-Pb, une continuité entre les laves potassiques arrière-arc et les laves calco-alkalines de l'arc, plus radiogéniques (Fig.1.12). D'après Whitford (1975b), ces rapports isotopiques élevés en ^{207}Pb et ^{208}Pb reflètent une contribution sédimentaire qui semble plus importante, cependant, pour les laves de l'arc, comparativement aux laves potassiques arrière-arc.

Cette implication moindre de sédiments à la genèse des laves potassiques de Java (par rapport aux laves d'arc) est confirmée par les données isotopiques Sr-Nd du volcanisme potassique arrière-arc qui sont analogues ou moins radiogéniques en Sr que celles du volcanisme calco-alkalin d'arc (Whitford, 1975b).

ARCS INSULAIRES	OUTILS GEOCHIMIQUES	% SEDIMENTS SUBDUCTES	AUTRES COMPOSANTS	REFERENCES
ANTILLES (toutes les îles sauf Martinique et S ^{te} Lucie)	isotopes Sr-Nd-Pb	5% sédiments (s'il s'agit d'une fusion de la croûte océanique) 1% sédiments (si la fusion se produit dans le manteau situé au-dessus de la plaque plongeante)	manteau subarc	Dupré et al. (1985)
	isotopes Nd-Pb	<3% sédiments	manteau appauvri	White et Dupré (1986)
	isotopes Sr et éléments en trace	2% sédiments	20% MORB altérés + 78% d'une source MORB	Davidson (1987)
ANTILLES (Martinique)	isotopes Sr-Nd	<1% sédiment (sous forme de liquide à partir d'un taux de fusion partielle supérieur à 30%)	basaltes océaniques altérés + manteau appauvri + plus de 50% sédiments intracrustaux	Davidson (1986)
	isotopes O-Sr-Nd-Pb	<3% sédiments	manteau subarc + 25% de contamination des magmas par des sédiments intracrustaux	Davidson et Harmon (1989)
SANDWICH	isotopes Sr-Nd	<5% sédiments pélagiques	fusion partielle ou déshydratation de la plaque subductée + manteau subarc	Barreiro (1983)
ALEOUTIENNES	isotopes Pb	<2% sédiments	liquide partiel de la croûte océanique subductée + manteau subarc	Kay et al. (1978)
	isotopes Sr-Nd	2 à 8% sédiments	basaltes océaniques partiellement altérés + manteau subarc appauvri	McCulloch et Perfit (1981)
	isotopes Sr-Nd	2 à 6% sédiments	basaltes altérés par l'eau de mer et interaction avec le manteau subarc de type MORB	Von Drach et al. (1986)
	isotopes Pb	21 à 44% de sédiments pélagiques + 8 à 13% de carbonates	liquide partiel d'éclogite (44-70%)	Myers et Marsh (1987)
MARIANNES	isotopes Sr-Pb	<1% sédiments	basaltes océaniques altérés + manteau subarc	Meijer (1976)
	isotopes O-Sr	<1% sédiments pélagiques	manteau MORB	Ito et Stern (1981) Stern et Ito (1983) Ito et Stern (1985/86)
	isotopes S-O-Sr-Pb	<10% sédiments pélagiques	manteau appauvri	Woodhead et al. (1987)
NOUVELLES HEBRIDES	isotopes Sr-Pb	1 à 2% sédiments	MORB altérés	Lancelot et al. (1978)
TONGA	isotopes Pb	pas de sédiment	manteau subarc	Oversby et Ewart (1972)
	isotopes Sr-Nd-Pb	1 à 2% sédiments	MORB altérés	Ewart et Hawkesworth (1987)

Tableau 1.2 : Synthèse des différents composants et des proportions de sédiments subductés, impliqués dans la genèse de laves issues de divers arcs insulaires.

III.3 - Conclusion

En conclusion à cette revue des données isotopiques des laves orogéniques, on peut dire que les compositions isotopiques Sr-Nd-Pb des laves émises dans les zones de subduction sont en accord avec l'hypothèse de participation de matériaux subductés (basaltes plus ou moins altérés, eau de mer, sédiments) à la genèse de ces laves.

D'un point de vue plus quantitatif, les isotopes limitent cette contribution sédimentaire à quelques %, probablement moins de 5% (White et Patchett, 1984) pour la plupart des arcs. Le tableau 1.2 synthétise la proportion de sédiments impliqués dans la genèse des magmas des différents arcs insulaires telle qu'elle est proposée par les différents auteurs. On constate que cette contribution est nécessaire pour rendre compte des caractéristiques géochimiques de la plupart des magmas d'arc. Les autres composants intervenant dans la genèse de ces magmas sont également reportés dans ce tableau.

Dans le cadre de cette synthèse, nous n'avons pas tenu compte des arcs situés sur marge continentale (les Andes, par exemple), pour lesquels la contribution crustale de l'arc, souvent importante, est difficilement dissociable, du point de vue des isotopes Sr-Nd-Pb, de celle des sédiments subductés.

IV - ETUDE CONJOINTE TRACES-ISOTOPES. PROBLEMES POSES.

L'étude conjointe traces-isotopes met en évidence un certain nombre de problèmes. En effet, bien que l'interprétation de données traces-isotopes fasse souvent appel à l'incorporation de sédiments subductés, caractérisés par des rapports élevés en Ba/La, Sr/Nd, Pb/Ce, Th/Ta... et par des compositions isotopiques radiogéniques en Sr-Pb, il n'existe pas de corrélation positive entre les amplitudes des anomalies positives en Ba, Sr, Cs, Pb (par rapport aux TR) et les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves (Perfit et al., 1980; Gill, 1981; Hickey et al., 1986; Arculus et Powell, 1986). Arculus (1981) et Arculus et Johnson (1981) en concluent que les caractéristiques géochimiques des laves des volcans des zones de subduction ne résultent ni de la participation de sédiments subductés, ni de celle de la croûte océanique altérée.

Deux modèles géochimiques, basés sur l'absence de participation de matériaux subductés, ont été proposés pour rendre compte de ce découplage entre rapports d'éléments traces et rapports isotopiques :

- un premier modèle fait intervenir une source de type OIB dans la genèse des magmas des zones de subduction.
- le second modèle prend en compte le manteau subarc et la croûte de l'arc.

Le manteau subarc évoqué ici correspond au manteau sous-jacent à l'arc et non contaminé par la subduction.

Ces deux modèles sont discutés successivement. Nous verrons qu'ils ne peuvent convenir; aussi, serons-nous amené à définir un troisième modèle.

IV.1 - Modèle 1 : manteau subarc - source OIB

Certains auteurs (Stern, 1981; Morris et Hart, 1983) ont proposé, en se basant, d'une part, sur le découplage entre rapports d'éléments en trace et rapports isotopiques, et d'autre part, sur le recouvrement voire la similitude des compositions isotopiques Sr-Nd des basaltes des îles océaniques (OIB) et des laves des volcans arc (IAB) et arrière-arc déjà mentionnée par de nombreux auteurs (Sinha et Hart, 1972; Church et Tilton, 1973; De Paolo et Johnson, 1979; Hawkesworth et al., 1977; Stern et Bibee, 1980...), l'implication d'une source OIB dans la genèse des laves des zones de subduction. Ces auteurs expliquent les différences observées entre les rapports d'éléments traces des magmas des zones de subduction et ceux des OIB par les conditions hydratées régnant sous les zones d'arc comparativement au contexte intraplaque. Ces conditions permettraient la stabilisation de phases retenant les TR et les éléments Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, comme la perovskite (Morris et Hart, 1983), les oxydes de Fe-Ti (Saunders et al., 1980; Green, 1980) ou le rutile (Brophy et Marsh, 1986). Une telle stabilisation implique une saturation en Ti, Nb, Ta dans la source des laves d'arc.

Cependant, les travaux expérimentaux récents de Green et Pearson (1987) et de Ryerson et Watson (1987) ne semblent pas conforter cette possibilité.

D'autres arguments géochimiques vont également à l'encontre de ce modèle :

- les rapports d'éléments en trace alcalins/TR sont nettement plus élevés dans les IAB que dans les OIB.

- les IAB se caractérisent généralement par des compositions isotopiques plus radiogéniques en ^{207}Pb et se corrélerent, dans les diagrammes Pb-Pb, le long de droites de pentes nettement plus élevées comparativement aux OIB.

IV.2 - Modèle 2 : manteau subarc - croûte de l'arc

Pour expliquer l'absence de corrélation entre le fractionnement des éléments en trace et les rapports isotopiques des laves des zones de subduction, un second modèle, proposé par Arculus et Johnson (1981), fait intervenir le manteau subarc péridotitique non contaminé par la subduction et la croûte de l'arc. Les IAB résulteraient d'une assimilation partielle et d'une ré-équilibration de liquides mantelliques avec la croûte continentale inférieure. Cette contamination par la croûte continentale inférieure serait à l'origine des anomalies positives en Sr, Ba, Pb observées dans les magmas des zones de subduction. Le rutile (présent dans les faciès métamorphiques de la croûte continentale inférieure), stabilisé lors de ces événements de ré-équilibration, serait responsable des anomalies Nb-Ta.

Cependant, ce modèle ne peut être généralisé aux arcs insulaires ne présentant pas de croûte continentale : Mariannes, Tonga-Kermadec... Or, les laves de ces arcs montrent également des enrichissements relatifs en alcalins, TR légères et des appauvrissements relatifs en Nb, Ta, Ti... Cette observation, qui implique une origine mantellique pour ces anomalies, va fortement à l'encontre de la seule participation du manteau subarc et de la croûte à la genèse des magmas des zones de subduction.

En conclusion à cette revue bibliographique sur les modèles pétrogénétiques : manteau péridotitique - source OIB et manteau - croûte de l'arc, nous concluons qu'aucun de ces deux modèles ne rend compte des caractères géochimiques des magmas des zones de subduction.

Un troisième modèle est alors proposé faisant intervenir toujours le manteau sous-jacent à l'arc et contaminé, cette fois, par des matériaux issus de la plaque subductée et notamment des sédiments.

IV.3 - Modèle 3 : manteau subarc - sédiments

Trois arguments géochimiques, en particulier, favorisent l'hypothèse de la contribution de sédiments subductés à la genèse des magmas orogéniques:

- Les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus radiogéniques que ceux des basaltes océaniques, et variant dans le même sens que les compositions isotopiques des sédiments, situés au front de l'arc (cf. paragraphe III.2).
- L'enrichissement en béryllium 10 des laves d'arc semble constituer une preuve irréfutable quant à la participation de sédiments subductés à la genèse des magmas d'arc (Brown et al., 1982; Tera et al., 1986; Ryan et Langmuir, 1987; Monaghan et al., 1988; Morris et Tera, 1989; Morris et al., 1989; Sigmarsson et al., 1990).

Le béryllium 10 est un isotope d'origine atmosphérique, présent dans les sédiments de surface (continentaux et pélagiques). Sa courte période (1.5 Ma) implique un recyclage récent de ces matériaux sédimentaires au niveau des zones de subduction.

- Le fractionnement des rapports d'éléments traces Cs/Rb, Ba/La, Pb/Ce, commun aux sédiments pélagiques (Kay, 1980; Gill, 1981; Hole et al., 1984; Ben Othman et al., 1989) et aux laves des zones de subduction conforte également l'hypothèse de l'incorporation de sédiments dans la source des IAB (Morris et Hart, 1983; Stern et Ito, 1983; Kay, 1984).

Mais comment expliquer ce manque de corrélation entre rapports d'éléments traces et les rapports isotopiques? Si on admet que les rapports élevés Pb/Ce et Ba/La, par exemple, caractéristiques des laves d'arc reflète l'empreinte de sédiments subductés, comment rendre compte du fait que ces rapports ont des valeurs plus élevées dans les laves d'arc que dans les sédiments? Ceci est illustré par les roches de l'arc des Antilles (roches non contaminées par la croûte de l'arc) pour lesquelles une compilation des données indique que les rapports Pb/Ce et Ba/La s'élèvent respectivement au-delà de 1.44 et de 200, alors que les valeurs de ces rapports pour les sédiments, situés au front de l'arc, ne dépassent pas 1.04 et 12 (Baker, 1984, White et al., 1985; White et Dupré, 1986; Davidson, 1987; Ben Othman et al., 1989). Il est clair que les sédiments analysés ne sont pas les sédiments ayant participé à la subduction. De plus, certains auteurs (Davidson, 1986; Davidson et Harmon, 1989) proposent non seulement la participation de sédiments subductés mais aussi celle de sédiments terrigènes intercalés dans la croûte de l'arc. Néanmoins, une contribution sédimentaire en masse ne permet pas d'expliquer des fractionnements d'éléments en trace aussi importants. En effet, aucun type de sédiments n'indique des rapports Pb/Ce et Ba/La aussi élevés (Ben Othman et al., 1989). Une explication plausible pour ces fractionnements réside alors dans l'intervention de processus particuliers aux zones de subduction comme la déshydratation de la plaque lithosphérique subductée.

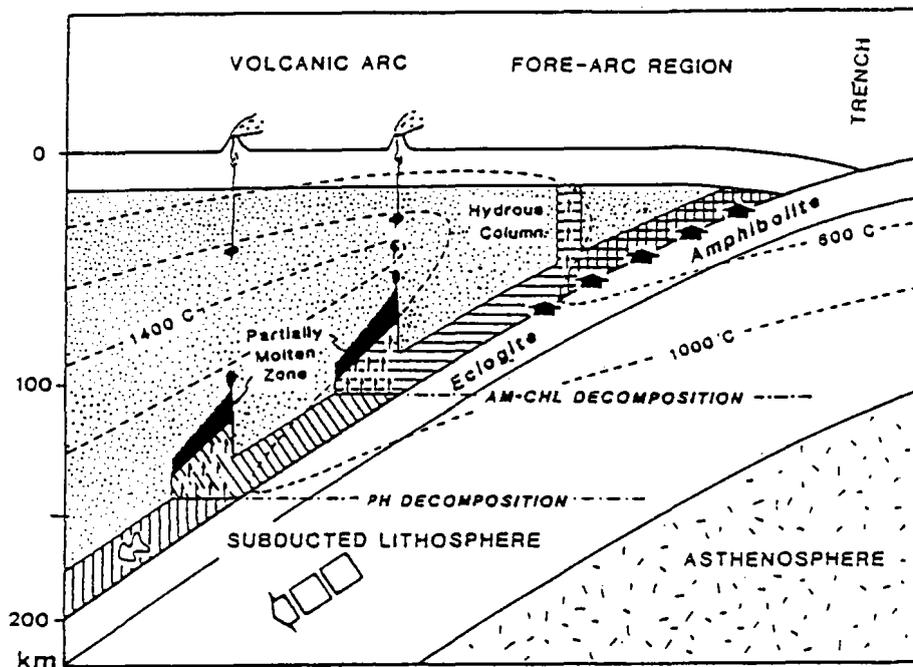


Figure 1.13 : Modèle de Tatsumi (1989) rendant compte de la génération des magmas dans les zones de subduction.

La déhydratation de la plaque subductée à des profondeurs très superficielles est à l'origine de la formation de péridotites hydratées au-dessus de cette plaque. L'enfoncement de ce manteau hydraté (mouvement parallèle à celui de la plaque) provoque à 110 km (à l'aplomb du front volcanique), la déstabilisation de l'amphibole (AM) et de la chlorite (CHL) contenues dans ces péridotites et, à 170 km (domaine arrière-arc), la décomposition de la phlogopite (PH). Il en résulte une fusion partielle du manteau sus-jacent, à l'origine respectivement des magmas arc et arrière-arc (Tatsumi, 1989).

V - PROCESSUS PETROGENETIQUES LIES A LA DESHYDRATATION ET FUSION DE LA LITHOSPHERE SUBDUCTEE

La déshydratation d'une plaque subductée engendrerait deux types d'agents métasomatiques migrant depuis la plaque subductée jusqu'au manteau subarc et modifiant la composition de ce dernier :

- des fluides exerçant une contamination sélective du manteau subarc (contamination en éléments très HYG : K, Cs, Rb, Sr, Ba, U, Th, Pb... par rapport aux TR).
- des liquides résultant de la fusion de la plaque subductée.

V.1 - Intervention de fluides

Comparativement aux magmatismes des rides médio-océaniques et intraplaque, le magmatisme d'arc se caractérise par la présence dans les laves de minéraux hydroxylés (amphiboles, biotites) reflétant les teneurs importantes en éléments volatils dans ces magmas. De nombreux auteurs parmi lesquels Perfit et al. (1980), Gill (1981), Arculus et Powell (1986) interprètent l'origine de ces compositions enrichies en éléments volatils par l'intervention de composants issus de la plaque subductée sous la forme notamment de fluides hydratés.

Une preuve plus directe de l'existence de phases fluides dans les zones de subduction est donnée par les péridotites de Batan (Philippines), caractérisées par la présence de veines de minéraux hydroxylés (phlogopite) riches en alcalins (Vidal et al., 1989).

La formation de fluides hydratés a été expérimentalement mise en évidence par Tatsumi et al. (1986). Les principaux candidats pour cette source en eau sont les micas et les amphiboles. Une des questions actuellement débattues réside dans la profondeur de déstabilisation de ces minéraux.

La profondeur du plan de Benioff avoisinant 110 km à l'aplomb de la plupart des arcs a fortement suggéré à certains auteurs la décomposition des minéraux hydratés à des pressions proches de 40 kbar au niveau de la plaque subductée et la formation de fluides migrant depuis cette plaque vers le manteau subarc (Gill, 1981; Plank et Langmuir, 1988).

Récemment, Tatsumi et al.(1986), Tatsumi (1989), Tatsumi et Murasaki (1990) ont proposé un autre modèle basé sur la déshydratation de la croûte océanique durant sa subduction, et ce, à des profondeurs très superficielles (inférieures à 50 km : zone avant-arc) (Fig.1.13). Ces fluides réagiraient avec le manteau subarc, au-dessus de la plaque subductée, pour former des péridotites hydratées. Ces matériaux mantelliques entraînés par les mouvements de convection, migreraient à des profondeurs plus importantes, ce mouvement s'effectuant parallèlement à celui de la plaque subductée. Parvenus à une profondeur voisine de 110 km, à l'aplomb du front volcanique, la déstabilisation de l'amphibole et de la chlorite présentes dans ces péridotites provoquerait la formation de fluides. La migration de ces fluides dans le manteau subarc serait à l'origine de la fusion partielle de ce dernier conduisant à la genèse des magmas des arcs.

Ayant migré à des profondeurs plus importantes, les péridotites hydratées subissent une deuxième déshydratation créée par la déstabilisation de la phlogopite à la profondeur de 170-190 km environ (zone

arrière-arc). Ces fluides, en provoquant la fusion du manteau subarc, contribuent à la formation des magmas alcalins potassiques arrière-arc.

Dans ce modèle, les minéraux hydroxylés de la lithosphère subductée se décomposent donc pratiquement tous au niveau de la région avant-arc. A l'aplomb de l'arc volcanique, la plaque subductée est anhydre. C'est la décomposition de l'amphibole dans le manteau subarc qui conduit à la formation des fluides provoquant la genèse des magmas d'arc. En arrière de l'arc, c'est la déstabilisation de la phlogopite qui serait responsable de la mise en place éventuelle de magmas alcalins potassiques.

Plus on va vers le domaine arrière-arc, plus la quantité de phases minérales hydratées (phlogopite) diminuent. En conséquence, la quantité d'eau libérée diminuera également et le degré de fusion des magmas arrière-arc sera inférieur à celui des magmas de l'arc. Le nombre de diapirs correspondant s'élevant sera également moins important. Ceci explique, d'après Tatsumi (1986), le nombre décroissant de volcans du domaine arc vers le domaine arrière-arc.

Ces fluides peuvent mobiliser plus ou moins aisément un certain nombre d'éléments. D'après Tatsumi et al. (1986), la mobilité des éléments serait fonction du rayon ionique; l'ordre de mobilité des éléments et l'enrichissement relatif seraient donc : alcalins, alcalino-terreux, TR. Cet ordre s'accorde avec l'enrichissement relatif des éléments, observé dans les laves primitives des zones de subduction. Cependant, la mobilisation ou non des TR reste sujette à discussion (Arculus et Powell, 1986; Eggler, 1987; Arculus, 1987). Dans le cas d'une mobilisation de celles-ci, la déshydratation de la plaque subductée enrichirait la croûte océanique subductée résiduelle en Zr, Hf, Nb et Ta par rapport aux TR, d'où les anomalies négatives observées dans les IAB.

Mais revenons un peu plus en détail sur ces anomalies négatives en Nb-Ta-Ti, si typiques des magmas d'arc (du moins en ce qui concerne Nb et Ta), et rappelons succinctement les divers modèles proposés pour rendre compte de ces anomalies.

Remarquons que la présence d'anomalies négatives en Nb-Ta n'est pas forcément liée à la présence d'anomalies négatives en titane. En effet, alors que tous les magmas d'arc présentent des anomalies négatives en Nb-Ta, tous n'en présentent pas en Ti. Citons, par exemple, le cas de certaines laves des Nouvelles Hébrides (Briqueu et al., 1984) et des Tonga (Ewart et Hawkesworth, 1987). Bougault (1980) et Briqueu et al. (1984) ont interprété l'existence des anomalies négatives en Ti, associées à des anomalies négatives en V, par le fractionnement de minéraux opaques comme la titanomagnétite.

Dans leur travaux récents, Meen et Ayers (1989) et Kelemen et al. (1990) attribuent les déficits des magmas d'arc en éléments HYG : Nb, Ta, V, Hf, et plus particulièrement Ti et Zr, à l'interaction de liquides (issus de la fusion du manteau sus-jacent à la plaque subductée) et du manteau péridotitique appauvri rencontré lors de l'ascension de ces liquides. Ce processus impliquerait une réaction importante entre ces liquides et des minéraux comme : olivine, orthopyroxène et spinelle présent dans l'encaissant mantellique; plus précisément, ces minéraux seraient dissous dans les liquides. Etant donné les coefficients de partage plus élevés des

éléments Nb, Ta, V, Ti, Hf, Zr vis-à-vis de ces minéraux (comparativement aux autres éléments HYG), il s'ensuivrait des déficits en ces éléments dans les magmas résultants.

Ce modèle exige un grand nombre de contraintes qui doivent être bien établies. Notamment, des travaux concernant les valeurs des coefficients de partage de ces éléments et des TR vis-à-vis des minéraux : olivine, pyroxène, spinelle à des pressions de 10kbar mériteraient d'être entrepris à l'avenir, afin d'obtenir une meilleure précision de ces valeurs et de conforter éventuellement ce modèle.

Le modèle de Arculus et Johnson (1981) explique ces anomalies négatives en Nb-Ta-Ti par la présence de rutile et d'ilménite dans la croûte continentale inférieure (cf. paragraphe IV2). Ce modèle est peu probable car il suppose une ré-équilibration des liquides magmatiques avec la croûte, ce qui nécessite l'assimilation d'une quantité importante de croûte dans les magmas. De plus, ce modèle est uniquement applicable en contexte d'arc continental.

Quels sont les autres modèles proposés pour rendre compte de ces anomalies négatives en Nb-Ta?

1. Une fusion répétée du manteau subarc permettrait-elle une perte préférentielle des éléments Nb-Ta par rapport aux autres éléments?

Ce modèle est basé sur l'observation d'un appauvrissement en éléments HYG plus important pour le manteau subarc par rapport au manteau subocéanique (Arculus et Powell, 1986). Conséquent à des processus de fusion répétitifs, le manteau subarc correspondrait, en quelque sorte, à un manteau de type MORB résiduel. Ceci rendrait compte des concentrations moindres en éléments HYG dans les basaltes tholéiitiques d'arc par rapport aux MORB (cf. paragraphe II). Mais, un tel processus ne peut expliquer la présence d'anomalies en Nb-Ta observée sur les spectres d'éléments HYG des basaltes d'arc. A ce propos, Ryerson et Watson (1987) montrent expérimentalement qu'une fusion répétée d'une source MORB ne modifie quasiment pas le rapport Nb/U, ces deux éléments ayant un coefficient de partage très voisin. Or, les laves d'arc présentent des rapports Nb/U largement inférieurs à ceux des basaltes océaniques. Par conséquent, un processus de fusion ne peut être à l'origine du fractionnement des éléments Nb-Ta par rapport à des éléments de comportement voisin comme U et La. Ces anomalies négatives caractérisent alors probablement directement la source mantellique (Saunders et al., 1980; Bougault, 1980).

2. Des phases titanées résiduelles (rutile, sphène, ilménite, perovskite) peuvent-elles être présentes dans la source mantellique (Green, 1981; Morris et Hart, 1983; Wheller et al., 1987; Salters, 1989; Foley et Wheller, 1990; Stolz et al., 1990)?

L'existence de phases titanées au niveau de cette source implique des liquides basaltiques saturés en titane, présentant des teneurs en TiO_2 de l'ordre de 7% (Ryerson et Watson, 1987). Cette valeur n'est pas du tout en accord avec celle que l'on rencontre habituellement dans les magmas orogéniques basiques ($TiO_2 < 1\%$). Ces travaux expérimentaux montrent que ce modèle ne peut être retenu pour rendre compte des anomalies négatives en Nb-Ta.

3. Ces anomalies négatives en Nb-Ta reflètent-elles une contamination en masse de sédiments subductés?

La croûte continentale supérieure se caractérise par des rapports $(Th/Ta)_N$ voisin de 5.38 (Taylor et McLennan, 1985). Aussi, les sédiments issus de ce matériel présentent-ils des déficits en Nb-Ta. Ceci semble d'ailleurs être une caractéristique commune à l'ensemble des sédiments (Bienvenu, 1989). La contribution de sédiments à la genèse des magmas d'arc ne peut, par conséquent, que concourir à l'élaboration de tels déficits au niveau des magmas d'arc. Cependant, une contamination en masse du manteau subarc par ces sédiments subductés ne peut rendre compte de l'existence de rapports Th/Ta très élevés (supérieurs à ceux des sédiments) (Joron et Treuil, 1977) au niveau des magmas d'arc (par exemple, certaines laves d'Italie présentent des rapports Th/Ta allant au-delà de 50, Rogers et al. (1985)).

Aussi, si la contribution de sédiments constitue l'une des possibilités envisageables pour expliquer les déficits en Nb-Ta relativement aux REE, elle n'est pas la seule. Les fortes anomalies négatives en Nb-Ta rencontrées dans les magmas d'arc nécessitent l'intervention d'autres composants ou processus.

4. Des phases titanées résiduelles peuvent-elles être présentes dans la croûte océanique subductée (Saunders et al., 1980; Ryerson et Watson, 1987)?

Les éclogites et les amphibolites présentes dans la plaque subductée comportent des minéraux titanifères retenant le Nb et le Ta. Green et Pearson (1987), en particulier, ont montré que Nb et Ta sont des éléments à fort coefficient de partage dans des conditions haute pression-haute température vis-à-vis de minéraux comme rutil, sphène, ilménite, titanomagnétite. Ces éléments seraient donc très peu mobilisés par les fluides issus de la plaque subductée et contaminant sélectivement le manteau subarc (Arculus, 1987). La plaque océanique plongeante présenterait donc des anomalies positives en Nb-Ta (Saunders et al., 1988). Cette conclusion est confortée par l'étude de Bienvenu et al. (1990) qui, en établissant un parallèle entre l'interaction eau de mer-basaltes et l'interaction fluide-croûte océanique subductée, montre la non-mobilité de Nb et Ta lors de cette interaction. Par ailleurs, les études récentes de Vidal et al. (1989) sur les péridotites de Batan (arc des Philippines), évoquées précédemment, indiquent que ces matériaux sont très appauvris en Nb-Ta (rapports $(Th/Ta)_N$ pouvant atteindre 60) (R.C. Maury, communication personnelle). Autrement dit, les anomalies négatives en Nb-Ta constituent une caractéristique primaire de la source mantellique à l'origine des magmas d'arc.

5. Une fusion de la plaque subductée peut-elle engendrer des anomalies négatives en Nb-Ta (cf. paragraphe suivant)?

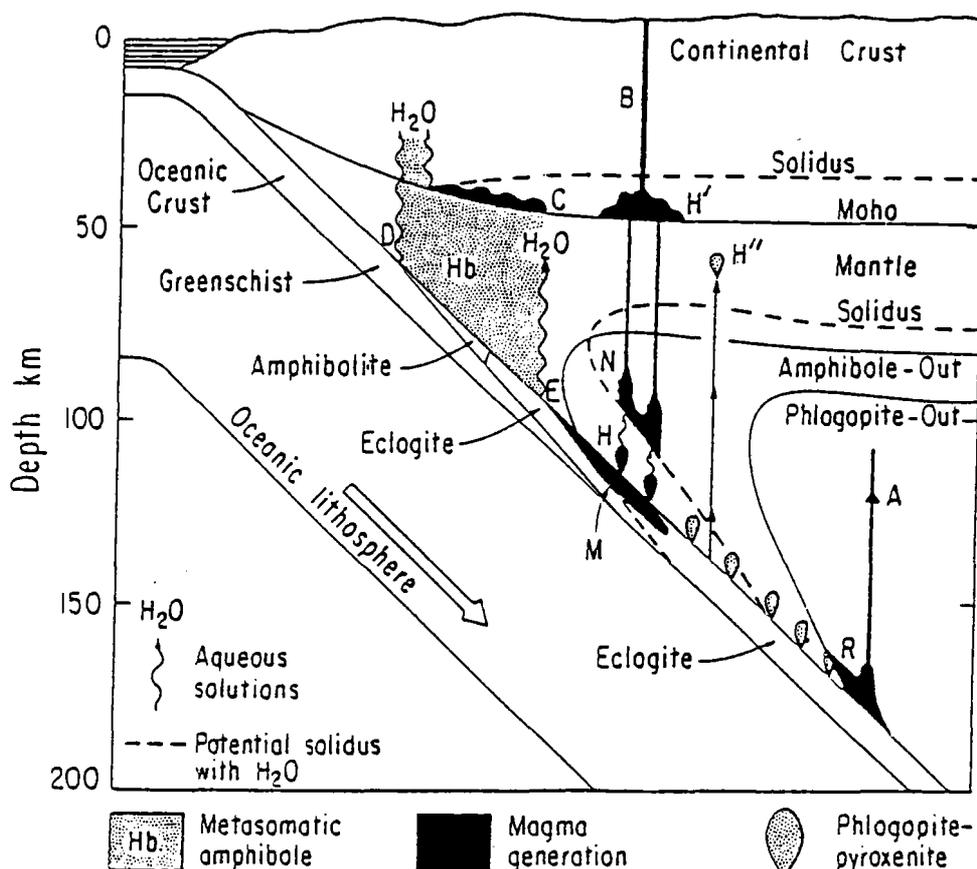


Figure 1.14 : Modèle pétrogénétique de Wyllie et Sekine (1982).

Entre les points D et E, les fluides issus de la plaque subductée ne produisent aucun magma; néanmoins, ils peuvent provoquer une fusion partielle à la base de la croûte continentale. La fusion de la plaque génère des magmas au point M. Ces magmas remontent et sont à l'origine du volcanisme d'arc. Les liquides siliceux hydratés issus de la fusion de la plaque réagissent avec le manteau péridotitique pour former des corps de phlogopite-pyroxénite dont la fusion, vers 170 km, donne naissance au magmatisme alcalin potassique arrière-arc (Wyllie et Sekine, 1982).

V.2 - Intervention de liquides

D'autres auteurs (Nicholls et Ringwood, 1973; Ringwood, 1974; Wyllie et Sekine, 1982; Ringwood, 1990) proposent un modèle basé sur la métasomatose du manteau subarc par des magmas issus d'une fusion partielle de la plaque subductée. Les expérimentations menées par Stern et Wyllie (1978) et Ryerson et Watson (1987) montrent que 5 à 10% de fusion de la plaque subductée dans des conditions hydratées engendre des liquides acides saturés en rutile. De même que pour les fluides, ces liquides seraient enrichis en éléments très HYG et appauvris en Nb, Ta, Zr, Hf. Les anomalies négatives en Nb-Ta des magmas d'arc peuvent donc également s'expliquer par un tel modèle. Le mélange de ces magmas acides avec le manteau subarc contrôlerait la composition chimique des laves des zones de subduction.

En particulier, Wyllie et Sekine (1982) et Wyllie et al. (1989) proposent un tel modèle, basé sur la formation de magmas acides à partir de la plaque subductée (Fig.1.14). Ce modèle est tout à fait similaire à celui présenté par Tatsumi et al. (1986) et Tatsumi (1989), détaillé dans le paragraphe précédent, à la différence près que dans celui de Tatsumi, ce sont des fluides qui sont issus de la déshydratation de la plaque subductée, alors que dans le modèle de Wyllie et Sekine (1982) et Wyllie et al. (1989) il s'agit de magmas. Dans le modèle de Wyllie et Sekine (1982) et de Wyllie et al. (1989), des fluides issus de la déshydratation de la plaque subductée affectent la zone avant-arc. Tout comme dans le modèle de Tatsumi, ces fluides ne provoquent pas directement la fusion du manteau sus-jacent.

Par contre, si la croûte océanique subductée est suffisamment chaude, l'eau présente dans les amphibolites de la lithosphère subductée provoque la fusion de divers matériaux subductés, et, notamment, de sédiments. De tels liquides riches en silice sont générés à la profondeur de 110 km environ, c'est-à-dire à l'aplomb de l'axe de l'arc volcanique. A cette profondeur, des fluides hydratés sont extraits d'une partie de ces magmas et provoquent la fusion du manteau subarc. Les magmas d'arc sont issus de cette fusion.

L'autre partie de ces liquides acides hydratés réagissent avec le manteau péridotitique pour former une série de corps hétérogènes riches en phlogopite-pyroxène-quartz. Ceux-ci sont entraînés à des profondeurs plus importantes par les mouvements de convection du manteau. En se rapprochant de la limite de déstabilisation de la phlogopite (à environ 170 km de profondeur), ces corps hétérogènes fondent progressivement. Un processus de fusion incongruente de ces corps serait à l'origine de la formation des magmas alcalins potassiques arrière-arc (Modreski et Boettcher, 1972, 1973; Wendlandt et Eggler, 1980).

Ce dernier modèle est défini pour une structure thermique de la zone de subduction bien spécifique. Les isothermes sont contrôlées d'une part, par la croûte océanique subductée, refroidie uniquement par les réactions de déshydratation endothermiques (Anderson et al., 1978, 1980), et, d'autre part, par le réchauffement du manteau subarc grâce aux mouvements de convection mantellique (Toksöz et Hsui, 1978). Hsui et Toksöz (1979) et Toksöz et Hsui (1989) suggèrent qu'au niveau des zones de subduction, les isothermes de faible température sont uniquement confinés à la région de la lithosphère subductée. Aussi, si le flux de chaleur de la région est suffisamment important, il peut s'ensuivre une fusion de la partie supérieure de la plaque subductée.

Cependant, cette fusion de la lithosphère subductée pose des problèmes car les modèles thermiques, basés sur un réchauffement par conduction de la plaque, montrent que celle-ci est trop froide pour fondre sous les arcs volcaniques (Toksöz et al., 1971; Anderson et al., 1977), excepté dans le cas de croûte océanique subductée d'âge récent (inférieur à 60 Ma, Anderson et al., 1978; voire inférieure à 25Ma, Defant et Drummond, 1990). On conçoit bien qu'un tel modèle ne puisse être généralisé à l'ensemble des zones de subduction.

V.3 - Conclusion

Ces deux modèles sont actuellement largement débattus (Arculus, 1987). De nouveaux travaux expérimentaux en laboratoire et de nouvelles données de terrain permettront de mieux les contraindre. En résumé, l'ensemble des caractéristiques géochimiques en éléments en trace des IAB : rapports élevés en alcalins/TR, anomalies négatives en Nb-Ta et enrichissement en Th, U, Pb par rapport aux TR (par rapport aux MORB) serait plus probablement dû au fractionnement de ces éléments au cours de la production de fluides ou liquides métasomatiques, générés par la déshydratation de la plaque subductée qu'à des rapports alcalins/TR élevés dans les sédiments (Gill, 1981; Arculus et Powell, 1986; Ben Othman et al., 1989). Ceci explique le manque de corrélation observé entre les rapports isotopiques et les rapports d'éléments en trace.

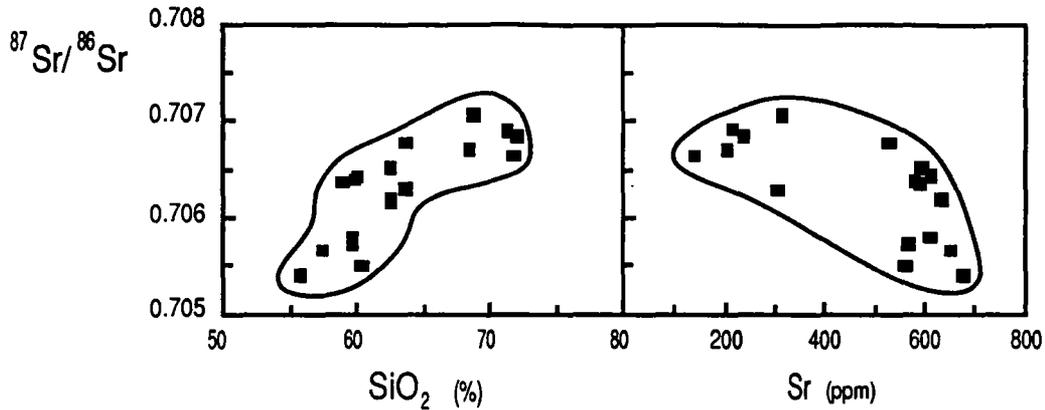


Figure 1.15: Mise en évidence du processus d'assimilation par cristallisation fractionnée (AFC) au niveau des laves de la région de Barroso (Pérou) (Briqueu et Lancelot, 1977). Au cours de ce processus, les teneurs en SiO_2 et les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ augmentent, tandis qu'un fractionnement de plagioclases est responsable de la corrélation négative entre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et les teneurs en Sr (Figure modifiée de Briqueu et Lancelot, 1977).

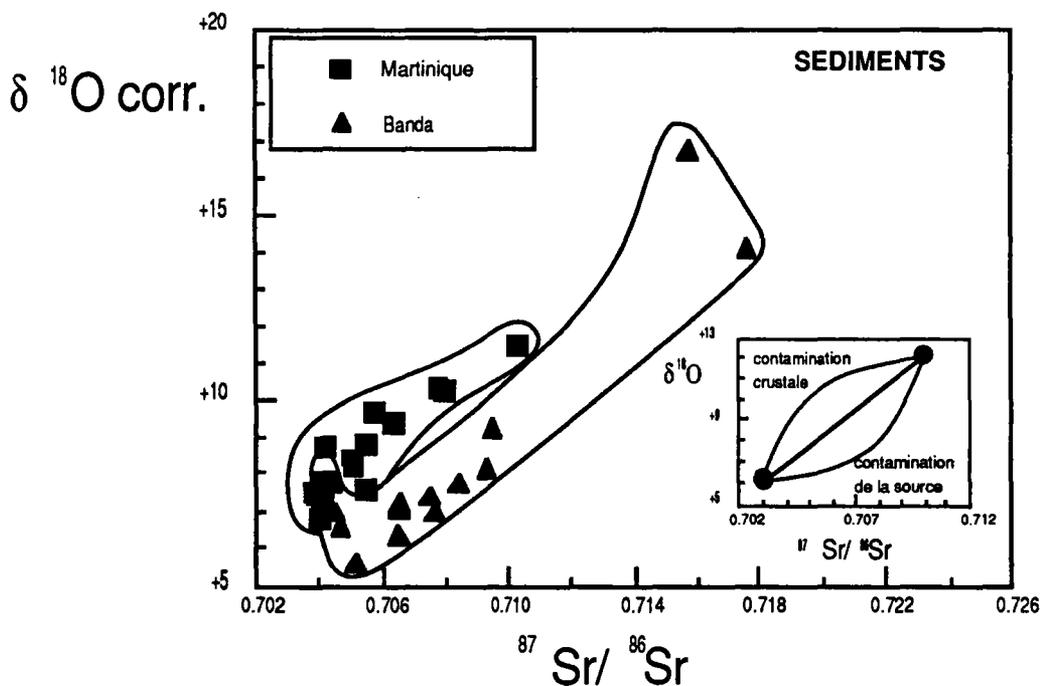


Figure 1.16 : Diagramme isotopique $\delta^{18}\text{O}$ corrigé (des effets de la cristallisation fractionnée)- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indiquant une contamination crustale au niveau des laves de l'arc des Antilles (courbe de forme convexe) et une contamination de la source par des matériaux subductés au niveau des laves de l'arc de Banda (courbe de forme concave) (figure modifiée de Davidson, 1985).

VI - IMPLICATION DE LA CROÛTE DE L'ARC DANS LA GENESE DES MAGMAS DES ZONES DE SUBDUCTION

Le processus rendant compte de la contamination des magmas des zones de subduction par la croûte de l'arc est le processus d'assimilation par cristallisation fractionnée (AFC) (De Paolo, 1981) dont diverses variantes ont été évoquées par, entre autres, Gill (1973, 1981), Coulon et Thorpe (1981), Leeman (1983), Plank et Langmuir (1988).

L'intervention de ce processus AFC est souvent argumentée par l'existence de corrélations entre le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et les teneurs en éléments comme la silice (indiquant le degré de différenciation des magmas) et le strontium. Cette contribution crustale a ainsi largement été décrite dans le cas des Andes (Fig.1.15) (Rogers et Hawkesworth, 1989; Tilton et Barreiro, 1980; Davidson et al., 1988; Hildreth et Moorbath, 1988; Briquieu et Lancelot, 1977, ...), de l'arc Eolien au niveau des provinces toscane, romaine et campanienne (Rogers et al., 1985; Taylor et al., 1979; Taylor et Turi, 1976; Turi et Taylor, 1976; Luais, 1987; ...) mais aussi au niveau des secteurs Mindoro et Macolod de l'arc des Philippines (Defant et al., sous presse).

Les rapports isotopiques de l'oxygène sont également de bons indicateurs d'une participation de la croûte de l'arc à la genèse des magmas. Par exemple, les nombreuses études effectuées sur les laves de l'arc des Antilles indiquent, sur la base des isotopes de l'oxygène, une contribution crustale à la genèse de ces laves (Fig.1.16) (Thirwall et Graham, 1984; Davidson, 1987; Davidson et Harmon, 1989). Mais, seules les îles centrales (Ste Lucie et la Martinique) et Grenade, au Sud, caractérisées par une croûte plus épaisse, sont affectées par cette contamination. Sur la figure 1.16, les données de l'arc de Banda appartiennent à une courbe plutôt convexe suggérant, non pas une contamination par la croûte, mais une contamination de la source par des matériaux sédimentaires subductés radiogéniques en Sr (Magaritz et al., 1978).

On peut se demander si le volcanisme alcalin potassique arrière-arc ne résulterait pas d'une contamination par la croûte continentale. Les travaux effectués sur l'arc Eolien montrent que du Nord (province toscane) au Sud (îles Eoliennes), on rencontre du volcanisme alcalin potassique et ultrapotassique, bien que l'influence de la croûte continentale ait été uniquement identifiée au Nord (Toscane) et au Centre (régions romaine et campanienne) (Hawkesworth et Vollmer, 1979).

De plus, le volcanisme potassique et ultrapotassique se caractérise par des teneurs en éléments incompatibles nettement plus importantes (laves basaltiques de l'arc Eolien : $\text{Rb} > 100\text{ppm}$, Ellam et al., 1988; Rogers et al., 1985) que celles que l'on rencontre habituellement dans la croûte continentale (Rb : entre 32 et 42 ppm; Hofmann, 1988).

Ces données indiquent bien que l'origine du volcanisme potassique des marges actives est à rechercher, non pas au niveau de la croûte de l'arc, mais bien au niveau de la source. Ceci semble en accord avec le contexte géodynamique de l'arc de la Sonde, où le volcanisme alcalin potassique et ultrapotassique a été identifié sur des îles (Java, Bali, Lombok, Sumbawa...) où l'épaisseur de la croûte est inférieure aux valeurs typiquement continentales rencontrées à Sumatra.

CONCLUSION DU PREMIER CHAPITRE

Cette discussion bibliographique permet de conclure que les principaux matériaux impliqués dans les zones de subduction sont :

- un manteau subarc péridotitique qui aurait peut-être subi, comme le suggèrent Gill (1981), Arculus et Powell (1986), Davidson (1987), Defant et al. (sous presse)... une fusion partielle antérieure et qui correspondrait à un manteau de type MORB résiduel.

- des composants subductés : croûte océanique altérée, eau de mer, sédiments. La déshydratation et fusion de la lithosphère subductée engendrerait la formation de fluides hydratés et/ou de liquides dont la composition est directement fonction de la nature des matériaux subductés. En remontant, ces fluides et/ou liquides contamineraient le manteau subarc et provoqueraient sa fusion.

Les liquides magmatiques résultant peuvent, lors de leur remontée, subir une contamination par la croûte de l'arc (processus AFC).

Cependant, restons prudents vis-à-vis, notamment, de la contribution de matériel sédimentaire subducté à la genèse des laves orogéniques. En effet, bien que les isotopes du plomb et du beryllium argumentent fortement cette contribution, Dupré et Allègre (1989) la remettent en cause, d'après la technique décrite par Allègre et al. (1987) et basée sur l'utilisation d'un diagramme tridimensionnel des compositions isotopiques du plomb. Ces auteurs montrent, qu'au niveau de l'arc des Antilles, les sédiments, du moins ceux de même composition géochimique que ceux situés au front de l'arc, ne participent pas à la genèse des laves d'arc. Dupré et Allègre (1989) concluent que soit, les sédiments subductés sont nettement plus radiogéniques en plomb que ceux analysés par White et al. (1985), White et Dupré (1986), Davidson (1983), soit, le composant radiogénique en plomb correspondrait à un composant ancien de type manteau subcontinental.

Pour définir la nature des sources de ces laves, deux outils géochimiques sont utilisés conjointement : les rapports d'éléments en trace, et les compositions isotopiques (Sr-Nd-Pb). Une bonne connaissance de ces outils géochimiques est nécessaire avant d'aborder toute interprétation. Aussi, le chapitre suivant consiste-t-il en un rappel des propriétés fondamentales de ces outils.

CHAPITRE 2 :

LES OUTILS GEOCHIMIQUES

INTRODUCTION

La connaissance du comportement relatif des éléments en trace au cours des processus magmatiques constitue la base de ce travail. Elle est nécessaire pour expliquer la variation des rapports isotopiques Sr-Nd-Pb observée dans les laves. Au cours de ce chapitre, après avoir rappelé les propriétés chimiques des éléments en trace, nous insistons plus particulièrement sur l'utilisation de trois outils géochimiques permettant d'approcher la composition de la source mantellique, à savoir, les rapports d'éléments en trace hygromagmaphiles (HYG), les spectres de terres rares (TR) hyperétendus et les rapports isotopiques Sr-Nd-Pb.

ELEMENT	NUMERO ATOMIQUE	CHARGE	RAYON IONIQUE (Å)	CONFIGURATION ELECTRONIQUE
K	19	+1	1.33	[Ar]4s ¹
Ti	22	+4	0.68	[Ar]3d ² 4s ²
V	23	+5	0.59	[Ar] 3d ³ 4s ²
Rb	37	+1	1.47	[Kr]5s ¹
Sr	38	+2	1.12	[Kr]5s ²
Y	39	+3	0.893	[Kr]4d ¹ 5s ²
Zr	40	+4	0.79	[Kr]4d ² 5s ²
Nb	41	+5	0.69	[Kr]4d ⁴ 5s ¹
Cs	55	+1	1.67	[Xe]6s ¹
Ba	56	+2	1.34	[Xe]6s ²
La	57	+3	1.061	[Xe]5d ¹ 6s ²
Ce	58	+3	1.034	[Xe]4f ¹ 5d ¹ 6s ²
Pr	59	+3	1.013	[Xe]4f ³ 6s ²
Nd	60	+3	0.995	[Xe]4f ⁴ 6s ²
Pm	61	+3	0.979	[Xe]4f ⁵ 6s ²
Sm	62	+3	0.964	[Xe]4f ⁶ 6s ²
Eu	63	+3	0.950	[Xe]4f ⁷ 6s ²
Gd	64	+3	0.938	[Xe]4f ⁷ 5d ¹ 6s ²
Tb	65	+3	0.923	[Xe]4f ⁹ 6s ²
Dy	66	+3	0.908	[Xe]4f ¹⁰ 6s ²
Ho	67	+3	0.894	[Xe]4f ¹¹ 6s ²
Er	68	+3	0.881	[Xe]4f ¹² 6s ²
Tm	69	+3	0.87	[Xe]4f ¹³ 6s ²
Yb	70	+3	0.858	[Xe]4f ¹⁴ 6s ²
Lu	71	+3	0.85	[Xe]4f ¹⁴ 5d ¹ 6s ²
Hf	72	+4	0.78	[Xe]4f ¹⁴ 5d ² 6s ²
Ta	73	+5	0.68	[Xe]4f ¹⁴ 5d ³ 6s ²
Pb	82	+2	1.20	[Xe]4f ¹⁴ 5d ¹⁰ 6s ² 6p ²
Th	90	+4	1.02	[Rn]6d ² 7s ²
U	92	+4	0.97	[Rn]5f ³ 6d ¹ 7s ²

Tableau 2.1 : Structures électroniques et propriétés chimiques des éléments étudiés (Handbook of Chemistry and Physics, 1987-1988).

A - INTERET DES ELEMENTS EN TRACE

Les éléments en trace (tous les éléments dont les teneurs, dans les laves étudiées, sont inférieures à 0.1%) peuvent se subdiviser en 2 groupes suivant leur affinité vis-à-vis des phases liquide ou solide du magma. Ainsi, les éléments en trace stables dans les réseaux cristallins sont-ils qualifiés de compatibles (vis-à-vis de la phase solide du magma). Ces éléments appartiennent à la première série de transition de la table périodique; il s'agit du Cr, Co, Ni. A l'inverse, les éléments montrant une forte affinité vis-à-vis de la phase liquide du magma sont qualifiés d'"hygromagmaphile" (HYG) (Treuil, 1973; Bougault, 1980) : il s'agit des alcalins (K, Rb, Cs), des alcalino-terreux (Sr, Ba) et d'éléments de la deuxième (Y, Zr, Nb), troisième (La, TR, Hf, Ta) et quatrième (Th, U) série de transition. Une discussion plus approfondie sur cette notion d'élément "hygromagmaphile" est développée au paragraphe II. Le plomb et d'autres éléments HYG de séries de transition, en particulier, Ti-V et Nb-Ta se comportent de manière tantôt compatible et tantôt incompatible suivant le contexte géodynamique de mise en place des laves. Par exemples, Nb-Ta et Ti-V sont plutôt compatibles vis-à-vis de la source lors de la production de croûte continentale et incompatibles lors de la formation de croûte océanique (Briqueu et al., 1984; Hofmann, 1988). Le Pb présente un comportement inverse (comparativement à Nb-Ta et Ti-V) lors de la formation de ces deux types de croûte (Hofmann, 1988).

I - LES ELEMENTS HYGROMAGMAPHILES : PRINCIPALES PROPRIETES CHIMIQUES

Les configurations électroniques de ces divers éléments sont données dans le tableau 2.1, ainsi que leurs charges et rayons ioniques. Ce tableau permet de visualiser et de comparer très rapidement les principales propriétés chimiques de ces divers éléments.

I.1 - Les éléments de transition (couche d partiellement remplie)

Les éléments hygromagmaphiles de transition présentent deux particularités :

- ils possèdent, par définition, une sous-couche électronique d partiellement remplie.
- ils forment des ions, qui, aux degrés d'oxydation les plus courants, présentent la structure électronique externe des gaz rares qui les précèdent dans le tableau de classification de Mendeleev.

Tous ces ions présentent donc la propriété fondamentale de ne pas être sensibles à un effet de stabilisation en champ cristallin, à l'exception peut-être du vanadium (Bougault, 1980).

Par ailleurs, insistons plus particulièrement sur l'analogie des propriétés chimiques (charges et rayons ioniques) entre les éléments Y et TR lourdes (Ho), Zr et Hf, Nb et Ta (Tableau 2.1).

Th et U appartiennent à la série des Actinides, dans laquelle les orbitales 5f sont progressivement remplies. Du fait de leur structure électronique externe similaire, ces deux éléments ont des propriétés chimiques analogues : leur degré d'oxydation le plus courant est +4, et les rayons ioniques correspondant aux ions Th^{+4}

et U^{+4} sont 1.02 Å et 0.97 Å, respectivement. La cohérence géochimique de ces deux éléments n'existe plus sous des conditions oxydantes, où l'uranium, de valence +6, peut fractionner par rapport au thorium.

Les TR, généralement trivalentes (excepté pour le Ce et l'Eu dans des conditions particulières), constituent une même famille géochimique depuis le lanthane au lutétium, en raison de leur configuration électronique externe similaire (remplissage progressif de la sous-couche 4f).

I.2 - Les alcalins et les alcalino-terreux (couche d vide)

Les éléments alcalins K, Rb, Cs de degré d'oxydation +1, et les alcalino-terreux Sr, Ba, de degré d'oxydation +2, présentent la structure électronique du gaz rare qui les précède dans le tableau de Mendeleev (Tableau 2.1). L'absence d'électron sur les couches électroniques externes rend impossible toute stabilisation en champ cristallin. Néanmoins, certains de ces éléments, en raison de leur propriétés chimiques analogues (rayon ionique, charge), peuvent se substituer à d'autres éléments dans la phase minérale (cas des éléments Rb-K et Sr-Ca).

Ces éléments ont des rayons ioniques nettement plus importants relativement aux éléments de transition étudiés ci-dessus (Tableau 2.1).

I.3 - L'élément Pb (couche d pleine)

Les ions des éléments étudiés jusqu'à présent ne possèdent pas d'électron sur leur couche externe, d'où leur non-stabilisation en champ cristallin. Le Pb semble échapper à cette règle (Tableau 2.1). Cependant, l'ion Pb^{+2} a ses couches électroniques externes 5d et 2s complètement remplies. Cette configuration est, par conséquent, à l'origine de l'affinité de cet ion pour la phase liquide du magma (Hofmann et al., 1986), permettant de le qualifier d'élément hygromagmaphile.

Le caractère HYG de l'ion d'un élément repose essentiellement sur le fait que la couche d (ou toute autre couche externe) soit ou complètement remplie ou complètement vide. Par contre, un remplissage partiel de ces couches confère à l'ion une certaine énergie de stabilisation en champ cristallin et est à l'origine de son affinité pour la phase solide du magma (cas des éléments Cr, Ni, Co, par exemple).

II - LA NOTION D'ELEMENT "HYGROMAGMAPHILE"

La structure électronique de l'ensemble des éléments cités ci-dessus est responsable de leur comportement au cours des processus magmatiques. Notamment, l'acquisition de la structure électronique externe d'un gaz rare, confère, à ces éléments, une propriété bien spécifique : celle de leur affinité pour la phase liquide du magma. Le terme "hygromagmatophile", pour la première fois proposé par Treuil (1973), devenu "hygromagmaphile" (Bougault, 1980), reflète cette propriété. Treuil (1973) a introduit ce terme afin de ne pas limiter ce comportement général d'affinité pour les liquides silicatés, aux seuls éléments à grand rayon

ionique (K, Rb, Cs, Sr, Ba), ayant une taille trop grande pour entrer dans une structure cristalline. Effectivement, d'autres éléments, à rayon ionique plus petit et de charge plus importante (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Th, U), sont capables, de par ces propriétés chimiques, de former des complexes, stables uniquement dans la phase liquide du magma (Treuil, 1973). Les éléments HYG comprennent donc, à la fois, les éléments incompatibles (alcalins, alcalino-terreux) et les éléments comme Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, U, Th formant des complexes de taille trop importante pour entrer dans les structures cristallines des minéraux.

L'adjectif "incompatible" et l'acronyme "LILE" ("Large Ion Lithophile Element") ne sont pas toujours correctement utilisés (Bougault et al., en préparation). Effectivement, certains auteurs désignent, à travers ces termes, tout élément entrant difficilement dans une phase minérale, en raison de leur taille; à savoir, les éléments à grand rayon ionique : alcalins, alcalino-terreux, les TR et les éléments à potentiel ionique (charge/rayon ionique) élevé : "HFSE" (High Field Strength Element) : Nb, Ta, Zr, Hf... (Sun et al., 1979; Basaltic Volcanism Study Project, 1981). Une telle nomenclature n'est pas très judicieuse, car, comme nous l'avons vu, l'affinité des éléments Nb, Ta, par exemple, pour le liquide silicaté, ne résulte pas de la grande taille de ces éléments (les rayons ioniques de ces éléments ont les valeurs les plus faibles, parmi les éléments étudiés), mais de leur aptitude à former des complexes dans le liquide.

Le terme hygromagmaphile est donc préférable car il permet de décrire un comportement, par rapport à un processus, la fusion partielle, sans entrer dans le détail des raisons de ce comportement.

Les éléments HYG présentent donc, selon leur définition, des coefficients de partage solide/liquide nettement inférieurs à 1 vis-à-vis des diverses phases minérales impliquées lors de la fusion.

En contexte d'accrétion océanique, les éléments HYG étudiés se caractérisent par des coefficients de distribution globaux inférieurs à 1, voire très largement inférieurs à 1 (Schnetzer et Philpotts, 1970; Frey et al., 1978; Treuil et al., 1979; Pearce et Norry, 1979; Hanson, 1980; Villemant et al., 1981; Lemarchand et al., 1987; Viereck et al., 1989). Ces éléments sont également appelés éléments à faible coefficient de partage. Dans des contextes différents impliquant des assemblages minéralogiques différents (zones de subduction, contexte intraplaque continental), les éléments Ti et V deviennent compatibles vis-à-vis des oxydes de Fe-Ti (Pearce et Norry, 1979; Briquieu et al., 1984), ou encore les éléments Nb-Ta présentent une forte affinité envers les minéraux hydratés (amphiboles, micas) au niveau de basaltes orogéniques ou de basaltes émis en contexte intraplaque continental (Lemarchand et al., 1987; Pearce et Norry, 1979; Villemant et al., 1981).

On conclut que la distribution générale des coefficients de partage des éléments HYG s'accorde avec la notion de non-stabilisation dans le champ cristallin, dans des conditions de genèse des magmas bien définies.

	MANTEAU PRIMITIF	MANTEAU ACTUEL	REFERENCES
Zr/Hf	36	40	Bougault (1980) Hofmann (1988) Sun et McDonough (1989)
Nb/Ta	16	16 ± 2	Bougault (1980)
Ba/Rb	11.3	11.3	Hofmann et White (1983)
K/U	12700	12700 ± 200	Jochum et al. (1983)
Y/Ho	28	28	Jochum et al. (1986) Sun et McDonough (1989)
Ce/Pb	9	25 ± 5	Hofmann et al. (1986)
Nb/U	30	47 ± 10	Hofmann et al. (1986)
Rb/Cs	20 ± 10	79 ± 4	Hofmann et White (1983) McDonough et al. (1987)
K/Nb	419	225-340	Bougault et al. (en préparation)

Tableau 2.2 : Comparaison de rapports de concentrations d'éléments en trace HYG du manteau primitif et du manteau actuel.

III - RAPPORTS D'ELEMENTS HYGROMAGMAPHILES : TRACEURS DES PROPRIETES CHIMIQUES DU MANTEAU

Au cours de la cristallisation d'un liquide silicaté, la concentration des éléments fortement HYG augmente progressivement dans la phase liquide du magma (tant que ces éléments n'entrent pas dans la structure cristalline d'un minéral donné), tandis que les rapports des concentrations de ces éléments demeurent constants (Treuil, 1973). La loi de Rayleigh (1896) montre que, dans ces conditions, les rapports de concentrations des éléments très HYG équivalent à ceux du liquide magmatique initial. Autrement dit, dans ces conditions, ce processus de différenciation conserve le rapport des concentrations de deux éléments HYG, ce qui permet d'accéder aisément aux caractéristiques géochimiques du liquide magmatique initial.

Cependant, un second processus magmatique, celui de la fusion, peut modifier considérablement la distribution relative des éléments HYG, si ceux-ci présentent des coefficients de partage différents. Par contre, deux éléments à coefficients de partage extrêmement voisins (Nb-Ta, Zr-Hf ...) auront un rapport de concentrations constant lors d'un processus de fusion. Les équations de fusion (mentionnées, entre autres, par Bougault, 1980) indiquent alors que le rapport des concentrations de ces deux éléments dans le produit de fusion reflète directement celui de la source mantellique.

Par exemple, au niveau du manteau océanique, les rapports d'éléments Zr/Hf, Nb/Ta, Ba/Rb, K/U et Y/Ho sont uniformes dans tous les types de basaltes rencontrés (MORB, OIB) et sont indépendants des concentrations absolues des éléments impliqués (Joron et al., 1978; Bougault et al., 1980; Hofmann et White, 1983; Jochum et al., 1983; Jochum et al., 1986; Hofmann, 1988; Sun et McDonough, 1989). De tels rapports n'ont vraisemblablement pas fractionné relativement au rapport mantellique et reflèterait la composition primitive du manteau. Le rapport Nb/Ta, identique pour les roches terrestres et les météorites, caractériserait probablement le système solaire (Bougault, 1980).

A la différence des rapports précédents, les rapports Ce/Pb et Nb/U ont fractionné très tôt dans l'histoire de la Terre, probablement lors de la formation de la croûte continentale, épisode au cours duquel les éléments les plus HYG (éléments hypermagmaphiles) ont été extraits du manteau (Hofmann, 1986). Ensuite, une phase de réhomogénéisation interne du manteau permettrait d'expliquer la similitude de ces rapports dans les MORB et les OIB (Hofmann, 1986).

Les rapports Rb/Cs et K/Nb ont probablement fractionné encore plus tôt, notamment lors de l'appauvrissement très précoce de la Terre en éléments alcalins (par rapport aux chondrites) (Gast, 1960).

Les valeurs de ces rapports au niveau du manteau primitif et du manteau actuel sont rassemblées dans le tableau 2.2. Des propriétés physico-chimiques légèrement, mais significativement distinctes, entre les éléments d'un même rapport ont permis un tel fractionnement.

Par ailleurs, dans un article récent, Joron et Treuil (1989) montrent que les rapports de concentrations d'éléments HYG, portés dans des diagrammes binaires ou ternaires, permettent de s'affranchir des fractionnements liés au processus de fusion et nous informent directement sur la composition de la source mantellique. Un argument fort convaincant quant à l'utilisation de ces rapports d'éléments HYG en vue de

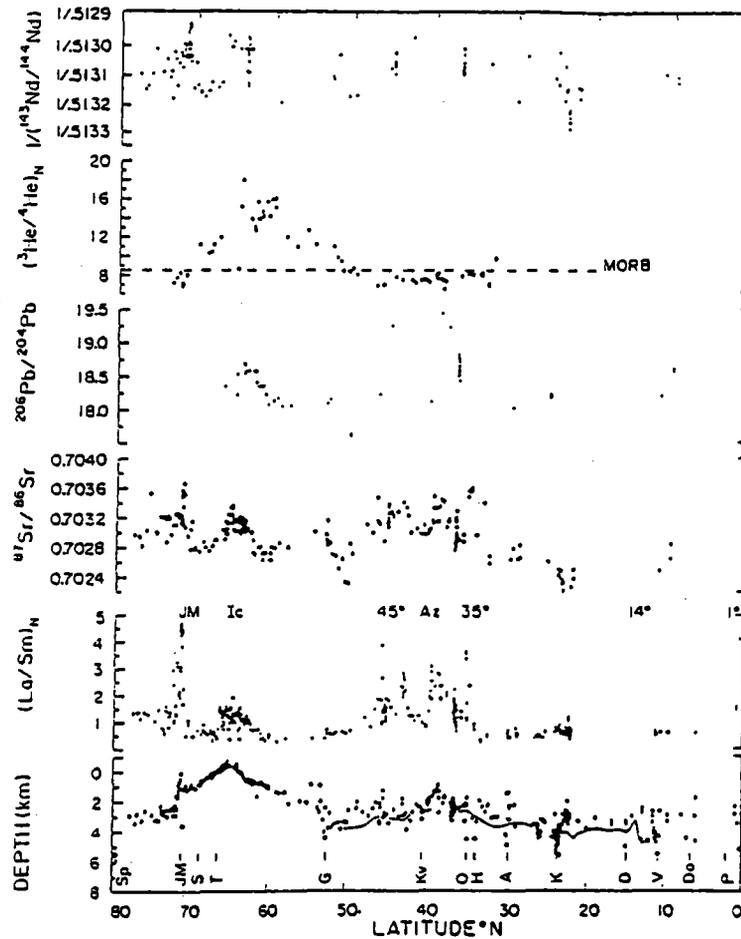


Figure 2.1 : Variations comparées du rapport $(\text{La}/\text{Sm})_N$ et de rapports isotopiques de basaltes émis le long de la dorsale médio-Atlantique Nord (Schilling, 1986). Notons la corrélation entre les rapports $(\text{La}/\text{Sm})_N$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et la bathymétrie de la ride.

l'identification de la nature des sources mantelliques impliquées dans la genèse des magmas océaniques est fourni par l'existence de corrélations entre les rapports isotopiques Sr-Nd-Pb, dont les variations sont uniquement fonction de la source, et les rapports d'éléments comme La/Sm, Nb/Zr, Ta/Hf..... (Fig. 2.1) (Schilling, 1986).

Ainsi, la variation de ces rapports d'éléments en trace, corrélativement aux compositions isotopiques Sr-Nd-Pb, le long des dorsales médio-océaniques, renseignent sur la variation de composition du manteau océanique.

Certains de ces rapports peuvent être considérablement modifiés lors d'un recyclage de la croûte, au niveau des zones de subduction. Ce changement de comportement des éléments s'explique par les conditions physico-chimiques de genèse des magmas orogéniques différentes de celles des magmas océaniques. Par exemple, les rapports : Pb/Ce, Th/Ta, Nb/U, Cs/Rb..., constants dans le manteau océanique, montrent une grande variation dans les laves émises en zones de subduction (Joron et Treuil, 1977). Ces fractionnements sont le reflet d'un manteau hydraté, modifié par des matériaux issus de la lithosphère subductée (Bougault, 1980; Hofmann, 1986; Saunders et al., 1988), comme il a été discuté dans le chapitre précédent.

IV - LES SPECTRES DE NORMALISATION

De nombreux auteurs ont ressenti depuis longtemps la nécessité de représenter graphiquement les concentrations de l'ensemble des éléments en trace d'un échantillon sur une même figure. L'intérêt de tels diagrammes réside, entre autres, dans la visualisation très rapide du comportement relatif des éléments au cours de la genèse des roches, comparativement aux diagrammes binaires mettant en jeu uniquement deux éléments.

IV.1 - Spectres de terres rares

La famille des terres rares (TR) a intéressé depuis longtemps nombre de chimistes et géochimistes, en raison de la similarité de leur comportement dans la nature due à l'analogie de leur configuration électronique (Coryell et al., 1963; Masuda, 1962; Schilling et Winchester, 1966, 1967). La variation régulière de certaines propriétés des Lanthanides (augmentation du numéro atomique avec diminution du rayon ionique par remplissage progressif de la sous-couche 4f) a suggéré de porter, sur un même diagramme, les abondances en lanthanides d'un basalte en fonction des éléments TR, rangés par numéro atomique croissant (Fig. 2.2). Le résultat obtenu est un spectre "en dent de scie", reflétant la loi de distribution naturelle des abondances des éléments dans le système solaire (loi d'Oddo et Harkins qui veut que les éléments de numéro atomique pair soient d'abondance plus importante dans la nature que les éléments de numéro atomique impair).

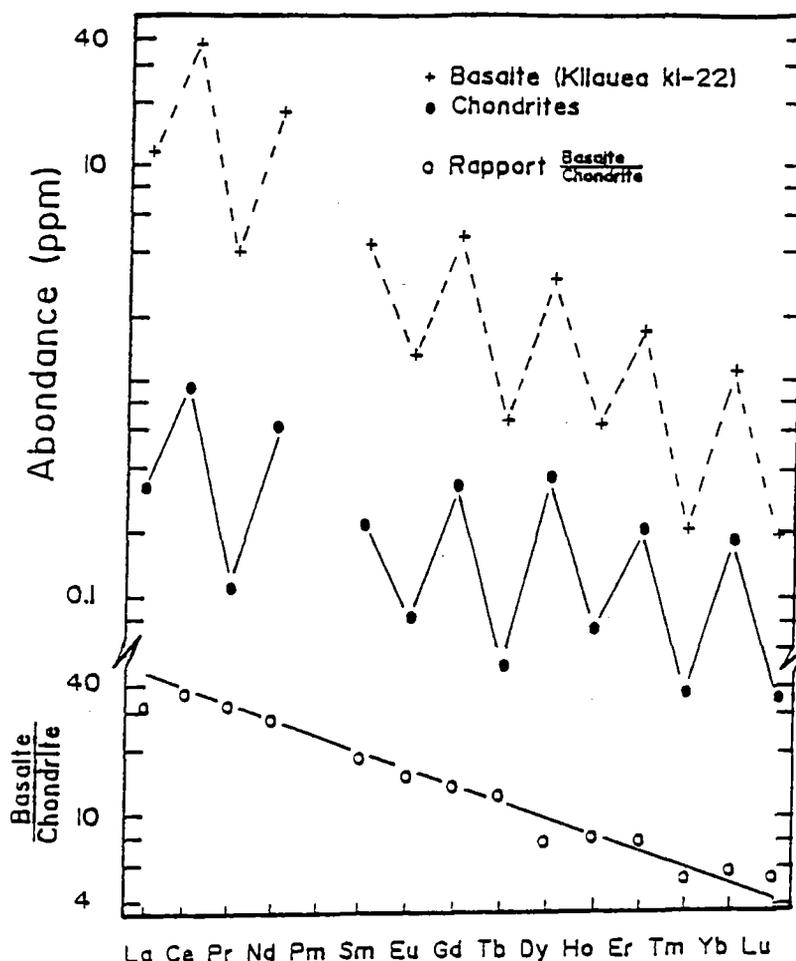


Figure 2.2 : Spectre de TR d'un basalte d'Hawaï comparé à celui d'une chondrite moyenne. La normalisation (division des teneurs en TR du basalte par celles de la chondrite) permet de s'affranchir de cette forme en dent de scie, reflet de l'abondance naturelle des éléments. Le spectre obtenu permet de caractériser la source et les processus magmatiques responsables de la genèse de ce basalte (Figure de Schilling et Winchester (1967) modifiée par Boespflug, 1990).

Th	Ta	Nb	La	Ce	Nd	Zr	Hf
0.028	0.031	0.46*	0.32	0.85	0.60	5.13	0.129
Sm	Tl	Eu	Tb	Y	Yb	Lu	V
0.19	460	0.07	0.047	2.16	0.20	0.033	2.2

Tableau 2.3 : Teneurs en TR (en ppm) dans les chondrites (Frey et al., 1968) et valeurs de normalisation (en ppm) pour les éléments NTR (en caractères gras) (Bougault, 1980).
*La valeur de normalisation pour le Nb a récemment été précisée par Etoubleau (communication personnelle).

Pour corriger de cet effet et obtenir une courbe lisse, les abondances sont "normées" par rapport aux valeurs des abondances respectives de chacun des éléments du spectre dans la Terre moyenne. En effet, du fait de l'évolution régulière de certaines propriétés des TR, un lissage de ce spectre peut être effectué. Ce lissage correspond à la normalisation. Plus précisément, la normalisation permet d'apprécier l'évolution des variations des concentrations des éléments depuis 4.55 Ga (âge de la Terre). Ces valeurs, dites "de normalisation", sont mesurées dans des météorites chondritiques carbonées, supposées représenter la composition de la Terre au moment de sa formation. Ainsi, la normalisation, en s'affranchissant des irrégularités liées aux abondances naturelles des éléments, permet de comparer facilement des roches issues de divers contextes géodynamiques.

Les valeurs de normalisation des TR utilisées sont celles obtenues par Frey et al. (1968) : elles sont reportées dans le tableau 2.3. Elles sont en bon accord avec celles, plus récemment mesurées par Boynton (1984). Le spectre ainsi obtenu est dit "spectre de Coryell-Masuda" (Coryell et al., 1963). Un exemple de normalisation d'un basalte hawaïen est donné par Schilling et Winchester (1967) (Fig. 2.2).

A partir de ces spectres, on définit le caractère enrichi ou appauvri d'une source :

- Une source enrichie se caractérise par un spectre présentant des abondances en TR légères supérieures à celles des TR lourdes : elle est aussi décrite par un rapport $(La/Sm)_N$ supérieur à 1.
- Une source appauvrie se caractérise, quant à elle, par un spectre présentant des abondances moindres en TR légères qu'en TR lourdes. Le rapport $(La/Sm)_N$ d'une telle source est inférieur à 1.

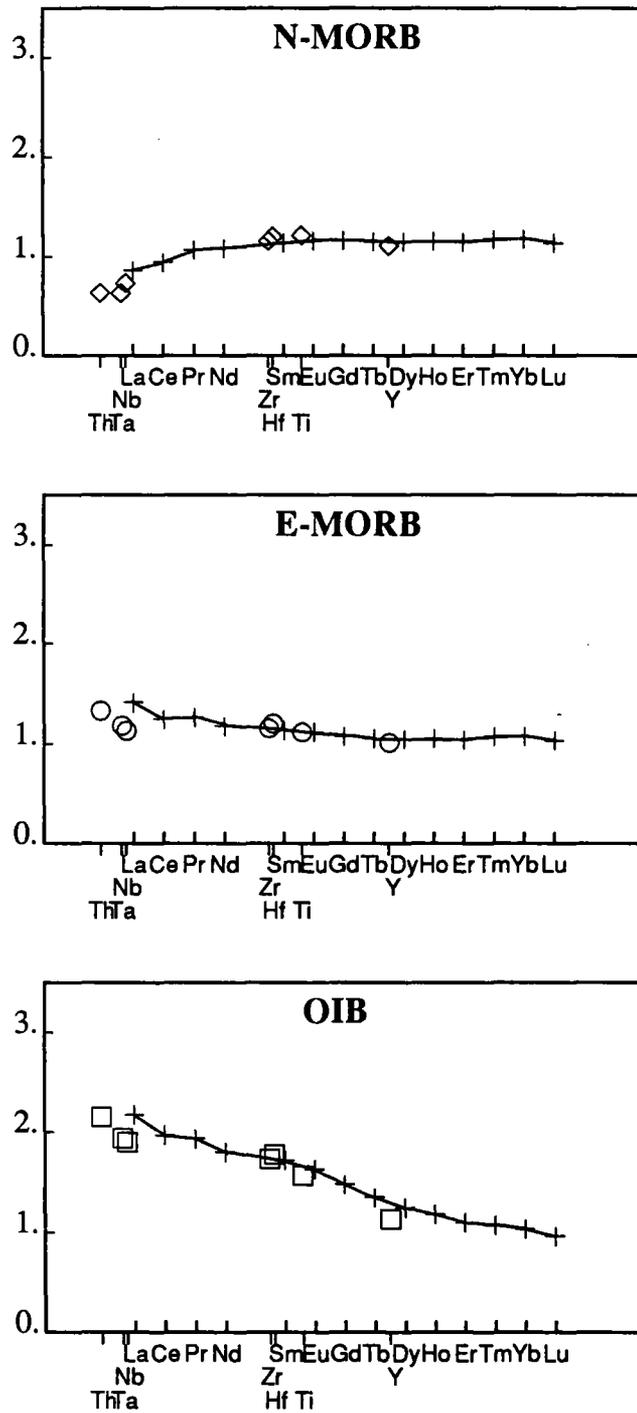
IV.2 - Spectres de terres rares étendus

Depuis plus d'une dizaine d'années, de nombreux auteurs ont mis en évidence des similitudes de comportement entre certaines TR et des éléments HYG NTR dans des basaltes océaniques, à partir de diagrammes inter-éléments. Par exemple, l'yttrium présente un comportement analogue aux TR lourdes, et, plus précisément à l'holmium (Jochum et al., 1986).

En particulier, Bougault (1980) a fait le bilan de l'ensemble des travaux effectués en géochimie comparée et des résultats acquis : identité de comportement entre Ti-Dy (Bougault, 1977), Ti-Zr (Pearce et Cann, 1973; Nesbitt et Sun, 1976; Sun et Nesbitt, 1977; Sun et al., 1979), Th-Ta-La (Treuil et Joron, 1975)... Le travail de Bougault (1980) a plus particulièrement porté sur les éléments Nb, Ta, Zr, Hf, Th. Sur la base de corrélations inter-éléments, Bougault et al. (1979) et Bougault (1980) ont proposé un classement empirique de ces éléments suivant leur coefficient de partage dans les basaltes océaniques, classement récemment confirmé par les travaux de Jochum et al. (dans Hofmann, 1988).

En raison donc de la similitude de comportement entre TR et certains éléments NTR, de nombreux auteurs ont envisagé de placer ces éléments dans un spectre de TR (Sun et al., 1979), la position relative de ces éléments NTR par rapport aux TR étant définie à partir de corrélations inter-éléments. L'abscisse n'est alors plus graduée uniquement en fonction du numéro atomique. Elle représente alors un classement des éléments suivant leur caractère plus ou moins hygromagmaphile (de la gauche vers la droite, respectivement), la référence restant les TR.

Figure 2.3 : Spectres de TR étendus (aux éléments NTR) de basaltes océaniques (Sun et McDonough, 1989) normalisés aux valeurs définies par Frey et al. (1968) (pour les TR) et Bougault (1980) (pour les éléments NTR).



S'inspirant de ces travaux, Bougault (1980) propose l'utilisation du spectre de TR étendu (sous-entendu : aux éléments NTR). Bougault a alors été confronté au problème des valeurs de normalisation des éléments NTR : en effet, les concentrations des éléments Th, Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, V, trop faibles (problèmes analytiques) et trop dispersées dans les chondrites ne peuvent être utilisées comme valeur de référence; aussi, Bougault s'est basé sur une méthode graphique pour définir ces valeurs de normalisation. L'étude d'un spectre de TR plat d'un basalte océanique, de rapport $[\log(\text{Conc. \acute{e}t. norm\acute{e}})]$ constant, connu grâce aux TR, lui a permis de calculer les valeurs de normalisation des éléments NTR, en supposant un comportement cohérent entre tous ces éléments. Ces valeurs sont reportées dans le tableau 2.3. Connaissant ces valeurs, Bougault (1980) a affiné la position relative des éléments NTR par rapport aux TR (déjà globalement connue par les corrélations inter-éléments) en considérant le spectre enrichi d'un basalte océanique. Ce classement des éléments a été confirmé plus quantitativement par Bougault (1980), qui, reprenant les travaux de Treuil (1973), a défini un paramètre tenant compte de la notion d'incompatibilité (liée au rayon ionique) et de la possibilité de formation de complexes dans le liquide.

Dans ce diagramme, Bougault (1980) a positionné, par souci de clarté, les éléments Nb et Ta, de part et d'autre du La, alors que, d'après les diagrammes inter-éléments, ils se placeraient rigoureusement à la même position, à gauche du La. Aussi, au cours de ce travail, avons-nous tenu compte de cette remarque et les éléments Nb-Ta, dans nos spectres, occupent une position très proche, à gauche du La (Fig. 2.3). Dans ces spectres, remarquons aussi que la TR équivalente à l'yttrium n'est pas l'holmium (Jochum et al., 1986), mais le terbium. Ceci s'explique par les difficultés analytiques rencontrées pour doser l'holmium (Jochum et al., 1986)

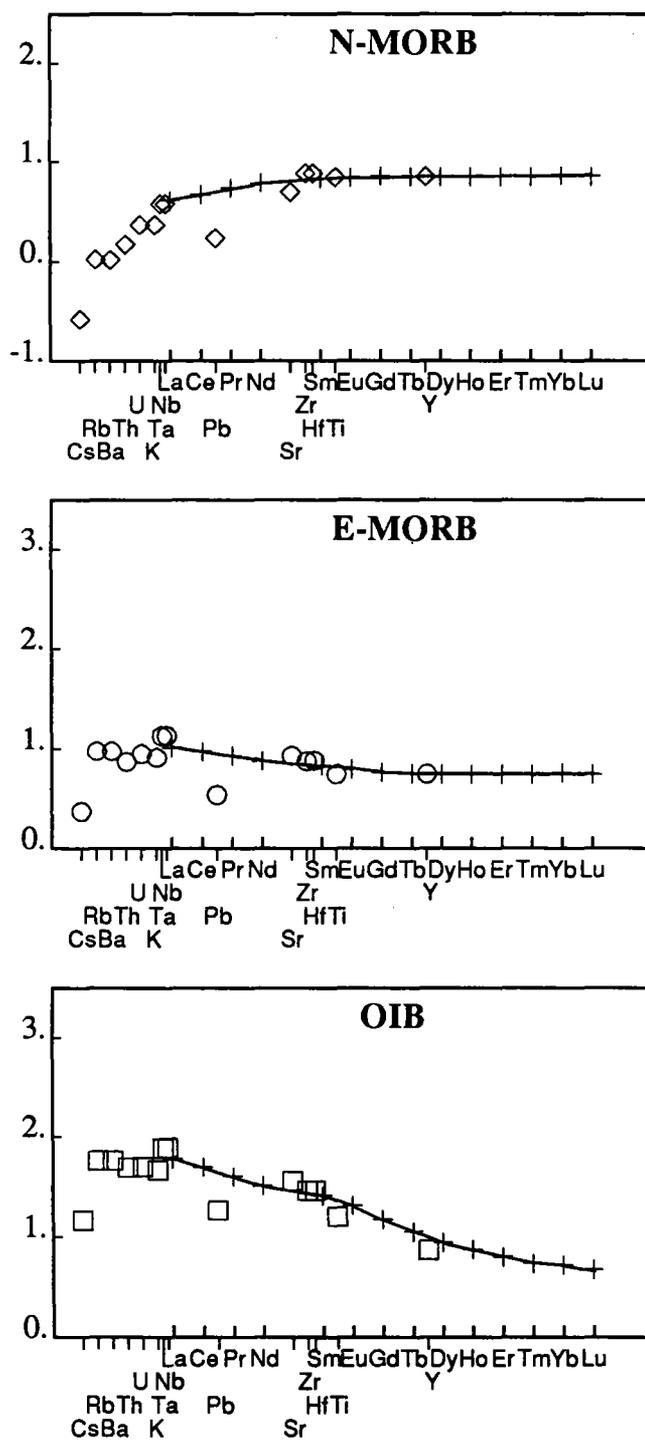
Dans cette représentation, les basaltes océaniques montrent des spectres réguliers plats ou enrichis. Seuls, les basaltes appauvris présentent de faibles, mais significatifs déficits en Nb-Ta relativement aux TR (Bougault, 1980) (Fig. 2.3).

Etant donné cette remarquable régularité dans la distribution des éléments définissant un spectre étendu, la nature appauvrie ou enrichie d'une source mantellique peut être traduite non seulement, par des rapports de TR $((\text{La}/\text{Sm})_N)$, mais également par des rapports d'éléments NTR. Les rapports $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ ou encore $(\text{Ta}/\text{Hf})_N$ sont fréquemment utilisés.

IV.3 - Spectres de terres rares hyperétendus

Cette cohérence de comportement entre les éléments TR et NTR n'est plus respectée en contexte continental ni en contexte de subduction. Notamment, dans les magmas d'arc, les éléments Nb, Ta, Ti, et Th présentent des anomalies de comportement relativement aux TR, qui sont le reflet de conditions physico-chimiques de genèse de ces magmas, sensiblement distinctes de celles des magmas océaniques. Une autre caractéristique de ces magmas orogéniques réside dans leur surabondance en alcalins, alcalino-terreux, Pb... relativement aux TR (cf. chapitre 1). Ces éléments ont une importance toute particulière dans les laves émises dans ce type de contexte géodynamique, car ils apportent des informations sur la nature des composants

Figure 2.4 : Spectres de TR hyperétendus de basaltes océaniques (Sun et McDonough, 1989) normalisés au manteau primitif (Hofmann, 1988).



impliqués dans la genèse de ces laves. Cet intérêt a suscité, chez un certain nombre d'auteurs, le besoin de placer ces éléments sur un spectre de TR étendu.

De même que pour les spectres étendus, la construction de ces diagrammes est basée sur une étude approfondie du comportement relatif des éléments dans les MORB, permettant de les classer en abscisse.

L'élaboration de ce spectre passe également par une connaissance des valeurs de normalisation de ces éléments HYG.

IV.3a - Valeurs de normalisation

Les teneurs des TR ont, comme nous l'avons vu, en raison de leurs caractères lithophile et non-volatile, progressivement augmentées dans les différents composants formés lors des diverses étapes du processus d'accrétion planétaire (dans le manteau, lors de la différenciation noyau-manteau; puis, dans la croûte, lors de la différenciation manteau-croûte).

Les alcalins sont des éléments lithophiles ayant eu un comportement volatil lors des processus d'accrétion planétaire (Gast, 1960). Ainsi, si on compare les concentrations en K, Rb, Cs dans les chondrites carbonées C1 et le manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) (Tableau 2.4), on observe un enrichissement relatif de ces éléments dans les chondrites. De même, le Pb présente également un déficit dans le manteau primitif relativement aux chondrites. Cet appauvrissement en Pb peut s'expliquer, quant à lui, par son caractère chalcophile, à l'origine de son affinité envers les éléments constitutifs du noyau (Vollmer, 1977; Vidal et Dosso, 1978; Allègre, 1982; Allègre et al., 1980), et, par conséquent, de son déficit relatif au niveau du manteau. Toutefois, remarquons que ce comportement du Pb est remis en question avec les travaux récents de Newsom et al. (1986). D'autres éléments comme Ba, U et Sr ont, de ce point de vue, un comportement semblable aux TR et à certains éléments NTR (Th, Zr, Hf, Ta, Nb), à savoir qu'ils sont enrichis dans le manteau primitif relativement aux chondrites. Cependant, ce comportement différent entre des éléments comme alcalins, Pb et des éléments comme U et Sr, au cours des premières étapes d'accrétion de la planète, ne suffit pas à expliquer l'existence d'anomalies négatives en Cs, Pb et positives en Nb-Ta décelables sur les spectres de basaltes océaniques (données de Sun et McDonough, 1989) normalisées au manteau primitif (Fig. 2.4). Effectivement, à cet appauvrissement précoce en alcalins, et, plus particulièrement au plus hygromagmaphile d'entre eux : le Cs, s'ajoute, au cours de la différenciation intramantellique, un fractionnement du rapport Rb/Cs, fractionnement qui n'affecte pas d'autres rapports d'éléments incompatibles comme Ba/Rb (cf. Tableau 2.2). Ce processus est responsable de l'appauvrissement relatif en Cs (comparativement aux autres éléments incompatibles) observable sur les spectres de MORB et d'OIB (données de Sun et McDonough, 1989) normalisées au manteau primitif (Sun et al., 1979; Hofmann, 1988) (Fig. 2.4). Hofmann (1988) explique les anomalies négatives en Pb et positives en Nb-Ta par un changement des coefficients de partage de ces éléments au cours des différentes étapes de l'évolution du manteau. En effet, le comportement compatible du Pb (vis-à-vis de la source) lors de la formation des basaltes océaniques (Hofmann, 1988) explique son enrichissement moindre dans ce type de roche comparativement à des éléments de coefficient de partage similaires comme le Ce. Il s'ensuit des anomalies négatives en Pb dans les spectres de basaltes océaniques

	MANTEAU PRIMITIF	CHONDRITE C1 (Sun et McDonough, 1989)	VALEURS DE NORMALISATION (Dosso et al., en préparation)	INTERVALLE DE VARIATION (%)
Cs	0.032	0.188	0.0024	98.7
Rb	0.635	2.32	0.278	88.0
Ba	6.989	2.41	3.36	28.3
U	0.021	0.008	0.0095	15.8
K	250	545	129	76.3
Pb	0.185	2.47	0.041	98.3
Sr	21.1	7.26	8	9.2

Tableau 2.4 : Comparaison entre les valeurs de normalisation (en ppm) de certains éléments HYG, déterminées par Dosso et al. (en préparation) et celles mesurées dans les chondrites carbonées C1 (Sun et McDonough, 1989) et le manteau primitif (Sun et McDonough, 1989). En particulier, l'intervalle de variation correspond à l'intervalle de variation des valeurs de normalisation calculées par rapport aux valeurs moyennes mesurées dans les chondrites. En caractère gras, sont reportés les éléments ayant eu un comportement différent des autres éléments HYG (TR et éléments NTR : Ba, U, Sr, Th, Ta, Nb, Zr, Hf...) lors du processus d'accrétion planétaire.

normalisés au manteau primitif. Le comportement, cette fois-ci, incompatible (vis-à-vis de la source) de la part des éléments Nb-Ta lors de la genèse de la croûte océanique est responsable des enrichissements relatifs observés en ces éléments au niveau des spectres hyperétendus de roches océaniques normalisés au manteau primitif.

Ce problème de normalisation des éléments Cs et Pb, en particulier, a été évoqué par Sun et McDonough (1989) qui déduisent à partir des valeurs constantes des rapports Ce/Pb et Rb/Cs des basaltes océaniques et des concentrations en Ce et Rb du manteau primitif, les valeurs de normalisation du Cs et Pb (qui sont bien inférieures aux teneurs en Cs, Pb du manteau primitif); tous les autres éléments étant normés par rapport au manteau primitif. Le manque de rigueur de cette méthode reflète le malaise qu'éprouvent généralement les auteurs devant le comportement incohérent de certains éléments.

En conséquence, la normalisation des concentrations des éléments HYG au manteau primitif engendre, dans des roches géochimiquement réputées pour le comportement cohérent des éléments (MORB), un certain nombre d'anomalies. Ces irrégularités dues à l'évolution géochimique de la Terre peuvent dissimuler des anomalies de comportement des éléments liées à des processus particuliers à la genèse de certaines roches comme, par exemple, les roches émises au niveau des zones de subduction. Par conséquent, il convient de se baser sur une autre méthode de normalisation, selon laquelle les irrégularités observées reflèteront les caractéristiques géochimiques de la source.

Une méthode, basée sur les travaux de Bougault (1980), est proposée par Dosso et al. (en préparation). De la même manière que les valeurs de normalisation définies pour les spectres Coryell-Masuda étendus de Bougault (1980), Dosso et al. ont calculé, à partir d'une étude de MORB Atlantique à spectre plat, les valeurs de normalisation des éléments Cs, Rb, Ba, U, K, Pb, Sr. Ces valeurs sont données dans le tableau 2.4.

Comparons ces valeurs calculées avec les teneurs des éléments mesurées dans les chondrites carbonées C1 de Sun et McDonough (1989) (Tableau 2.4). On observe que les valeurs de normalisation calculées des éléments alcalins se situent dans des intervalles de variation très importants (entre 76 et 98%) par rapport aux valeurs moyennes mesurées dans les chondrites. Cette variation s'accroît avec le caractère hygromagmaphile (Cs>Rb>K). Le Pb également affiche une importante variabilité, probablement en relation avec son comportement très particulier lors des processus d'accrétion planétaire (Hofmann et al., 1986; Newsom et al., 1986; Hofmann, 1988). Par contre, les éléments Ba, U, Sr présentent des intervalles de variation inférieurs à 30%, tout à fait comparables aux intervalles rencontrés pour les éléments Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Y, Ti (Bougault, 1980).

Il apparaît donc clairement que les valeurs de normalisation de Dosso et al. (en préparation) diffèrent fortement, pour les éléments alcalins et le Pb, des abondances mesurées dans les chondrites (Tableau 2.4). De tels écarts sont indépendants des problèmes de dispersion naturelle et analytique. Ils reflèteraient le comportement volatil (cas des éléments alcalins) et/ou chalcophile (cas du Pb) de ces éléments au cours des premiers moments de l'histoire de la Terre, ainsi que des fractionnements inter-éléments plus récents (Cs/Rb, Pb/Ce, U/Nb, K/Nb) liés, plus précisément, à l'histoire du manteau.

	VALEURS DE NORMALISATION	VALEURS CHONDRIQUES (C1)	MANTEAU PRIMITIF	N-MORB
Rb/Cs	115.8	12.34	19.84	80
Nb/U	48.4	30.7	33.9	49.6
Ce/Pb	20.7	0.248	9.6	25
K/Nb	280	2215	351	258
Sr/Nd	13.3	15.5	15.6	12.3
Ba/Rb	12.1	1.04	11	11

Tableau 2.5 : Comparaison entre les rapports d'éléments HYG déterminés à partir des valeurs de normalisation de Bougault (1980) et de Dosso et al. (en préparation) et ceux définis à partir des valeurs mesurées dans les chondrites carbonées C1 (Sun et McDonough, 1989).

A titre indicatif, sont rappelées les valeurs de ces rapports dans le manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) et le manteau appauvri actuel (Sun et McDonough, 1989).

Par contre, l'homogénéité relative entre valeurs calculées et mesurées, pour les éléments U, Ba, Sr, est similaire à celle observée par Bougault (1980) pour les éléments Th, Ta, Nb, Zr, Hf, Y, Ti, H. Bougault explique les variations observées par l'existence de problèmes analytiques et d'hétérogénéité naturelle au sein des matériaux chondritiques.

Cette observation est confirmée par les rapports d'éléments en trace figurant dans le tableau 2.5. Effectivement, excepté le rapport Sr/Nd, tous les rapports obtenus à partir des valeurs de normalisation calculées sont tout à fait distincts de ceux des chondrites C1. Comme l'indique ce tableau, les rapports Rb/Cs, Nb/U, Ce/Pb et K/Nb des chondrites C1 diffèrent également de ceux du manteau primitif. Des fractionnements précoces, évoqués précédemment (paragraphe III), ayant affecté ces rapports traduisent de telles variations. Par contre, ces rapports de normalisation sont globalement similaires (excepté le rapport Rb/Cs) à ceux rencontrés dans les MORB. Une telle observation est logique, étant donné que ces valeurs de normalisation ont été calculées à partir de spectres de MORB.

IV.3b - Classement relatif des éléments : alcalins, alcalino-terreux, Pb, Sr, U

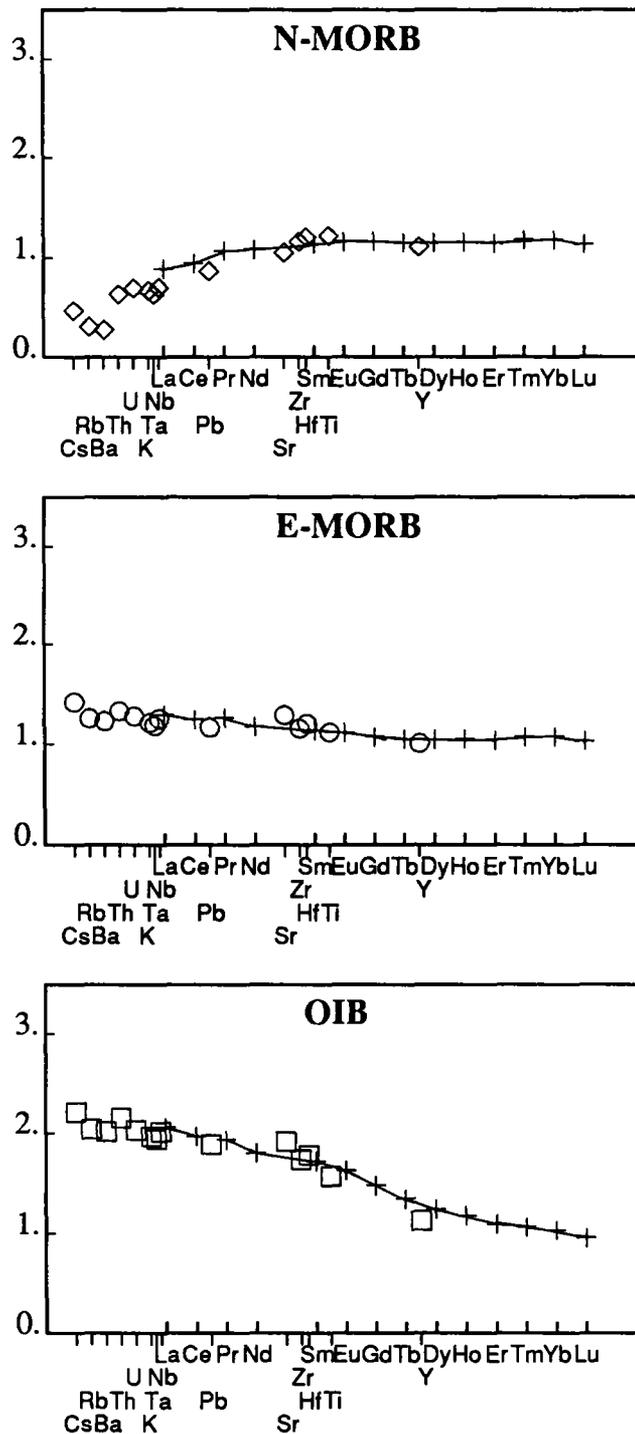
De même que pour les éléments du spectre étendu, des diagrammes inter-éléments ont permis de classer ces éléments relativement aux éléments du spectre étendu, et donc d'établir un classement des éléments suivant leur caractère plus ou moins hygromagmaphile. Citons, en particulier, les travaux de Erlank et Kable (1976) portant sur les éléments Ba et K; ceux de Hofmann et al. (1986) et Newsom et al. (1986) sur Pb et U; l'identité de comportement entre les éléments hypermagmaphiles Ba, Cs, Rb a été démontrée par Hofmann et White (1983). Le K, de comportement analogue au Nb, a également fait l'objet d'une étude de la part de Romeur (1987) et de Bougault et al. (en préparation). Le Sr aurait un comportement intermédiaire entre Ce et Nd (Sun et al., 1979; Sun et McDonough, 1989). Selon Jochum et al. (dans Hofmann, 1988) et Hofmann (1988), cet élément se situerait plutôt entre le Nd et le Sm. Toutes ces études confirment une évolution régulière du comportement de ces éléments HYG au sein des basaltes des rides océaniques.

Des classements de ce type ont été proposés par Sun et al. (1979), Wood et al. (1979b), Viereck et al. (1989), Sun et MacDonough (1989), Hofmann (1988), Jochum et al. (dans Hofmann, 1988), Thompson et al. (1983).

Dosso et al. (en préparation) ont proposé un classement des éléments HYG présenté en figure 2.5.

L'espacement entre les éléments, placés relativement aux TR (la proximité d'un élément NTR à un élément TR étant le reflet des similarités de comportement entre les deux éléments concernés et le caractère hygromagmaphile de l'élément augmentant toujours vers la gauche) varie beaucoup suivant les auteurs : certains fixent un espacement constant entre tous les éléments (TR et NTR) (Sun et al., 1979; Jochum et al. (dans Hofmann, 1988); Sun et McDonough, 1989; Viereck et al., 1989); d'autres comme Bougault (1980) et Dosso (en préparation) définissent un écart constant entre chaque TR; par contre, les éléments NTR sont affectés de positions plus variables, reflétant leur coefficient de partage relativement aux TR.

Figure 2.5 : Spectres de TR hyperétendus de basaltes océaniques (Sun et McDonough, 1989) normalisés aux valeurs de Frey et al. (1968) (pour les TR) et de Bougault (1980) et de Dosso et al. (en préparation) (pour les éléments NTR).



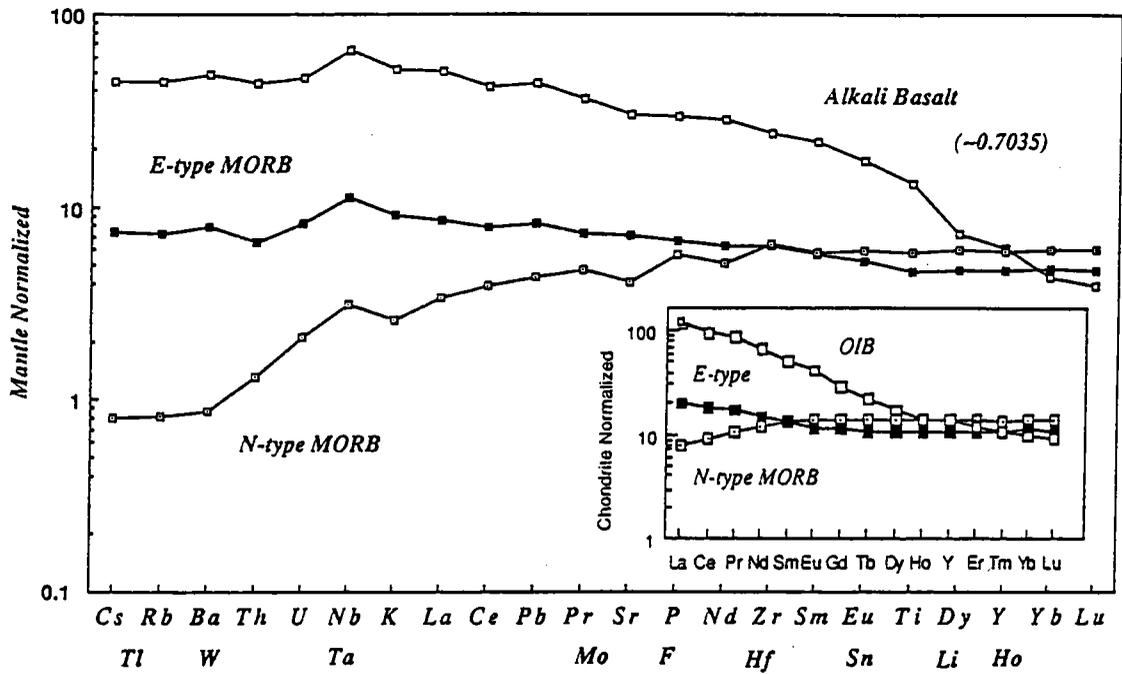


Figure 2.6 : Spectres de TR hyperétendus de basaltes océaniques normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989).

Ce classement est globalement comparable à ceux suggérés par Sun et McDonough (1989) et par Jochum et al. (dans Hofmann, 1988) excepté pour quelques éléments. Par exemple, Sun et McDonough (1989) et Jochum et al. (dans Hofmann, 1988) placent le K après le Nb (Fig. 2.6); cette position incorrecte est à l'origine de légère anomalie négative en K dans les spectres de normalisation; de même, le rapprochement des éléments Nb-Ta de l'uranium (par rapport au lanthane) développe de légères, mais significatives anomalies positives dans les spectres normalisés. Par ailleurs, l'existence de légères anomalies positives en Sr dans les spectres hyperétendus enrichis de E-MORB et d'OIB (Jochum et al., dans Hofmann, 1988) reflète probablement un mauvais classement du Sr, qui, en fait, occuperait une position intermédiaire entre Pr et Nd, et non pas entre Nd et Zr. Ce classement du Sr serait en accord avec celui proposé par Sun et McDonough (1989) et Hofmann (1988).

L'ordre relatif d'affinité pour les liquides des éléments doit donc être défini très soigneusement afin de ne pas introduire d'anomalie artificielle liée à un mauvais classement des éléments.

Le spectre hyperétendu ainsi proposé permet de s'affranchir des anomalies de comportement de certains éléments (alcalins, Nb-Ta, Pb) acquises à différents moments de l'évolution de la planète. Ceci est illustré par la figure 2.5 où la régularité des spectres des N-MORB, E-MORB, OIB traduit une homogénéité de comportement des éléments HYG au cours des processus pétrogénétiques des roches. Dans d'autres contextes, et notamment, au niveau des zones de subduction, les spectres des magmas présentent un certain nombre d'anomalies qui résultent de conditions pétrogénétiques différentes dans ces zones par rapport à celles existant dans les zones d'accrétion océanique.

		Constante radioactive	Période (T)
^{147}Sm ----- ^{143}Nd	α	$\lambda_1 = 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ an}^{-1}$	$106 \cdot 10^9 \text{ ans (1)}$
^{87}Rb ----- ^{87}Sr	β^-	$\lambda_2 = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$	$48.8 \cdot 10^9 \text{ ans (2)}$
^{232}Th ----- ^{208}Pb	+ $6 \text{ }^4\text{He}$	$\lambda = 4.948 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$	$14.01 \cdot 10^9 \text{ ans (1)}$
^{235}U ----- ^{207}Pb	+ $7 \text{ }^4\text{He}$	$\lambda' = 9.849 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$	$0.704 \cdot 10^9 \text{ ans (1)}$
^{238}U ----- ^{206}Pb	+ $8 \text{ }^4\text{He}$	$\lambda'' = 1.551 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$	$4.468 \cdot 10^9 \text{ ans (1)}$

Tableau 2.6 : Principales caractéristiques des chronomètres radioactifs utilisés au cours de ce travail. Les informations apportées par chacun de ces systèmes dépendent des propriétés des éléments Père et Fils, et de la valeur de la constante radioactive (d'après Steiger et Jäger (1977) (1) et Lugmair et Marti (1978a)).

B - LES ISOTOPES Sr-Nd-Pb

La compréhension de l'histoire de la Terre ne peut résulter que de l'utilisation de traceurs isotopiques couvrant les différents types de familles géochimiques (lithophile, chalcophile, sidérophile, hydrophile...). Par ailleurs, la diversité des constantes de désintégration caractérisant ces traceurs permet d'approcher des phénomènes géologiques de différentes échelles de temps. Pour notre part, nous nous sommes intéressés uniquement aux systèmes radioactifs Rb/Sr, Sm/Nd, U/Th/Pb.

Les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$... correspondent aux rapports des abondances de deux isotopes d'un même élément. Les isotopes radiogéniques (fils) sont issus de la désintégration nucléaire d'un isotope radioactif (père). Chaque couple Père/Fils est caractérisé par la période T, intervalle de temps nécessaire à la désintégration de la moitié des isotopes Pères en isotopes Fils. Un rapport isotopique F/Fo est quantifié par l'expression :

$$F/Fo = (F/Fo)_i + (P/F) \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

- avec
- Fo : abondance en isotopes stables d'un élément donné
 - F : abondance en isotopes radiogéniques de ce même élément
 - P : abondance en isotopes pères radioactifs
 - λ : constante de temps du système radioactif
 - t : temps écoulé depuis t=0
 - $(F/Fo)_i$: rapport isotopique initial

Les caractéristiques essentielles des systèmes radioactifs Rb-Sr, Sm-Nd, U-Th-Pb sont rassemblées dans le tableau 2.6.

Les éléments Sr-Nd-Pb sont suffisamment lourds pour que l'on puisse considérer qu'aucun fractionnement de ces rapports n'intervient au cours des processus magmatiques (fusion et cristallisation). Les variations de ces rapports, pour des roches d'âge zéro, traduisent donc directement l'hétérogénéité géochimique de la source. Cette variabilité des compositions isotopiques Sr-Nd-Pb, depuis longtemps décelée au niveau du manteau (Gast et al., 1964; Powell et al., 1965; Tatsumoto, 1966; Powell et Delong, 1966; Hedge, 1966) reflète un fractionnement des rapports d'éléments en trace père/fils, au cours de processus de différenciation survenus très tôt dans l'histoire de la Terre. En effet, les isotopes radioactifs du Sm, Rb, Th et U ont des vitesses de désintégration très lentes (Tableau 2.6); aussi, une variation des rapports initiaux Rb/Sr, Sm/Nd, si grande soit-elle, nécessite beaucoup de temps avant d'être apparente au niveau des compositions isotopiques Sr-Nd. Les rapports isotopiques Sr-Nd-Pb, de période très importante (Tableau 2.6), sont donc de véritables enregistreurs des événements anciens ayant affecté la planète.

Rappelons que les variations des rapports des concentrations d'éléments en trace résultent de processus, à la fois anciens (liés à la source) et récents (liés à la genèse des roches). Les compositions isotopiques Sr-Nd-Pb associées aux rapports d'éléments en trace constituent donc un outil puissant pour établir, d'une part la cartographie géochimique du manteau, et, d'autre part, pour modéliser l'évolution de la planète.

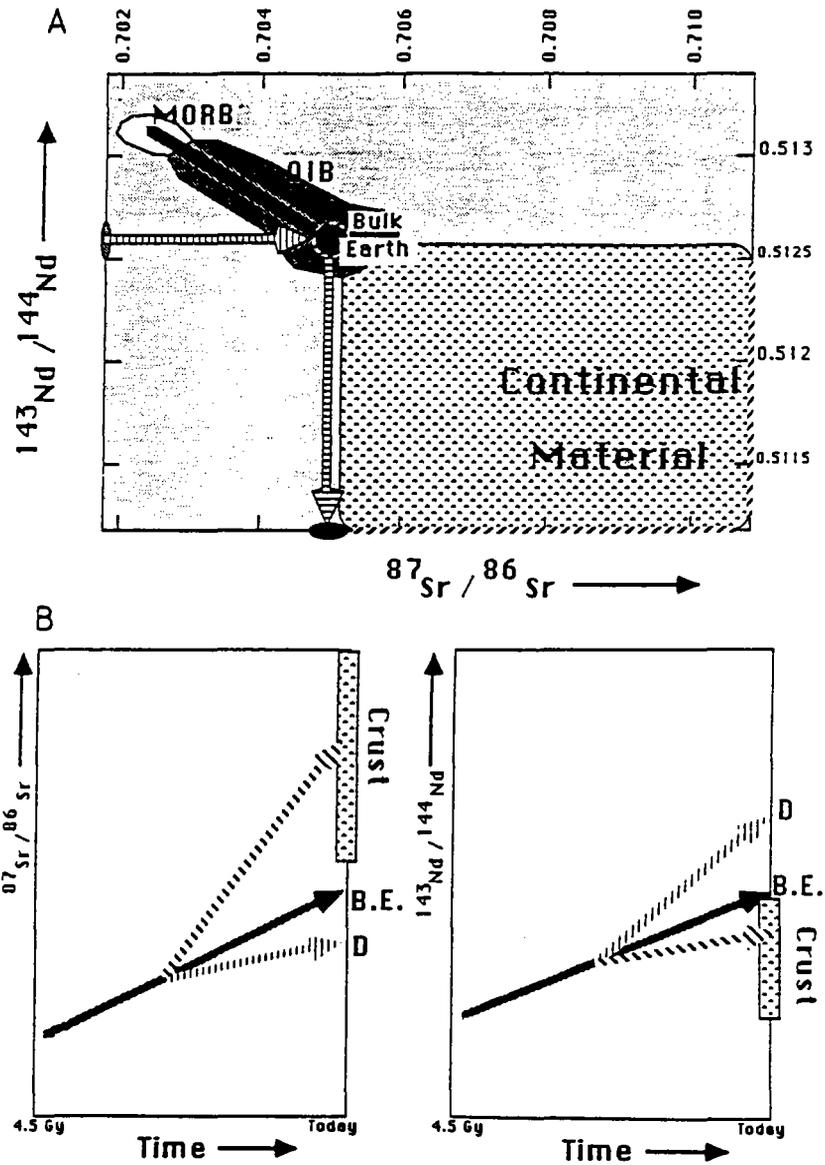


Figure 2.7 : Diagramme isotopique Sr-Nd des MORB, des OIB et du matériel continental. Notons l'anticorrélation entre les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des basaltes océaniques, reflet du comportement inverse des rapports père/fils (Sm/Nd et Rb/Sr) au cours des processus magmatiques (Figure de Allègre, 1987).

Nous allons préciser les principales caractéristiques des systèmes radioactifs Rb/Sr et Sm/Nd et U-Th-Pb et l'intérêt de tels outils pour l'étude des magmas orogéniques.

I - SYSTEME RADIOACTIF Rb/Sr-Sm/Nd

I.1 - Caractéristiques générales - Corrélation mantellique

L'isotope ^{87}Sr est issu de la désintégration du ^{87}Rb . Au début de ce chapitre, nous avons rappelé le caractère plus HYG du Rb, élément alcalin, comparativement au Sr, alcalino-terreux. Ces propriétés rendent compte d'une augmentation du rapport Père/Fils, (Rb/Sr) dans le liquide magmatique au cours de processus de fusion ou de cristallisation.

L'isotope ^{143}Nd est produit par la désintégration du ^{147}Sm . Ces deux éléments sont des TR; cependant, leurs propriétés chimiques (contraction lanthanique) confèrent au Nd un comportement plus hygromagmaphile relativement au Sm. Par conséquent, le rapport Père/Fils (Sm/Nd) diminue dans la phase liquide du magma au cours de processus pétrogénétiques.

Nous sommes donc en présence de deux couples : Rb/Sr et Sm/Nd évoluant en sens inverse lors de processus de fusion partielle du manteau par rapport au solide : l'augmentation du rapport Rb/Sr s'accompagne d'une diminution du rapport Sm/Nd. Avec l'effet du temps, une telle corrélation doit s'observer entre les compositions isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dans les roches actuelles. Effectivement, dans un diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = f(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ (Fig. 2.7), les compositions isotopiques Sr-Nd des roches issues du manteau océanique se corrélaient négativement. Cette corrélation, rendant compte de la cohérence de comportement entre les rapports Rb/Sr et Sm/Nd est appelée "corrélation mantellique" ("mantle array"); elle a été mise en évidence par DePaolo et Wasserburg (1976), Richard et al. (1976) et O'Nions et al. (1977). Cette corrélation est une caractéristique exclusive du manteau subocéanique. En effet, la figure 2.7 montre que, parmi les roches terrestres (à l'exception des roches d'arc), seuls les MORB et les OIB définissent cette corrélation (Wasserburg et DePaolo, 1979; O'Nions et al., 1979; Jacobsen et Wasserburg, 1979a, b).

Cette corrélation est délimitée par deux pôles :

- un **pôle planétaire** : ce pôle est défini par la composition isotopique $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ des chondrites ayant une valeur moyenne de 0.512638 (normalisée au rapport $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$) (Wasserburg et al., 1981), ces matériaux étant représentatifs du système Terre originel. Cette valeur référence appelée CHUR ("Chondritic Uniform Reservoir") ou valeur planétaire ("bulk Earth"), correspond à la composition isotopique du Nd qu'aurait actuellement le manteau, si celui-ci n'avait subi aucune différenciation. Cette valeur planétaire est souvent représentée par le paramètre ϵ_{Nd} , défini par :

$$\epsilon_{\text{Nd}} = \left(\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{mesuré}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \cdot 10^4$$

La valeur planétaire du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a été estimée au moyen de la corrélation mantellique (étant donné que le rapport $(\text{Rb}/\text{Sr})_{\text{Terre}}$ diffère de celui des chondrites, en raison du caractère volatil du Rb); elle équivaut à

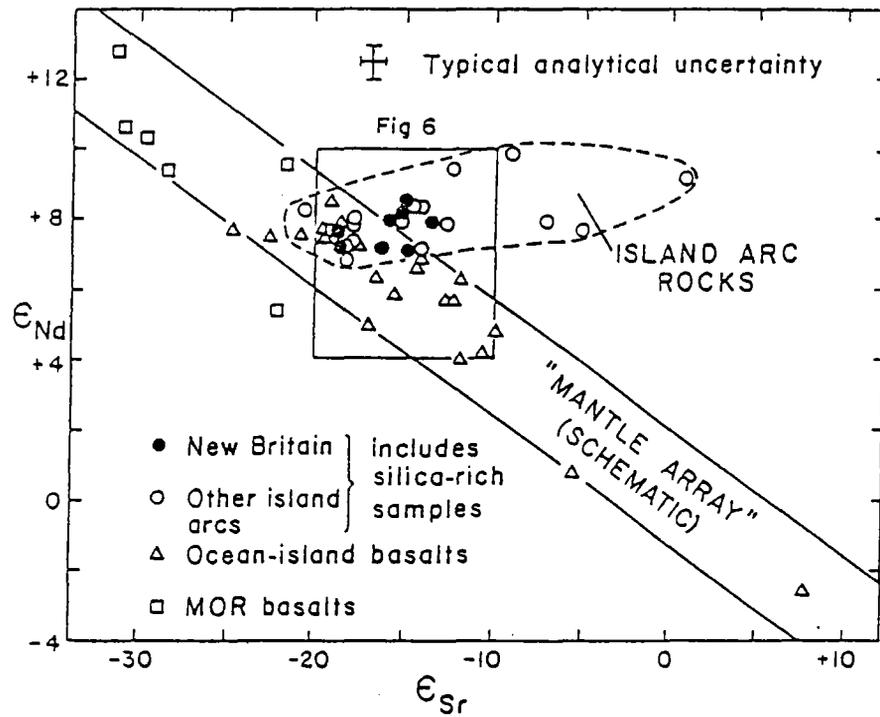


Figure 2.8 : Diagramme isotopique Sr-Nd des laves d'arc de Nouvelle Bretagne (DePaolo et Johnson, 1979). La localisation d'une partie de ces roches, à droite de la corrélation mantellique ("mantle array"), argumente fortement de l'implication de croûte océanique altérée, subductée à leur genèse.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7050 \pm 0.0005$ (O'Nions et al., 1977; Allègre et al., 1979; White et Hofmann, 1982; Zindler et al., 1982).

- un **pôle appauvri** représenté par les MORB.

Plusieurs autres hypothèses ont été proposées pour expliquer cette corrélation : on peut citer les travaux de Allègre et al. (1979) envisageant soit un appauvrissement du manteau à des degrés variables au cours de processus de différenciation multiples, soit un mélange entre un réservoir uniformément appauvri et une source primitive. Il s'agirait d'un appauvrissement soit continu (Allègre, 1987), soit ponctuel (Brooks et Hart, 1978; Jacobsen et Wasserburg, 1979a). A ce propos, Boespflug (1990) a effectué une synthèse de l'ensemble des hypothèses mentionnées, en particulier, celle concernant l'extraction de la croûte continentale, enrichie en Rb/Sr et appauvrie en Sm/Nd, qui serait responsable du déficit, à divers degrés, du manteau océanique en éléments HYG et, par conséquent, de l'existence de la corrélation mantellique (Wasserburg et DePaolo, 1979; O'Nions et al., 1979; Jacobsen et Wasserburg, 1979a,b; Hofmann, 1986, 1988). En fait, il ressort de cette étude que cette corrélation résulterait du mélange entre un manteau très appauvri (source des MORB) ayant subi deux épisodes de différenciation (formation de la croûte continentale, et de la croûte océanique) et des matériaux correspondant à de la croûte océanique recyclée (source des OIB) (Hofmann, 1988).

Cependant, les données récemment acquises sur les basaltes de certaines îles océaniques (Société, Samoa, Ste Hélène, Açores, Tubuai, Comores, San Felix...) (White et Hofmann, 1982; Hart et al., 1986) se situant à l'extérieur de la corrélation mantellique, impliquent un plus grand nombre de sources mantelliques décrites par Zindler et al. (1982), Zindler et Hart (1986), Hart (1988).

I.2 - Les compositions isotopiques Sr-Nd : intérêt pour l'étude des magmas orogéniques

La corrélation $\epsilon\text{Nd}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ peut être considérée comme une référence vis-à-vis des processus pétrogénétiques. Des déviations significatives par rapport à cette corrélation traduiraient la contribution de matériaux bien particuliers à la genèse des roches. Un certain nombre de déviations par rapport à cette corrélation mantellique ont été décrites dans le cas des magmas émis au niveau des zones de subduction.

I.2a - Influence de l'eau de mer

L'eau de mer est un composant susceptible d'intervenir dans la genèse des laves orogéniques (cf. chapitre 1). Ceci est, par exemple, illustré par les compositions isotopiques Sr-Nd des laves de l'arc de N^elle Bretagne qui définissent un champ, divergeant vers la droite de la corrélation mantellique (De Paolo et Johnson, 1979) (Fig. 2.8). Effectivement, les analyses isotopiques de l'eau de mer indiquent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et des abondances en Sr élevés ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.709$, Sr=8ppm), tandis que les teneurs en Nd sont négligeables ($2.6 \cdot 10^{-6}$ ppm) et les compositions isotopiques en Nd (de 0.51190 à 0.51260) de l'eau de mer ne

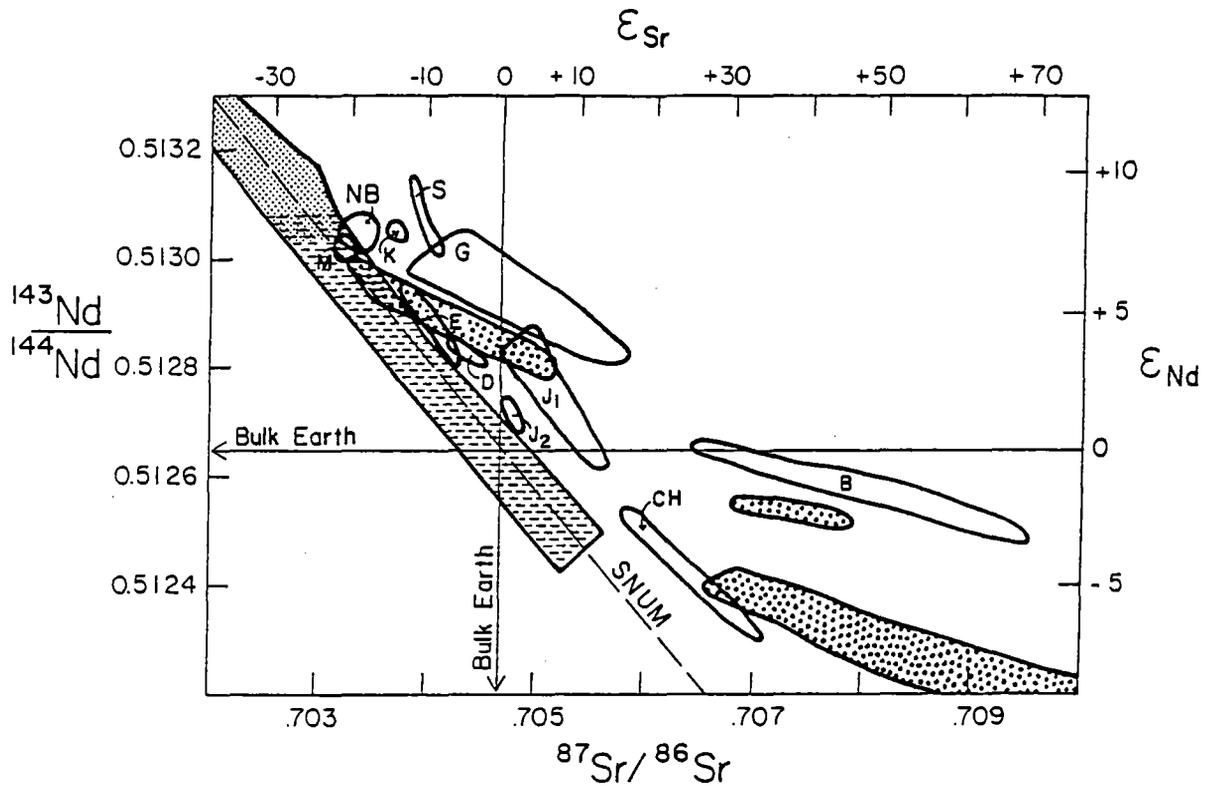


Figure 2.9 : Diagramme isotopique Sr-Nd de laves d'arc (Gill, 1981). L'évolution de ces magmas vers des compositions isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevées et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ faibles indique une contribution de matériaux crustaux (croûte de l'arc ou sédiments subductés) à leur genèse (SNUM : ligne définie par les MORB, OIB et nodules de kimberlites; outre la corrélation mantellique, les autres domaines tramés sont : en hachuré, la croûte continentale supérieure; en pointillé, les Açores et la province campanienne; M : Mariannes; NB : N^{elle} Bretagne; D : Dominique, S : S^t Kitts, G : Grenade (Antilles); E : Ecuador; CH : Chili; J1 : Java calco-alcalin; J2 : Java calco-alcalin potassique; B : Banda; S : Sud Sandwich).

modifient que très peu les basaltes océaniques (rapports ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) moyen de 0.5130) (Faure, 1986). Aussi, l'altération d'un basalte océanique par l'eau de mer se traduit-elle par une augmentation importante du rapport isotopique du Sr, comparativement à celui du Nd. Par conséquent, le déplacement des laves d'arc vers la droite de la corrélation mantellique constitue un argument en faveur de l'hypothèse de la contribution de la croûte océanique altérée, subductée à la genèse des magmas d'arc (De Paolo et Wasserburg, 1977; Hawkesworth et al., 1977, 1979a; Von Drach et al., 1986).

1.2b - Influence de matériaux sédimentaires

Cette corrélation a également été utilisée pour détecter la contamination crustale au niveau de magmas mantelliques. Cette contamination peut s'effectuer soit au niveau de la croûte de l'arc (surtout vrai dans le cas de marge continentale active), soit dans le manteau, par l'intermédiaire de sédiments subductés. Ces deux types de contamination ont été largement discutés au chapitre 1. Dans le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, les magmas contaminés par des matériaux crustaux tendent à s'écarter de la corrélation mantellique et évoluent vers des compositions isotopiques radiogéniques en Sr et peu radiogéniques en Nd (Fig. 2.9). Malheureusement, les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, à eux seuls, ne suffisent pas pour identifier plus précisément la nature de la contamination (par la croûte ou les sédiments subductés). L'utilisation d'autres outils (traces et isotopes O, Pb, Be) s'avère nécessaire.

Un autre outil indispensable à l'étude des magmas orogéniques est le système radioactif U-Th-Pb, véritable traceur de la contribution de sédiments dans la genèse des laves orogéniques.

II - LE SYSTEME U-Th-Pb

L'U et le Th appartiennent à la série des Actinides. A cause de leur configuration électronique similaire, ces deux éléments présentent des propriétés chimiques voisines (cf. paragraphe A-1), responsables de leur comportement hypermagmaphile lors des processus de différenciation.

Le Pb, de par sa configuration électronique, se caractérise par un comportement également magmaphile, mais à un degré moindre comparativement au Th et à l'U. Le Pb possède 4 isotopes naturels : $^{208}\text{Pb}^*$, $^{207}\text{Pb}^*$, $^{206}\text{Pb}^*$ et ^{204}Pb (le symbole * témoigne de la nature radiogénique de l'isotope). L'isotope $^{208}\text{Pb}^*$ est produit par la désintégration du ^{232}Th ; l'isotope $^{207}\text{Pb}^*$ par celle de ^{235}U , et enfin l'isotope $^{206}\text{Pb}^*$ par celle de ^{238}U (Tableau 2.6). L'originalité de ce système radioactif réside dans le fait que 2 isotopes du Pb résultent de la désintégration de 2 isotopes d'un même élément. Cette particularité a permis l'élaboration d'une méthode de datation propre au système U-Th-Pb : la méthode Pb-Pb ou méthode du plomb commun.

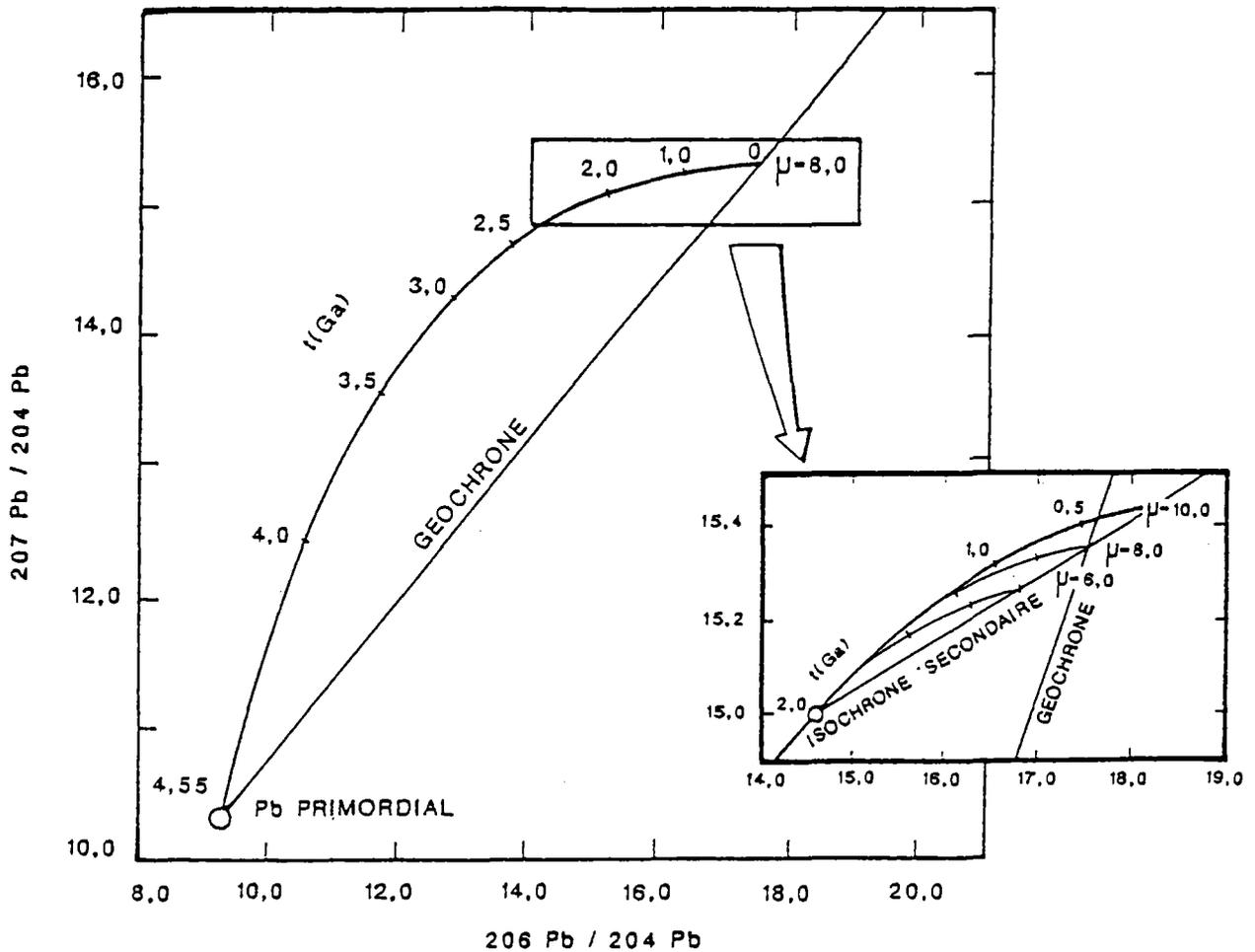


Figure 2.10 : Représentation graphique de l'évolution des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ selon les hypothèses suivantes (modèle de Holmes-Houterman):

1 - La Terre était fluide et homogène au moment de sa formation (4.55 Gans), et l'U, le Th et le Pb étaient distribués uniformément; la composition isotopique du Pb était partout la même.

2 - La solidification de la Terre a provoqué un fractionnement du rapport μ , engendrant la formation de plusieurs domaines différenciés. Les compositions isotopiques du Pb dans chaque domaine résultent uniquement de la désintégration radioactive de l'U en Pb.

Sur cette figure, les lignes courbes correspondent aux courbes de croissance pour des systèmes ayant des valeurs de μ de 8, 9 et 10. Les lignes droites sont les isochrones pour les valeurs de t : 0, 1, 2 et 3 milliard d'années. La géochrone est l'isochrone primaire à 4.55 milliard d'années sur laquelle doivent être reportés tous les systèmes demeurés clos depuis la formation du système solaire.

II.1 - Méthode du plomb commun

II.1a - Modèle d'évolution à un stade

Dans un modèle d'évolution en système clos, on peut écrire à tout instant t :

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_T + \mu K(e^{\lambda T} - e^{\lambda t}) \quad (1)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_T + (\mu/137.88)(e^{\lambda' T} - e^{\lambda' t}) \quad (2)$$

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_T + \mu(e^{\lambda'' T} - e^{\lambda'' t}) \quad (3)$$

T = âge de la Terre

$$\mu = \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \quad \frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U}} = 137.88 \text{ à } t=0 \text{ (Steiger et Jäger, 1977)}$$

$$K = \frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$$

λ , λ' et λ'' sont les constantes de désintégration des isotopes ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U .

Les rapports avec "T" en indice représentent les rapports du "plomb primordial", incorporé lorsque la Terre s'est formée. Ces rapports ont été obtenus à partir de phases de météorites riches en Pb et pauvres en U (troilite).

Dans un diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ (diagramme isochrone), les courbes de croissance des systèmes, caractérisés par des valeurs différentes de μ et évoluant en systèmes clos, sont tracées à l'aide des équations (2) et (3). A tout instant t , des systèmes ayant des valeurs différentes de μ sont alignés sur des droites isochrones ("isochrones primaires") passant par les coordonnées du plomb primordial, et de pente obtenue en combinant (2) et (3), à savoir :

$$\left(\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_T}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_T}\right) = (1/137.88) \left(\frac{e^{\lambda' T} - e^{\lambda' t}}{e^{\lambda'' T} - e^{\lambda'' t}}\right)$$

Ce modèle à un stade (ou modèle de Holmes-Houtermans) est reporté sur la figure 2.10. Pour t égal 0, la droite obtenue est la géochrone : il s'agit de l'isochrone primaire à 4.55 Ga sur laquelle doivent être reportés tous les systèmes demeurés clos depuis la formation du système solaire.

II.1b - Modèle d'évolution à deux stades

Dans le modèle à un stade, le paramètre μ est constant tout au long de l'évolution des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Si, maintenant, on envisage une variation de la valeur de μ , consécutif à un processus de différenciation, on obtient le modèle à deux stades reporté sur la figure 2.11.

II.1c - Géochimie isotopique du plomb

Si, dans un diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, on reporte les champs définis par les basaltes océaniques : MORB et OIB, ainsi que celui des sédiments, représentatifs de la croûte continentale supérieure (Fig. 2.12), on peut remarquer :

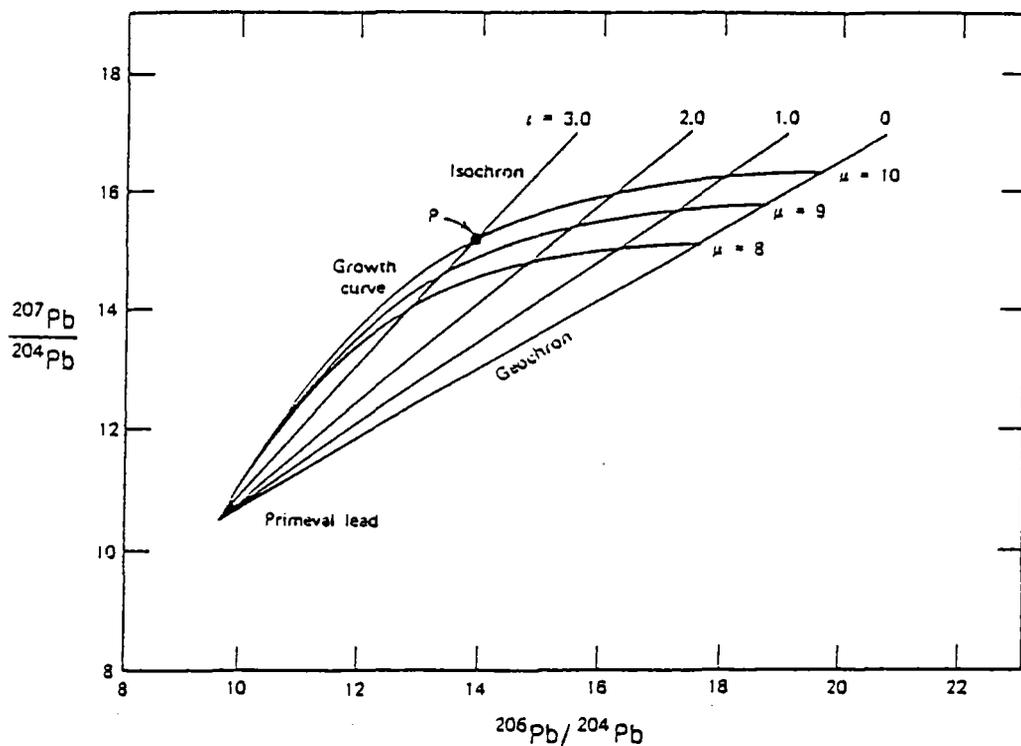


Figure 2.11 : Représentation graphique d'un modèle d'évolution à deux stades.

Dans ce modèle, un Pb a évolué, depuis le moment de la formation de la Terre jusqu'à 2 milliard d'années, dans un réservoir caractérisé par un rapport μ de 8 (1^{er} stade). A 2 milliard d'années, un processus de différenciation géochimique génère plusieurs réservoirs caractérisés par des valeurs différentes de μ (6, 8 et 10) (2^{ème} stade). Les points de même âge situés sur ces nouvelles courbes de croissance forment des isochrones secondaires.

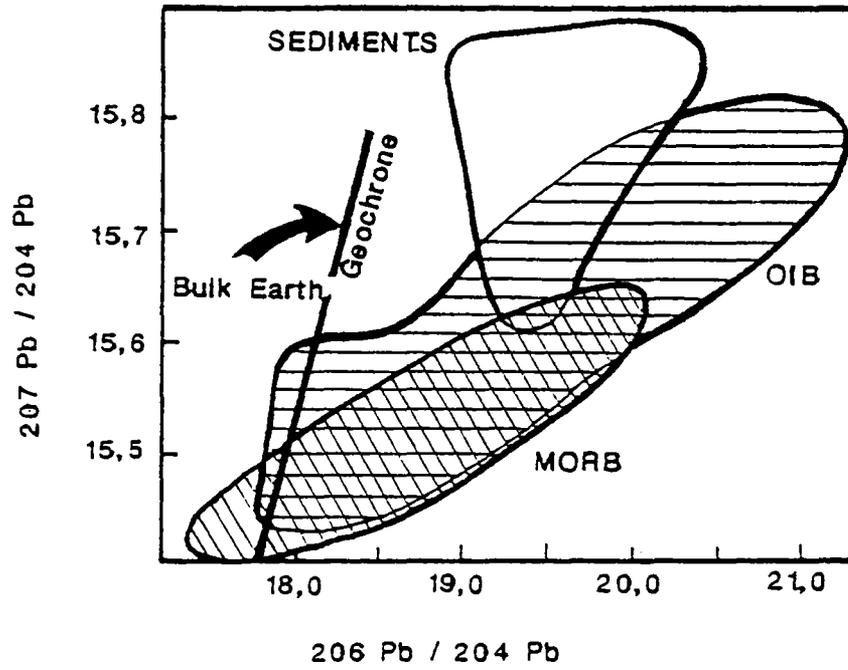


Figure 2.12 : Diagramme isotopique $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des basaltes océaniques (MORB-OIB) et des sédiments (Boespflug, 1990).

(1)- La majeure partie des données sont situées à droite de la géochrone. Ceci indique que le manteau a subi une augmentation du rapport U/Pb (μ), au cours de son histoire.

Plusieurs hypothèses ont été formulées pour rendre compte d'une telle augmentation :

- extraction du Pb et du Rb vers le noyau, à un stade précoce de l'évolution de la Terre (Vollmer, 1977; Vidal et Dosso, 1978; Allègre et al., 1980; Allègre, 1982; Allègre et al., 1980).

- contribution de matériaux recyclés, enrichis en U relativement au Pb (croûte océanique hydrothermalisée, altérée; croûte continentale; sédiments) (Allègre et Turcotte, 1985; Dupuy et al., 1987, 1988; Vidal et al., 1989; Palacz et Saunders, 1986; Chase, 1981; White et Hofmann, 1982; Hofmann et White, 1982; Zindler et al., 1982; White, 1985).

- différenciation intramantellique (Zindler et Hart, 1986; Hart et al., 1986; Hart, 1988).

Ce "paradoxe du Pb" est toujours actuellement débattu; les travaux les plus récents favorisent l'hypothèse de différenciation interne du manteau primitif, au cours de processus métasomatiques, accompagnée par le fractionnement de phases comme la phlogopite (caractérisée par des rapports élevés en Rb/Sr et faibles en U/Pb) (Hart et al., 1986; Hart, 1988).

(2)- le manteau océanique échantillonné par les MORB et les OIB est hétérogène vis-à-vis du paramètre μ .

(3)- Dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, les MORB et les OIB s'alignent globalement suivant une droite définie comme étant la Ligne de Référence de l'Hémisphère Nord (NHRL) (Hart, 1984). Effectivement, seuls, parmi ces OIB, ceux de l'hémisphère Nord (Ste Hélène, Tubuai, Canaries, Galapagos, Hawaï, Cap Vert, Açores, Islande, les seamounts du Nord-Est Pacifique...) appartiennent à cette ligne. Quelle est la signification de la NHRL : ligne de mélange ou isochrone secondaire ?

Cette corrélation Pb-Pb est à rapprocher de la corrélation mantellique définie par les compositions isotopiques Sr-Nd des basaltes océaniques. Cependant, une cohérence de comportement entre les systèmes Rb-Sr, Sm-Nd et U-Th-Pb, durant l'histoire de la Terre, ne peut être invoquée. En effet, la position des basaltes océaniques à droite de la valeur planétaire, dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (les compositions isotopiques des basaltes océaniques sont plus radiogéniques en Pb que le "Bulk Earth") implique un fractionnement entre les systèmes Rb-Sr, Sm-Nd et le système U-Th-Pb, à un moment donné de l'histoire de la Terre. Les OIB ne peuvent donc résulter d'un mélange entre un manteau appauvri (source des MORB) et un manteau primitif, qui n'existe pas d'après les données Pb.

La NHRL résulterait éventuellement d'un mélange entre une source appauvrie et une source enrichie, mais elle est plus généralement interprétée en terme d'isochrone secondaire (Hart, 1984; Zindler et Hart, 1986). Cette corrélation Pb-Pb reflèterait une différenciation, survenue il y a environ 2 milliard d'années (dans le cas d'un modèle d'évolution à deux étapes), de plusieurs réservoirs mantelliques, caractérisés par des valeurs distinctes de μ (Brooks et al., 1976b; Carlson et al., 1978; Tatsumoto, 1978; Sun, 1980; Chase, 1981; Hart, 1984; Zindler et Hart, 1986).

Récemment, Silver et al. (1988) ont interprété cet alignement de basaltes océaniques comme étant le résultat du recyclage d'une vieille croûte océanique; l'âge de 1.8 Ga représentant l'âge du recyclage ou le

temps de résidence de ce matériel dans le manteau. Le mélange imparfait de cette ancienne croûte, recyclée il y a 1.8 Ga, avec le manteau, source des MORB, rendrait compte de cet alignement MORB-OIB observé dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

(4)- les sédiments sont nettement plus radiogéniques en ^{207}Pb comparativement aux MORB et aux OIB, à valeurs en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ constantes.

II.2 - Les isotopes du plomb et l'étude des magmas orogéniques

Les isotopes du Pb sont beaucoup plus sensibles que les isotopes du Sr pour détecter la contribution de composant crustal issu de la lithosphère subductée dans la genèse des magmas d'arc. Ceci s'explique par l'important contraste existant entre les concentrations en Pb du manteau (<1ppm) (Hofmann, 1988; Sun et McDonough, 1989) et divers contaminants possibles : par exemple, la croûte continentale supérieure moyenne a des teneurs moyennes en Pb équivalentes à 15ppm (Taylor et McLennan, 1981). Aussi, on conçoit très bien que les sédiments terrigènes issus de l'érosion de la croûte continentale présenteront des teneurs élevées en Pb ($\text{Pb}_{\text{moyen}}=20\pm 7\text{ppm}$ (11 données) (cf. références ci-dessous)). Remarquons que, d'une manière générale, les sédiments ont, quelque soit leur origine, des concentrations en Pb au moins 10 fois supérieures à celles du manteau : (Pb argiles pélagiques) $_{\text{moyen}}=41\pm 33$ (62 données); (Pb sédiments biogènes) $_{\text{moyen}}=20\pm 12\text{ppm}$ (38 données). Ces diverses moyennes ont été calculées à partir des références suivantes : Chow et Paterson (1962); Sun (1980); Bareirro (1983); White et al. (1985); Whoodhead et Fraser (1985); Davidson (1987) et Ben Othman et al. (1989).

Ce contraste des concentrations est illustré par les rapports Ce/Pb : le manteau océanique se caractérise par un rapport Ce/Pb constant ($\text{Ce}/\text{Pb}=25\pm 5$) (Hofmann et al., 1986; Newsom et al., 1986); la plupart des laves d'arc présentent des rapports Ce/Pb nettement inférieurs à cette valeur et même généralement inférieurs à la composition moyenne de la croûte continentale. Des fractionnements Ce/Pb aussi importants sont interprétables en terme de participation de sédiments subductés à la genèse des magmas et d'intervention de processus pétrogénétiques (cf. chapitre 1).

Dans les diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, la plupart des laves d'arc s'échelonnent entre le champ des MORB et celui des sédiments (cf. chapitre 1). Le caractère radiogénique en ^{207}Pb des sédiments, comparativement aux MORB, est lié à son origine continentale. Effectivement, les sédiments terrigènes sont souvent issus de vieille croûte continentale, caractérisée par des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevés. Mais, pourquoi ce type de matériel ne présente-t-il pas corrélativement des compositions isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevées, étant donné qu'il s'agit de deux compositions isotopiques du même rapport Père/Fils (U/Pb) ? La raison est tout simplement une question de temps. En effet, l'isotope ^{235}U présente une période de désintégration relativement courte ($T=0.7038$ Ga) comparativement à l'isotope ^{238}U ($T=4.468$ Ga) (Faure, 1986). Autrement dit, actuellement, l'uranium 235 n'existe plus au niveau de la planète, et en particulier,

au niveau de la croûte continentale où il se localisait; il s'est complètement désintégré en ^{207}Pb . Par contre, l'uranium 238, en raison de sa longue demi-vie, est toujours présent. La quantité d'isotopes ^{206}Pb sera donc moindre comparativement à celle du ^{207}Pb ; ce qui explique la position du champ des sédiments dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

En résumé, retenons que le système U-Th-Pb constitue un outil indispensable quant à la détection de la contribution de sédiments à la genèse des magmas d'arc. En raison de l'important contraste des abondances Pb dans les sédiments et le manteau, cet outil est largement utilisé pour quantifier cette contribution.

CONCLUSION DU DEUXIEME CHAPITRE

Au terme de ce chapitre, il est important d'insister sur la nécessité d'une étude couplée éléments en trace-isotopes pour l'étude des magmas, d'une manière générale.

Les variations des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$... des roches dépendent uniquement, nous l'avons vu, de la composition de la source. Par contre, les éléments en trace, et, plus précisément, les rapports des concentrations des éléments en trace HYG de roches primitives sont fonction des processus magmatiques comme la fusion partielle, et, également, de la composition de la source. De plus, les concentrations de ces éléments renseignent sur le degré de fusion partielle, sur le degré de différenciation des magmas, ainsi que sur la nature des phases minérales qui fractionnent ou qui cristallisent. Ce fractionnement peut avoir des répercussions non négligeables sur les rapports des concentrations d'éléments en trace : c'est le cas, par exemple, du rapport Nd/Sr présentant des valeurs anormalement élevées dans des roches différenciées, pouvant être causées par un fractionnement important de plagioclases (cas de l'échantillon BW13B étudié : cf. chapitre 4 et 5). A l'inverse des isotopes, les éléments en trace apportent donc des informations sur les caractéristiques pétrologiques et minéralogiques des roches.

Aussi, la prise en compte de ces deux outils géochimiquement complémentaires est-elle nécessaire pour une meilleure connaissance des sources mantelliques et des processus pétrogénétiques.

CHAPITRE 3 :

L'ARC DE LA SONDE

ET SON DOMAINE ARRIERE-ARC

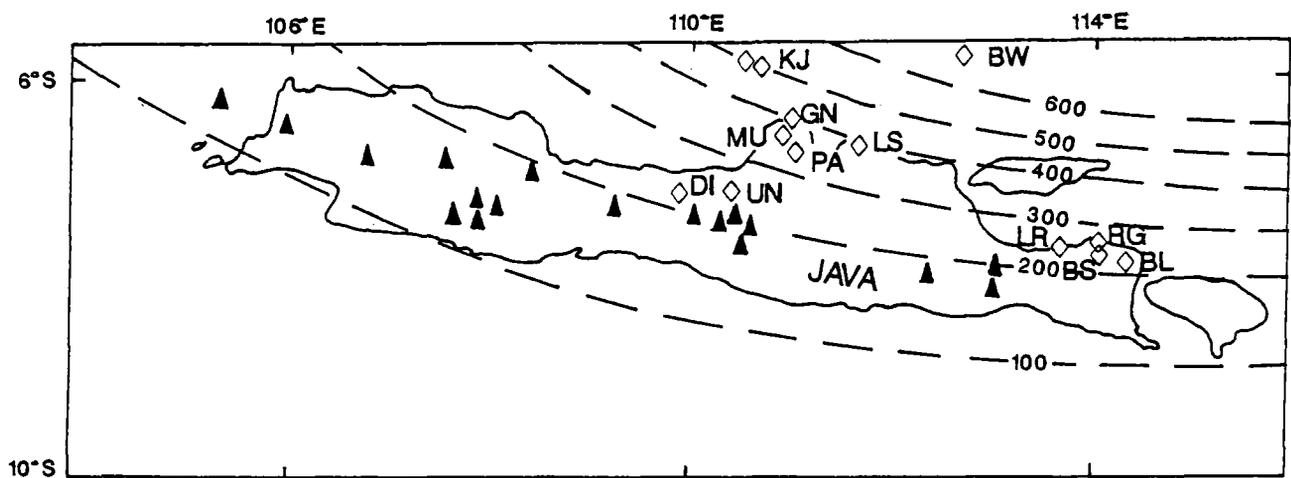


Figure 3.1 : Carte de Java montrant la position des volcans quaternaires arrière-arc (losanges vides) comparativement à ceux de l'arc (triangles pleins). Remarquons que ces édifices arrière-arc se situent à l'aplomb de profondeurs du plan de Benioff très variables : de l'isobathe 200km à l'isobathe 600km.

KJ : Karimunjawa, BW : Bawean, GN : Genuk, MU : Muria, PA : Patiayam, LS : Lasem, UN : Ungaran, DI : Dieng, LR : Lurus, RG : Ringgit, BS : Beser, BL : Baluran (Figure modifiée d'après Whitford et al., 1979).

INTRODUCTION

Les caractéristiques de la subduction actuelle de la lithosphère de l'océan Indien sous l'arc de la Sonde sont bien connues au niveau de l'île de Java (Eva et al., 1988). Notamment, la géométrie du plan de Benioff, très constante au niveau de l'île (Fig. 3.1) permet de comparer les caractéristiques géochimiques de laves de volcans situés sur une même isobathe. Une des originalités de l'arc de la Sonde au niveau de Java réside dans les très importantes profondeurs du plan de Benioff (jusqu'à l'isobathe 650 km). Fait remarquable : même à l'aplomb de profondeurs aussi importantes, on rencontre des édifices volcaniques récents (île de Bawean).

En effet, l'île de Java se caractérise par l'existence d'un volcanisme d'arc et d'arrière-arc. Les volcans de l'arc, nombreux et productifs, s'alignent suivant un axe dont la position correspond approximativement à l'isobathe 160 km (Fig. 3.1). Les centres volcaniques en position arrière-arc, tous d'âge quaternaire, sont situés à des distances très variables par rapport à l'axe de l'arc, de 40 km (profondeur du plan de Benioff : 200km) à 240 km pour l'île de Bawean (profondeur du plan de Benioff : 650 km). Cette disposition remarquable, très rare dans les arcs insulaires actifs, fait de Java un exemple propice à l'étude des variations géochimiques.

Le magmatisme en position arrière-arc se distingue de celui de l'axe de l'arc par sa nature nettement plus potassique : il comprend des basaltes transitionnels intermédiaires entre des MORB enrichis, des basaltes alcalins et les basaltes tholéitiques d'arc (basaltes de Karimunjawa), et des séries de type calco-alcalin potassique, shoshonitique, alcalin potassique et alcalin ultrapotassique à leucite. L'occurrence de roches volcaniques à leucite au niveau de Java (Muria) a, pour la première fois, été rapportée par Iddings et Morley (1915). Plus récemment, Van Bemmelen (1949) a mentionné la mise en place de roches similaires au niveau d'autres édifices de Java Central (Bawean) et Java Est (Ringgit).

L'arc de la Sonde, au niveau de Java, présente donc tous les intermédiaires entre des séries de type tholéitique d'arc et les séries de type alcalin ultrapotassique : il présente ainsi la plus large gamme de variation géochimique connue en contexte de subduction active.

Concernant le domaine arrière-arc de l'île de Java, seuls, jusqu'à ces dernières années, l'édifice ultrapotassique à leucite du Muria et les volcans calco-alcalins potassiques Ungaran et Dieng ont fait l'objet d'études géochimiques. (Nicholls et Whitford, cf. paragraphe III de ce chapitre). Cette étude a, entre autres, confirmé l'augmentation des teneurs des éléments incompatibles en fonction de la profondeur du plan de Wadati-Benioff, déjà mise en évidence par de nombreux auteurs (Rittmann (1953, 1958), Kuno (1966), Dickinson et Hatherton (1967), Hatherton et Dickinson (1969), Nielson et Stoiber (1973), Hutchison (1975, 1976, 1981, 1982)). Cependant, ces auteurs n'ont pas tenu compte d'un certain nombre d'édifices

potassiques du domaine arrière-arc de Java, pourtant décrits par Van Bemmelen (1949). La prise en compte de l'ensemble des édifices connus aboutit à des schémas de variation de K_2O très différents (Soeria-Atmadja et al., 1988).

Outre cette très grande variabilité en K_2O qui caractérise l'arc de la Sonde au niveau de l'île de Java, une autre originalité de ce domaine arrière-arc réside dans l'existence de laves alcalines potassiques et ultrapotassiques à leucite. En effet, ces roches sont très rares dans les arcs insulaires actifs. L'arc éolien et l'arc de la Sonde constituent les deux seuls exemples connus. Concernant l'arc éolien, Ellam et al. (1988, 1989) rappellent que les laves des volcans potassiques se caractérisent par une augmentation, au cours du temps, des teneurs en éléments incompatibles : elles évoluent, par exemple, pour l'édifice Vulcano, de laves shoshonitiques à des laves plus récentes ultrapotassiques (cf. chapitre 1). Une telle évolution n'a pas été décrite dans la majeure partie des laves de l'arc de la Sonde. Le volcanisme ultrapotassique de Java est donc difficilement comparable au volcanisme ultrapotassique italien, d'une part, à cause de cette évolution géochimique temporelle des laves italiennes, mais aussi, à cause du contexte géodynamique. En effet, au niveau de l'arc éolien, le processus de subduction serait dans sa dernière phase d'évolution, et des données récentes de Anderson et Jackson (1987) suggèrent même son arrêt. Par contre, la subduction, au niveau de Java, est actuellement très active, si l'on en juge d'après le nombre de séismes enregistré.

Nos travaux se basent sur un échantillonnage des édifices volcaniques de Java recueilli par R. Maury et R. Soeria-Atmadja, de 1984 à 1988, et par S. Yuwono et moi-même en 1989. Cet échantillonnage est principalement focalisé sur le domaine arrière-arc, quelques laves de volcans d'arc ayant été échantillonnées à titre comparatif.

Les résultats géochimiques préliminaires acquis sur le volcanisme arrière-arc de Sumatra et des îles Karimunjawa (Java Central) (Soeria-Atmadja et al., 1985; Dosso et al., 1987) ont fortement encouragé une étude géochimique approfondie du volcanisme arrière-arc de Java. En effet, ces premières données du volcanisme arrière-arc de Sumatra-Karimunjawa indiquent clairement d'importantes hétérogénéités mantelliques : en particulier, le magmatisme du domaine arrière-arc semble, isotopiquement, et, sur la base de certains éléments en traces, très différent de celui de l'axe de l'arc (cf. paragraphe V de ce chapitre).

L'étude géochimique (traces et isotopes) des laves potassiques arrière-arc de Java va nous permettre de caractériser les sources de ces laves et de préciser l'origine de ce magmatisme ultrapotassique. Par ailleurs, la croûte de l'arc est d'épaisseur intermédiaire entre la croûte océanique et la croûte continentale (20 km) et probablement d'origine océanique (Ben Avraham et Emery, 1973; Curray et al., 1977), ce qui minimise son rôle possible de contaminant. Les caractéristiques isotopiques des laves refléteront donc probablement directement la géochimie du manteau.

Comme nous l'avons évoqué dans le premier chapitre, l'origine de ce magmatisme potassique et ultrapotassique demeure très controversée. Y a-t-il une relation entre la présence de laves à leucite dans une zone de convergence de plaques et le processus même de la subduction (Edgar, 1980; Cundari, 1979, 1980; Vollmer, 1989, 1990; Peccerillo, 1990)? La mise en place de ce volcanisme alcalin ultrapotassique à leucite serait-elle plutôt associée à un régime d'extension et de bombement crustal, comme tel est le cas pour le volcanisme alcalin potassique du Mexique (Verma et Nelson, 1989)? La distribution de ce volcanisme ultrapotassique ne serait-elle pas contrôlée par des failles transverses, comme cela a été proposé par Cundari (1979) et Beccaluva et al. (1982) pour le volcanisme ultrapotassique italien?

Mais, avant de tenter de répondre à toutes ces questions, un rappel de l'histoire géodynamique de l'arc de la Sonde et des caractéristiques fondamentales de la subduction actuelle s'impose, afin de mieux comprendre l'influence potentielle des différents événements géodynamiques ayant marqué l'histoire de l'île de Java et des divers paramètres géophysiques sur la chimie des magmas orogéniques de Java.

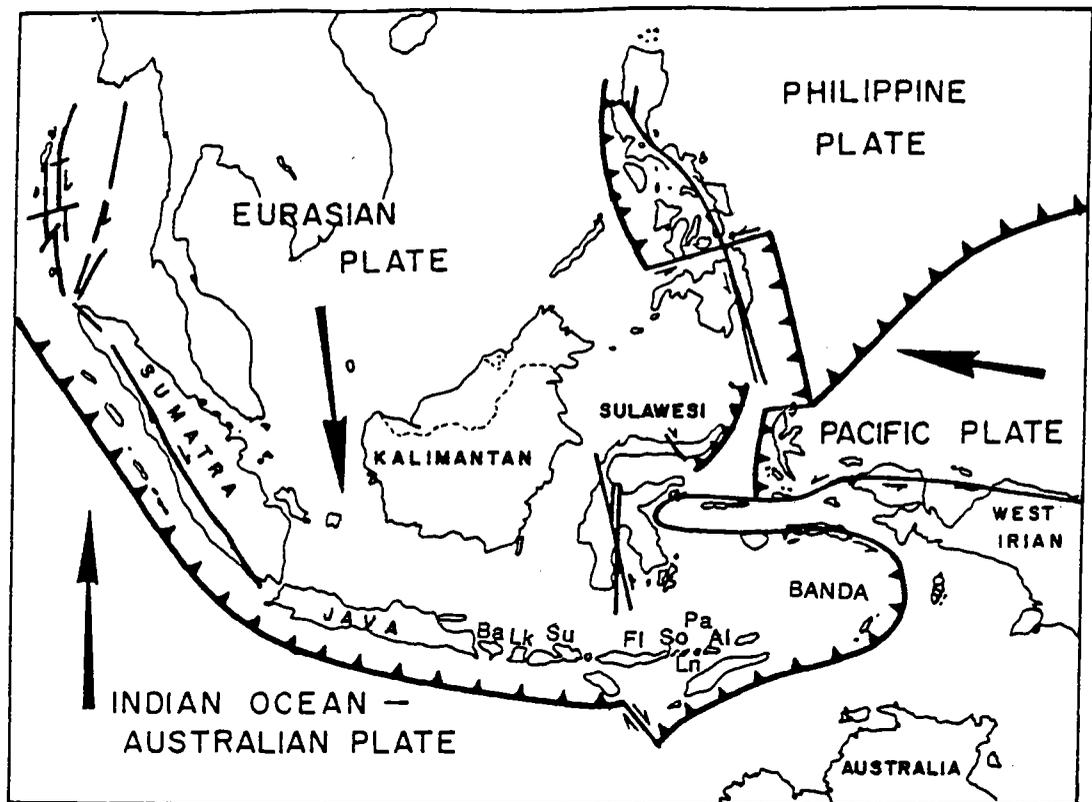


Figure 3.2 : Limites de plaques actuelles dans la région du Sud-Est de l'Asie (Katili, 1971).
 Ba : Bali, Lk : Lombok, Su : Sumbawa, Fi : Flores, So : Solor, Ln : Lombok, Pa : Pantar, Al : Alor, Banda : arc de Banda.

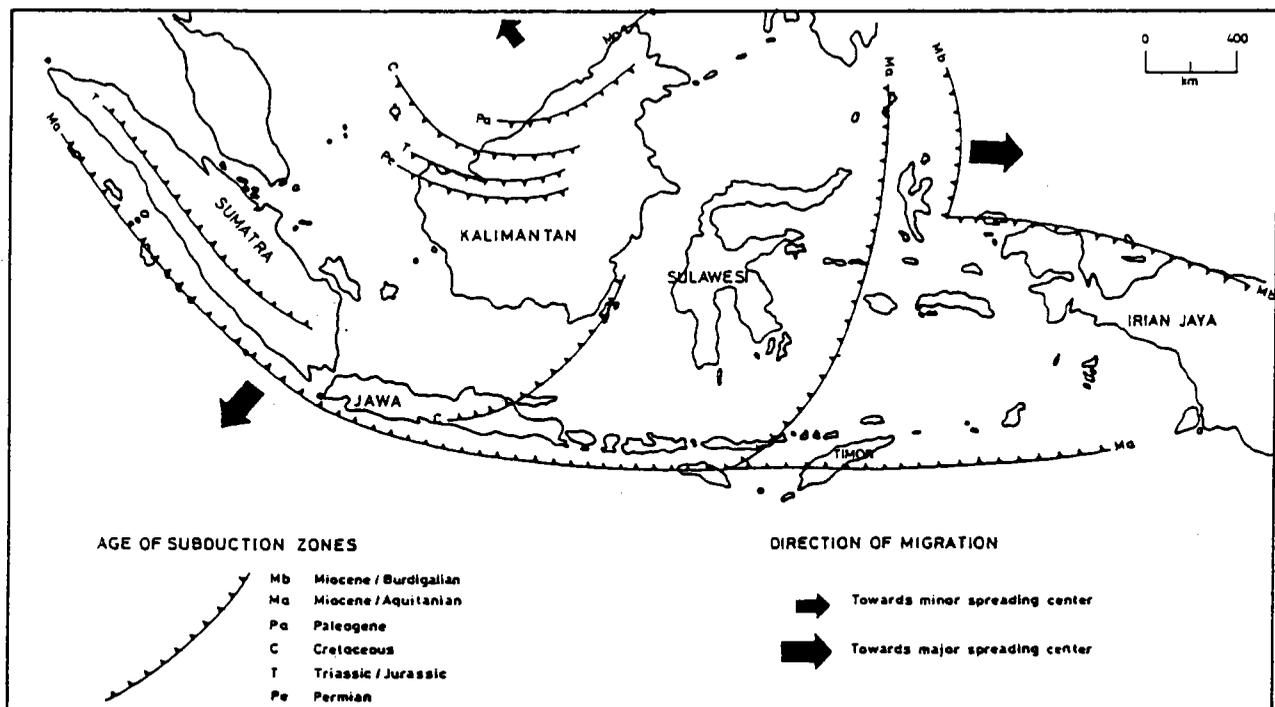


Figure 3.3 : Diagramme schématique de l'évolution géodynamique de l'Indonésie, montrant la migration progressive de la zone de subduction vers l'océan Indien (du Paléozoïque supérieur au Pliocène-Crétacé supérieur) et vers l'océan Pacifique (du Tertiaire au Pliocène) (Katili, 1975).

I - CADRE GEODYNAMIQUE DE L'ARC DE LA SONDE

Cette région du Sud-est Pacifique (Fig. 3.2) est une zone de rencontre de 3 plaques :

- la plaque Philippine à l'est,
- la plaque Australo-indienne au Sud,
- la plaque eurasiennne au Nord.

Ce domaine, tectoniquement très actif, résulte d'une évolution fort complexe d'une série de collisions de plusieurs blocs et microplaques.

Concernant l'arc indonésien, les évènements responsables de sa configuration actuelle font encore l'objet de nombreuses discussions. Nous nous contenterons de rappeler brièvement les principaux épisodes de l'histoire de l'arc de la Sonde.

L'arc volcanique de la Sonde (Fig. 3.2) s'étend sur une distance de plus 4000 km depuis le Nord de Sumatra jusqu'à l'île Wetar, en passant par les îles Java, Bali, Lombok, Sumbawa, Flores, Solor, Lombok, Pantar, Alor. Cet arc se poursuit en continuité à l'Est par l'arc de Banda comprenant un certain nombre d'îles, allant de l'île Romang à Ambon. Cet arc indonésien est la conséquence de la subduction à vergence NNE de la plaque australo-indienne sous la plaque eurasiennne. Le Pichon (1968) a calculé des taux de convergence de 4.9 à 6 cm/an avec un pôle de rotation situé à 23.0°N 5.2°W.

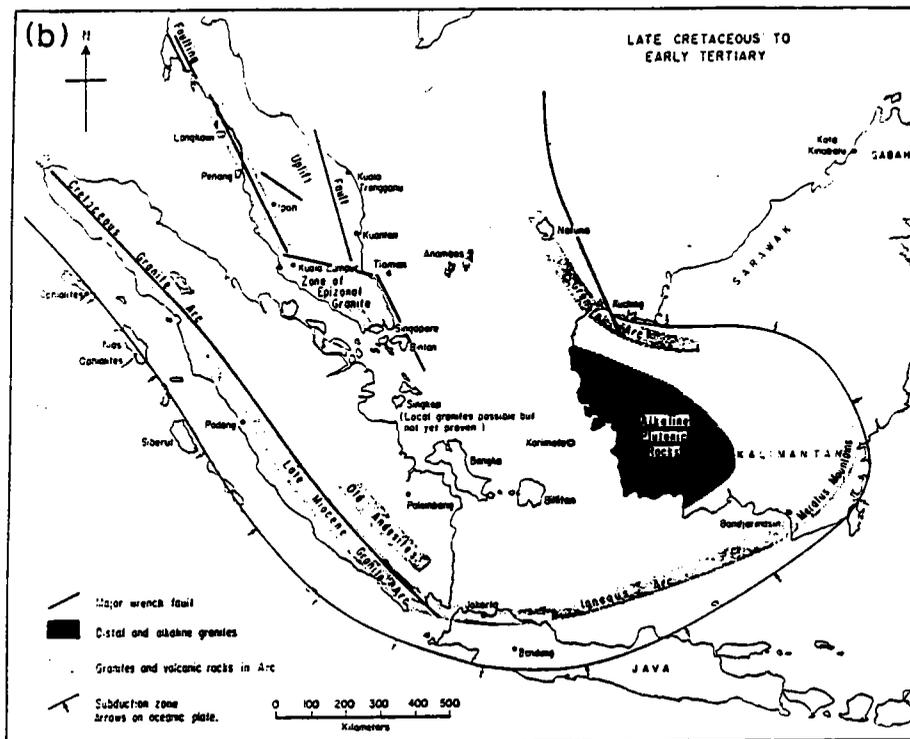
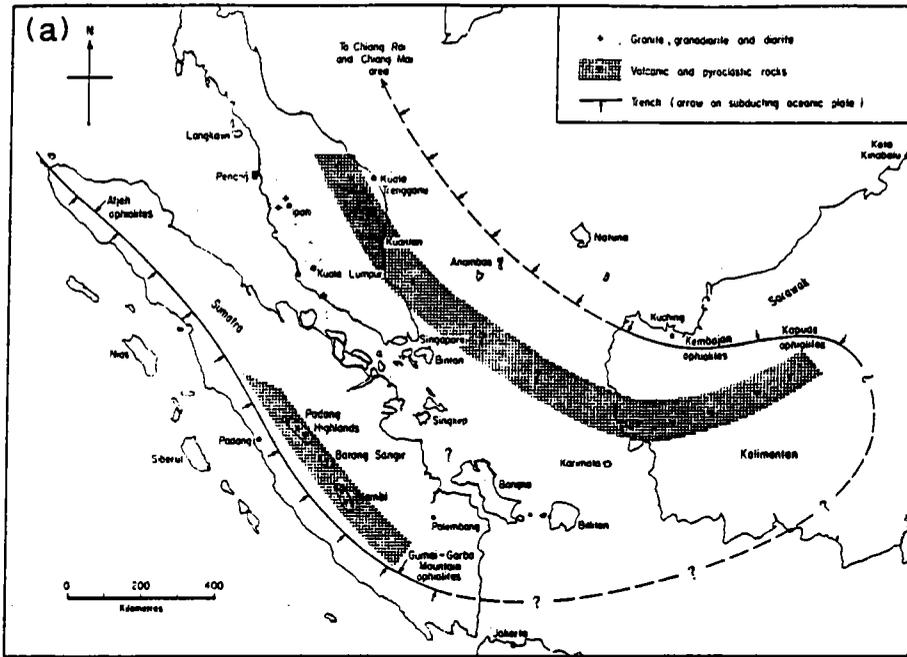
Dans une première partie, nous rappellerons succinctement les principales étapes de l'évolution géodynamique de l'arc de la Sonde; puis, nous nous focaliserons sur les caractéristiques essentielles de la subduction indonésienne actuelle.

I.1 - Evolution géodynamique de l'arc de la Sonde

L'évolution géodynamique de l'arc indonésien correspond à une migration progressive de la zone de subduction vers le Sud, vers l'océan Indien, du Paléozoïque supérieur au Crétacé supérieur et vers l'Est, à partir du Tertiaire (Katili, 1975) (Fig. 3.3). Cette migration de la fosse au cours du temps peut être actuellement repérée grâce à un ensemble de complexes volcano-tectoniques, fossilisant les différents arcs insulaires qui se sont succédés, et, dont l'âge diminue progressivement de Sumatra vers l'Est de l'arc de la Sonde. Rappelons brièvement ces principaux évènements ayant affecté l'archipel indonésien.

A partir du **Carbonifère supérieur**, la microplaque continentale Sundaland est le siège d'un double système de subduction (Fig. 3.4a) :

- à l'Ouest : une subduction à vergence Est-Nord-Est au niveau d'une fosse parallèle à Sumatra et située à l'Ouest de cet île.
- à l'Est : une subduction à vergence Ouest-Sud-Ouest au niveau d'une fosse localisée le long de la bordure orientale de la péninsule malaise et se poursuivant jusqu'au Nord-Ouest de Bornéo (Hutchison, 1973; Katili, 1975). Cette subduction permienne est responsable du volcanisme andésitique et de la mise en



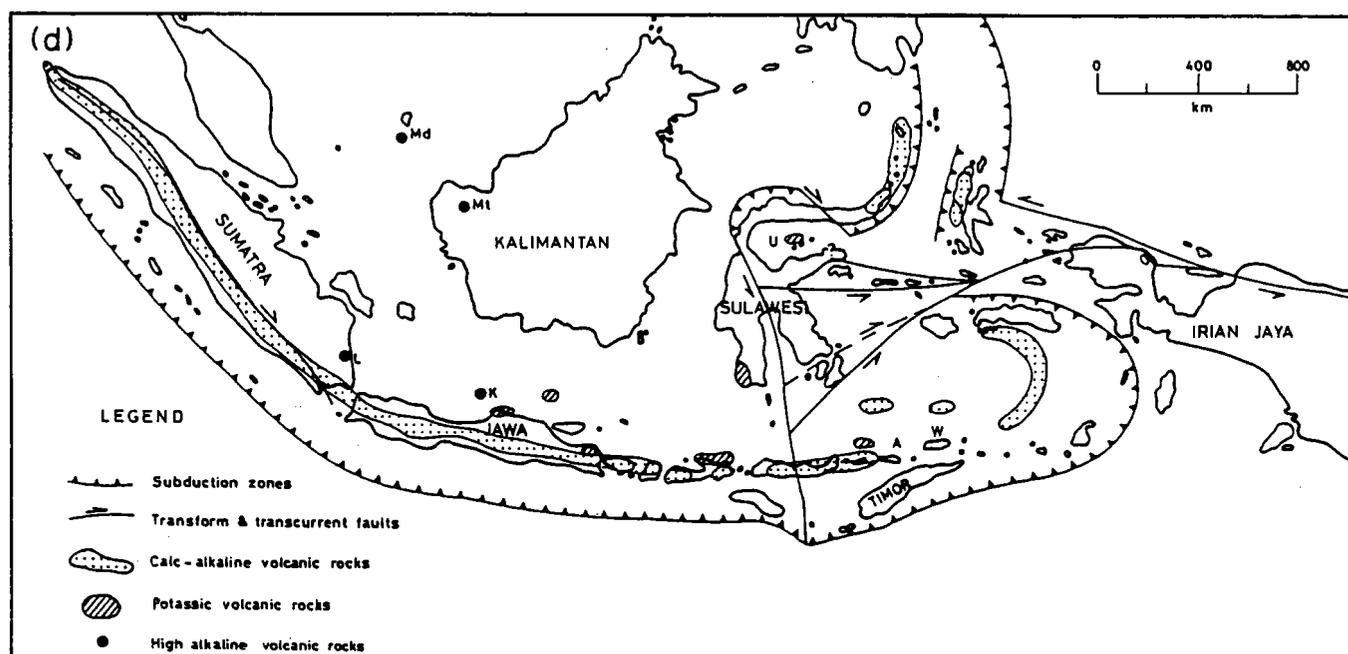
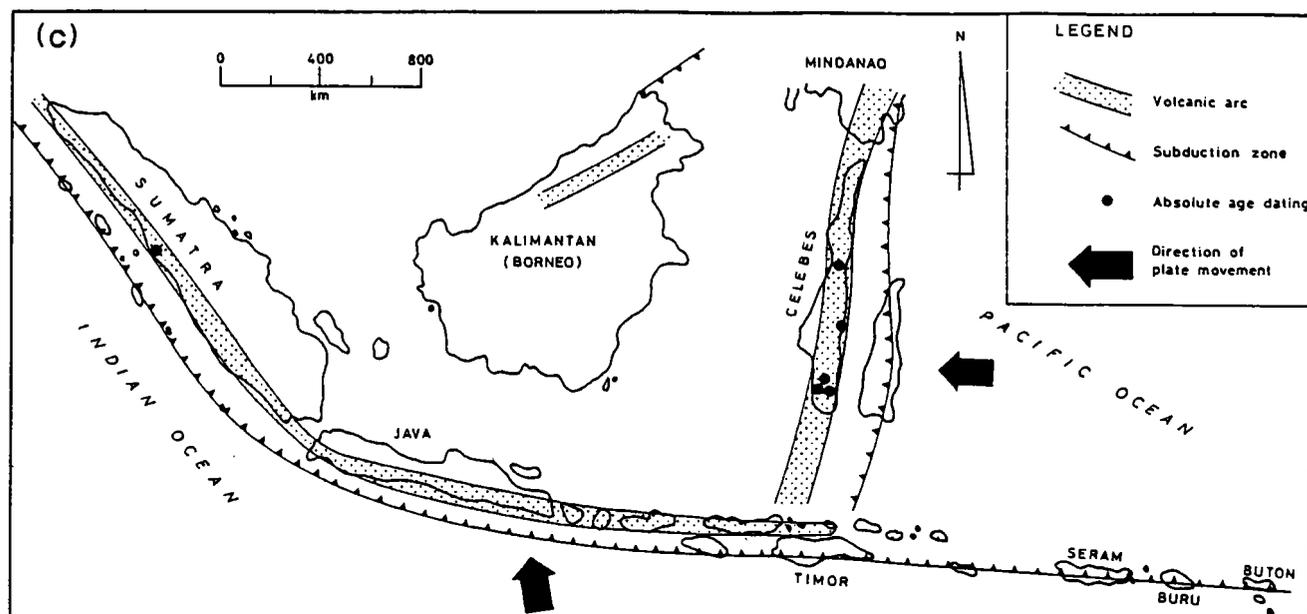


Figure 3.4 : Les diverses étapes de l'évolution géodynamique de l'arc de la Sonde; (a) : du Carbonifère supérieur au Permien inférieur, (b) : du Crétacé supérieur au Tertiaire inférieur, (c) : Oligo-Miocène, (d) : du Tertiaire supérieur à l'Actuel (Figures de Hutchison (1973) (a, b) et de Katili (1975) (c, d)).

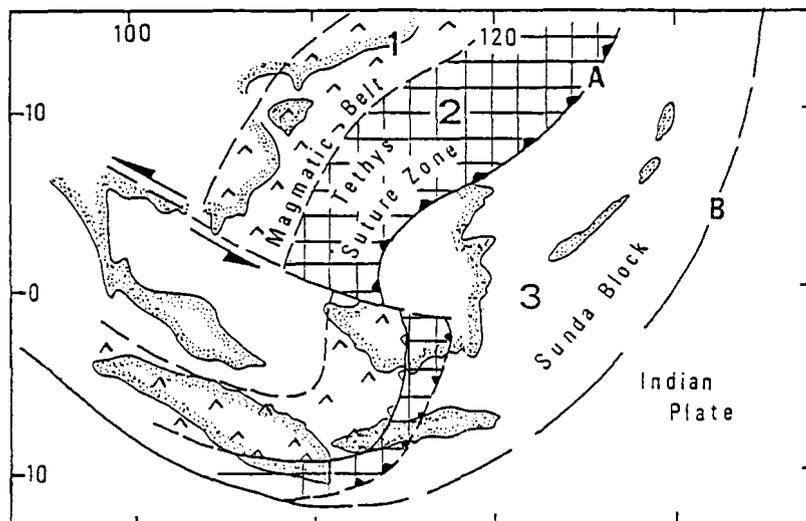


Figure 3.5 : Reconstruction du Sud-Est de l'Asie au Tertiaire inférieur montrant la distribution de la ceinture magmatique (1), de la zone de suture d'ophiolites (2) et du bloc de la Sonde (3). Après la collision, la zone de subduction a migré en direction de l'océan Indien, de la position A à la position B (Rangin et al., sous presse).

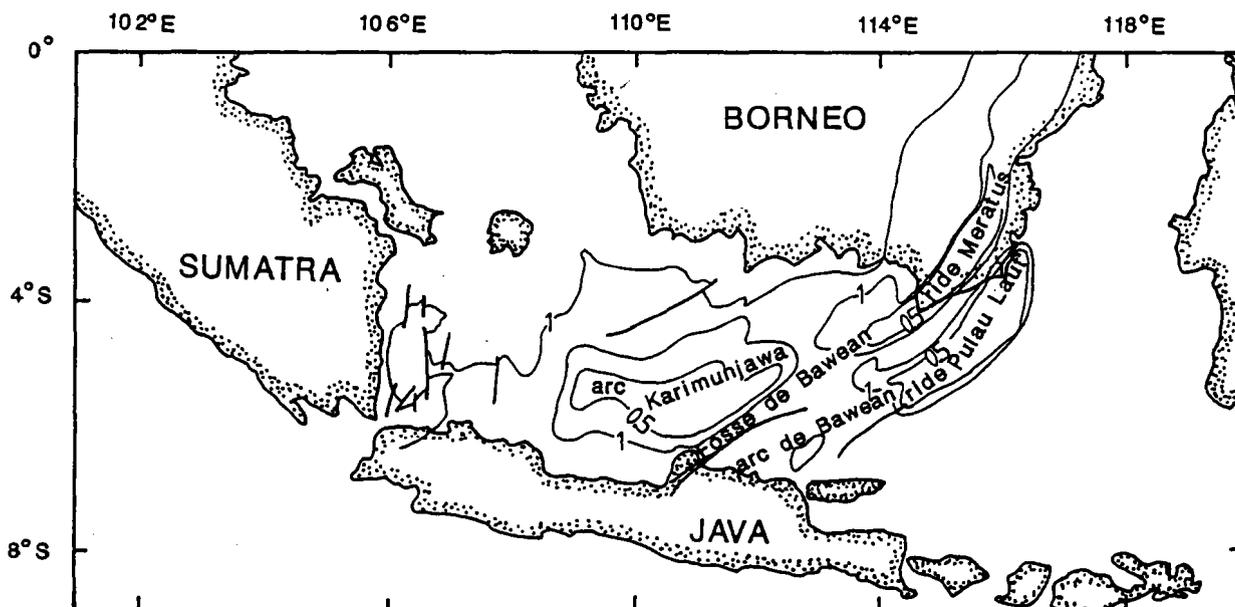


Figure 3.6 : Carte structurale du socle au Sud de la mer de Java. Notons la direction Nord-Ouest - Sud-Est d'un certain nombre de structures situées au Sud de la Mer de Java : arc de Karimunjawa, fosse de Bawean, ride de Pulau Laut, ride de Meratus. Cette direction reflète l'empreinte du système de subduction Paléogène de l'arc indonésien (Figure simplifiée de Ben Avraham et Emery, 1973).

place de granites au niveau de Sumatra, Bornéo et de la Malaisie.

Au **Trias-Jurassique**, la zone de subduction occidentale migre vers le Sud de Sumatra (Katili, 1975). Durant la même période, l'autre zone de subduction à vergence opposée migre vers le Nord-Est en direction de la Mer de Chine du Sud (Hutchison, 1973).

Au **Crétacé supérieur-Tertiaire Inférieur**, les deux zones de subduction situées au Sud-Ouest (Sumatra) et au Nord-Est (Mer de Chine du Sud) deviennent plus importantes et se déplacent respectivement vers l'océan Indien et vers la Mer de Chine du Sud (Fig. 3.4b). La fosse de Sumatra se localise, à cette période, le long des îles : Nias, Siberut, situées à l'Ouest de Sumatra. Cette fosse se poursuit jusqu'à Java Central, où elle remonte vers le Nord, au Sud-Est de Bornéo. La localisation de cette fosse le long de la masse continentale Sumatra-Java Ouest-Java Central-Sud-Est Bornéo est documentée par l'affleurement de complexes ophiolitiques (mélanges de subduction de Hamilton, 1973, 1979) au niveau des îles situées à l'Ouest de Sumatra (Nias, Simeulu), au niveau des zones Sud-Ouest et Centrale de Java et au niveau des Monts Meratus au Sud-Ouest de Bornéo (Van Bemmelen, 1949). Ces mélanges tectoniques, correspondant aux formations les plus anciennes de Java, comportent des roches sédimentaires (calcaires pélagiques, grauwackes, siltstones et conglomérats) et d'anciennes roches basiques et ultrabasiques métamorphisées (schistes verts, amphibolites, éclogites, serpentinites, péridotites, gabbros). Il s'agirait de fragments de croûte océanique (Yuwono, 1987).

Récemment, ces mélanges ophiolitiques ont été interprétés comme correspondant à l'empreinte de l'océan Téthys disparu (Rangin et al., sous presse). D'après ces auteurs, cette zone de suture se composerait de deux segments : l'un allant de Sumatra au Nord-Est de Bornéo, en passant par Java Central (évoqué ci-dessus) et l'autre, décalé par rapport au premier par un décrochement, allant du Nord-Ouest de Bornéo à l'île Palawan, aux Philippines (Fig. 3.5).

Un certain nombre de structures associées à cette configuration Paléogène de l'arc indonésien semble se refléter par une série de bassins et de rides de direction Nord-Ouest - Sud-Est et situés au Sud de la mer de Java : les rides de Karimunjawa et de Laut, et la fosse de Bawean. Les données géologiques et géophysiques suggèrent que ces structures auraient fait partie d'un système orogénique, actif à la limite Crétacé-Tertiaire (Ben Avraham et Emery, 1973) (Fig. 3.6).

La collision entre le bloc eurasiatique à l'Ouest et un fragment du continent australien à l'Est aurait provoqué au Crétacé terminal, la fermeture de la Téthys et la création de cette zone de collision Palawan-Kuching-Meratus (Rangin et al., sous presse). Cette collision provoque un saut de la zone de subduction, vers l'Est.

Le début du **Tertiaire** (Eocène) correspond, au niveau de l'île de Java, à une période de relatif calme tectonique : les unités de mélange ophiolitique précédemment décrites sont recouvertes en discordance par des sédiments carbonatés d'âge Eocène moyen et Oligocène. Vers 45 Ma, la collision de l'Inde avec l'Eurasie est à l'origine d'une importante réorganisation géodynamique de l'Asie du Sud-Est. On peut citer, pour le secteur nous concernant, la rotation horaire de Sumatra, qui, initialement orientée Est-Ouest, présente, à la

suite du mouvement de l'Inde vers le Nord, une direction Nord-Ouest-Sud-Est (Hamilton, 1979). Le pôle de rotation du Sundaland, rotation causée par la remontée du continent indien, serait localisé à 13°N-95°E. Cette rapide rotation horaire du Sud-Est asiatique modifie considérablement la géométrie des zones de subduction mésozoïques s'étendant jusqu'alors de la Chine du Sud à Sumatra. Cette collision Inde-Chine engendre également un régime d'extension considérable dans le Sud-Est asiatique (Tapponier et al., 1986), à l'origine de l'ouverture d'un certain nombre de bassins marginaux comme la Mer de Sulu ou la mer des Célèbes (Rangin et al., sous presse).

Un autre épisode important a lieu vers 43 Ma, il s'agit de la migration, vers le Nord, de l'Australie qui devient alors solidaire de la plaque indienne. Ce déplacement vers le Nord du continent australien serait induit par la création d'une zone d'expansion dans l'océan Indien, située entre l'Australie et l'Antarctique (Royer et Sandwell, 1989).

Le volcanisme associé à cette subduction affleure sur la côte Ouest de Sumatra, au Sud de Java et dans les îles de la Sonde. A l'Oligocène supérieur, la reprise de l'activité volcanique se traduit par la mise en place de laves calco-alcalines : les "Old Andesites", nommées ainsi à cause de leur important degré d'altération et de déformation. Ces "Old Andesites" affleurent dans la partie Sud de l'île. Des datations récentes K-Ar reculent l'âge de ce premier épisode volcanique à 40 Ma (Eocène terminal) (Bellon et al., 1989). Ce volcanisme semble évoluer depuis des séries tholéitiques d'arc vers des séries calco-alcalines, enfin vers des séries terminales riches en potassium (19 Ma). L'arc volcanique actuel, au niveau de Java, a acquis sa configuration depuis le Miocène moyen.

La migration vers le Nord de la plaque australo-indienne est à l'origine de la fermeture de la Téthys (zone de suture Palawan-Kuching-Meratus), et donc de l'extension vers l'Est du système arc-fosse indonésien, au Miocène inférieur (Fig. 3.4c). L'arc s'étend alors sur une distance de près de 6000 km, depuis Sumatra jusqu'à Buton. A cette période, l'arc de Banda est orienté Est-Ouest.

Certains auteurs comme Katili (1975) évoquent un arrêt de la subduction au **Miocène supérieur**. Ceci est en accord avec les datations K-Ar, effectuées par Bellon et al. (1989), sur des laves tertiaires de l'île de Java, indiquant un arrêt du volcanisme entre 19 et 11 Ma. En effet, vers 20 Ma, la bordure septentrionale de la marge australienne (bloc de Sula) arrive au contact de la marge eurasiennne. Ceci peut être à l'origine d'une cessation partielle de l'activité volcanique entre Java Est et le bras Sud-Est de Sulawesi, alors situé en continuité avec l'arc de la Sonde (Rangin et al., sous presse). Cependant, la présence de volcanisme Miocène est rapportée au niveau des Flores (Audley-Charles, 1985).

La poussée vers le Nord du continent australien va se poursuivre durant le Miocène. Cette convergence est partiellement absorbée au niveau de l'archipel des Sulu (Mitchell et al., 1986; Rangin, 1989) et au niveau de la zone de collision de Sulawesi (Rangin et al., sous presse). Cette poussée induit la forme caractéristique de l'arc de Sulawesi (Fig. 3.4d).

Au **Pliocène** (vers 3 Ma), la collision Australie-Eurasie et le déplacement vers l'Ouest de la plaque Pacifique sont à l'origine de la migration des Sulawesi vers le continent asiatique et de la courbure vers l'Ouest

de l'arc de Banda. La plaque continentale australienne s'enfonce sous la zone océanique de Banda (Wensink et Hartosuckohardjo, 1990).

La configuration actuelle de l'arc indonésien n'a guère variée depuis le Pliocène.

1.2 - Caractéristiques de la subduction indonésienne actuelle

Le système orogénique indonésien est constitué par les diverses structures que l'on rencontre classiquement dans les arcs : fosse de subduction, prisme d'accrétion sédimentaire, ride non volcanique avant-arc, bassin avant-arc, arc volcanique. Ces structures sont continues le long des arcs de la Sonde et de Banda (Hamilton, 1979).

L'une des originalités de l'arc indonésien réside dans la nature des croûtes des plaques situées en avant et en arrière de l'arc. En effet, la transition Ouest-Est, au Sud de l'arc, de lithosphère océanique (océan Indien) à continentale (Australie) s'accompagne, au Nord de l'arc d'une transition Ouest-Est de lithosphère continentale (plate-forme de la Sonde) à océanique (Mer de Banda). Autrement dit, au niveau des îles Sumatra, Java, Bali, Lombok, Sumbawa, la subduction se caractérise par un enfouissement de la croûte océanique de l'océan Indien sous la plaque continentale eurasiennne; à partir de Flores, c'est la croûte continentale australienne qui subducte sous la croûte océanique de la mer de Banda. La transition entre lithosphère océanique (Océan Indien) et lithosphère continentale (Australie) se situerait au niveau des Flores comme l'ont proposé Katili et Hartono (1983) et Hilton et Craig (1989).

La collision récente de l'Australie avec les arcs Est de la Sonde et Banda représente un exemple moderne du début d'une collision entre un arc insulaire et un continent. Cette collision se manifeste notamment par l'existence de rétrochevauchements à vergence Sud en arrière de l'arc indonésien (au Nord de Sumbawa et Flores et au Nord de Alor), à l'origine du début de la subduction de la mer de Banda (McCaffrey et Nabelek, 1984; Letouzey et al., 1990). Cette collision arc-continent constitue un intérêt supplémentaire à l'origine des nombreuses études effectuées au niveau de l'arc indonésien. Hamilton (1977, 1979, 1988), en particulier, a synthétisé les principales caractéristiques de l'ensemble de ce système orogénique. C'est sur ses travaux que nous nous sommes basés pour rappeler les particularités de la subduction indonésienne actuelle.

Le système orogénique indonésien actuel montre une évolution continue de Sumatra, à l'Ouest, aux îles de l'arc de Banda, à l'Est :

1. de l'épaisseur de la croûte de l'arc : en effet, les études sismiques indiquent des épaisseurs crustales de l'ordre de 30 km au niveau de Sumatra (croûte continentale), 20-18 km au niveau des îles Java-Bali (croûte transitionnelle) et des épaisseurs typiques de croûte océanique (15 km) au niveau des îles de l'arc de Banda (Ben Avraham et Emery, 1973; Curray et al., 1977).

2. de l'âge des roches exposées qui diminue vers l'Est à partir de Sumatra. Au niveau de Sumatra, les terrains les plus anciens correspondent à des roches métamorphiques datant du Carbonifère

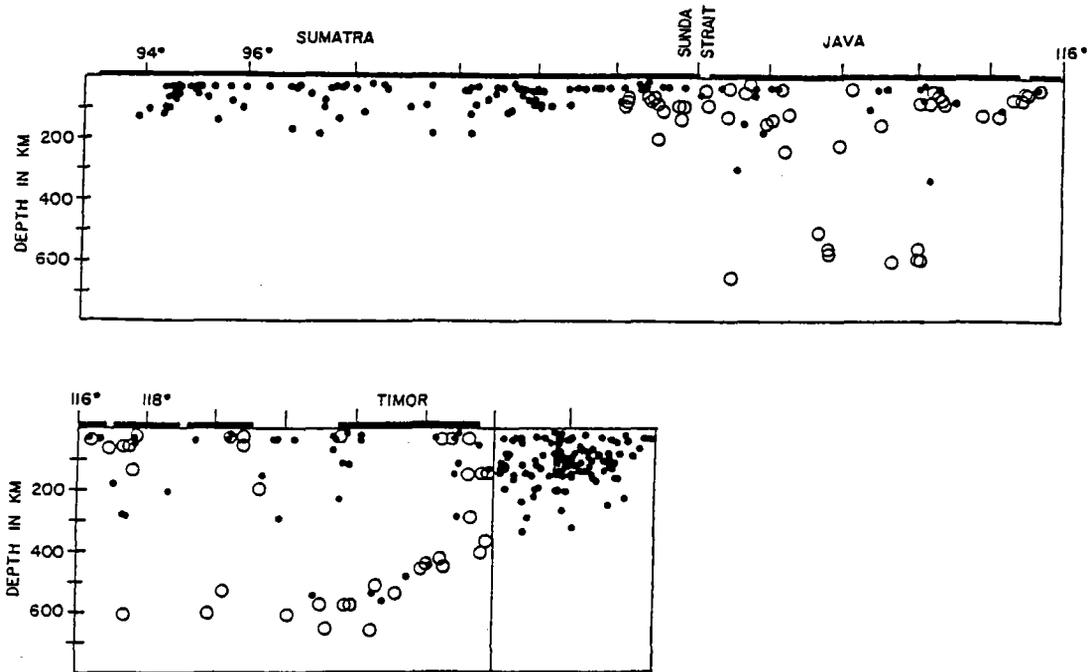


Figure 3.7 : Projection de la sismicité parallèlement à l'arc de la Sonde. Notons à l'aplomb de Java la lacune de sismicité entre les profondeurs de 300 et 500 km (Ficht et Molnar, 1970).

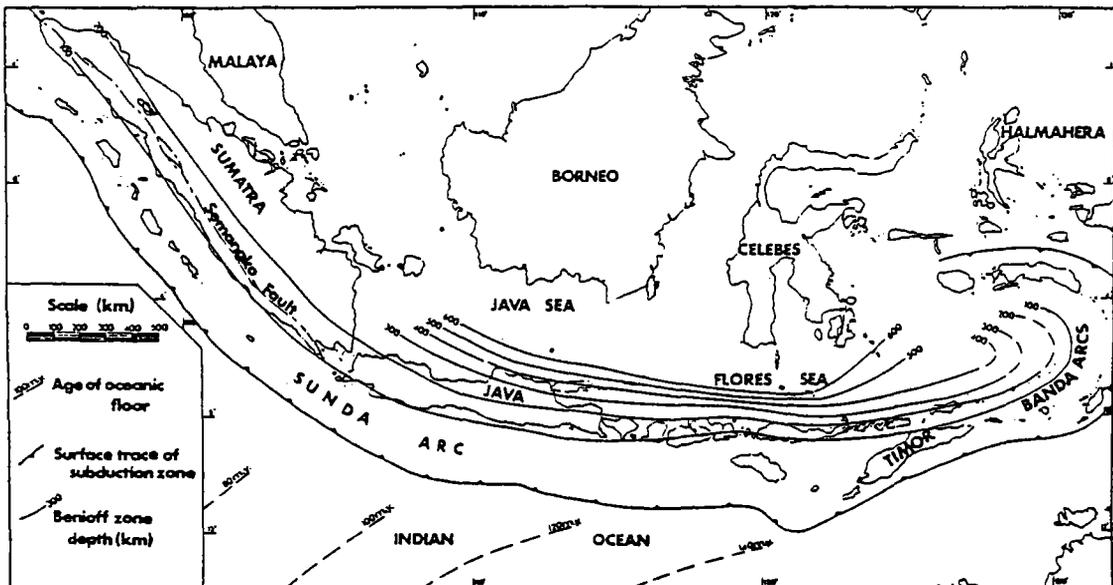


Figure 3.8 : Carte régionale tectonique de l'arc indonésien (Whitford, 1975).

inférieur; au niveau de Java, les complexes de mélange ophiolitiques formés lors de la subduction Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur constitueraient les formations les plus anciennes (Van Bemmelen, 1949; Hamilton, 1979); au niveau des îles de l'Est de l'arc de la Sonde et de l'arc de Banda, les roches les plus anciennes sont d'âge Tertiaire.

3. de la composition des produits volcaniques émis dont l'acidité diminue de l'Ouest vers l'Est de l'arc indonésien. Au niveau de Sumatra, les roches volcaniques récentes ont une composition intermédiaire à acide, de nature calco-alcaline; les ignimbrites représentent de très importants dépôts. Les produits volcaniques de Java, Bali, Lombok, Sumbawa correspondent à des roches de composition basaltique et andésitique appartenant à des séries de type tholéiitique d'arc, calco-alcalin, calco-alcalin potassique, shoshonitique, alcalin potassique et ultrapotassique. Au niveau de l'arc de Banda, les termes basaltiques dominent; elles appartiennent à des séries variant entre les séries tholéiitiques d'arc jusqu'aux séries de type calco-alcalin potassique. Une telle évolution pétrologique le long des arcs de la Sonde et de Banda semble refléter le degré de maturité (âge, composition) de la croûte de l'arc.

4. de la profondeur du plan de Benioff qui est plus importante à l'Ouest comparativement à l'Est. Sous les secteurs de Java, de l'Est de l'arc de la Sonde et de l'arc de Banda, les séismes, formant une zone sismique large de 500 km, se situent à des profondeurs allant de 70 km à 650-680 km (Fig. 3.7-3.8). Sous Sumatra, les séismes les plus profonds sont absents, la profondeur maximale des séismes est de 250 km (Fitch, 1970; Ficht et Molnar, 1970; Cardwell et Isacks, 1978). Au niveau de Java et des îles de l'Est de la Sonde, une lacune de sismicité est observée entre les profondeurs de 300 et 500 km (Ficht, 1970; Ficht et Molnar, 1970; Cardwell et Isacks, 1978; Eva et al., 1988) (Fig. 3.7). Ces auteurs ainsi que McCaffrey et al. (1985) considèrent l'existence de cette zone d'inactivité sismique comme un argument en faveur du détachement d'une partie de la plaque océanique subductée.

Les pendages du plan de Benioff sont de l'ordre de 20-30° au niveau de Sumatra et de 65-75° au niveau de Java et des îles de l'Est de l'arc de la Sonde. La vitesse de subduction actuelle est de l'ordre de 7cm/an au niveau de Java (Sclater et Fisher, 1974).

La profondeur de la fosse varie également considérablement le long de l'arc indonésien. Au niveau de Sumatra, cette profondeur varie de 3000 m au Nord de l'île à 4500 m au Sud. Cette variation est attribuée à différents taux de sédimentation. Au Nord, la fosse se caractérise par des dépôts turbiditiques importants correspondant aux apports sédimentaires du Gange et du Brahmapoutre. Au niveau de Java, la fosse, profonde de 6000-7000 m, montre un faible remplissage sédimentaire constitué uniquement de 200 m de sédiments pélagiques tertiaires. A l'Est, l'arc de Banda est limité par trois fosses : la fosse de Timor au Sud, le bassin d'Aru à l'Est, la fosse de Ceram au Nord-Est dont les profondeurs relativement faibles (par rapport à Java) comprises entre 1500 et 3500 m reflètent l'existence d'importants dépôts sédimentaires (4 km au niveau de la fosse de Timor) issus du continent australien.

I.3 - Conclusion

Cette revue bibliographique permet de retracer les principaux épisodes de l'histoire géodynamique de l'arc de la Sonde et de Java en particulier. Cette histoire est à l'origine d'une évolution continue d'un certain nombre de paramètres pétrologiques et géologiques (épaisseur et âge de la croûte de l'arc, composition des produits volcaniques émis), depuis Sumatra jusqu'à l'arc de Banda. En particulier, l'histoire de l'île de Java se compose de plusieurs périodes d'activités volcaniques ayant débuté à la limite Crétacé-Tertiaire. Il nous semble important de retenir qu'à cette époque, l'arc volcanique passait, d'après les témoins connus, par le Centre de Java pour remonter ensuite vers le Nord (Sud-Est de Bornéo et Sulawesi). Les secteurs de Java Est et de Java Central ont donc eu une histoire différente, à savoir que la région de Java Est, plus récente, n'a pas été affectée par cette subduction Crétacé-Tertiaire. Ce facteur est à prendre en considération pour la comparaison des magmatismes de ces deux secteurs.

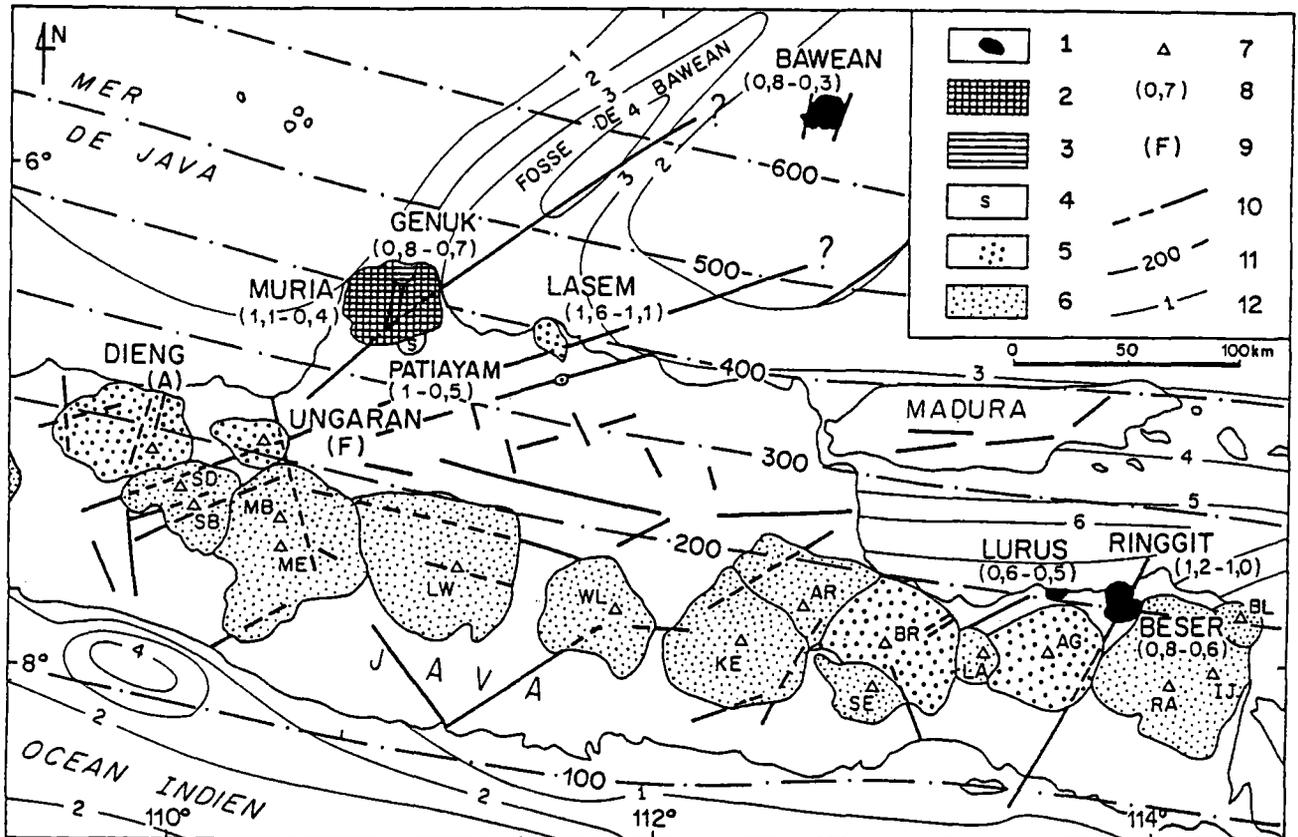


Figure 3.9 : Schéma géologique du Centre et de l'Est de Java (Soeria-Atmadja et al., 1988), montrant la distribution des volcans quaternaires; 1 : volcan ultrapotassique à leucite; 2 : édifice mixte, alcalin potassique et ultrapotassique; 3 : alcalin potassique; 4 : shoshonitique; 5 : calco-alcalin potassique; 6 : calco-alcalin; 7 : volcan actif; 8 : âges potassium-argon en millions d'années; 9 : volcan en activité fumerollienne; 10 : principales failles récentes; 11 : isobathes du plan de Benioff (en km); 12 : isopaques de la couverture sédimentaire (en km). Abréviations des noms des volcans de l'axe de l'arc : SD : Sundoro; SB : Sumbing; MB : Merbabu; ME : Merapi; LW : Lawu; WL : Wilis; KE : Kelut; AR : Arjuno; SE : Semeru; BR : Bromo; LA : Lamongan; RA : Raung; IJ : Kawah Ijen (Merapi-Est); BL : Baluran (éteint).

II - LE MAGMATISME MIOCENE SUPERIEUR-QUATERNAIRE DE JAVA : CADRE GEOLOGIQUE ET CHRONOLOGIQUE

Après une lacune apparente entre 19 et 11 Ma au niveau de Java, une seconde période d'activité magmatique (la première correspondant à la mise en place des "Old Andesites") débute vers 11 Ma (Miocène supérieur) par l'émission de basaltes faiblement potassiques et se poursuit par un magmatisme calco-alcalin. Ce volcanisme d'arc s'accompagne d'un volcanisme arrière-arc se mettant en place au niveau des îles Karimunjawa (Fig. 3.1). Bellon et al. (1989) considèrent que cet épisode (11 à 3 Ma) correspond aux étapes initiales du fonctionnement de l'arc actuel de la Sonde au niveau de Java. Il ne semble pas y avoir de hiatus entre cet épisode et celui de la mise en place vers 2 Ma des laves formant la base des grands volcans du centre et de l'Est de Java. C'est à partir de la limite Pliocène-Quaternaire qu'apparaît la configuration actuelle du volcanisme arc et arrière-arc de l'île de Java.

En effet, au niveau de l'axe de l'île, se met en place un ensemble quasi-continu de volcans qui sont d'Ouest en Est, au niveau de Java Central et de Java Est : le Sundoro, le Sumbing, le Merbabu, le Merapi, le Lawu, le Wilis, le Kelud, l'Arjuno, le Semeru, le Bromo, le Lamongan, l'Argopuro, le Raung, le Kawah Ijen (ou Merapi-Est) (Fig. 3.9). Parmi ces volcans, nous nous sommes plus particulièrement intéressés aux édifices : Merbabu et Merapi de Java Central, et aux volcans : Lamongan, Argopuro et Merapi-Est de Java Est. La position de ces volcans correspond à des profondeurs du plan de Benioff comprises entre 145 et 180 km. Le Merapi, en particulier, a fait l'objet de nombreux travaux de la part, entre autres, de Bahar (1984) et de Luais (1987) : il s'agit d'un gigantesque strato-volcan qui culmine à 2947 m d'altitude. Cet édifice volcanique est formé d'une alternance de coulées de laves et de pyroclastites, dont les produits les plus anciens dateraient du Pléistocène supérieur (Bahar, 1984).

Au niveau du domaine arrière-arc, à cette période, s'édifient des volcans potassiques pétrologiquement très variés, actuellement tous inactifs excepté les édifices Dieng et Ungaran :

- L'édifice **Ungaran**, actuellement en activité solfatarique se situe au Nord des volcans Merapi et Merbabu. Le plateau de **Dieng**, également en activité fumerolienne, comprend plusieurs cônes volcaniques répartis sur une zone relativement peu étendue (14 x 6 km), située au Nord-Ouest des édifices Sumbing et Sundoro. La position de ces deux volcans Ungaran et Dieng correspond à une profondeur du plan de Benioff de 200 km.

- Le centre volcanique de **Patlayam** se situe au Nord de Java Central, à 17 km au Sud-Sud-Est du sommet du Muria. Les travaux récents de Bellon et al. (1989) montrent que cet édifice constitue un centre éruptif indépendant du Muria, contrairement à ce que suggérait Van Bemmelen (1949). Ce volcan est constitué de brèches épiciastiques sans leucite recoupé par des dykes et surmontées d'un niveau sédimentaire fossilifère, puis d'une alternance de niveaux cinéritiques et argileux. Les datations effectuées sur ces brèches et dykes attribuent un âge compris entre 0.97 et 0.5 Ma à cet édifice.

ECHANTILLON	AGE (M.a.)	INCERTITUDE (M.a.)
MURIA 1 (laves sans leucite)		
MU 23B	0.64	0.03
MU 28A	0.87	0.06
MU 27	1.00	0.05
MU 43	1.11	0.06
MURIA 2 (laves à leucite)		
MU 38	0.41	0.02
MU 22D	0.44	0.02
MU 45	0.50	0.02
MU 41	0.64	0.03
MU 49	0.78	0.04

Tableau 3.1 : Datations ^{40}K - ^{40}Ar (en millions d'années) des laves potassiques et ultrapotassiques à leucite du Muria (Muria 1 et Muria 2) (Maury et al., 1987).

- Situé à environ 110 km au Nord de l'axe de l'arc actif, au niveau de Java Central, le volcan **Lasem** de 700 m de hauteur est principalement constitué d'un empilement de brèches pyroclastiques de type nuée ardente, remaniées à la périphérie du volcan en brèches lahariques et conglomérats. Des coulées s'intercalent dans la séquence pyroclastique au niveau des pentes moyennes du volcan; la zone sommitale est riche en dykes. Au niveau des basses pentes du volcan affleurent de nombreux dômes, souvent très bien conservés morphologiquement (dôme de Lengis). Le volcan du Lasem présente une particularité remarquable par rapport à l'ensemble des édifices quaternaires de Java : c'est le plus ancien actuellement connu, puisque sa période d'activité s'étend de 1.6 à 1.2 Ma.

- Le **Muria** : il s'agit d'un important cône volcanique de 30 km de diamètre, dont les pentes périphériques sont très régulières. Sa partie centrale, qui comporte plusieurs sommets dont les altitudes varient de 1500 m à 1600 m, est très fortement érodée par deux rivières (la rivière Gelis-Nord et la rivière Gelis-Sud) coulant en sens opposé dans deux dépressions. Ces deux dépressions constituent les zones les plus accessibles du volcan.

Les travaux de terrain récemment effectués par Maury et al. (1987) indiquent, que, d'une manière générale, les basses pentes du Muria sont constituées par des brèches lahariques alternant avec des niveaux volcano-sédimentaires bien stratifiés. Au-dessus de 500 m d'altitude, les passées laviques (coulées et dykes sans leucite) sont plus nombreuses dans cette séquence. Le contact entre celle-ci et les coulées et brèches à leucite qui la surmontent s'effectue généralement entre 600 et 800 m. Les âges obtenus définissent deux épisodes volcaniques successifs : le premier (laves potassiques sans leucite : Muria 1) a eu lieu entre 1.1 et 0.6 Ma, le second (laves ultrapotassiques à leucite : Muria 2) entre 0.78 et 0.4 Ma (Tableau 3.1). La mise en place des laves à leucite apparaît clairement postérieure à celle des laves sans leucite; cependant, on ne peut exclure que les deux types d'associations magmatiques (potassique et ultrapotassique) aient coexisté pendant un certain temps.

- Le **Genuk** : ce cône bréchiq ue érodé de 717 mètres de haut, situé à 20 km au Nord du sommet du Muria, est clairement distinct de ce dernier. D'accès difficile, il n'a jamais fait l'objet d'étude précise. Bellon et al. (1989) ont daté l'activité de cet édifice à 0.75 Ma.

- **Bawean** est une île d'environ 17 km de long sur 12 km de large, située dans la mer de Java, à 240 km environ au Nord de l'axe volcanique de l'arc de la Sonde, et donc, à priori, au-delà de la zone de subduction proprement dite. Les formations les plus anciennes de cette île sont des calcaires récifaux et des sables limonitiques d'âge Miocène ou Mio-Pliocène (Van Bemmelen, 1949), affleurant de façon discontinue dans presque toutes les parties de l'île. Elles sont recouvertes par de très nombreuses coulées de laves qui constituent l'essentiel de l'île. La particularité la plus spectaculaire de cette île est la présence de 44 dômes phonolitiques, dont certains recourent les coulées de lave et d'autres sont recouverts par elles. Ce volcanisme de Bawean est presque exclusivement effusif ou extrusif; on n'y rencontre que quelques affleurements de brèches pyroclastiques dans la partie centrale. L'activité volcanique de cette île se répartit entre 0.84 et 0.26Ma.

La mise en place des dômes est quasiment contemporaine de celle des coulées de lave.

- Le **Baluran** est un édifice de petite dimension de 1250 m de hauteur situé légèrement en arrière de l'arc, à l'extrême Est de Java. Selon Van Bemmelen (1949, p.552), ce centre éruptif se situerait à l'intersection de deux systèmes de failles de direction Nord-Sud et Ouest-Sud-Ouest - Est-Nord-Est. Ce volcan, d'âge quaternaire, est actuellement éteint.

- Le **Lurus** est un édifice de petite dimension constitué essentiellement par un empilement de coulées basaltiques, dont l'âge est très homogène (de 0.6 à 0.5 Ma).

- le **Ringgit** est un volcan central dont la partie Sud a subi un effondrement de type caldérique. La partie Nord, bien conservée morphologiquement, est constituée d'un empilement de coulées basaltiques dont l'âge varie de 1.2 à 1Ma. On observe également des points d'émission adventifs à la périphérie Nord et Est de l'édifice.

- Le **Beser**, adjacent au Ringgit, est plus récent. Ses produits recouvrent en effet la partie Sud effondrée du Ringgit. Il s'agit également d'un volcan central à dynamisme principalement effusif, dont l'activité est répartie entre 0.8 et 0.6 Ma.

Ces édifices en position arrière-arc se caractérisent par une très grande variabilité dans les profondeurs du plan de Benioff : la figure 3.1 montre que les volcans de l'Est de Java et les édifices Ungaran et Dieng de Java Central sont très proches de l'axe de l'arc (isobathe 200 km du plan de Benioff); l'ensemble Muria-Patiayam-Genuk-Lasem a une position correspondant à des profondeurs du plan de Benioff comprises entre 350 et 400 km; enfin, au niveau de l'île de Bawean, en mer de Java, des séismes très profonds (650 km) ont été enregistrés.

Les études structurales de l'île de Java effectuées par Chotin et al. (1980) et Untung et Wiryasudarmo (1975) indiquent la présence de failles récentes, de direction NE-SO, le long desquelles sont répartis les volcans potassiques et ultrapotassiques à leucite de Java (Fig. 3.9). Il semble exister un lien entre la localisation des volcans potassiques et ultrapotassiques et ces fractures majeures obliques par rapport à l'axe de l'arc. Cette observation a déjà été mentionnée par plusieurs auteurs à propos du Muria (Foden et Varne, 1980; Ferrara et al., 1981; Nicholls et Whitford, 1983; Calanchi et al., 1983). En effet, les volcans à leucite Beser et Ringgit d'une part, et Muria, d'autre part, se situent sur de très importantes failles normales de direction N30 et N50, bien visibles en gravimétrie (Untung et Wiryasudarmo, 1975). La fosse de Bawean, remplie de 4000 m de sédiments semble poursuivre cette faille jusqu'à l'île de Bawean (Hamilton, 1979).

III - IDENTIFICATION DES PRINCIPALES ASSOCIATIONS MAGMATIQUES

Java est l'île au niveau de laquelle a été décrit le plus grand nombre d'associations magmatiques différentes. Celles-ci évoluent depuis des séries tholéitiques d'arc vers des associations ultrapotassiques à leucite, en passant par les séries calco-alkalines, calco-alkalines potassiques et alcalines potassiques. Cette identification est basée sur deux classifications : celle de Peccerillo et Taylor (1976), basée sur les variations de K_2O et SiO_2 et concernant les séries orogéniques typiques (séries tholéitique d'arc, calco-alkaline, calco-alkaline potassique, shoshonitique) et celle de Bellon et al. (1989), basée sur les variations de la quantité de feldspathoïdes normatifs portée en fonction de celles des teneurs en MgO et concernant les séries alcalines potassiques et ultrapotassiques des zones orogéniques. Leterrier et al. (1990) ont montré que la distribution de certains éléments en traces HYG (Rb, Sr, Ba, TR) était cohérente avec cette classification basée sur les éléments majeurs.

III.1 - Les séries faiblement potassiques : les séries calco-alkalines

Ces associations magmatiques calco-alkalines se sont mises en place au niveau de la plupart des édifices de l'arc volcanique : Merapi, Merbabu, au Centre de Java, Lamongan, Merapi-Est et Baluran (légèrement en position arrière-arc) à l'Est de Java. Pour une description pétrologique et minéralogique détaillée des laves de ces volcans, il convient de se référer aux travaux de Whitford (1975b). Pétrologiquement, on note une prédominance des andésites basiques comparativement aux andésites et aux basaltes. Il s'agit de laves porphyriques avec d'abondants phénocristaux de plagioclases zonés. Les autres phases que l'on rencontre sont des clinopyroxènes calciques, des orthopyroxènes, des olivines, des amphiboles calciques (pargasite), des feldspaths alcalins et des oxydes de Fe-Ti. Les roches les plus basiques sont dominées par l'assemblage olivine-pyroxène, tandis que, dans les laves les plus acides, l'olivine est progressivement remplacée par l'orthopyroxène. La mésostase est composée de feldspaths microlitiques, de pyroxènes, d'oxydes opaques, de verre ou de produits de dévitrification.

III.2 - Les associations calco-alkalines potassiques

Ces associations, plus potassiques que les précédentes, se sont mises en place, pour les volcans nous concernant, au niveau des édifices : Ungaran, Dieng et Lasem, tous situés en position arrière-arc. Ces centres éruptifs montrent des similitudes pétrologiques avec les laves calco-alkalines précédemment décrites. Les andésites basiques et les basaltes dominent au niveau de l'édifice Ungaran. La plupart des échantillons du plateau de Dieng correspondent à des andésites. Les inclusions gabbroïques se rencontrent communément dans les laves de ces deux édifices (Whitford, 1975b; nos données). Au niveau du Lasem, édifice calco-alkalin potassique quaternaire le plus ancien de Java, les laves varient en composition depuis des andésites basiques jusqu'à des andésites, un seul échantillon de dacite ayant été analysé. Cette description pétrologique s'accorde avec celle de Calanchi et al. (1983). Les laves du Lasem présentent de nombreuses analogies, tant

chimiques que de gisement (prédominance des dépôts de nuées ardentes; fréquence d'enclaves basiques congénères montrant l'existence de mélanges magmatiques) avec les laves du volcan Ungaran.

Minéralogiquement, ces laves calco-alkalines potassiques présentent de nombreux points communs avec les laves calco-alkalines : les laves porphyriques sont constituées d'abondants phénocristaux de feldspaths, de clinopyroxènes calciques et d'olivines dans les termes les plus basiques; les orthopyroxènes, amphiboles, biotites et titanomagnétite apparaissant dans les roches plus siliceuses. La mésostase comprend des feldspaths microlitiques, des pyroxènes, de l'olivine en faible quantité et des oxydes de Fe-Ti dispersés dans une matrice vitreuse. A la différence des associations calco-alkalines, dans ce type de série pétrologique, les amphiboles sont nettement plus communes. Des micas potassiques comme la biotite font également leur apparition.

III.3 - Les associations shoshonitiques

Le centre éruptif de Patiayam, situé en domaine arrière-arc, est le seul volcan de Java de type shoshonitique. Les laves de composition basique sont dominées par les absarokites. Elles comprennent également quelques shoshonites. Minéralogiquement, les laves de cet édifice sont composées de phénocristaux d'olivine (dans les termes basiques), d'abondants phénocristaux de plagioclases, d'amphiboles, de pyroxènes et de microphénocristaux de minéraux opaques. De rares phénocristaux de micas (biotite) apparaissent également dans les termes plus différenciés. La mésostase comprend des microlites de plagioclases, des minéraux opaques, des clinopyroxènes et du verre (ou produits de dévitrification).

III.4 - Les associations alcalines potassiques

Ce type de magmatisme sous-saturé en silice s'est mis en place au niveau d'un certain nombre d'édifices, situés en position arrière-arc, au niveau de Java Central, à savoir le Genuk et le Muria. Concernant le Muria, il convient d'insister sur le caractère bimodal de ce volcan, mis en évidence par I.A. Nicholls et D.J. Whitford (Nicholls et Whitford, 1983; Nicholls et al., 1980; Whitford et Nicholls, 1976; Whitford et al., 1979) et confirmé par les travaux plus récents de Bellon et al. (1989), Maury et al. (1987), Yuwono (1987): en effet, au sein de cet édifice, on distingue des associations magmatiques alcalines potassiques anciennes: Muria 1 (série "hydratée" de I.A. Nicholls et D.J. Whitford) et d'autres plus récentes qui sont alcalines ultrapotassiques à leucite: Muria 2 (série "anhydre" de I.A. Nicholls et D.J. Whitford). Dans ce paragraphe, nous nous intéressons uniquement au premier type de ces associations.

C'est justement ce caractère bimodal du Muria qui a permis à Maury et al. (1987) de définir la limite entre laves alcalines potassiques et laves alcalines ultrapotassiques. Elle est fixée à 10% de néphéline et de leucite normative: les laves ayant des abondances en feldspathoïdes inférieures à 10%, sont classées dans les laves alcalines potassiques, les autres, supérieures à 10%, sont qualifiées d'ultrapotassiques.

Parmi ces volcans alcalins potassiques, le Muria en particulier, a fait l'objet de nombreuses études de la part de I.A. Nicholls et D.J. Whitford (Whitford, 1975b; Nicholls et Whitford, 1983; Nicholls et al., 1980; Whitford

et Nicholls, 1976; Whitford et al., 1979) et plus récemment par Yuwono (1987) et Maury et al. (1987). Les roches du Muria 1, évoluent depuis des trachybasaltes alcalins potassiques, jusqu'à des trachyandésites potassiques, des téphrites potassiques et des trachytes alcalins potassiques. Ces laves, à texture porphyrique, sont composées de nombreux phénocristaux de clinopyroxènes (augite-salite) et de plagioclases zonés (jusqu'à 30%). L'olivine est présente dans les termes les moins évolués. Les autres phases que l'on rencontre communément dans ce type de laves, sont les micas (biotite-phlogopite) et les minéraux opaques. Certaines roches intermédiaires contiennent également des amphiboles à l'état de fantômes. Les laves les plus évoluées, plus porphyriques, se caractérisent par la présence de feldspaths alcalins. La mésostase est composée des mêmes minéraux que les phénocristaux, excepté l'olivine qui en est absente.

Concernant le Genuk, les laves semblent évoluer depuis des trachybasaltes potassiques, jusqu'à des trachytes potassiques. Minéralogiquement, ces laves sont similaires à celles du Muria 1.

III.5 - Les associations alcalines ultrapotassiques à leucite

Ce type d'association s'est mis en place au niveau de cinq édifices en position arrière-arc, qui sont au niveau de Java Central: le Muria 2 (association magmatique la plus récente du volcan Muria) et l'île de Bawean; et au niveau de Java Est: le Lurus, le Ringgit et le Beser. En particulier, la pétrologie et minéralogie des laves du Muria 2 a été étudiée en détail par Yuwono (1987). Pétrologiquement, les laves du Muria 2 évoluent depuis des basanites ultrapotassiques et des trachybasanites alcalins ultrapotassiques jusqu'à des téphrites ultrapotassiques. Une phonolite a également été échantillonnée. Toutes les laves du Muria 2 ont des textures porphyriques (20 à 30% de phénocristaux); des textures fluidales sont également couramment observées dans les mésostases. Les paragenèses minérales des laves les plus basiques sont constituées de phénocristaux de clinopyroxènes abondants et quelques phénocristaux d'olivine et de leucite; la mésostase est composée des mêmes minéraux que les phénocristaux auxquels s'ajoutent les feldspaths (feldspaths alcalins et plagioclases) et des minéraux opaques. Dans les termes plus évolués, l'olivine disparaît, des phénocristaux de plagioclase et de feldspaths alcalins (dans le cas de la phonolite) et des microphénocristaux de minéraux opaques apparaissent, les phénocristaux de leucite sont plus abondants. Les échantillons de composition intermédiaire se caractérisent également par la présence de minéraux hydratés: micas (phlogopite) et rares amphiboles altérées. On constate donc que les principaux critères minéralogiques de distinction entre le Muria 1 et le Muria 2, résident dans la présence de leucite dans les laves de la deuxième série. La distribution de minéraux hydroxylés dans les roches des deux associations magmatiques ne semble pas constituer un critère déterminant, contrairement à ce que suggèrent Nicholls et Whitford (1983).

Pétrologiquement, le magmatisme de l'île de Bawean correspond à des basanites, des trachybasanites et des téphrites présentant des similitudes minéralogiques remarquables avec les laves à leucite du Muria (Muria 2). Par contre, les phonolites de Bawean constituant de nombreux dômes volcaniques sur cette île, sont pour la plupart hyperalcalines (acmite normative) et n'ont pas d'équivalent connu dans le Muria.

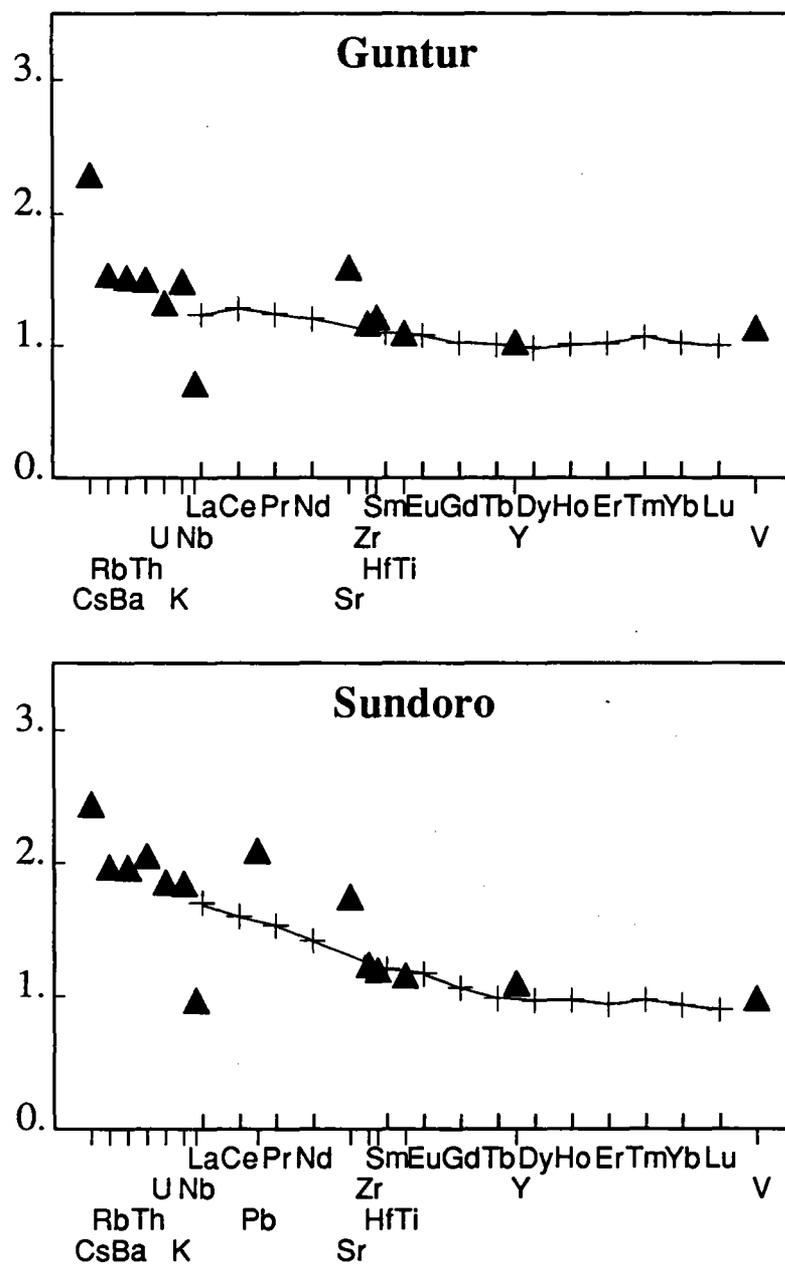
Les laves du Lurus correspondent à des termes pétrographiques plutôt basiques: elles évoluent des basanites aux trachybasanites.

Les roches échantillonnées au niveau des édifices Ringgit et Beser, présentent une variabilité pétrologique nettement plus importante. Les laves du Beser, évoluent depuis des basanites et basaltes alcalins, à des téphrites. On y rencontre également un certain nombre de termes intermédiaires: trachybasaltes, trachybasanites et trachyandésites.

Les laves du Ringgit apparaissent encore plus différenciées puisqu'un trachyte et une trachyphonolite y ont été échantillonnés. Les autres termes pétrographiques rencontrés, comprennent des basanites, trachybasaltes, trachyandésites et téphrites.

Les laves de ces édifices de l'Est de Java, sont similaires minéralogiquement à celles du Muria 2.

Figure 3.10 : Spectres de TR hyperétendus d'un basalte tholéitique d'arc (Guntur) et d'un basalte calco-alcalin (Sundoro) d'édifices de l'arc volcanique de Java (données de Whitford, 1975b).



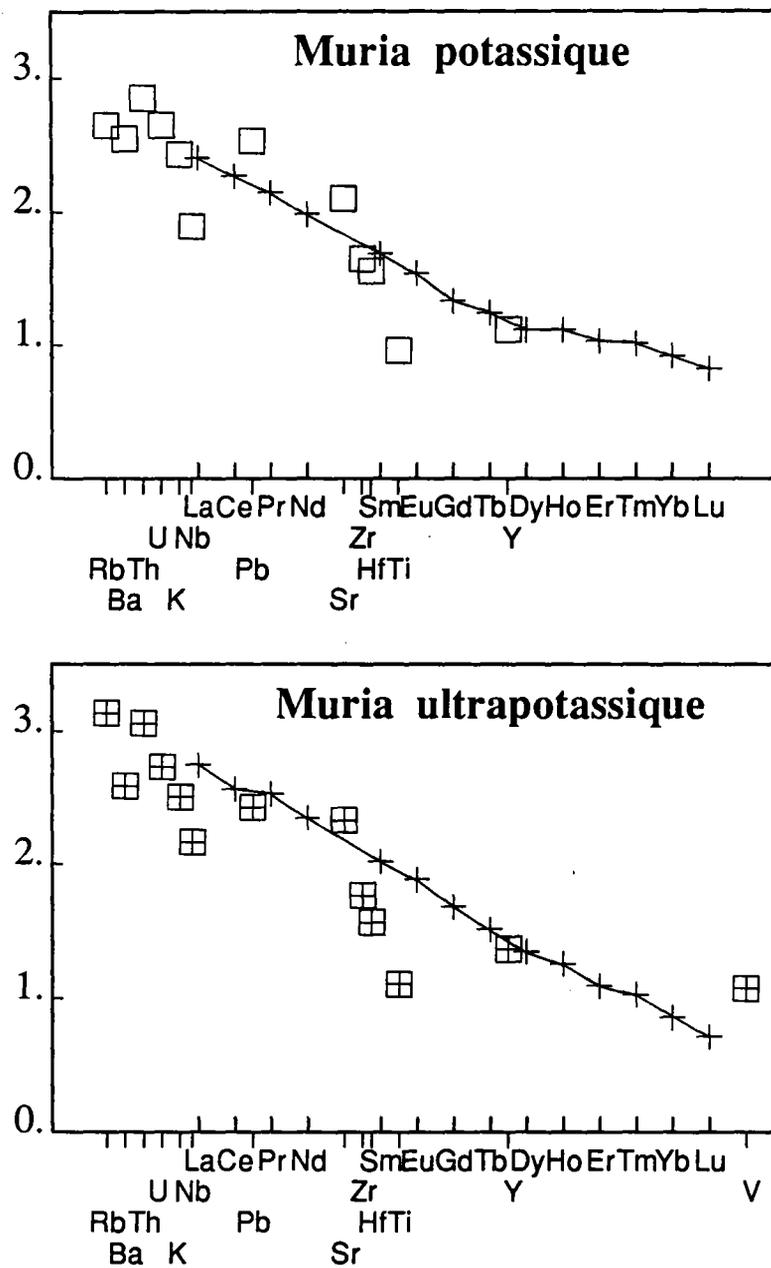
IV - MODELES GEOCHIMIQUES

Le volcanisme de l'île de Java a fait l'objet de nombreux travaux de la part de I.A. Nicholls et D.J. Whitford : Whitford (1975a, 1975b); Whitford et Nicholls (1976), Nicholls et Whitford (1976, 1978, 1983), Whitford et al. (1979, 1981), Nicholls et al. (1980), Whitford et Jezek (1982). Ils se sont attachés à décrire et interpréter les caractéristiques géochimiques des laves appartenant aux volcans de l'arc. Concernant le domaine arrière-arc, ils ont étudié uniquement les édifices actifs Ungaran, Dieng et, surtout, le complexe inactif du Muria, qui a également fait l'objet d'une publication de la part de Ferrara et al. (1981) et Calanchi et al. (1983). Plus récemment, Wheller et al. (1987) et Foley et Wheller (1990) ont proposé un modèle expliquant la genèse des laves de l'arc de la Sonde et de Banda, basé sur la participation de plusieurs sources, dont l'une correspondant à un composant potassique intramantellique. Stolz et al. (1990) suggèrent, quant à eux, un modèle complexe s'appuyant sur un mélange de trois composants dont une source OIB.

IV.1 - Variations géochimiques spatiales : effets de taux de fusion partielle différents, de la composition de la source, de l'épaisseur crustale. Magmatisme ultrapotassique du Muria : sources multiples (Modèle de Whitford et Nicholls).

Toutes les laves basiques émises par les édifices volcaniques de Java se caractérisent par des spectres de TR enrichis : le rapport $(La/Yb)_N$ varie de 1.6 à 5.9 fois le rapport chondritique (Whitford, 1975b), depuis des séries de type tholéiitique d'arc à des séries de type calco-alcalin (Fig. 3.10). Il existe également des volcans d'arc calco-alcalins potassiques (Bromo, par exemple), mais nous ne disposons pas d'analyses en TR de leurs laves. Cet enrichissement en TR légères (par rapport aux TR lourdes) est particulièrement important dans le cas des laves alcalines potassiques (le rapport La/Yb équivaut à environ 30 fois le rapport chondritique) et ultrapotassiques (La/Yb varie entre 49 et 77 fois le rapport chondritique) du Muria (Whitford, 1975b) (Fig. 3.11). Cet enrichissement relatif en TR légères s'accompagne généralement d'un enrichissement en éléments incompatibles : Sr, Ba, Rb, Cs. Whitford (1975b), Whitford et Nicholls (1976), Nicholls et Whitford (1978), Whitford et al. (1979) mettent en évidence un enrichissement croissant en ces éléments incompatibles en fonction de la profondeur croissante du plan de Benioff (Fig. 3.12). Cependant, la clarté de cette corrélation repose sur le fait que ces auteurs n'ont pas tenu compte d'un certain nombre d'édifices volcaniques qui leur posait problème (40 à 50% des volcans de la Sonde, d'après Hutchison, 1975) comme les édifices comportant à la fois des séries calco-alcalines et calco-alcalines potassiques (Guntur, Slamet...) et/ou les volcans "anormaux" de Whitford (1975), enrichis en éléments incompatibles et en $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Merapi, Papandajan). Le point élevé de cette corrélation correspond au volcanisme alcalin potassique représenté uniquement par le Muria et plus particulièrement par la série ancienne du Muria (le Muria 2 n'appartient pas à la corrélation). Nicholls et Whitford n'ont pas tenu compte des autres édifices potassiques : Lasem, Patiayam, Genuk, Bawean, Lurus, Ringgit, Beser, présents dans le domaine arrière-arc de Java.

Figure 3.11 : Spectres de TR hyperétendus de laves alcalines potassiques et ultrapotassiques du Muria (données de Whitford, 1975b).



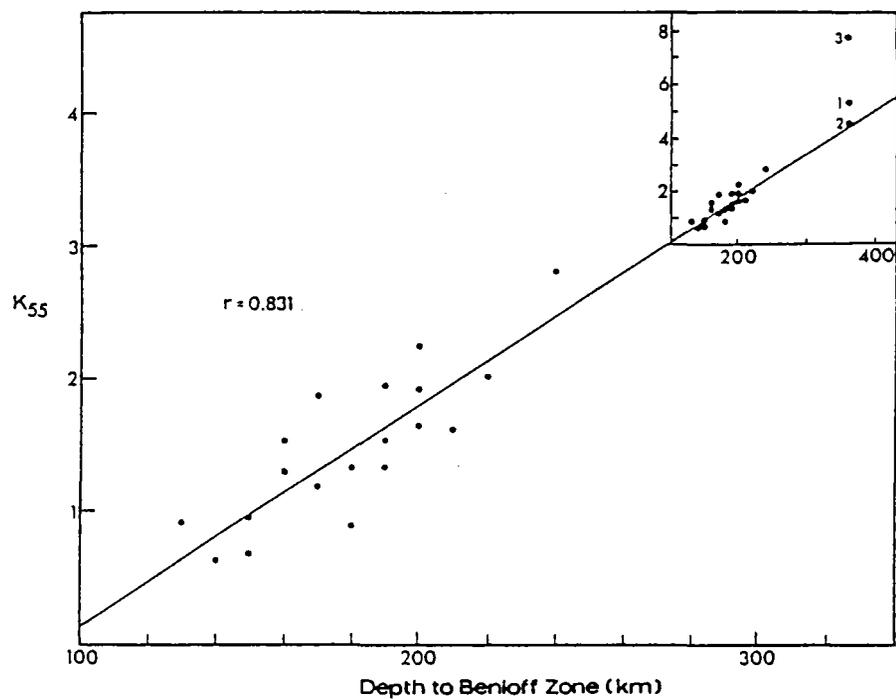


Figure 3.12 : Valeurs du paramètre K_{55} (valeurs des teneurs en K_2O à 55% de SiO_2) des laves tholéiitiques et calco-alcalines d'arc en fonction de la profondeur du plan de Benioff (Whitford et Nicholls, 1976). Trois points correspondent au Muria ($h=360$ km) : (1) : valeur moyenne des laves du Muria, (2) : Muria 1, (3) : Muria 2. Une ligne de régression linéaire des moindres carrés, caractérisée par un coefficient de corrélation r , passe par toutes les données des volcans, excepté le Muria .

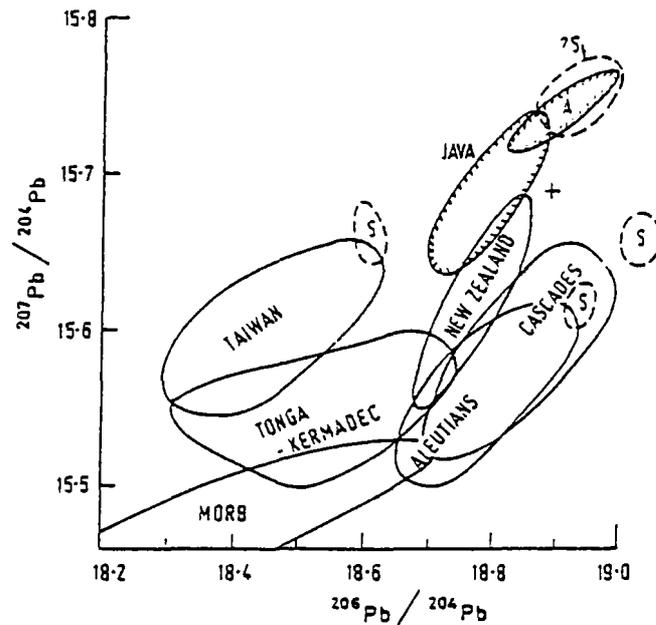


Figure 3.13 : Diagramme isotopique $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Java comparées à celles de d'autres arcs, des MORB et des sédiments. Le domaine des laves "anormales" de Java est représenté par la lettre A (les laves anormales sont, selon Whitford (1975), les laves calco-alkalines caractérisées par des rapports anormalement élevés en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et en teneurs d'éléments incompatibles) (Figure de Whitford et Jezek, 1982).

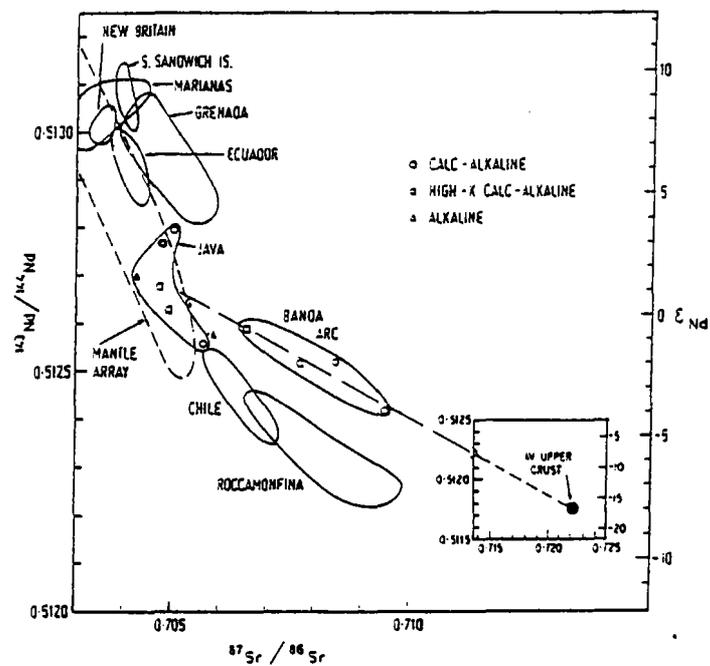


Figure 3.14 : Diagramme isotopique Sr-Nd des laves quaternaires de Java comparées à celles de d'autres arcs (Figure de Whitford et al., 1981).

Ils interprètent ces variations transversales en éléments incompatibles par une diminution du degré de fusion partielle liée à une augmentation de la profondeur de formation des magmas au fur et à mesure que l'on va du domaine arc vers le domaine arrière-arc : les magmas tholéïtiques seraient produits par un taux de fusion de 25% s'effectuant à une profondeur de 30-40 km à partir d'une source mantellique; les magmas calco-alcalins par un taux de fusion variant entre 5 et 15% à une profondeur de 40-60 km et enfin les magmas alcalins du Muria par un taux de fusion de 5% à 80-90 km de profondeur à partir d'un manteau enrichi à phlogopite (Whitford et al., 1979).

Cependant, cette interprétation ne suffit pas depuis qu'une zonation géochimique des compositions isotopiques du Sr transversale à l'axe de l'arc, correspondant à une augmentation progressive des compositions isotopiques du Sr du domaine arc vers le domaine arrière-arc, a également été mise en évidence. Nicholls et al. (1980) et Nicholls et Whitford (1978) concluent qu'à ce changement progressif des conditions de genèse des magmas (fusion, profondeur) du domaine arc vers le domaine arrière-arc s'ajoutent des processus de déshydratation ou de fusion de la plaque subductée. La contribution de ces matériaux subductés serait d'autant plus importante que l'on va de l'arc vers la zone arrière-arc (Whitford, 1975).

Dans leur premiers modèles, I.A. Nicholls et D.J. Whitford interprètent donc l'existence de ce magmatisme ultrapotassique par une contribution plus importante de matériaux subductés à la genèse de ces magmas comparativement aux magmas d'arc.

La participation de matériaux subductés à la genèse de ces magmas est également mise en évidence par les isotopes du plomb (Fig. 3.13). En effet, les compositions isotopiques radiogéniques du Pb dans les laves ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.72-18.98; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.64-15.76; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 39.05-39.45) sont interprétées comme étant le résultat d'une participation de sédiments, issus des plate-formes précambriennes indienne et australienne, à la genèse des magmas (Whitford, 1975b; Whitford et Jezek, 1982).

Les compositions isotopiques peu radiogéniques en Nd (0.51256-0.51280) et radiogéniques en Sr (0.7038-0.7059) (Fig. 3.14) comparativement aux autres arcs insulaires (Mariannes, Sandwich, Nouvelle Bretagne...) (excepté ceux pour lesquels une contribution crustale a été mise en évidence) confortent cette hypothèse de vieux sédiments subductés participant à la genèse des magmas (Whitford, 1975; Whitford et al., 1981).

Whitford (1975a) a également observé un deuxième type de zonation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ longitudinale, cette fois, par rapport à l'axe de l'arc. Elle correspond à une diminution progressive des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'Ouest de Java à Bali (Fig. 3.15), et est interprétée comme étant due à une augmentation progressive de l'épaisseur crustale de l'Ouest de Java vers l'Est (Whitford, 1975).

Concernant le magmatisme potassique, nous avons vu que seule la série ancienne du Muria (Muria 1) appartient à la corrélation $\text{K}_2\text{O}=\text{f}(\text{profondeur du Benioff})$ (Whitford et Nicholls, 1976) (Fig. 3.12). Whitford et Nicholls (1976) en déduisent l'existence d'un lien génétique entre les laves du Muria 1 et les laves de l'arc, lien n'existant pas pour les laves du Muria 2.

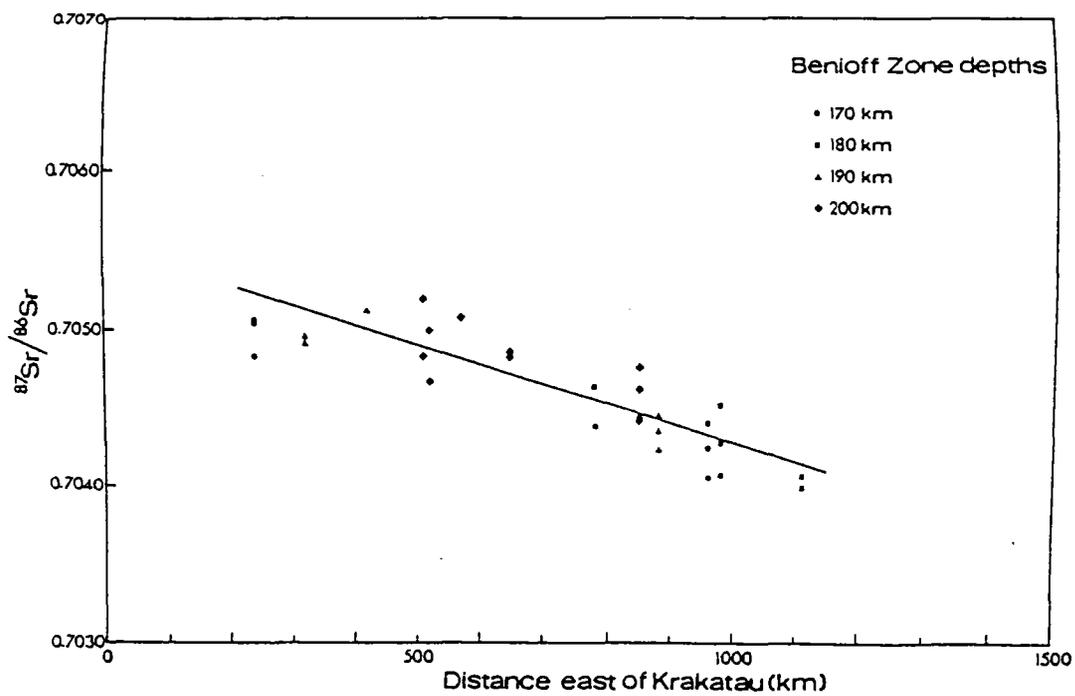


Figure 3.15 : Variations du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des laves des volcans d'arc, situés à l'Est du Krakatau, en fonction de leur distance au Krakatau. Les données sont restreintes à des volcans calco-alcalins normaux dont les profondeurs du plan de Benioff sont comprises entre 170 et 200km (Figure de Whitford, 1975a).

Par ailleurs, dans les années 1980, un certain nombre de critiques (Cundari, 1979, 1980) sont adressées aux modèles faisant intervenir des matériaux subductés pour expliquer l'existence de magmatisme ultrapotassique dans les zones orogéniques. Dans leur article le plus récent, Nicholls et Whitford (1983) reprennent leur modèle et concluent que la mise en place des laves à leucite ne présente aucun lien avec la subduction.

D'un point de vue pétrogénétique, Nicholls et Whitford (1983) suggèrent le modèle suivant : les magmas initiaux de la série anhydre (Muria 2) dériveraient de la fusion d'une source enrichie : lherzolite ou clinopyroxénite à grenat et à phlogopite. Plus précisément, les magmas anhydres (Muria 2) représenteraient les produits résultant d'une interaction progressive, à 25-30 Kbar, entre un magma basanitique relativement pauvre en potassium, issu de la fusion d'une lherzolite asthénosphérique à grenat, et d'une lherzolite à phlogopite enrichie en potassium, provenant de la lithosphère inférieure. L'interaction entre ces deux sources de composition contrastée, au niveau du Muria, refléterait, selon Nicholls et Whitford (1983), l'importance du contrôle structural du volcanisme de Java par la structure géodynamique majeure transverse à l'arc que constitue la fosse de Bawean. Cette structure exprimerait "un contexte local de distension se superposant au régime général de subduction", responsable de la mise en place de magmas très enrichis.

Pour les magmas de la série hydratée, ils proposent l'hypothèse d'un mélange entre les magmas de la série anhydre et des magmas calco-alcalins potassiques plus directement reliés au processus de subduction. Ce modèle est argumenté par les caractéristiques géochimiques (traces et isotopes) des laves hydratées du Muria (Muria 1) intermédiaires entre celles du Muria 2 et celles des volcans de l'arc.

Les compositions isotopiques du Sr (0.7043-0.7049) et Nd (0.51270) des laves du Muria, analogues à celles des laves des volcans de l'arc (Fig. 3.14), appartiennent à la corrélation mantellique et favorisent fortement une origine mantellique pour les laves potassiques du Muria (Whitford et al., 1979; Ferrara et al., 1981). Ceci implique que ce considérable enrichissement en éléments HYG dans la source s'est produit il y a peu de temps (Whitford et al., 1981). Ces rapports isotopiques semblent exclure toute contribution crustale à la genèse des magmas du Muria (Ferrara et al., 1981).

Ferrara et al. (1981) et Calanchi et al. (1983) concluent que les laves sous-saturées du Muria peuvent être générées par la fusion partielle d'un manteau péridotitique riche en phlogopite, l'enrichissement en potassium et autres éléments incompatibles proviendrait de la migration de fluides à partir de la lithosphère subductée. Cette remontée de fluides serait déclenchée par des failles transversales à l'arc.

IV.2 - Segmentation géochimique le long de l'arc de la Sonde. Fluides potassiques intramantelliques à l'origine du magmatisme potassique et ultrapotassique (Modèle de Wheller et al. (1987); Foley et Wheller (1990)).

Wheller et al. (1987) et Foley et Wheller (1990) ont récemment proposé un modèle de variation longitudinale des teneurs en potassium au niveau de l'arc de la Sonde. En particulier, l'île de Java comporterait d'Ouest en Est un premier compartiment actif se terminant au niveau du Muria. Les laves de cette zone se caractérisent par un enrichissement vers l'Est en éléments incompatibles, qui atteignent leur concentrations maximales au niveau de l'édifice du Muria. A ce premier secteur actif se juxtaposent, vers l'Est, un segment inactif de 200 km de long, situé entre les édifices Merapi et Kelud, et un compartiment oriental actif à faibles teneurs en potassium et autres éléments incompatibles. Comme nous le constatons, ce modèle ne tient pas compte des variations transverses. De plus, le segment de 200 km de long situé à l'Est du Muria n'est pas aussi inactif que l'évoquent Wheller et al. (1987) : en effet, ces auteurs, ainsi que Soeria-Atmadja et al. (1988), remarquent, dans ce secteur, l'existence de deux grands centres volcaniques : le Willis et le Lawu actuellement en activité solfatarique. En outre, le segment oriental comporte non seulement des volcans calco-alcalins potassiques actifs (Bromo) ou solfatariques (Argopuro) mais aussi plusieurs édifices ultrapotassiques à leucite (Lurus, Ringgit, Beser) : les teneurs en potassium de ce secteur ne sont donc pas aussi faibles que le prétendent Wheller et al. (1987). En tenant compte de ces diverses observations, le modèle de Wheller et al. (1987) apparaît difficilement applicable au magmatisme de Java.

Pour expliquer la genèse des laves de l'arc de la Sonde, Wheller et al. (1987) et Foley et Wheller (1990) proposent la participation de trois sources distinctes sur la base de l'observation des variations des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et K_{Si} des laves (K_{Si} est un paramètre équivalent à la pente de la droite, suivant laquelle s'alignent les échantillons d'une série volcanique cogénétique dans le diagramme $K_2O=f(\text{SiO}_2)$).

La première source correspondrait à un manteau péridotitique de type MORB.

Le deuxième composant, également pauvre en éléments incompatibles mais présentant des compositions isotopiques radiogéniques en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, correspondrait à du matériel crustal, soit sous forme de sédiments subductés, soit sous forme de matériel intracrustal.

La troisième source, riche en potassium et autres éléments incompatibles et peu radiogénique en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ comparativement au deuxième composant, rend compte de l'existence de volcans ultrapotassiques à leucite au niveau de l'arc de la Sonde. Wheller et al. (1987) se sont surtout basés sur les rapports Th/U et $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ des laves pour identifier la nature de ce composant. En effet, les valeurs faibles des rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ des laves de l'arc de la Sonde et l'équilibre isotopique de l'uranium et du thorium impliquent des rapports Th/U élevés pour la source et un isolement de celle-ci depuis au moins 0.3 Ma. Les valeurs des rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ des laves de l'arc de la Sonde, plus élevées que celles habituellement observées dans les laves d'arc, sont comparables à celles des roches des îles Samoa et Tristan da Cunha, pour lesquelles une anomalie mantellique de type DUPAL a été suggérée (Hart, 1984; Palacz et Saunders, 1986). Wheller et al. (1987) et Foley et Wheller

(1990) concluent qu'un composant correspondant à des veines mantelliques enrichies en potassium, d'origine profonde ($P > 30$ kbar) et isotopiquement similaire aux MORB Indien (anomalie DUPAL) serait responsable de la genèse des laves potassiques et ultrapotassiques de Java. Varekamp et al. (1989) reprennent ce modèle pour rendre compte de l'enrichissement en K_2O des laves des volcans de l'Est de l'arc de la Sonde.

IV.3 - Magmas de l'arc de la Sonde : Mélange de trois composants (source MORB, source OIB, sédiments subductés) (Modèle de Stolz et al., 1990).

Très récemment, Stolz et al. (1990) ont proposé un modèle basé sur un mélange complexe de trois sources différentes, dont les proportions impliquées varient suivant le type de magma émis : magma tholéiitique d'arc, magma calco-alcalin et magma calco-alcalin potassique, magma alcalin potassique et ultrapotassique. Selon ces auteurs, les laves tholéiitiques d'arc sont formées à partir de degrés de fusion partielle relativement importants d'une source de type N-MORB modifiée par des fluides issus de la plaque subductée. Les magmas alcalins potassiques et ultrapotassiques (ceux du Muria, par exemple), quant à eux, dériveraient de la fusion d'une source plus enrichie (source OIB) contaminée par des liquides issus de la lithosphère subductée. La source des roches calco-alcalines et calco-alcalines potassiques correspondrait à un mélange hétérogène des sources MORB, OIB et matériaux subductés.

Cependant, ces auteurs ne peuvent expliquer clairement les déficits relatifs en Ti-Nb-Ta observés dans les magmas potassiques de l'arc de la Sonde uniquement en évoquant la fusion d'une source OIB. Ils suggèrent que la présence d'un minéral accessoire résiduel (ilménite) dans ce manteau enrichi rend compte de cette caractéristique géochimique des magmas potassiques de cet arc. Or, cette hypothèse va à l'encontre des travaux expérimentaux de Green et Pearson (1987) et de Ryerson et Watson (1987).

IV.4 - Conclusion

Au terme de cette revue bibliographique sur les modèles géochimiques proposés pour expliquer la genèse des laves de Java, il apparaît que les auteurs sont partagés sur l'origine de ce magmatisme ultrapotassique arrière-arc. Certains (Nicholls et Whitford, 1983) concluent que ce magmatisme ne présente aucun lien avec la subduction, d'autres (Ferrara et al., 1981; Calanchi et al., 1983) préconisent une contribution de matériaux subductés à la genèse de ces magmas ultrapotassiques; Wheller et al. (1987) et Foley et Wheller (1990) suggèrent la participation d'un composant mantellique potassique isotopiquement semblable à un manteau de type DUPAL. Enfin, Stolz et al. (1990) proposent une source mantellique enrichie de type OIB. Quoiqu'il en soit, ces auteurs s'accordent quant à l'origine mantellique de ces magmas. Par ailleurs, ils précisent également qu'il s'agit d'une source enrichie. Reste à préciser l'origine de cet enrichissement : intramantellique ou par des matériaux subductés?

La plupart de ces auteurs s'accordent également quant à l'existence d'une relation entre ce magmatisme et la présence de fractures majeures obliques à l'arc.

L'apport de données nouvelles permettra de mieux contraindre ces divers modèles qui sont discutés en détail au cinquième chapitre. Quoiqu'il en soit, il apparaît que les variations géochimiques transversales et longitudinales par rapport à l'axe de l'arc volcanique (travaux de Nicholls et Whitford et de Wheller et al. énumérés ci-dessus) ne sont pas mises en évidence aussi clairement que l'indiquent ces auteurs. Concernant le modèle de Stolz et al. (1990), un certain nombre de problèmes demeure également, notamment, celui de l'origine des anomalies négatives en Ti-Nb-Ta.

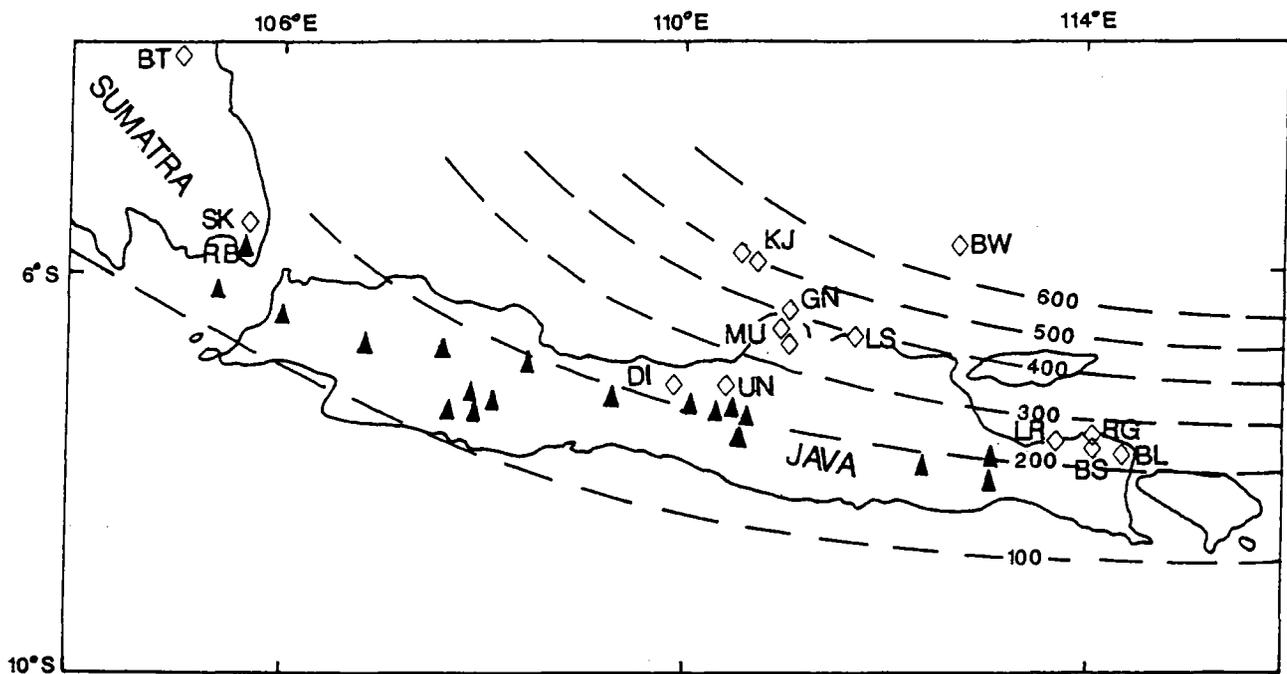


Figure 3.16 : Carte montrant la position des volcans arrière-arc (losanges vides) étudiés au niveau de Java-Sumatra : JA : Jambi, SU : Sukadana, KJ : Karimunjawa (Parang-Genting), BW : Bawean, GN : Genuk, MU : Muria, PA : Patiayam, LS : Lasem, UN : Ungaran, DI : Dieng, LR : Lurus, RG : Ringgit, BS : Beser, BL : Baluran. Les triangles pleins représentent les volcans d'arc : RB : Rajabasa (Figure modifiée de Whitford et al., 1979).

V - DONNEES RECENTES SUR LES BASALTES ARRIERE-ARC DE LA SONDE (SUMATRA-KARIMUNJAWA)

Les basaltes des volcans situés en arrière de l'arc de Java (îles Karimunjawa) et de Sumatra (Jambi, plateau de Sukadana) ont fait l'objet d'un échantillonnage récent (Fig. 3.16). Le volcan calco-alcalin quaternaire Rajabasa a également été échantillonné à des fins de comparaison entre le magmatisme arc et arrière-arc. Ces volcans arrière-arc se situent à des distances très différentes par rapport à l'axe de l'arc : le plateau de Sukadana, à l'extrême Sud de Sumatra, se situe à 25 km du volcan d'arc le plus proche (Rajabasa), tandis que les îles Karimunjawa, au Sud de la mer de Java sont distantes d'environ 190 km de l'axe de l'arc volcanique contemporain (Bellon et al., 1989), ce qui correspond à une profondeur du plan de Benioff de 550 km. Le cadre géologique de ce magmatisme basique est décrit par Soeria-Atmadja et al. (1985) et par Cyrille (1986) ainsi que les principales caractéristiques pétrologiques et géochimiques. Des datations K-Ar ont permis d'établir la chronologie de ce volcanisme (Soeria-Atmadja et al., 1985; Bellon et al., 1989). Des compositions isotopiques Sr-Nd-Pb ont été acquises par L. Dosso et L. Turpin (Dosso et al., 1987) sur quelques-uns de ces basaltes afin de définir la composition des sources impliquées dans la genèse de ces magmas. Résumons les principales caractéristiques de ce volcanisme arrière-arc.

V.1 - Données géologiques et chronologiques

Ce volcanisme arrière-arc de Java et de Sumatra se caractérise par différentes périodes d'activité présentées dans le tableau 3.2. Deux des îles Karimunjawa ont été échantillonnées (Parang et Genting). Elles se caractérisent par un volcanisme d'âge Pliocène de 6.5 à 3.77 Ma pour l'île Parang, suivi de 2.7 à 1.8 Ma par la mise en place de basaltes au niveau de l'île Genting (Soeria-Atmadja et al., 1985; Bellon et al., 1989).

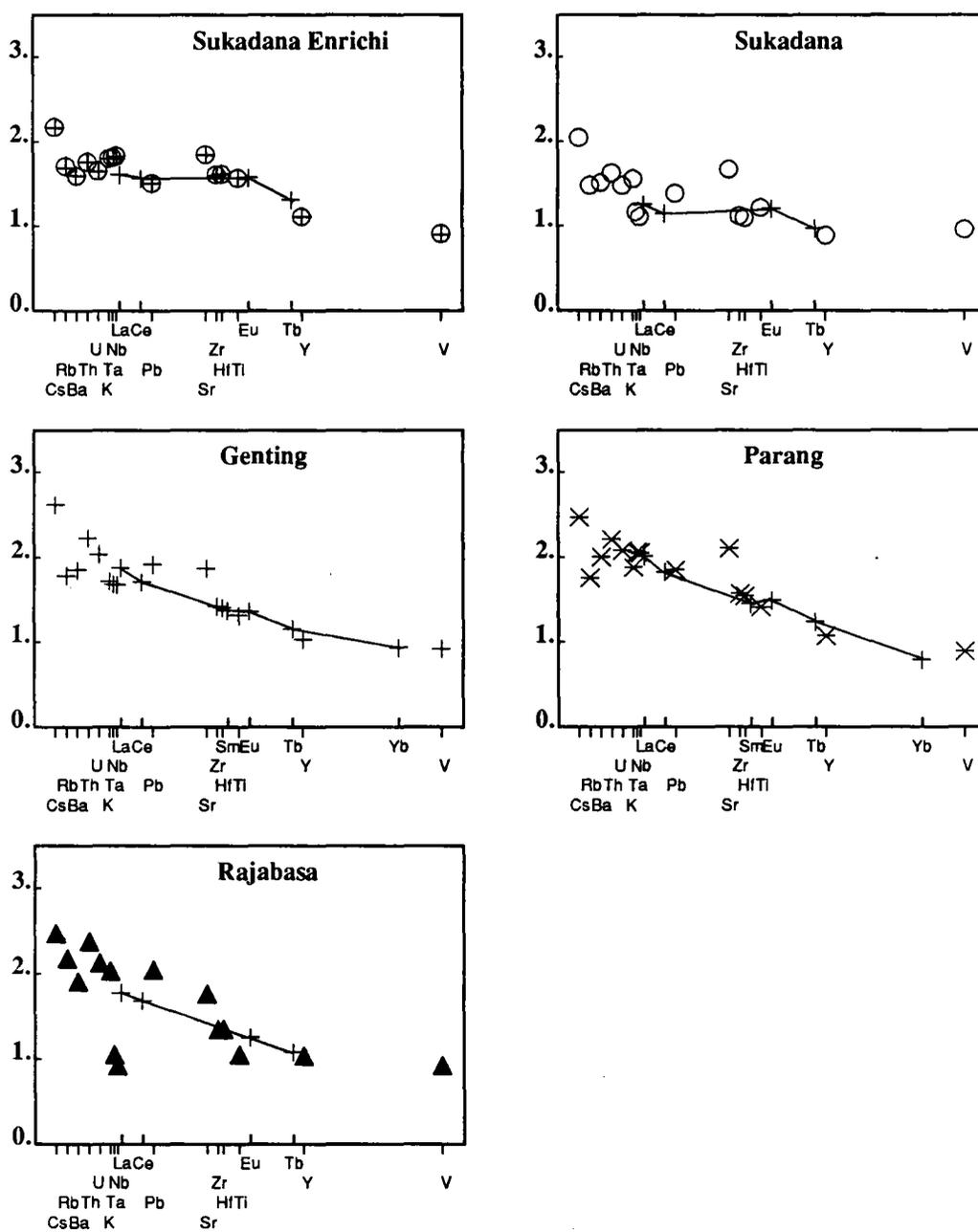
Le vaste plateau basaltique de Sukadana couvrant une surface d'environ 1100 km², se distingue par l'existence de deux épisodes d'activité magmatique d'âge quaternaire : l'un est quasi-actuel (<0.1 Ma) et le second présente un âge Pléistocène, compris entre 0.44 et 1.15 Ma (Soeria-Atmadja et al., 1985) (Tableau 3.2). Dans les deux cas (Karimunjawa et Sukadana), ces basaltes se sont mis en place au cours d'éruptions fissurales. En particulier, le plateau de Sukadana est constitué de coulées basaltiques épaisses, émises à partir de nombreux "spatter cones", alignés le long de fissures orientées NO-SE, subparallèles à la zone faillée de Semangko et également de fractures conjuguées NE-SO (Soeria-Atmadja et al., 1985).

Les volcans calco-alcalins d'arc et le volcanisme arrière-arc de Sumatra reposent sur un substratum de type continental (épaisseur de la croûte : 30 km) comportant notamment des gneiss, des micaschistes et des coulées andésitiques d'âge Eocène-Oligocène, recoupés par des granites calco-alcalins.

ECHANTILLONS	AGE (M.A.)	INCERTITUDE (M.A.)
Rajabasa		
RB 38	0.21	0.06
RB38	0.23	0.07
Sukadana		
BK 26A	0.02	0.01
BK26A	0.00	0.00
GT 17A	0.44	0.13
GT 17A	0.48	0.14
NJ 13A	0.75	0.11
NJ 13A	0.79	0.12
WL 16	1.15	0.17
Karimunjawa-Genting		
KG 9	1.82	0.27
KG 6	2.49	0.12
Karimunjawa-Parang		
KP 13	5.64	0.28
KP 20	6.51	0.33

Tableau 3.2 : Datations ^{40}K - ^{40}Ar (en millions d'années : M.A.) des laves arc (Rajabasa) et arrière-arc de Sumatra (Sukadana) et des basaltes des îles Karimunjawa (Genting-Parang) (Soeria-Atmadja et al., 1985).

Figure 3.17 : Spectres de TR hyperétendus de basaltes arrière-arc de Sumatra (Sukadana) et des îles Karimunjawa (Genting-Parang) comparés à celui d'une andésite basique calco-alcaline du volcan d'arc Rajabasa (données de Dosso et al., en préparation).



V.2 - Données pétrologiques

Pétrologiquement, les basaltes de ces deux domaines arrière-arc diffèrent également. Tandis que les basaltes de Sukadana correspondent à des roches aphyriques ou subaphyriques avec moins de 5% de phénocristaux d'olivine, ceux des îles Parang et Genting sont plus porphyriques et contiennent 15 à 20% de phénocristaux d'olivines et de clinopyroxènes. Dans les deux cas, la mésostase est constituée d'olivine, de clinopyroxène, de plagioclase calcique, de titanomagnétite et de verre résiduel. D'une part, l'absence d'orthopyroxène et de phénocristaux de plagioclase, de titanomagnétite dans les paragenèses minérales de ces deux types de basaltes, et, d'autre part, l'enrichissement en fer des minéraux silicatés ferro-magnésiens (pyroxène, olivine) compatibles avec une cristallisation sous faible fugacité d'oxygène, dans des conditions anhydres, rapprochent plus ces basaltes des tholéiites de type MORB ou des basaltes alcalins plutôt que des basaltes d'arc.

Au contraire, les andésites calco-alcalines du Rajabasa sont très porphyriques et sont constituées d'abondants phénocristaux de plagioclase, d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de titanomagnétite et également de quantités plus ou moins abondantes d'olivine et d'hornblende. Cette distinction est confirmée par le degré de saturation en silice : alors que les andésites de l'arc sont sursaturées en silice (tholéiites à quartz et hypersthène normatifs), les basaltes de Sukadana, saturés en silice, sont des tholéiites à olivine normative, et les basaltes de Karimunjawa, faiblement sous-saturés en silice, semblent être légèrement alcalins ou transitionnels (à olivine et néphéline normative). Ces basaltes peuvent être apparentés aux basaltes tholéiitiques et/ou transitionnels ou alcalins mis en place dans un contexte géodynamique d'extension.

V.3 - Données géochimiques

Les données géochimiques sont reportées dans les tableaux 3.3 et 3.4 (Dosso et al., en préparation).

Géochimiquement, ces basaltes arrière-arc se distinguent également des basaltes d'arc. Il s'agit essentiellement de basaltes primitifs, caractérisés par des teneurs en MgO (>7%), Cr (200-500ppm), Ni (100-250ppm) élevées, à la différence des roches des volcans d'arc, plus évoluées (MgO<4%) (Soeria-Atmadja et al., 1985).

Les éléments majeurs incompatibles (TiO_2 , P_2O_5 , K_2O) permettent de classer ces basaltes dans le champ des basaltes de type E-MORB, basaltes alcalins et transitionnels. Ces basaltes se caractérisent, pour des valeurs constantes du rapport $[100\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}]$, par une très grande variabilité (jusqu'à un facteur 3) des abondances en ces éléments majeurs incompatibles (TiO_2 : de 1.2 à 3%) et en Nb, Ta, Zr, Hf... Tous ces basaltes arrière-arc présentent tous les intermédiaires depuis des spectres légèrement enrichis ($(\text{La}/\text{Y})_N=2.3$) jusqu'à des spectres très enrichis en TR légères ($(\text{La}/\text{Y})_N=8.8$) (Fig. 3.17).

Cette considérable variabilité des abondances en Nb, Ta est responsable de l'importante variation observée également dans les rapports : éléments incompatibles/Nb, Ta... En se basant sur ce type de rapport, Soeria-Atmadja et al. (1985) ont distingué deux groupes géochimiques, d'une part, au niveau des basaltes de Sukadana, et, d'autre part, au niveau des basaltes des îles Parang et Genting. En particulier, les rapports Th/Ta

Localisation	SUKADANA (Enrichi)			SUKADANA								
	Echantillon	BK26A	JB25A	GB7	BK27	NJ13A	WL16	NT15	WC4A	GT17A	TH22	GB6
Age K-Ar (Ma)					0.77 ± .11	1.15 ± .17				0.46 ± .13		
SiO ₂	50.32	49.80	51.88	52.20	51.57	50.78	51.59	52.16	52.95	52.06	51.56	
Al ₂ O ₃	14.05	14.49	14.96	15.62	16.07	16.75	16.36	16.07	15.50	15.45	15.40	
Fe ₂ O ₃	10.93	10.71	9.66	10.31	10.62	10.71	10.72	10.03	9.03	9.61	9.67	
MnO	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.12	0.13	0.16	
MgO	8.63	8.23	7.22	8.02	7.56	7.46	7.02	7.43	8.01	8.14	8.53	
CaO	9.03	8.88	8.77	8.66	8.66	8.77	8.67	8.31	8.05	8.49	8.50	
Na ₂ O	3.05	3.50	3.69	3.38	3.53	3.62	3.37	3.83	3.61	3.23	3.64	
K ₂ O	1.01	1.10	1.39	0.77	0.75	0.57	0.57	1.01	1.06	0.89	1.40	
TiO ₂	2.86	2.91	2.25	1.30	1.31	1.27	1.27	1.41	1.37	1.26	1.45	
P ₂ O ₅	0.40	0.49	0.46	0.19	0.17	0.14	0.18	0.26	0.24	0.18	0.34	
LOI (110°C)	0.26	0.14	0.14	0.24	0.11	0.11	0.20	0.09	0.19	0.15	0.15	
LOI (1050°C)	0.04	-0.23	0.00	0.03	-0.28	-0.22	-0.24	-0.38	-0.02	-0.01	-0.19	
Total	100.42	100.25	100.42	100.59	100.38	100.21	99.89	100.64	99.94	99.44	100.66	
Cs (NAA)	0.36	0.39	0.49	0.37	0.37	0.27	0.28	0.36	0.43	0.49	0.05	
Ba (NAA)	133	130	217	94	93	110	90	119	152	102	199	
Pb (XRF)	14.3	15.9	22.0	12.2	10.8	8.5	9.2	13.7	17.3	17.9	16.1	
Sr (XRF)	564	627	429	398	409	377	390	528	534	461	504	
U (NAA)	0.44	0.41	0.56	0.31	0.35	0.29	0.25	0.47	0.44	0.45	0.30	
Th (NAA)	1.63	1.68	2.20	1.42	1.57	1.21	1.46	2.00	2.03	2.00	2.93	
Ta (NAA)	2.07	2.07	1.69	0.72	0.57	0.46	0.46	1.03	0.97	0.62	1.26	
La (NAA)	13.1	16.7	26.1	9.9	6.9	5.7	6.4	9.5	9.6	9.4	15.9	
Nb (XRF)	32.5	35.0	31.8	11.3	9.2	6.0	6.7	16.8	14.3	9.5	19.5	
Ce (NAA)	31.4	36.0	47.9	16.6	15.7	11.9	14.0	21.1	17.9	19.6	25.4	
Pb (DI)	1.33	1.35	1.89	1.48	1.20	1.00	0.94	1.30	1.51	2.00	1.35	
Zr (XRF)	210	235	189	87	72	68	71	95	105	87	120	
Hf (NAA)	5.3	5.7	4.4	1.91	1.61	1.61	1.49	2.20	2.40	1.93	2.60	
Ti (XRF)	17150	17500	13450	7800	7880	7640	7640	8490	8220	7560	8720	
Eu (NAA)	2.63	3.09	3.35	1.28	1.15	1.13	1.15	1.39	1.35	1.25	1.67	
Tb (NAA)	0.96	1.09	1.29	0.49	0.44	0.44	0.44	0.49	0.46	0.45	0.60	
Y (NAA)	28.0	31.7	61.0	18.6	17.9	16.8	17.5	17.7	16.8	16.9	23.9	
V (XRF)	180	169	185	181	192	202	192	156	149	157	173	
Sc (NAA)	24.1	25.1	23.3	21.0	19.7	19.9	19.0	19.9	19.7	20.0	22.3	
Cr (XRF)	365	331	288	281	298	262	252	283	343	394	365	
Co (XRF)	41	38	31	38	38	40	38	35	34	38	40	
Ni (XRF)	188	162	94	178	133	143	138	132	185	168	142	
Zn (XRF)	102	96	79	89	95	104	96	89	77	83	70	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70411	0.70406	0.70434	0.70422	0.70440	0.70448	0.70444	0.70431	0.70433	0.70449	0.70402	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512977	0.512973	0.512910	0.512840	0.512807	0.512792	0.512810	0.512848	0.512835	0.512794	0.512809	
εNd	+6.57	+6.49	+5.27	+3.90	+3.26	+2.96	+3.32	+4.06	+3.80	+3.00	+3.30	
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.391	18.342	18.532	18.353	18.394	18.331	18.380	18.394	18.348	18.536	18.306	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.552	15.531	15.571	15.553	15.555	15.484	15.548	15.549	15.548	15.575	15.529	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.322	38.240	38.465	38.308	38.329	38.134	38.301	38.297	38.271	38.418	38.231	

Tableaux 3.3 et 3.4 :

Eléments majeurs, éléments en trace et rapports isotopiques Sr-Nd-Pb des échantillons arc et arrière-arc de Sumatra (Sukadana, Jambi, Rajabasa) et des îles Karimunjawa (Parang, Genting) (Dosso et al., en préparation). (NAA : activation neutronique, XRF : spectrométrie de fluorescence X, DI : dilution isotopique).

Localisation	GENTING				PARANG		JAMBI		RAJABASA	
Echantillon	KG5	KG6	KG7	KG9	KP13	KP18	BT8b	BT3c	RB38	RB41A
Age K-Ar (Ma)		2.49 ± .12		1.82 ± .27	5.64 ± .28				0.21 ± 0.06	
SiO ₂	48.50	48.50	47.50	48.30	50.50	46.50	47.30	49.00	57.76	55.13
Al ₂ O ₃	16.50	14.51	14.76	13.27	13.83	13.02	14.35	13.90	17.42	17.21
Fe ₂ O ₃	10.30	10.70	11.22	11.22	11.18	11.74	11.76	11.24	8.01	9.16
MnO	0.18	0.17	0.18	0.18	0.17	0.16	0.15	0.15	0.15	0.17
MgO	5.71	8.58	8.36	11.43	8.20	8.97	8.16	8.93	3.35	4.78
CaO	10.61	10.17	9.73	9.02	8.49	8.21	6.33	7.97	6.72	7.76
Na ₂ O	3.06	3.01	3.78	3.05	3.12	4.20	2.80	3.19	3.69	3.20
K ₂ O	1.62	1.55	0.71	0.82	1.49	1.19	1.66	1.62	2.13	1.69
TiO ₂	1.54	1.57	1.71	1.59	1.99	1.99	2.73	2.45	0.86	0.88
P ₂ O ₅	0.50	0.45	0.55	0.40	0.45	0.55	0.50	0.45	0.18	0.24
LOI (110°C)	0.74	0.50	0.65	0.26	0.54	2.23	2.18	-0.21	-0.13	0.76
LOI (1050°C)	0.21	0.29	0.38	0.17	0.54	0.35	1.39	0.37	0.11	0.80
Total	99.47	100.00	99.53	99.71	100.50	99.11	99.31	99.06	100.27	100.22
Cs (NAA)	1.66	0.69	1.85	1.00	0.22	0.71	0.63	0.32	1.92	0.71
Ba (NAA)	344	240	419	242	304	341	342	312	345	274
Rb (XRF)	39	32	57	17	24	16	30	22	66	42
Sr (XRF)	855	674	779	599	532	1027	407	525	459	470
U (NAA)	1.78	1.01	1.55	1.04	0.97	1.16	0.66	0.92	1.95	1.28
Th (NAA)	7.9	4.2	7.6	4.8	3.6	4.6	4.0	4.06	9.1	6.7
Ta (NAA)	1.47	1.65	1.99	1.51	2.39	3.61	3.61	3.29	0.45	0.35
La (NAA)	36.8	23.4	36.6	24.4	22.7	33.2	23.4	22.4	19.3	19.3
Nb (XRF)	22.3	24.6	30.0	22.3	35.0	52.6	49.2	45.9	5.5	3.9
Ce (NAA)	71.6	44.7	61.2	43.7	41.1	57.5	46.5	44.5	44.2	41.2
Pb (DI)	5.10	2.90	1.74	3.40	2.64	2.93	6.60	2.84	6.56	4.58
Zr (XRF)	152	137	158	136	154	193	213	204	140	114
Hf (NAA)	3.8	3.3	3.6	3.3	3.6	4.5	5.4	4.9	3.5	2.9
Sm (NAA)	5.8	4.4	5.5	4.5	4.5	5.4	6.4	6.0		
Ti (XRF)	9240	9420	10260	9540	11940	11940			5178	5240
Eu (NAA)	2.2	1.83	2.2	1.61	1.9	2.2	2.6	2.5	1.31	1.27
Tb (NAA)	0.82	0.68	0.80	0.67	0.72	0.81	0.90	0.87	0.57	0.57
Y (XRF)	29.6	24.6	28.7	23.3	24.3	25.5	29	30	24.1	23.7
Yb (NAA)	2.5	1.53	2.0	1.72	1.68	1.24	2.0	2.0		
V (XRF)	237	217	212	185	167	172	202	182	157	185
Sc (NAA)	26.9	28.2	23.4	23.7	21.5	20.9	23.8	22.7	19.2	23.0
Cr (XRF)	78	435	280	566	237	258	290	293	11	44
Co (XRF)	30	42	44	50	43	46	49	50	15	25
Ni (XRF)	17	153	142	225	154	184	202	202	0	16
Zn (XRF)	73	76	89	92	96	104			49	68
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70436	0.70435	0.70418	0.70418	0.70407	0.70374	0.70425	0.70431	0.70436	0.70434
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512720	0.512820	0.512761	0.512770	0.512881	0.512900	0.512833	0.512833	0.512739	0.512748
εNd	+1.56	+3.51	+2.36	+2.53	+4.70	+5.07	+3.76	+3.76	+1.93	+2.10
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.680	18.483	18.486	18.580	18.356	18.163	18.366	18.457	18.564	18.556
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.616	15.559	15.600	15.596	15.554	15.496	15.560	15.607	15.594	15.592
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.751	38.384	38.596	38.611	38.427	38.170	38.229	38.691	38.644	38.619

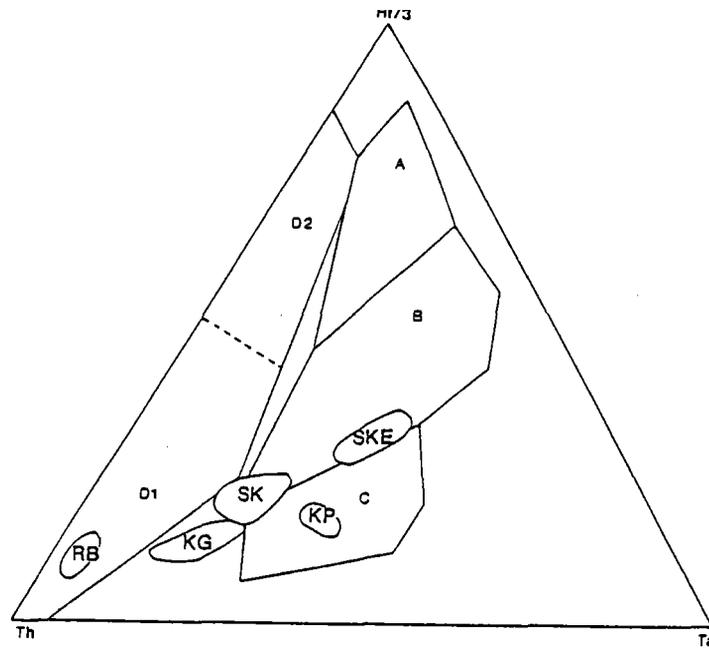


Figure 3.18 : Diagramme ternaire Hf/3-Th-Ta (Wood, 1980; Wood et al., 1979) indiquant le caractère géochimique intraplaque des basaltes arrière-arc de Parang et de Sukadana Enrichi et le caractère intermédiaire (entre domaine arc et domaine intraplaque) des échantillons de Sukadana et de l'île Genting (Figure modifiée de Soeria-Atmadja, 1985). Abréviations utilisées pour les domaines : A : N-MORB; B : E-MORB et des basaltes tholéitiques intraplaque; C : basaltes alcalins intraplaque; D : basaltes orogéniques (D1 : calco-alcalin; D2 : tholéitique d'arc); SKE : basaltes de Sukadana enrichis en Ti-Nb-Ta (Sumatra) ; SK : basaltes de Sukadana appauvris en Ti-Nb-Ta (Sumatra) ; KP : basaltes de Parang (Karimunjawa); KG : basaltes de Genting (Karimunjawa); RB : andésites du Rajabasa (Sumatra).

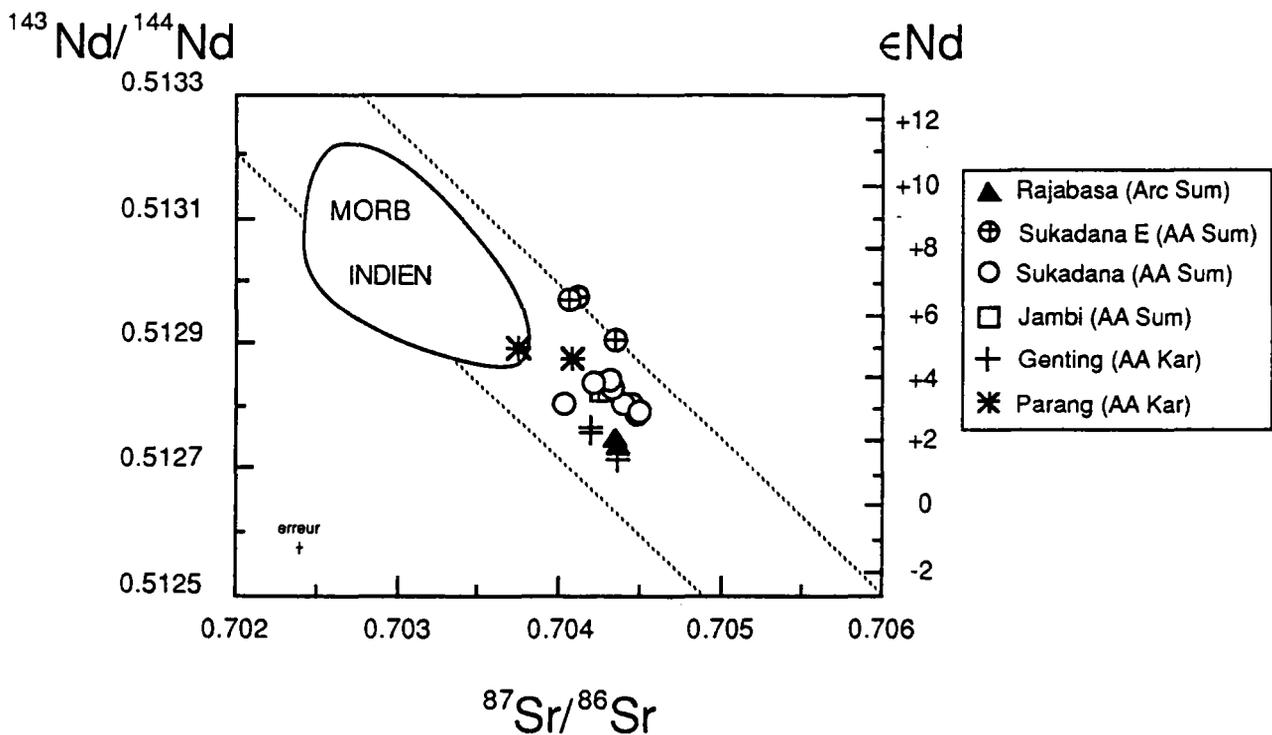


Figure 3.19 : Diagramme isotopique Sr-Nd des laves arc et arrière-arc (AA) de Sumatra (Sum) et des basaltes arrière-arc des îles Karimunjawa (Kar), comparativement aux MORB Indien (Dosso et al., en préparation).

varient beaucoup et permettent de discriminer plusieurs groupes au sein de ces basaltes. Ceci est mis en évidence par le diagramme triangulaire Hf/3-Th-Ta (Wood et al., 1979a; Wood, 1980), utilisé par Soeria-Atmadja et al. (1985) (Fig. 3.18). Au niveau des îles Karimunjawa, les basaltes de Genting ont des rapports Th/Ta plus élevés (Th/Ta compris entre 1 et 5) que ceux de Parang et se rapprochent ainsi du domaine des laves d'arc. Ils occupent en fait une position intermédiaire entre les champs des E-MORB, des basaltes alcalins intraplaques et des basaltes orogéniques. Les basaltes de Parang se situent nettement dans le domaine du magmatisme intraplaque.

On observe donc, au cours du temps, l'évolution progressive d'un volcanisme arrière-arc intraplaque (de 6.5 à 3.77 Ma) à un volcanisme arrière-arc transitionnel (de 2.7 à 1.8 Ma), au niveau des îles Karimunjawa, situées en arrière d'un arc contemporain dont l'activité s'étend de 11 à 3 Ma (Bellon et al., 1989). On peut considérer le volcanisme de l'île Genting comme correspondant aux étapes initiales du volcanisme potassique quaternaire caractérisant le domaine arrière-arc de Java Central.

Pour les basaltes du plateau de Sukadana, l'évolution géochimique temporelle a lieu dans l'autre sens : le magmatisme évolue d'un caractère orogénique vers un caractère intraplaque. En effet, Soeria-Atmadja et al. (1985) ont distingué deux groupes, au sein des basaltes de Sukadana, dans le diagramme Hf/3-Th-Ta (Fig. 3.18) : l'un, appauvri en Ta, Hf (Sukadana appauvri) et constitué de basaltes plus anciens se rapproche du domaine des basaltes orogéniques; l'autre, plus récent et plus enrichi en Ta, Hf (Sukadana enrichi), présente des rapports Th/Ta intermédiaires entre ceux des E-MORB et ceux des basaltes alcalins.

Ce diagramme triangulaire utilisé ici permet donc de visualiser rapidement les principales tendances de ces divers types de basaltes. Néanmoins, il convient de rester prudent vis-à-vis de ce type de diagramme qui utilise des abondances d'éléments, non normées aux chondrites et, dont les variations sont fonction des abondances naturelles des éléments, des processus pétrogénétiques de fusion partielle et des propriétés géochimiques de la source. De plus, ce diagramme ne permet pas toujours de préciser l'environnement géodynamique de la mise en place de certaines formations volcaniques tels, par exemple, les E-MORB (dorsale océanique ou domaine intraplaque?) (Bertrand, 1988).

Il convient donc de contraindre plus précisément les caractéristiques géochimiques des sources de ces magmas au moyen d'autres outils et notamment au moyen des rapports isotopiques.

Les études effectuées par Dosso et al. (1987) montrent clairement l'existence d'hétérogénéités mantelliques au niveau de cette zone orogénique.

Les compositions isotopiques Sr-Nd de tous les basaltes arrière-arc de Sukadana et de Karimunjawa appartiennent au domaine appauvri de la corrélation mantellique ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7037-0.7045$ et ϵNd : de +1.5 à +6.5) (Fig. 3.19). Ces caractéristiques isotopiques sont intermédiaires entre les basaltes des rides océaniques et ceux des îles océaniques. Cependant, trois échantillons sont à la limite de la corrélation mantellique : il s'agit des basaltes les plus enrichis en TR moyennes et ne présentant pas d'anomalie Nb-Ta dans leur spectre de TR élargis, ils appartiennent au groupe de basaltes de Sukadana enrichi. Ces échantillons ont les valeurs ϵNd les

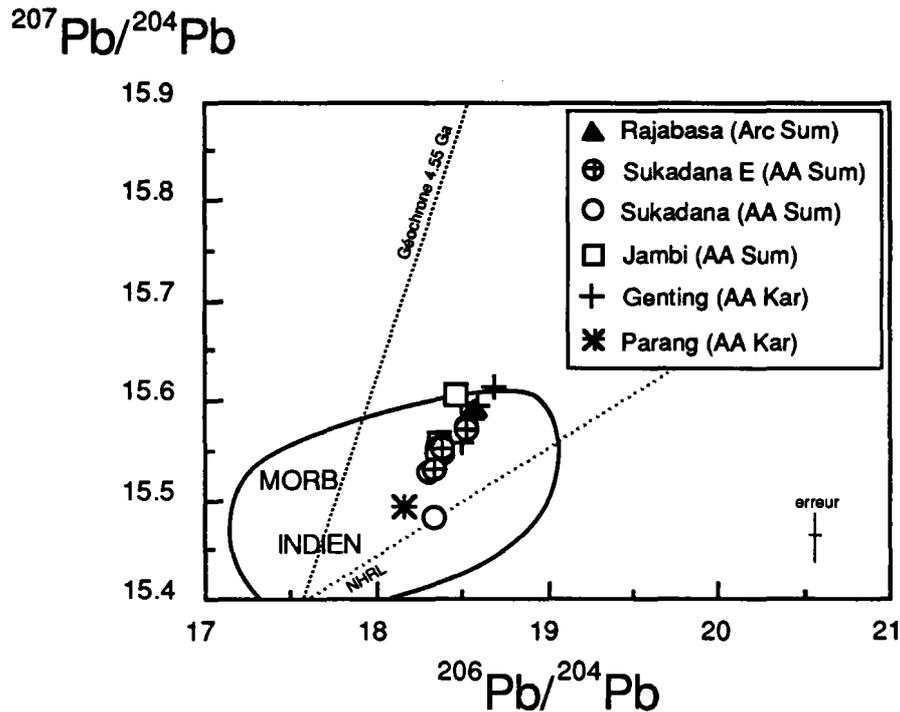


Figure 3.20 : Diagramme isotopique $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves arc et arrière-arc (AA) de Sumatra (Sum) et des basaltes arrière-arc des îles Karimunjawa (Kar), comparativement aux MORB Indien (Dosso et al., en préparation).

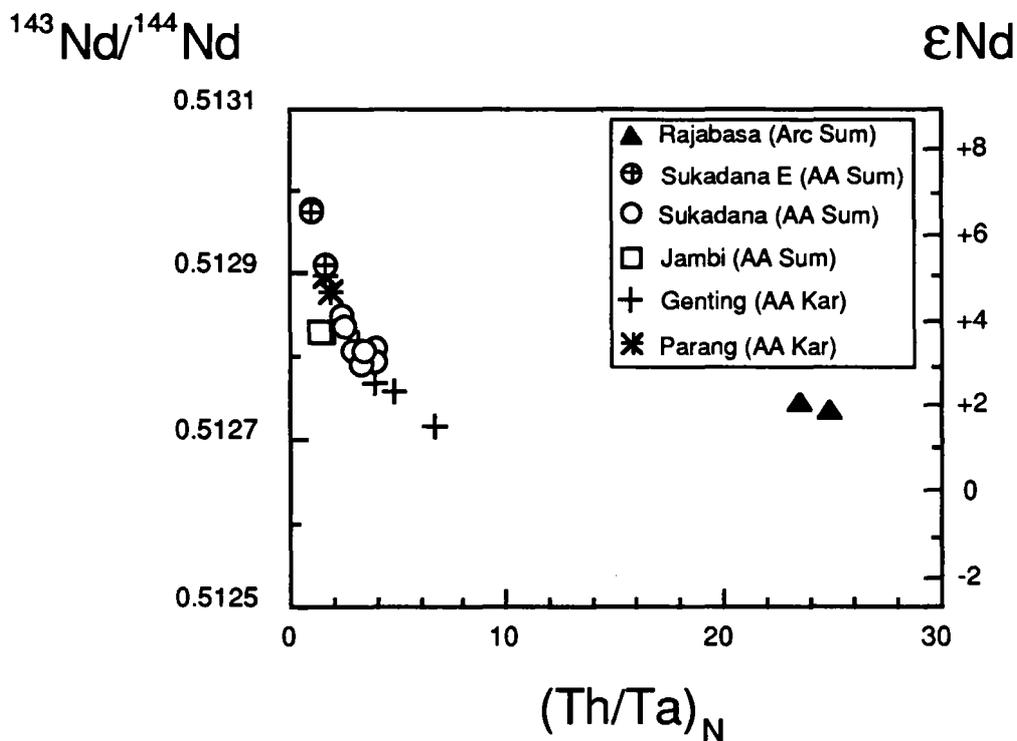


Figure 3.21 : Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ mettant en évidence une corrélation dessinée par les échantillons arrière-arc (AA) de Sumatra (Sum)-Karimunjawa (Kar). Le domaine arc, représenté par le Rajabasa, n'appartient pas à cette corrélation mantellique (Dosso et al., en préparation).

plus élevées, les rapprochant des MORB enrichis de l'océan Indien. De plus, l'appartenance des andésites du Rajabasa à la corrélation mantellique semble montrer l'absence de contamination crustale prononcée dans la genèse de ces roches.

Les compositions isotopiques du plomb des basaltes arrière-arc de Sumatra-Karimunjawa ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.16-18.68, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.48-15.62, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.75-38.13) appartiennent pratiquement tous au domaine des MORB Indien (Fig. 3.20). Dans les diagrammes Pb-Pb, ils s'alignent suivant une droite de pente nettement supérieure à la NHRL. Les andésites du Rajabasa (volcan de l'arc) se situent également sur cette droite et figurent parmi les échantillons les plus radiogéniques en Pb.

Dosso et al. (1987) ont mis en évidence l'existence d'une corrélation entre les valeurs isotopiques ϵNd et les rapports d'éléments en trace $(\text{Th}/\text{Ta})_N$, pour l'ensemble des basaltes arrière-arc (Fig. 3.21). Cette corrélation permet de distinguer clairement un domaine arc (Rajabasa) et un domaine arrière-arc (Sukadana, Jambi, Karimunjawa). Ceci est tout à fait remarquable surtout dans le cas du plateau arrière-arc de Sukadana qui est géographiquement très proche du volcan d'arc (Rajabasa) (25 km).

Une telle corrélation entre un rapport d'élément en trace et un rapport isotopique indiquerait que les variations du rapport d'élément en trace $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ ne résultent pas de processus pétrogénétique de fusion partielle, mais reflètent des variations primaires dans la composition des sources impliquées dans la genèse de ces magmas. Cette corrélation ϵNd - $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ indique également que ces basaltes arrière-arc sont le résultat d'un mélange simple impliquant deux sources isotopiquement bien distinctes et caractérisées par des rapports $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ différents. Par conséquent, le rapport Th/Ta , contrairement à d'autres rapports, n'a pas été sensible à certains facteurs (cristallisation fractionnée, fusion partielle) responsables de la genèse des roches.

V.4 - Conclusion

En conclusion à cette étude concernant les basaltes arrière-arc de Sumatra-Karimunjawa, il convient d'insister sur la mise en évidence de deux domaines géochimiquement différents : un domaine arc et un domaine arrière-arc. Qu'en est-il pour les autres édifices volcaniques arrière-arc de cette région? Une étude plus approfondie des sources mantelliques impliquées dans la genèse des magmas arc et arrière-arc de cette zone de l'Ouest de l'arc de la Sonde est possible grâce à la prise en compte des volcans arrière-arc de Java.

CONCLUSION DU TROISIEME CHAPITRE

Ce chapitre a permis, tout d'abord, de rappeler l'évolution géodynamique de l'arc de la Sonde. Nous avons plus particulièrement insisté sur les épisodes de cette évolution, pouvant avoir quelque influence sur les sources du magmatisme récent de Java (par exemple : la subduction Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur).

L'île de Java se singularise par un certain nombre de caractéristiques :

- Les études sismiques enregistrent des profondeurs du plan de Benioff très importantes (au-delà de l'isobathe 600 km).
- Le magmatisme arc et arrière-arc de Java présente une très grande variabilité dans les teneurs en K_2O : il évolue depuis des séries de type tholéiitique d'arc jusqu'à des séries de type alcalin ultrapotassique.
- Six édifices volcaniques alcalins potassiques et ultrapotassiques à leucite, d'âge quaternaire, se situent en position arrière-arc au niveau de Java Central et de Java Est, à l'aplomb d'isobathes du plan de Benioff très variables : 200 km pour les édifices Lurus, Ringgit, Beser, 375-400 km pour le Muria et le Genuk et 650 km pour Bawean.

La relation entre ce magmatisme potassique arrière-arc et le processus de la subduction n'est pas clairement établie (cf. paragraphe V).

La présence de structures majeures, obliques par rapport à l'axe de l'arc semblent jouer un rôle dans la mise en place de ces laves alcalines potassiques et ultrapotassiques. Le seul de ces édifices étudié jusqu'à présent, du point de vue géochimie en éléments en traces et isotopes, est le Muria.

Les données géochimiques (éléments en traces et isotopes Sr-Nd-Pb) acquises récemment sur les basaltes arrière-arc de Sumatra et de Karimunjawa par Soeria-Atmadja et al. (1985) et Dosso et al. (1987) ont mis en évidence l'existence de sources mantelliques très distinctes au niveau des domaines arc et arrière-arc. Ces sources semblent être bien isolées car, même, sur une très courte distance (le plateau basaltique de Sukadana (domaine arrière-arc) n'est distant de l'édifice Rajabasa (domaine arc) que de 25 km), elles sont parfaitement différenciables.

Il est tout aussi remarquable de constater que les basaltes des îles Karimunjawa (situées au Sud de la mer de Java, en arrière de la région de Java Central), très éloignées du plateau de Sukadana (par rapport à la distance Sukadana-Rajabasa), montrent des caractéristiques géochimiques communes avec les basaltes de ce plateau (diagramme $ENd=f((Th/Ta)_N)$, Fig. 3.21). On peut donc se demander s'il en va de même pour les autres édifices arrière-arc de Java Central et de Java Est. Comment se disposeraient les laves potassiques de ces volcans arrière-arc de Java dans le diagramme $ENd=f((Th/Ta)_N)$? Ces laves ont-elles des caractéristiques géochimiques analogues à celles des basaltes arrière-arc de Sumatra-Karimunjawa? Ou plutôt semblables à celles des laves de l'arc? Peut-être, ces laves arrière-arc de Java présenteraient-elles tout simplement des

caractéristiques géochimiques complètement différentes de celles des laves d'arc et arrière-arc de Sumatra-Karimunjawa? Dans ce cas-là, elles montreraient l'existence de sources mantelliques différentes.

Pour tenter, entre autres, de répondre à ces diverses questions, nous avons analysé les isotopes Sr-Nd-Pb dans de nombreux échantillons de ces laves potassiques arrière-arc de Java. Ces analyses isotopiques couplées aux données relatives aux éléments en traces sont présentées dans le chapitre suivant.

CHAPITRE 4 :

RESULTATS GEOCHIMIQUES

INTRODUCTION

Les données acquises au cours de ce travail sont présentées dans ce chapitre. Après avoir défini les critères de sélection des échantillons et leur localisation, les principales caractéristiques géochimiques (majeurs-traces-isotopes) de ces laves sont décrites. Sont également présentées, dans ce chapitre, des données de sédiments, prélevés en avant de la fosse de subduction de l'arc de la Sonde. Certains de ces sédiments ont été analysés au cours de ce travail, les analyses de d'autres ont été publiées récemment par d'autres auteurs (Ben Othman et al., 1989; McLennan et al., 1990).

I. SELECTION ET LOCALISATION DES ECHANTILLONS

I.1 - Critères de sélection

Au chapitre 2, nous avons vu que le processus de cristallisation fractionnée peut modifier les abondances des éléments HYG, lors de précipitation de phases minérales spécifiques, et, par conséquent, les rapports d'éléments en trace. Afin d'interpréter des rapports d'éléments en trace en terme de source des magmas, nous avons pris en compte exclusivement des roches basiques, très peu différenciées. Malheureusement, une telle sélection n'est pas toujours possible. En effet, certains édifices volcaniques ne présentent pas de terme pétrogénétique basique : c'est, par exemple, le cas du volcan Lasem, pour lequel, seules, des laves intermédiaires et évoluées ($[Mg] (=100Mg/Mg+Fe^{2+}) < 49$) ont été échantillonnées.

Un second facteur à considérer pour le choix des échantillons repose sur le degré d'altération des roches. Le processus d'altération météorique peut être responsable de la mobilité de certains éléments. Les bilans géochimiques propres à ce type d'altération sont très variables : ils dépendent du pH et du potentiel d'oxydo-réduction du milieu. On peut, par exemple, citer le cas des TR, éléments mobiles, qui peuvent, soit, former des minéraux secondaires à proximité de leur source, soit être adsorbées à la surface de minéraux argileux formés au cours de cette altération supergène (Deliens et Piret, 1982; Bevins et al., 1985). Il est généralement admis que ce type d'altération se traduit par un lessivage, en premier lieu, des alcalins, puis des alcalino-terreux, de la silice, et des TR (Humphris, 1984; Adlerton, 1980). On conçoit bien que des roches très altérées verront leur concentration initiale en Cs, Rb, Sr, Ba, K₂O... fortement modifiées. Aussi, afin de s'affranchir au mieux de la mobilité des éléments au cours de l'altération supergène, nous avons sélectionné les échantillons les moins altérés : ceux pour lesquels la perte au feu (LOI 1050 : "Loss On Ignition" à 1050°C) a les valeurs les plus faibles. Aussi, les laves sélectionnées appartiennent-elles à l'intervalle de variation de perte au feu (-0.66; 1.84) (cf. paragraphe III Tableaux 4.2-4.3). Les roches des édifices potassiques arrière-arc éteints montrent un degré d'altération plus important (de 0.06 à 1.84), comparativement à celles des volcans actifs (de -0.66 à 1.02).

Ces deux critères constituent les deux critères de base de sélection des échantillons, grâce auxquels, les caractéristiques géochimiques des magmas reflètent au mieux celles de la source.

Par ailleurs, nous nous sommes basés sur un critère géochimique : le rapport des concentrations d'éléments en trace Th/Ta, pour sélectionner plus précisément les laves répondant aux deux critères définis ci-dessus. En effet, les travaux antérieurs de Dosso et al. (1987) ont mis en évidence une corrélation entre les compositions isotopiques du Nd et le rapport Th/Ta des basaltes arrière-arc de Sumatra et des îles Karimunjawa. Contrairement à ces basaltes, pour lesquels le rapport $(Th/Ta)_N$ varie de 0.87 à 5.95, les laves potassiques arrière-arc de Java montrent une plus grande variabilité de leur rapport Th/Ta ($(Th/Ta)_N$: de 3.7 à 22.2). Une variabilité de ce type caractérise également les magmas d'arc ($(Th/Ta)_N$: de 4.7 à 41.5). Aussi, afin de vérifier si la corrélation $(Th/Ta)_N$ - ϵ_{Nd} , définie à partir des basaltes de Sumatra et des îles Karimunjawa (Dosso et al., 1987)

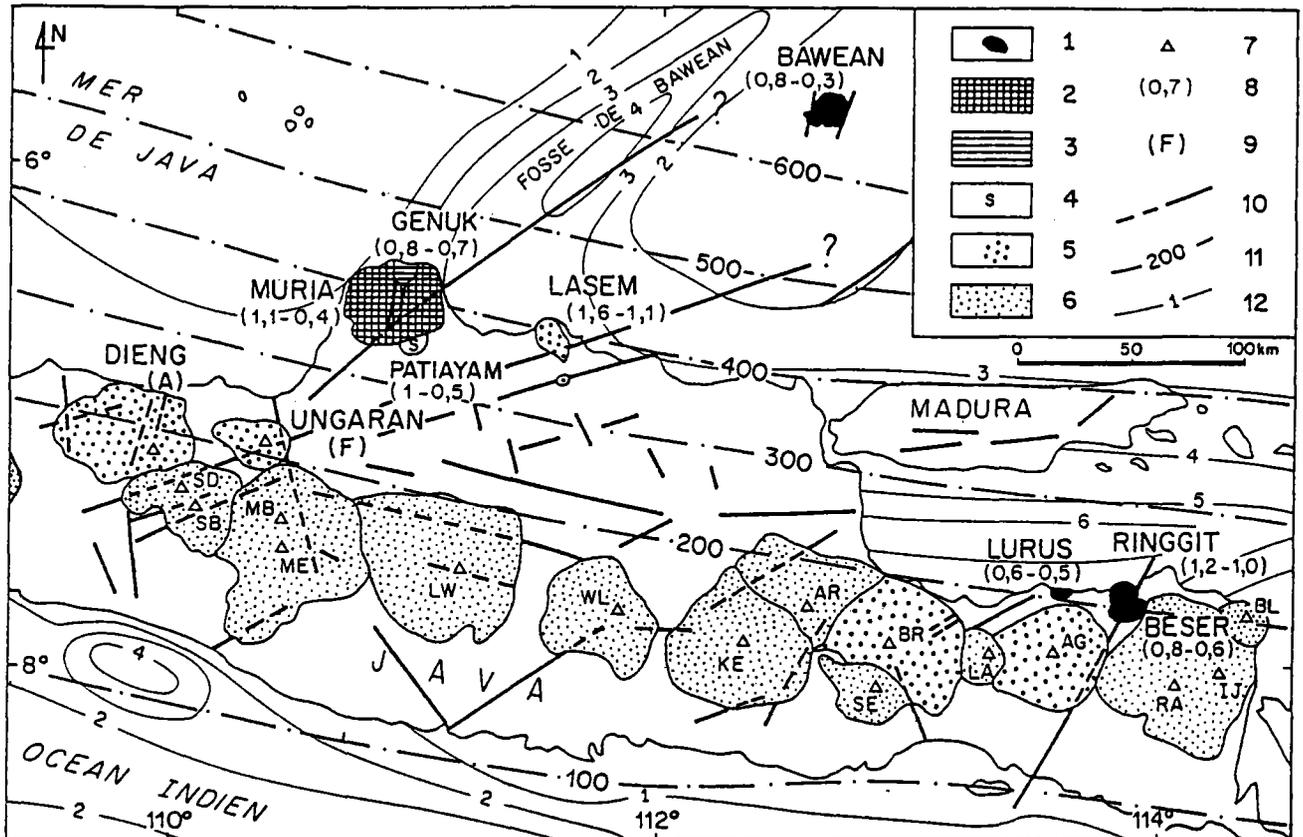


Figure 4.1 : Schéma géologique du Centre et de l'Est de Java, montrant la distribution des volcans quaternaires; 1 : volcan ultrapotassique à leucite; 2 : édifice mixte, alcalin potassique et ultrapotassique; 3 : alcalin potassique; 4 : shoshonitique; 5 : calco-alcalin potassique; 6 : calco-alcalin; 7 : volcan actif (activité magmatique ou solfatarique historique); 8 : âges potassium-argon en millions d'années; 9 : volcan en activité fumerollienne; 10 : principales failles récentes; 11 : isobathes du plan de Benioff (en km); 12 : isopaques de la couverture sédimentaire (en km). Abréviations des noms des volcans de l'axe de l'arc : SD : Sundoro; SB : Sumbing; MB : Merbabu; ME : Merapi; LW : Lawu; WL : Wilis; KE : Kelut; AR : Arjuno; SE : Semeru (Mahameru); BR : Bromo; LA : Lamongan; RA : Raung; IJ : Kawah Ijen (Merapi-Est); BL : Baluran (Soeria-Atmadja et al., 1988).

s'étend à l'ensemble des laves potassiques arrière-arc de Java, nous avons choisi des échantillons représentatifs de l'intervalle de variation des rapports Th/Ta. Une sélection similaire a été effectuée pour les roches d'arc, afin d'étudier leur distribution vis-à-vis des compositions isotopiques Nd et des rapports d'éléments en trace Th/Ta.

Enfin, parmi ces échantillons, nous avons favorisé ceux qui ont été datés (Bellon et al., 1989); ces âges apportant une information supplémentaire intéressante à prendre en compte.

1.2 - Localisation des échantillons

L'ensemble des échantillons a été prélevé par R.C. Maury, R. Soeria-Atmadja et E. Suparka au cours de diverses missions effectuées de 1984 à 1988. Y. S. Yuwono et moi-même avons participé à une mission en septembre 1989, au cours de laquelle nous avons échantillonné une vingtaine de laves du Muria.

Les laves d'arc appartiennent à des strato-volcans bien individualisés de diverse nature : calco-alcalin (Merapi, Merbabu, Lamongan, Merapi-Est) et calco-alcalins potassiques (Argopuro). La position de ces volcans est illustrée par la figure 4.1.

Les laves du domaine arrière-arc appartiennent à des édifices éteints de nature très différente : calco-alcalin (Baluran), calco-alcalin potassique (Dieng, Ungaran, Lasem), shoshonitique (Patiayam), alcalins potassiques (Muria 1, Genuk) et alcalins ultrapotassiques à leucite (Muria 2, Bawean, Lurus, Ringgit, Besar). La figure 4.1 montre la position de ces édifices arrière-arc relativement à ceux de l'arc.

Les principaux caractères géologiques, chronologiques et pétrologiques de ces volcans arc et arrière-arc et de leur laves ont été évoqués au chapitre précédent. Maury et al. (1987) et Bellon et al. (1989) localisent plus précisément les laves échantillonnées au sein des centres éruptifs du Muria, du Lasem et de Bawean.

En particulier, au niveau du Muria, cinq coupes radiales des pentes basses et moyennes du volcan ont été effectuées : coupe Menawan-Rahtawu, coupe de Colo, coupe Gunungrowo-Uolong, coupe Medani-Tempur, coupe Bategede-Sewengin (Maury et al., 1987). Ces coupes ont été reportées sur la figure 4.2.

Les deux échantillons du Lasem sélectionnés sont positionnés sur la coupe géologique de la figure 4.3. L'échantillon LS70 se situe à la base des coulées andésitiques affleurant au niveau des pentes moyennes du volcan; et l'échantillon LS80 appartient à une coulée pyroclastique, mise en place au niveau de la partie sommitale du centre éruptif.

Au niveau de l'île Bawean, la localisation des échantillons étudiés est reportée sur la figure 4.4. Des échantillons d'une coulée basanitique (BW19B) et de deux coulées téphritiques (BW15 et BW45) ont été prélevés respectivement au Nord, à l'Est et au Sud de l'île. Un échantillon d'un dôme phonolitique (BW13B), situé à l'Est de l'île a également été étudié. Ces distinctions pétrologiques ne sont pas associées, au niveau de Bawean, à des distinctions d'ordre chronologique.

Les âges correspondant aux roches étudiées sont exposés dans le paragraphe III de ce chapitre. La localisation de l'ensemble des échantillons étudiés est indiquée sur des cartes présentées en annexe 1. Y figure également le positionnement des laves du Muria prélevées lors de la dernière mission (septembre 1989).

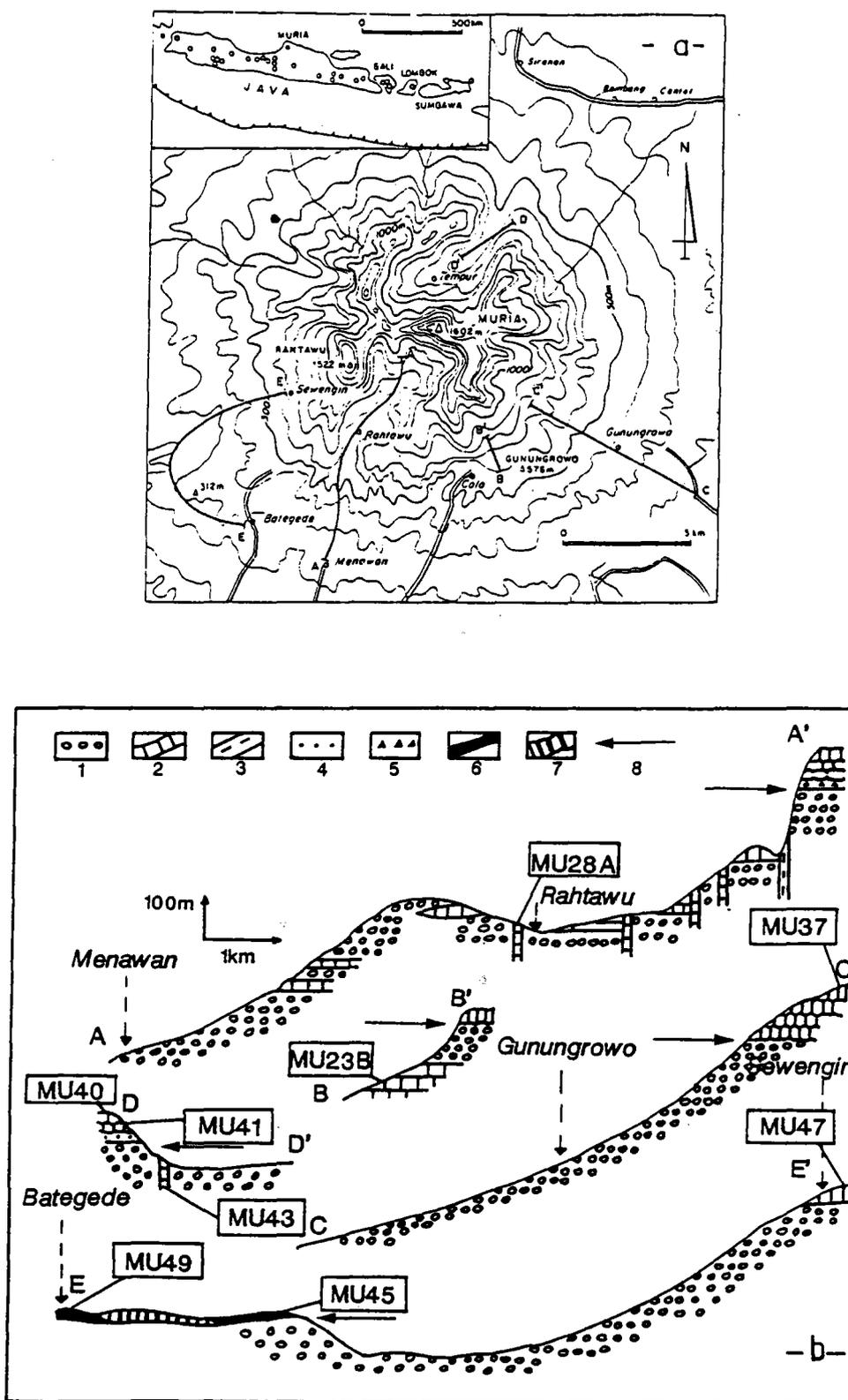


Figure 4.2 : Coupes interprétatives du Muria. (a) : position des coupes. Cartouche : le Muria et les principaux volcans de l'arc de la Sonde (cercles vides). (b) : Brèches épiclastiques (1) et laves téphritiques (2) sans leucite; dyke trachytique (3); brèches épiclastiques (4) à leucite et pyroclastiques (5) à leucite; coulées basanitiques (6) et téphritiques (7) à leucite; contact entre les produits des deux associations magmatiques (8) (Maury et al., 1987).

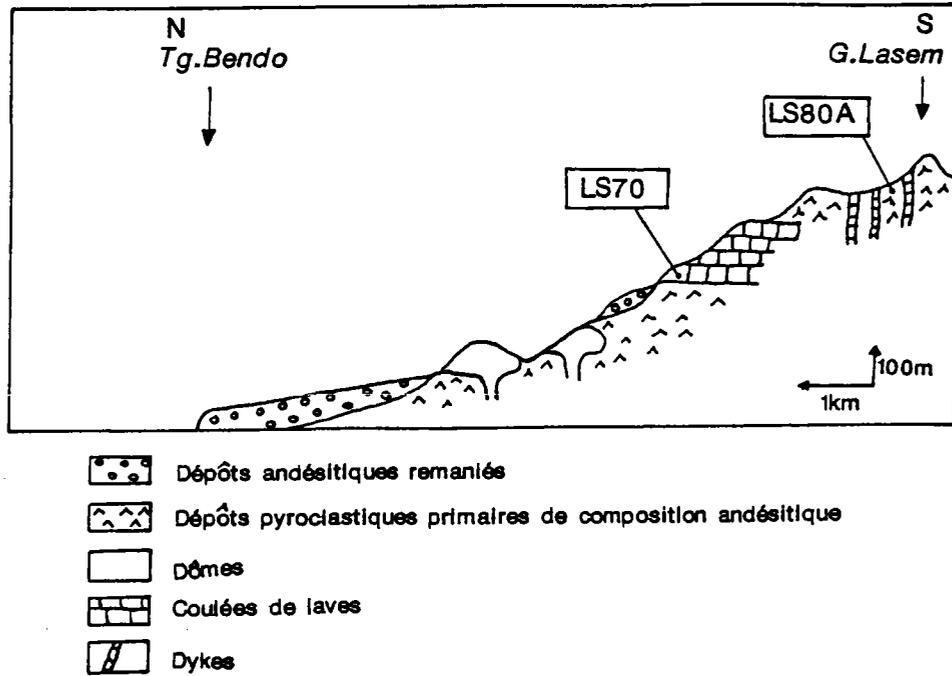


Figure 4.3 : Coupe schématique du volcan Lasem (Bellon et al., 1989). Localisation des échantillons étudiés.

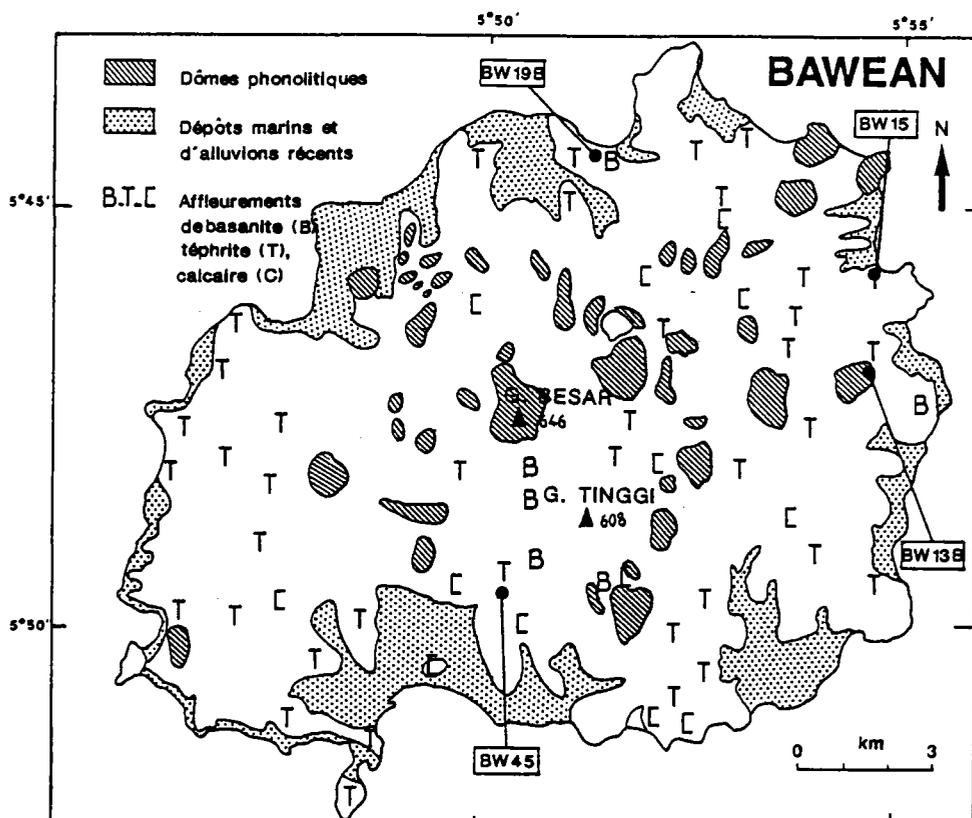


Figure 4.4 : Carte géologique de l'île Bawean (Bellon et al., 1989). Localisation des échantillons étudiés.

II. LOCALISATION ET NATURE DES SEDIMENTS

A l'heure actuelle, il existe très peu de données géochimiques (éléments en trace et isotopes) acquises sur des sédiments de l'Océan Indien. Les rares données existant avant 1989 ont été obtenues à partir de sédiments peu représentatifs : deux nodules de manganèse, n'ayant pas été analysés du point de vue éléments en trace et pour lesquels, les analyses isotopiques Sr-Nd-Pb sont incomplètes (O'Nions et al., 1978; Chow et Paterson, 1962).

En 1989, Ben Othman et al. ont publié un certain nombre de données géochimiques acquises sur des sédiments prélevés dans l'Océan Indien. Parmi ces sédiments, trois d'entre eux se situent à proximité de l'île de Java, et plus précisément, en avant de la zone occidentale de Java. Leur position exacte est donnée dans le tableau 4.1. Il s'agit de sédiments de surface d'âge récent (Quaternaire), de composition terrigène (échantillon V33-79) et de composition intermédiaire entre les sédiments terrigènes et les sédiments biogènes (échantillons V33-75 et V33-77); la position de tels dépôts hémipélagiques serait régie par les courants de turbidité. Très récemment, McLennan et al. (1990) ont publié un grand nombre de données géochimiques (traces et isotopes Sr-Nd) sur des turbidites, parmi lesquelles figurent trois échantillons prélevés au niveau de la fosse de Java (7°21'S-103°07'E et 5°23'S-102°56'E) (Tableau 4.1). Ces matériaux de surface correspondent à des sables et des boues.

Echantillon	Profondeur dans la carotte (cm)	Epaisseur de la colonne d'eau (m)	Latitude	Longitude	Type
V33-75	316-318	3396	8°25'S	107°11'E	terrigen/biogene
V33-77	272-274	3014	8°7'S	106°43'E	terrigen/biogene
V33-79	18	3000	7°54'S	106°24'E	terrigen
CA30-S	210	6454	7°21'S	103°07'E	sable
CA30-M	200	6454	7°21'S	103°07'E	boue
CA31-S	30	1891	5°23'S	102°56'E	sable

Tableau 4.1 : Localisation et nature des échantillons analysés par Ben Othman et al. (1989) (sédiments V33) et par McLennan et al. (1990) (sédiments CA).

Nous avons nous-mêmes analysé cinq autres sédiments échantillonnés au cours du Leg 22 du "Deep Sea Drilling Project", au niveau du trou de forage 211. Ce forage se situe en avant de la fosse de subduction, légèrement en position Sud-Ouest par rapport à l'île de Java, à la latitude 9°46.53'S et à la longitude

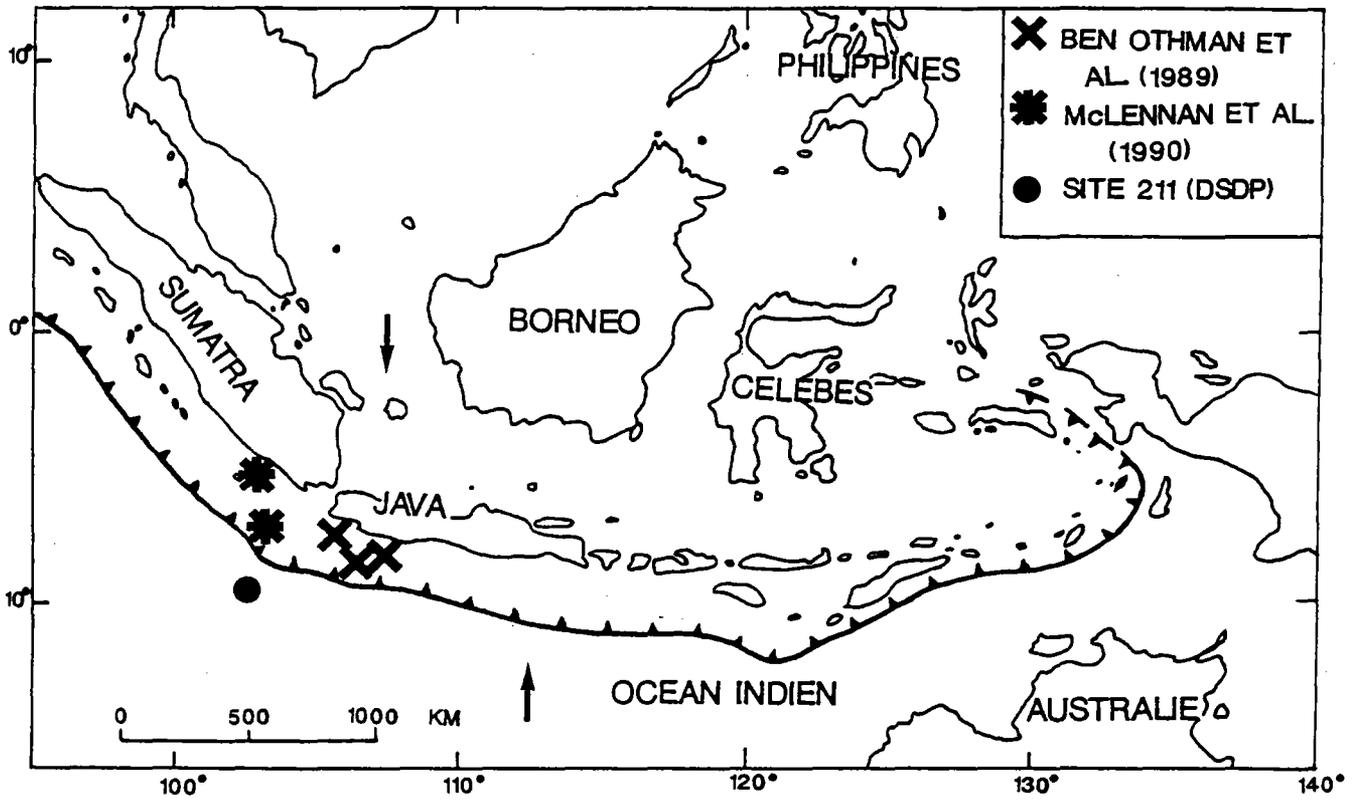


Figure 4.5 : Localisation des sédiments pris en compte pour l'étude des laves de Java.

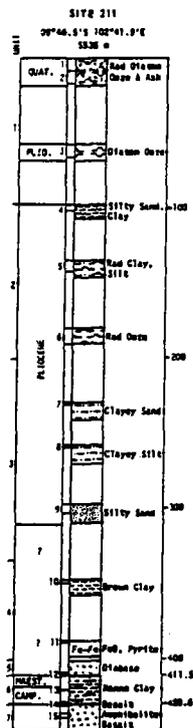


Figure 4.6 : Log synthétique du trou de forage 211 (site DSDP, Leg 27).

102°41.95'E (Fig. 4.5). Ces échantillons ont été obtenus à la suite d'une demande auprès du "Scripps Institution of Oceanography" de Californie.

Les sédiments étudiés sont, à la différence de ceux de Ben Othman et al. (1989) et de McLennan et al. (1990), des sédiments profonds, d'âge (et donc de profondeur) très variables : entre le Pliocène supérieur et le Crétacé supérieur (Campanien moyen) (entre 61m et 430m de profondeur). Les caractéristiques propres à chaque sédiment, issues de "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project" (Volume XXII), apparaissent sur la figure 4.6. Deux de ces sédiments sont des argiles (échantillons 211-6-1, 211-9-1), l'échantillon 211-13-1 est de nature plutôt biogène, les autres (échantillons 211-3-3, 211-14-1) ont une composition intermédiaire entre les sédiments biogènes et les sédiments terrigènes.

Venkatarathnam (1974) a étudié, d'après la minéralogie, l'origine des sédiments non-carbonatés dans ce secteur équatorial de l'Océan Indien. Cet auteur distingue un certain nombre de provinces de minéraux argileux dans l'Est de l'Océan Indien : la province du Deccan (smectite), celle du Gange (illite et chlorite), celle de l'Indonésie (smectite), celle de l'Australie (kaolinite) et la zone inter-ride située entre la ride de Ninetyeast et la ride médio-indienne (smectite) (Fig. 4.7). Il ressort de cette étude que les sédiments d'âge Crétacé, prélevés au niveau du site de forage 211 (échantillons 211-14-1 et 211-13-1), proviennent de l'altération in situ de basaltes océaniques. En effet, les études minéralogiques indiquent que ces sédiments sont enrichis en palygorskite et contiennent également de petites quantités de smectites authigènes. Les sédiments d'âge plus récent (Pliocène inférieur) (échantillons 211-9-1 et 211-6-1), enrichis en illite et chlorite, auraient été transportés par les fleuves Gange et Brahmapoutre, puis par des courants de turbidité jusqu'à la région du site 211. Par la suite, cette source de sédiments a été isolée par des mouvements tectoniques affectant la région. Au Pliocène supérieur, les sédiments (échantillon 211-3-3) correspondent à des smectites et à des cendres volcaniques siliceuses issues de l'activité volcanique de l'arc indonésien. Ces caractéristiques minéralogiques sont résumées sur la figure 4.8, montrant la variation des abondances des différents types de minéraux argileux en fonction de l'âge. Il apparaît, au vu de cette étude, que les sédiments profonds (ici, d'âge Pliocène inférieur) sont plus intéressants que les sédiments de surface dont les caractéristiques minéralogiques et probablement géochimiques reflètent celles des magmas d'arc. Ce problème de cycle (genèse des sédiments à partir des laves d'arc, et genèse des laves d'arc à partir de sédiments subductés) a déjà été évoqué par Ben Othman et al. (1989). Un moyen de s'en affranchir est de prendre en compte essentiellement des sédiments profonds. Les sédiments proches de la croûte océanique altérée ne semblent pas très intéressants : effectivement, contenant une forte proportion de produits d'altération des basaltes océaniques sous-jacents, ils ne donnent pas une bonne image de la composition moyenne du sédiment océanique dans cette zone de l'Océan Indien. Autrement dit, ce sont les sédiments non-authigènes et ne présentant, dans la mesure du possible, aucun lien génétique avec les laves d'arc et la croûte océanique qui suscitent le plus grand intérêt quant à l'identification du pôle sédimentaire à partir des isotopes du plomb.

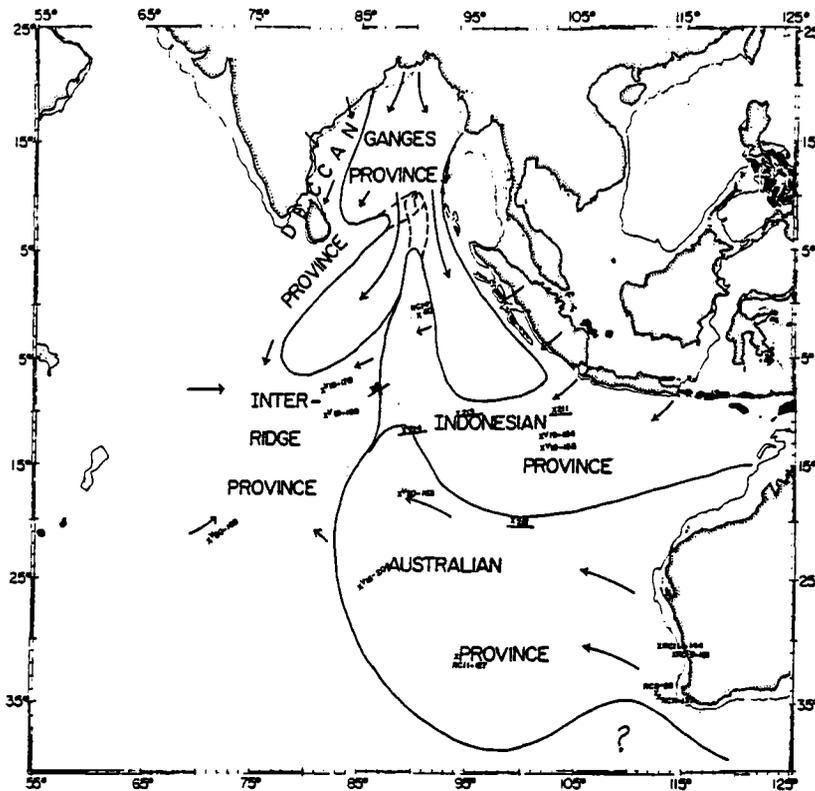


Figure 4.7 : Carte de la région du Nord-Est de l'océan Indien montrant la répartition des différentes provinces minéralogiques (Venkatarathnam, 1974).

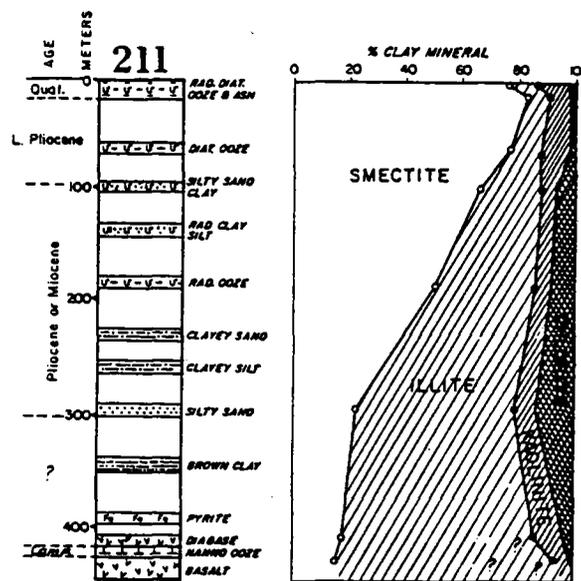


Figure 4.8 : Diagramme montrant la variation des abondances des différents types de minéraux argileux en fonction de l'âge (Venkatarathnam, 1974).

III. LES ELEMENTS MAJEURS

Les analyses en éléments majeurs des laves d'arc sont reportées dans le tableau 4.2, celles des laves arrière-arc dans le tableau 4.3 et celles des sédiments dans le tableau 4.4.

Les concentrations de ces éléments majeurs ont été mesurées par spectrométrie de fluorescence X, à l'exception du sodium Na_2O analysé par absorption atomique. En effet, le caractère volatil du sodium lors de la préparation des perles (fusion), utilisées en fluorescence X, ne permet pas de doser correctement cet élément. De plus, le vieillissement des perles serait à l'origine d'une variation des concentrations en Na_2O (Etoubleau, communication personnelle). Aussi, les totaux de ces analyses chimiques ont été recalculés, en tenant compte de la mesure des concentrations en Na_2O par absorption atomique.

Si on ne considère que les termes pétrologiques les plus basiques, nous pouvons faire un certain nombre de remarques :

- La plupart des basaltes des volcans de l'arc présentent des analyses chimiques en éléments majeurs typiques des magmas d'arc : teneurs élevées en Al_2O_3 (>17%), faibles en MgO (<5.6%), CaO (<10.6%), TiO_2 (<1.2%). Dans ces magmas, le potassium montre des abondances élevées (comparativement aux MORB) et souvent très variables (de 1.22% à 2.18%). Cet élément définit l'appartenance des laves à un type d'association magmatique donnée (cf. classification de Peccerillo et Taylor (1976)).

- Cependant, les laves de l'édifice Lamongan affichent des abondances en éléments majeurs légèrement distinctes. En effet, les teneurs élevées en MgO (entre 5.97 et 8.16%), en CaO (de 11.5 à 14.1%), TiO_2 (allant jusqu'à 1.5%) et faibles en SiO_2 (de 42.5 à 45.9%), K_2O (jusqu'à 0.6%) et P_2O_5 (0.05-0.13%) comparativement aux laves d'arc plus typiques dénotent un caractère cumulatif en clinopyroxènes et titanio-magnétite, qui est confirmé par les données pétrographiques (Mulyana, 1989).

- Les laves arrière-arc des volcans Ungaran, Dieng, Lasem, Patiayam appartenant à des séries similaires, mais généralement plus potassiques (associations calco-alkalines potassiques, shoshonitiques) ne se distinguent des laves des édifices de l'arc que par leur teneurs plus élevées en K_2O (de 1.7 à 3%).

- Les termes basiques des séries ultrapotassiques à leucite (Muria 2, Bawean, Lurus, Ringgit, Besar) présentent un certain nombre de caractéristiques typiques des magmas intraplaques : sous-saturation en silice, abondances faibles en Al_2O_3 (11.8 à 16.7%), élevées en MgO (6.29-9.98%), CaO (de 9.3-12.8%) relativement aux magmas d'arc. Néanmoins, les teneurs faibles en Fe_2O_3 et TiO_2 , reflétant un fractionnement précoce de titanomagnétite, confèrent à ces laves une certaine affinité pour les magmas d'arc. Soulignons également l'enrichissement très important en éléments majeurs incompatibles (P_2O_5 et K_2O) de ces basanites. Par exemple, les teneurs en P_2O_5 de ces matériaux sont élevées (entre 0.6 et 1.1%), de plus d'un facteur 2 comparativement aux basaltes tholéitiques d'arc ($\text{P}_2\text{O}_5=0.3\%$).

Au cours de la dernière mission effectuée sur le Muria (septembre 1989), nous avons prélevé un certain nombre d'échantillons dont les analyses en éléments majeurs et en quelques éléments en trace (par absorption atomique) sont présentées en annexe 3. Trois de ces laves sont de type shoshonitique (sursaturées en SiO_2), mais les âges K-Ar obtenus sur deux de ces échantillons (H. Bellon, communication personnelle) sont

Tableaux 4.2-4.3 : Eléments majeurs, éléments en trace et rapports isotopiques Sr-Nd-Pb des échantillons arc et arrière-arc de Java. Les éléments majeurs ont été mesurés par spectrométrie de fluorescence X (XRF) au laboratoire de géochimie de l'Ifremer, Centre de Brest par P. Cambon et J. Etoubleau, à l'exception de Na₂O mesuré par absorption atomique (AA) à l'Université de Bretagne Occidentale par Jo Cotten. Les éléments en trace ont été analysés par ces deux méthodes (XRF et AA) ainsi que par activation neutronique (NAA) au laboratoire P. Süe du CEN, Saclay par J. L. Joron, et par dilution isotopique (DI) au cours de ce travail. Les compositions isotopiques ont également été analysées au cours de ce travail. Les teneurs en Nd ont été déterminées par interpolation des spectres de terres rares.

Les abréviations déterminant le type de roches correspondent : pour les lettres précédant le point, au terme pétrogénétique (B : basalte, Ab : andésite basique, A : andésite, Abs : absarokite, Te : téphrite, TrA : trachyandésite, TrB : trachybasalte, Tr : trachyte, Trb : trachybasanite, b : basanite, Ph : phonolite), et, pour les lettres suivant le point à l'association pétrogénétique à laquelle appartient la roche (CA : calco-alcalin, CAK : calco-alcalin potassique, K : alcalin potassique, UK : alcalin ultrapotassique à leucite); âges potassium-argon donnés en millions d'années (Ma); distance : distance par rapport à l'axe de l'arc volcanique; [Mg] : rapport $[100\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}]$. Les teneurs normatives de certains minéraux sont également données : Qz (quartz), Ne (néphéline), Lc (leucite), Ol (olivine), Hy (hypersthène), Acmite (Ac), D.I. (indice de différenciation). A noter également que l'échantillon LR7-9 analysé par fluorescence X ne correspond pas à l'échantillon LR7-9 analysé par absorption atomique (il y a probablement eu confusion de poudre).

Localisation	MERAPI	MERBABU		LAMONGAN			ARGO-PURO	MERAPI-EST
Echantillon	MP21	MB84A	MB85	LA1A	LA2B	LA2X	AG46	MR42A
Type	B.CA	B.CA	Ab.CA	B.CA	B.CA	B.CA	B.CAK	B.CA
Age K-Ar (Ma)				0.1			1.88	
[Mg]	48.57	50.81	46.60	52.04	55.38	49.16	55.33	48.15
(Th/Ta) _N	23.42	41.52	21.45	5.10	9.63	9.43	16.33	11.85
SiO ₂	51.16	49.96	54.97	45.93	42.52	44.63	48.57	49.47
Al ₂ O ₃	18.02	18.46	18.52	18.64	15.80	18.19	19.02	18.13
Fe ₂ O ₃	10.81	10.83	8.84	13.34	15.32	14.39	10.52	12.22
MnO	0.18	0.18	0.17	0.19	0.17	0.19	0.18	0.20
MgO	4.38	4.80	3.31	6.21	8.16	5.97	5.59	4.87
CaO	9.44	9.40	8.28	11.52	14.10	12.13	10.64	9.41
Na ₂ O	3.18	2.87	3.39	2.16	1.66	2.20	2.47	2.84
K ₂ O	2.03	2.18	1.66	0.50	0.50	0.59	1.24	1.22
TiO ₂	1.25	0.91	0.85	1.06	1.50	1.44	0.89	1.07
P ₂ O ₅	0.32	0.30	0.31	0.13	0.05	0.05	0.27	0.28
Total	100.77	99.89	100.30	99.68	99.78	99.78	99.37	99.71
LOI (110°C)	0.73	0.33	0.13	0.09	0.06	0.10	0.35	0.09
LOI (1050°C)	1.02	0.38	-0.14	-0.66	-0.55	-0.41	0.17	0.00
Qz			4.13				0.64	2.87
Ne					2.63			
OI	6.67	23.94		8.80		12.60		
Hy	7.54	2.42	14.08	10.00		16.12	9.88	19.01
D.I.	38.43	36.87	42.67	21.18	14.59	22.04	28.52	33.67
Cs (NAA)	3.69	1.11	2.8	0.25	0.28	0.28	0.43	0.84
Li (AA)	8	14	13	7	6	6	8	9
Ba (AA)	504	565	339	209	199	295	511	384
Ba (NAA)	621	581	373	273	213	309	439	367
Ba (XRF)				289	226	324	431	363
Rb (AA)	39	39	36	7	7	6	23	21
Rb (NAA)	41.3	41.2	40.5	5.9	5.7	5.7	27.2	25.1
Rb (XRF)	41	39	41	8	4	7	28	26
Sr (AA)	449	503	547	328	212	296	492	470
Sr (NAA)	102	449	529					
Sr (XRF)	464	514	594	379	247	336	576	551
U (NAA)	1.24	1.34	1.45	0.162	0.136	0.047	0.705	0.608
Th (NAA)	6.049	7.5	6.2	0.585	0.40	0.537	2.67	2.76
Ta (NAA)	0.286	0.20	0.32	0.128	0.046	0.063	0.181	0.258
La (NAA)	15.13	16.3	17.2	4.63	2.30	2.47	13.13	14.10
K (XRF)	16850	18180	13780	4150	4150	4900	10290	10130
Nb (XRF)	3.4	3.1	4.6	2.6	1.5	2.3	4.3	4.8
Ce (NAA)	27.0	31.9	34.3	9.50	5.0	5.90	30.6	27.9
Pb (DI)		23.8	15.33		1.89		4.51	
Nd	15.38	15.55	16.12	6.86	4.33	5.23	15.12	16.05
Zr (NAA)	102	87.0	129.0	66	41	42	59	114
Zr (XRF)	76	75	114	44	30	39	60	83
Hf (NAA)	2.05	2.0	2.7	1.27	0.877	1.61	1.41	2.23
Sm (NAA)	3.93	3.4	3.4	2.22	1.68	2.08	3.35	4.14
Ti (XRF)	7490	5460	5096	6350	9000	8630	5340	6410
Eu (NAA)	1.36	1.18	1.26	0.9	0.65	0.91	1.28	1.42
Tb (NAA)	0.613	0.54	0.56	0.45	0.388	0.479	0.514	0.581
Y (XRF)	22	22.3	22.9	17	16	20	22	24
Yb (NAA)	2.05	1.9	2.2	1.59	1.25	1.61	1.76	1.91
V (AA)	309	301	160	487	782	542	279	292
V (XRF)	337	309	130	504	832	564	301	294
Sc (NAA)	27.6	26.1	16.5	42.3	73.0	39.7	30.1	24.6
Sc (XRF)				40	68	51	35	31
Cr (AA)	73	60	12	26	56	26	50	19
Cr (NAA)	82	68	20	3	19		37	
Cr (XRF)	84	50	9	11	49	11	45	4
Co (AA)	33	28	17	45	52	40	32	31
Co (NAA)	37.2	30.7	20.0	48.1	57.6	42.0	34.2	34.0
Co (XRF)	36	28	15	72	94	46	35	37
Ni (AA)	29	20	5	12	22	5	27	11
Ni (NAA)	31	21	7	13	27	7	28	12
Ni (XRF)	35	3	8	14	24	5	28	14
Cu (AA)	144	105	55	160	162	42	101	93
Cu (XRF)				163	168	43	113	94
Zn (AA)	98	86	81	89	77	76	79	93
Zn (XRF)		70	61					
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.705567	0.705920	0.704723	0.704111	0.704294	0.704280	0.704089	0.704331
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr			0.704748		0.704336	0.704302		
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512755	0.512684	0.512795	0.512913	0.512897	0.512883	0.512837	0.512832
ENd	+2.24	+0.86	+3.02	+5.32	+5.01	+4.74	+3.84	+3.74
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512746		0.512795					
ENd	+2.07		+3.02					
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.810	18.858	18.792	18.565	18.551	18.617	18.627	18.592
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.693	15.801	15.737	15.698	15.622	15.711	15.638	15.648
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	39.181	39.495	39.282	38.942	38.733	39.019	38.901	38.868

Localisation	MURIA				GENUK	
	MU43	MU28A	MU23C	MU47	GN86A	GN86C
Type	Te.K	TrA.K	TrB.K	TrB.K	TrA.K	Tr.K
Age K-Ar (Ma)	1.11	0.87			6.75	
Distance (km)	115	115	115	115	130	130
[Mg]	44.59	45.09	56.14	51.11	50.61	19.03
(Th/Ta) _N	22.25	17.88	13.10	15.09	16.95	15.86
SiO ₂	51.26	54.99	52.25	52.39	53.39	59.44
Al ₂ O ₃	18.29	18.08	16.96	17.07	17.97	19.94
Fe ₂ O ₃	8.40	7.21	8.83	9.16	7.55	3.67
MnO	0.19	0.15	0.15	0.21	0.17	0.14
MgO	2.90	2.54	4.85	4.11	3.32	0.37
CaO	8.20	6.41	7.65	7.68	7.34	2.81
Na ₂ O	3.52	4.02	2.81	2.94	4.17	4.56
K ₂ O	4.73	4.22	4.15	4.12	3.98	7.62
TiO ₂	0.69	0.70	0.90	0.92	0.64	0.29
P ₂ O ₅	0.55	0.51	0.56	0.67	0.49	0.06
Total	98.73	98.83	100.01	99.27	99.02	99.00
LOI (110°C)	0.82	0.84	0.41	0.79	0.33	0.71
LOI (1050°C)	1.28	0.85	1.55	1.19	1.07	1.06
Qz						
Ne	8.02	0.35			3.02	3.12
Lc						
Ac			0.02	0.94		
Ol						3.21
D.I.	51.14	59.07	48.46	49.39	55.93	90.37
Cs (NAA)	5.5	2.8	2.6	2.0	6.4	17.1
Li (AA)	13	21	15	15	19	20
Ba (AA)	1895	930	870	785	1115	1618
Ba (NAA)	1869	936	817	717	1177	1695
Rb (AA)	290	136	139	103	146	233
Rb (NAA)	284	134	133	97	140	217
Rb (XRF)	279	124	127	101	137	219
Sr (AA)	1735	1015	722	870	1235	1346
Sr (NAA)	1665	1013	695	847	1256	1370
Sr (XRF)	1909	1086	750	980	1262	1365
U (NAA)	3.3	6.3	4.0	4.9	5.1	5.1
Th (NAA)	20.9	29.4	17.4	21.4	22.5	28.8
Ta (NAA)	1.04	1.82	1.47	1.57	1.47	2.01
La (NAA)	92.0	99.0	67.0	85.0	95.8	125.0
K (XRF)	39270	35030	34450	34200	33040	63260
Nb (XRF)	18.5	33.5	27.1	33.1	28.4	41.0
Ce (NAA)	175	189	140	158	190	194
Pb (DI)	12.7					16.0
Nd	68.42	71.40	55.86	65.28	70.19	69.20
Zr (NAA)	181	337	218	246	258	326
Zr (XRF)	166	282	182	201	218	252
Hf (NAA)	3.3	5.6	4.2	4.2	4.5	5.4
Sm (NAA)	12.0	12.1	10.0	12.1		
Ti (XRF)	4140	4200	5400	5510	3840	1740
Eu (NAA)	3.2	3.1	2.6	2.9	3.1	2.9
Tb (NAA)	0.95	1.03	0.91	1.01	1.23	0.87
Y (XRF)	28	33	28	33	33	39
Yb (NAA)	2.5	2.9	3.3	2.4		
V (AA)	179	145	219	227	156	29
V (XRF)	179	144	223	226	151	26
Sc (NAA)	11.7	12.0	21.1	18.6	12.1	1.3
Cr (AA)	28	31	56	36	36	3
Cr (NAA)	21	25	40	23	34	
Cr (XRF)	19	22	39	29	37	6
Co (AA)	17	14	19	15	18	1
Co (NAA)	20	16.8	26.5	26.2	18.3	2.9
Co (XRF)	21	18	29	29	20	5
Ni (AA)	7	9	24	24	16	0
Ni (NAA)	9	13	22	15	18	
Ni (XRF)	14	13	22	24	19	3
Cu (AA)	58	14	51	13	26	5
Cu (XRF)		53	79		48	
Zn (AA)	92	96	87	89	78	75
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.704753	0.704715	0.704623	0.704582	0.704746	0.704839
⁸⁷ Sr/ ⁸⁸ Sr				0.704572		
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512588	0.512581	0.512606	0.512628	0.512571	0.512570
εNd	-1.01	-1.15	-0.66	-0.23	-1.35	-1.36
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd				0.512613		
εNd				-0.53		
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.840	18.719	18.783	18.802	18.633	18.676
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.809			18.815	18.657	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.730	15.641	15.632	15.637	15.612	15.634
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.700			15.649	15.631	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	39.390	39.094	39.109	39.176	38.924	39.022
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	39.309			39.223	38.989	

Localisation	MURIA						BAWEAN			
	MU32E	MU37	MU40	MU41	MU45	MU49	BW15	BW19B	BW13B	BW45
Type	Trb.UK	Te.UK	Te.UK	Te.UK	b.UK	b.UK	Te.UK	b.UK	Ph.UK	Trb.UK
Age K-Ar (Ma)				0.64	0.50	0.78	0.26	0.45	0.38	0.67
Distance (km)	115	115	115	115	115	115	240	240	240	240
[Mg]	50.84	48.62	41.38	45.00	59.19	66.31	53.67	66.64	4.67	62.72
(Th/Ta) _N	13.69	10.18	11.18	5.32	9.09	8.33	3.66	9.31	4.74	6.26
SiO ₂	48.23	48.80	51.32	47.27	45.14	46.17	48.53	49.33	56.40	48.90
Al ₂ O ₃	16.35	17.57	19.81	18.38	14.82	14.11	19.44	17.07	21.93	17.25
Fe ₂ O ₃	9.85	8.84	7.55	9.80	10.43	9.78	6.60	7.48	2.38	7.62
MnO	0.19	0.19	0.20	0.18	0.20	0.18	0.16	0.16	0.17	0.16
MgO	4.37	3.59	2.28	3.44	6.49	8.26	3.28	6.41	0.05	5.50
CaO	9.49	9.40	7.36	8.10	12.45	12.95	8.27	9.46	0.90	9.49
Na ₂ O	3.34	3.79	4.07	3.09	2.57	2.66	4.95	4.25	10.94	4.18
K ₂ O	5.07	5.03	6.30	6.75	5.12	3.58	6.16	4.26	6.41	4.59
TiO ₂	0.91	0.92	0.74	1.03	1.09	1.15	0.83	0.86	0.14	0.88
P ₂ O ₅	0.87	0.65	0.43	0.83	0.97	0.80	0.49	0.57	0.01	0.47
Total	98.67	98.78	100.06	98.87	99.28	99.64	98.71	99.86	99.33	99.04
LOI (110°C)	0.10	0.25	0.65	0.65	0.46	0.28	0.52	0.55	0.26	0.59
LOI (1050°C)	1.12	0.66	1.17	1.35	0.84	0.85	1.49	1.28	0.91	1.87
Qz										
Ne	14.93	17.42	11.56	14.11	11.83	10.66	22.40	15.62	29.17	16.40
Lc	1.04			14.56	11.18		9.12			16.40
Ac									1.06	
D.I.	44.33	47.91	60.50	50.39	38.03	33.96	57.28	47.99	89.85	99.22
Cs (NAA)	5.4	5.2	9.1	17.4	6.5	4.4	4.4	5.7	16.1	5.9
Li (AA)	15	15	18	13	13	12	9	12	21	9
Ba (AA)	1075	1230	1213	2950	1642	718	1666	1578	18	1086
Ba (NAA)	1024	1145	1150	3295	1479	689	1678	1667	37.8	1114
Rb (AA)	164	161	428	535	377	181	310	256	501	280
Rb (NAA)	155	147	407	566	378	203	300	261	517	287
Rb (XRF)	147	148	402	515	364	198	293	255	501	282
Sr (AA)	1330	1775	1947	1685	1412	1071	1698	1233	43	866
Sr (NAA)	1324	1637	1937	1697	1281	1139	1775	1317		940
Sr (XRF)	1393	1932	2011	1803	1414	1106	1666	1237	42	850
U (NAA)	6.20	5.8	7.2	9.4	4.8	3.1	6.5	5.0	23.1	4.6
Th (NAA)	29.8	33.0	39.2	55.3	27.6	17.0	20.5	21.2	89.5	20.2
Ta (NAA)	2.41	3.59	3.88	11.50	3.36	2.26	6.2	2.52	20.9	3.57
La (NAA)	139	157	169	193	157	89	113	98	109	68.5
K (XRF)	42090	41760	52300	56030	42500	29720	51140	35360	53210	38100
Nb (XRF)	45.0	68.4	72.5	215.6	70.7	41.5	101.9	47.6	367.6	60.1
Ce (NAA)	276	263	312	342	272	165	188	169	206	124
Pb (DI)			14.0				9.26			
Nd	108.97	102.15	102.82	99.93	97.88	63.32	68.83	60.98	28.16	44.67
Zr (NAA)	334	334	405	285	326	264	247	220	738	186
Zr (XRF)	248	278	276	251	215	196	231	202	688	168
Hf (NAA)	5.1	4.9	5.8	4.7	4.9	4.2	4.3	3.5	11.0	3.0
Sm (NAA)	19.3	17.8	15.2	13.1	15.8	10.9				
Ti (XRF)	5450	5510	4500	6170	6530	6950	4980	5160	840	5280
Eu (NAA)	5.4	4.6	4.9	4.0	5.2	3.66	3.00	2.6	0.28	1.90
Tb (NAA)	1.63	1.46	1.55	1.11	1.49	1.15	1.01	0.83	0.15	0.65
Y (XRF)	40	39	45	25	42	33.8	30	26	<1	20
Yb (NAA)	2.6	2.30	3.10	2.22	2.30	2.10				
V (AA)	260	260	168	290	300	284	182	198	10	214
V (XRF)	253	248	163	281	322	293	179	197	10	207
Sc (NAA)	20.6	16.9	9.3	11.8	28.6	32.2	15.4	22.7	0.18	24.6
Cr (AA)	56	39	27	17	118	272	52	173	0	158
Cr (NAA)	54	26	27	8	136	309	58	201		171
Cr (XRF)	41	28	12	<1	154	320	48	188	<1	168
Co (AA)	25	66	5	8	30	66	16	22	0	23
Co (NAA)	27.3	23.3	16.8	32.6	34.6	36.9	18.2	25.5	0.92	26.7
Co (XRF)	27	26	13	34	31	34	20	27	2	27
Ni (AA)	16	22	16	24	32	36	16	56	1	39
Ni (NAA)	17	11	5	10	34	63	13	56		41
Ni (XRF)	17	13	0	13	26	40	16	60	4	45
Cu (AA)	29	98	69	139	135	110	46	100	3	98
Cu (XRF)	84									
Zn (AA)	100	96	93	95	84	73	75	82	132	75
Zn (XRF)			62		63	57				
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.704742	0.704522	0.704500	0.704285	0.704302	0.704308	0.704086	0.704373	0.704472	0.704110
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.704743				0.704323				0.704472	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512596	0.512609	0.512627	0.512686	0.512675	0.512649	0.512763	0.512642	0.512758	0.512666
εNd	-0.86	-0.60	-0.25	+0.90	+0.68	+0.18	+2.40	+0.04	+2.30	+0.51
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd					0.512687					
εNd					+0.92					
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.611	18.673	18.754	18.902	18.618	18.454	18.683	18.709	18.722	18.562
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.764				18.621					
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.633	15.603	15.627	15.631	15.613	15.619	15.618	15.611	15.648	15.633
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.635				15.610					
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.894	39.142	39.138	39.407	39.250	38.762	39.129	39.035	39.254	38.907
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	39.141				39.260					

Localisation	RINGGIT				BESER				LURUS		
Echantillon	RG11	RG14	RG16A	RG69	BS34B	BS26O	BS26C	BS28	LR7-1	LR7-7	LR7-9
Type	b.UK	Tr.A.K	b.UK	b.UK	Tr.B.K	Ba.K	Trb.UK	b.UK	Trb.K	b.UK	b.UK
Age K-Ar (Ma)	0.82	0.72	som	25	25	25	25	25	25	25	25
Distance (km)	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25
[Mg]	71.61	48.17	67.00	66.72	52.78	62.92	45.09	60.94	57.56	62.98	62.81
(Th/Ta) _N	8.15	17.28	6.96	7.97	21.15	20.36	23.65	20.77	7.58	6.53	6.61
SiO ₂	45.8	50.49	46.51	48.50	45.35	46.16	45.81	45.60	53.32	48.27	48.67
Al ₂ O ₃	11.81	18.21	14.12	12.00	16.73	13.75	15.87	15.05	16.51	14.48	14.72
Fe ₂ O ₃	9.22	9.33	9.54	9.16	11.99	12.14	12.43	10.50	7.80	9.03	9.01
MnO	0.16	0.19	0.16	0.18	0.21	0.19	0.24	0.18	0.16	0.16	0.16
MgO	9.98	3.72	8.31	7.88	5.75	8.84	4.38	7.03	4.54	6.59	6.53
CaO	11.87	9.52	11.69	11.98	12.93	13.98	11.42	13.81	8.37	10.99	10.82
Na ₂ O	2.63	3.20	2.45	2.46	1.71	1.42	2.50	1.84	3.71	2.80	3.03
K ₂ O	5.54	3.84	5.00	5.23	3.70	2.73	5.18	4.11	4.99	2.21	5.35
TiO ₂	0.71	0.90	1.02	0.66	1.01	1.10	0.91	1.04	0.71	0.83	0.84
P ₂ O ₅	1.07	0.63	0.90	1.10	0.71	0.81	1.11	0.67	0.58	0.57	0.58
Total	98.79	100.03	99.70	99.15	100.09	101.12	99.85	99.83	100.69	98.93	99.14
LOI (110°C)	0.11	0.47	0.35	0.34	0.18	0.30	0.57	0.23	0.48	0.21	0.23
LOI (1050°C)	0.73	1.74	1.02	0.76	0.71	0.23	0.31	0.60	0.62	0.40	0.29
Oz	0	0	0	0.000	0	0.00	0.00	0	0	0.00	0.00
Ne	12.13	0.76	11.27	11.30	6.27	4.56	11.42	8.60	7.38	10.39	11.28
Lc	16.31	0	2.96	8.95	0.00	0.00	0.00	9.72	0	0.00	2.97
D.I.	39.52	48.62	39.26	40.19	30.64	24.08	37.15	29.79	55.28	43.94	39.03
Cs (NAA)	4.23	3.63	3.80	5.01	2.43	2.06	4.96	2.92	5.90	4.53	4.64
Li (AA)	11	11	9	10	8	7	11	8	15	10	9
Ba (AA)	2470	500	1476	3500	470	707	1125	1150	1600	2160	2138
Ba (NAA)	2788	513	1716	3168	456	506	908	1031	1595	1930	2009
Ba (XRF)	2810	530	1760		468	503	953	1100	1600	1960	2070
Rb (AA)	172	138	482	221	100	90	249	126	179	156	261
Rb (NAA)	187	160	584	238	119	108	276	142	206	167	202
Rb (XRF)	180	159	558		116	103	260	137	195	162	193
Sr (AA)	980	810	872	988	830	698	1443	930	766	800	734
Sr (XRF)	981	889	913		887	775	1510	979	797	798	808
U (NAA)	3.71	3.35	1.54	4.55	1.70	1.77	4.51	2.72	3.92	2.24	2.32
Th (NAA)	12.66	10.3	5.66	15.55	6.55	8.0	17.6	10.6	11.5	6.67	6.81
Ta (NAA)	1.72	0.66	0.90	2.16	0.343	0.435	0.824	0.565	1.68	1.13	1.14
La (NAA)	68.2	58.5	36.0	79.1	43.5	50.4	106.1	60.8	40.1	32.7	32.8
K (XRF)	45990	31880	41510	43420	30720	22660	43000	34120	41420	43250	44410
Nb (XRF)	39	14	19		9.4	10	22	16	31	23	23
Ce (NAA)	141	114	74.1	134	81.3	99.0	192	106	68.7	61.0	59.9
Pb (DI)										9.86	
Nd	49.54	49.52	33.71	47.52	40.50	46.17	81.92	48.10	28.94	27.02	26.53
Zr (NAA)	138	270	126	164	157	180	359	195	153	132	142
Zr (XRF)	121	223	124		131	142	267	144	152	118	117
Hf (NAA)	2.92	4.68	2.95	2.69	2.90	2.01	5.55	2.92	3.76	2.68	2.67
Sm (NAA)	7.81	9.65	6.88	7.56	9.05	9.66	15.68	9.79	5.47	5.37	5.27
Ti (XRF)	4260	5400	6110	3960	6050	6590	5460	6230	4260	4980	5040
Eu (NAA)	2.08	3.15	2.24	2.16	2.85	2.95	5.08	3.18	1.64	1.62	1.78
Tb (NAA)	0.563	1.14	0.67	0.517	1.056	1.10	1.80	1.11	0.608	0.566	0.547
Y (XRF)	16	34	17		31	31	51	33	21	20	18
Yb (NAA)	1.27	2.40		0.92	2.30	2.16	3.32	2.23	2.20	1.73	1.34
V (AA)	292	240	265	275	326	343	310	340	226	279	283
V (XRF)	293	247	285		330	348	311	335	216	289	277
Sc (NAA)	36.4	19.6	37.8	35.6	33.4	43.7	27.1	43.5	21.8	35.1	35.0
Sc (XRF)	46	20	49		41	52	28	56	27	37	43
Cr (AA)	390	30	297	315	56	228	27	72	116	222	381
Cr (NAA)	478	12	329	330	96	280	6	118	109	239	298
Cr (XRF)	487	20	327		42	286	12	113	114	258	263
Co (AA)	37	22	33	34	36	41	33	36	23	31	40
Co (NAA)	40.0	24.6	37.7	36.1	40.0	45.6	35.0	37.3	24.6	33.0	32.9
Co (XRF)	39	27	40		41	47	38	38	24	32	35
Ni (AA)	92	11	67	54	20	70	11	31	34	64	162
Ni (NAA)	103	10	75	55	20	80	14	31	37	69	65
Ni (XRF)	99	12	77		20	77	14	32	37	65	67
Cu (AA)	57	90	105	85	149	138	177	130	93	98	92
Cu (XRF)	82	97	107		159	142	176	128	71	98	91
Zn (AA)	72	85	72	73	87	79	102	74	73	70	71
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.704733	0.704532	0.704493	0.704789	0.704932	0.704808	0.705087	0.705016	0.704451	0.704564	0.704529
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		0.704546				0.704858				0.704562	0.704541
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr						0.704856					
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512682	0.512756	0.512723	0.512677	0.512720	0.512709	0.512685	0.512710	0.512768	0.512688	0.512732
εNd	+0.82	+2.26	+1.62	+0.72	+1.56	+1.35	+0.88	+1.36	+2.50	+0.94	+1.79
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd		0.512732									
εNd		+1.79									
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.538	18.628	18.304	18.635	18.524	18.663	18.218	18.576	18.449	18.595	18.601
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb						18.651					18.600
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.656	15.651	15.641	15.648	15.654	15.669	15.651	15.665	15.695	15.695	15.658
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb						15.646					15.56
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	39.192	38.999	38.606	38.954	39.218	39.102	38.413	39.200	38.955	39.198	39.242
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb						39.041					39.229

Echantillon	211-3-3	211-6-1	211-9-1	211-13-1	211-14-1
Prof. (cm)	103-104	101-102	119-120	120-121	28-29
SiO ₂	53.17	55.75	59.43	43.90	46.17
Al ₂ O ₃	15.83	14.86	16.58	12.61	11.88
Fe ₂ O ₃	5.62	6.08	6.70	8.48	6.95
MnO	0.14	0.82	0.12	0.27	0.25
MgO	2.35	2.52	2.80	2.78	3.60
CaO	0.70	1.18	1.77	6.48	5.80
Na ₂ O	4.01	2.85	1.84	1.21	1.20
K ₂ O	2.39	2.06	3.67	4.00	3.73
TiO ₂	0.57	0.54	0.77	1.17	1.02
P ₂ O ₅	0.08	0.25	0.11	0.12	0.20
LOI (110°C)	4.71	5.02	1.19	8.11	8.30
LOI (1050°C)	10.46	8.45	5.91	11.29	11.30
Total	100.03	100.38	100.89	100.42	100.40
Cs (NAA)	7.27	5.97	13.99	4.21	4.08
Ba (NAA)	995	358	462	361	425
Rb (NAA)	95.6	89.6	192.8	127.8	123.5
Rb (XRF)	92	89	187	110	113
Sr (NAA)	181	158	144	225	263
Sr (XRF)	123	106	113	157	148
U (NAA)	1.73	1.52	3.15	1.30	1.31
Th (NAA)	11.01	11.76	18.22	11.55	12.47
Ta (NAA)	0.712	0.834	1.622	1.867	1.827
La (NAA)	25.37	40.96	38.42	45.42	57.09
K (XRF)	19840	17100	30470	33210	30960
Nb (XRF)	7.5	10.8	16.0	23.5	22.9
Ce (NAA)	59.1	84.9	83.3	108.6	110.0
Zr (NAA)	93	158	150	225	263
Zr (XRF)	106	141	159	217	245
Hf (NAA)	2.83	3.64	4.23	6.22	6.53
Sm (NAA)	4.97	9.31	6.46	8.87	10.96
Ti (XRF)	3417	3237	4616	7014	6115
Eu (NAA)	1.23	2.41	1.46	2.31	2.66
Tb (NAA)	0.663	1.426	0.815	1.126	1.368
Y (XRF)	24	61	32	38	47
Yb (NAA)	2.34	4.81	2.65	3.26	3.98
V (XRF)	120	83	111	98	84
Sc (NAA)	15.8	16.6	15.3	23.4	18.6
Cr (NAA)	56	47	100	66	84
Cr (XRF)	54	54	93	66	75
Co (NAA)	24.2	48.1	17.0	32.6	25.4
Co (XRF)	20	48	17	31	25
Ni (NAA)	105	131	49	62	78
Ni (XRF)	98	127	50	57	70
Cu (XRF)	83	221	57	81	103
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.712804	0.718883	0.738681	0.714405	0.715374
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr				0.714380	0.715449
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512258	0.512227	0.511882	0.512124	0.512089
εNd	-7.45	-8.06	-14.79	-10.06	-10.75
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd				0.512151	0.512104
εNd				-9.54	-10.45
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.925	18.917	19.228	19.017	18.957
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb				18.949	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.761	15.733	15.817	15.824	15.755
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb				15.735	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	39.228	39.247	39.694	39.768	39.566
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb				39.473	

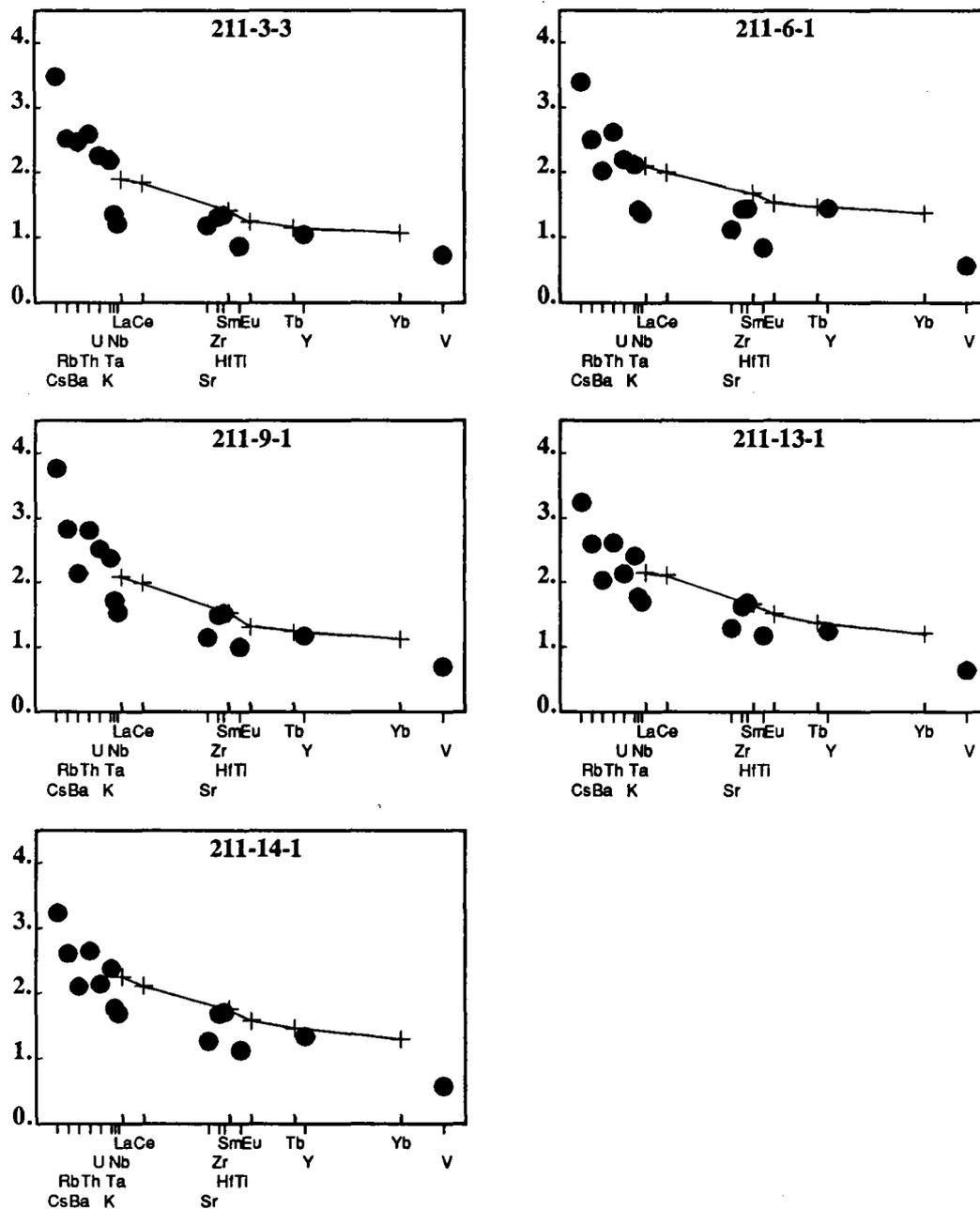
Tableau 4.4 : Éléments majeurs, éléments en trace et rapports isotopiques Sr-Nd-Pb des sédiments du site DSDP 211 (Leg 27). Les éléments majeurs ont été mesurés par spectrométrie de fluorescence X (XRF) (laboratoire déjà cité dans la légende des tableaux 4.2-4.3). Les éléments en trace ont également été mesurés par cette méthode, ainsi que par activation neutronique (NAA) (laboratoire déjà cité dans la légende des tableaux 4.2-4.3). Les compositions isotopiques Sr-Nd-Pb des sédiments ont été mesurées au cours de ce travail. Prof. : profondeur de l'échantillon dans la colonne sédimentaire en cm.

compatibles avec la période d'activité du Muria 1.

Edwards (1989) a également mis en évidence la présence de séries calco-alcalines et calco-alcalines potassiques au sein du complexe ultrapotassique Ringgit-Beser.

- Les laves alcalines potassiques des édifices (Muria 1, Genuk) correspondent à des termes intermédiaires et acides. Les caractéristiques primaires des roches sont donc, en quelque sorte, masquées par la cristallisation des minéraux. Par exemple, les teneurs élevées en Al_2O_3 traduisent des quantités importantes de phénocristaux de feldspaths présents dans ces roches. Aussi, les analyses chimiques de ces roches ne peuvent-elles être utilisées pour définir précisément la géochimie de la source.

Figure 4.9a : Spectres de TR hyperétendus des sédiments du site DSDP 211 (Leg 27).



IV. LES ELEMENTS EN TRACE

Les résultats de l'ensemble de ces analyses sont reportés dans les tableaux 4.2, 4.3 et 4.4. Les éléments en trace ont été analysés par diverses méthodes : absorption atomique, fluorescence X, activation neutronique et dilution isotopique. Pour l'élaboration des diagrammes, nous avons été amené à faire un choix, basé principalement sur la précision analytique, parmi les diverses méthodes d'analyses d'un élément donné. Remarquons que ce choix est, dans certains cas (comme le Ba), arbitraire; seul le souci d'homogénéité quant à la méthode analytique utilisée pour la mesure d'un même élément dans les divers matériaux étudiés (laves et sédiments) a guidé ce choix. Ainsi, les teneurs en Li ont été mesurées par absorption atomique (laboratoire de géochimie à l'Université de Bretagne Occidentale, Brest); les éléments Rb, Sr, Nb, Zr, Ti, Y, V, Cr, Ni, Cu et Zn ont été dosés par fluorescence X (laboratoire de spectrométrie de fluorescence X de l'Ifremer, Brest); les concentrations des éléments Cs, Ba, U, Th, Ta, Hf, Sc, Co, TR ont été obtenues par activation neutronique (laboratoire "Pierre Sue" du CEN Saclay, Gif-sur-Yvette); enfin, le plomb a été dosé par dilution isotopique (laboratoire de spectrométrie de masse, Ifremer, Brest).

IV.1 - Les sédiments

Les teneurs en éléments en trace dans les sédiments sont reportées dans le tableau 4.4. L'examen des abondances des éléments en trace nous apprend que, d'une manière générale, celles-ci sont plus importantes au niveau des sédiments profonds. Effectivement, les concentrations normalisées de Yb varient de 11.7 à 24, tandis qu'elles sont voisines de 9 (8.6-9.8) pour les sédiments de surface (Ben Othman et al., 1989). L'origine de cette distinction n'est pas évidemment tant liée à la position de ces sédiments dans la colonne stratigraphique, qu'à leur nature. Effectivement, l'analyse sédimentologique nous informe de la présence de phillipsites, de smectites et d'illites dans ces sédiments (Vankatarathnam, 1974). Or, d'après Fleet (1984) et Bienvu (1989), ces phases sont très cumulatives vis-à-vis des TR et de l'yttrium, aussi elles imputeraient ces caractéristiques aux sédiments qui les contiennent. Les sables analysés par McLennan et al. (1990) présentent également des concentrations nettement plus élevées en éléments en trace.

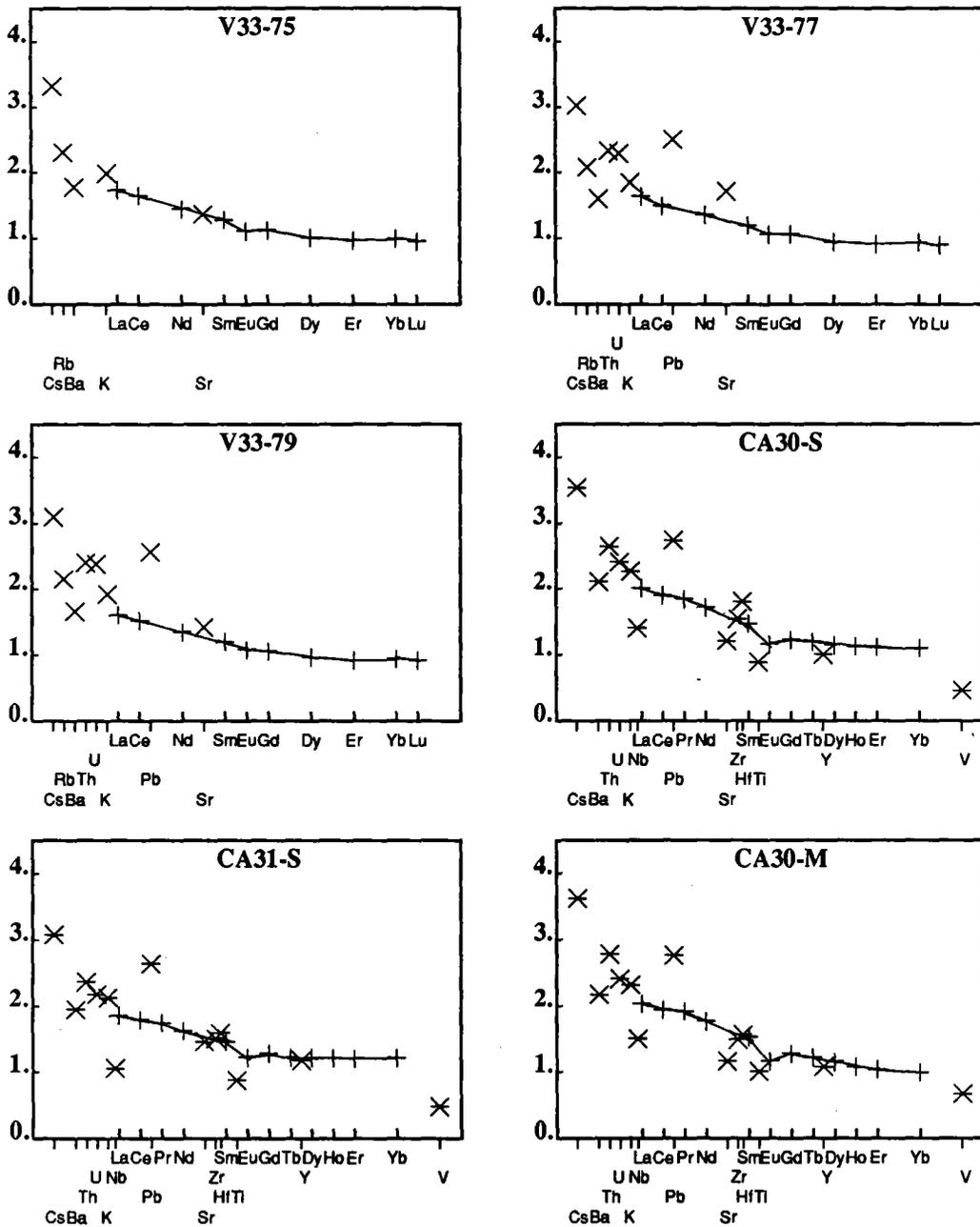
Les spectres de TR hyperétendus sont représentés sur les figures 4.9a et 4.9b. Ces sédiments sont normalisés, non pas aux shales comme c'est habituellement le cas, mais aux valeurs définies par Bougault (1980) et Dosso et al. (en préparation), étant donné que nous nous intéressons à ces matériaux uniquement en tant que candidats possibles participant à la genèse des magmas orogéniques de Java. L'observation de ces spectres permet de faire un certain nombre de remarques :

- Tous les spectres sont enrichis en TR légères et plus généralement en éléments hypermagmaphiles (à l'exception de Nb-Ta). Les rapports $(La/Yb)_N$ sont compris entre 4 et 11.

Notons en particulier l'enrichissement très important en Cs (de plus d'un facteur 3000 par rapport aux chondrites) qui caractérise ces échantillons.

- Tous les sédiments du site 211 enregistrent des anomalies négatives en Nb-Ta relativement aux autres

Figure 4.9b : Spectres de TR hyperétendus des sédiments analysés par Ben Othman et al. (1989) et par McLennan et al (1990).



éléments hypermagmaphiles. La variabilité de ces anomalies est quantifiée par le rapport $(Th/Ta)_N$ compris entre 6.8 (211-13-1) et 17.1 (211-3-3) et le rapport $(La/Nb)_N$ entre 2.8 (211-13-1) et 6.3 (CA31-S). A ce propos, notons que ce sont les sédiments composés en plus ou moins grande proportion de verre volcanique issu de l'activité volcanique de l'arc de la Sonde et ceux d'origine crustale (turbidites de McLennan et al., 1990), qui présentent les déficits les plus importants en Nb-Ta. Remarquons que Bienvenu (1989), sur la base de nombreuses données de divers types de composants sédimentaires océaniques, a calculé un rapport $(Th/Ta)_N$ voisin de 10 pour les sédiments, d'une manière générale. Concernant les éléments Nb-Ta, signalons un fractionnement de la part de ces éléments. La moyenne des rapports Nb/Ta (11.7 ± 1.25) dans les sédiments analysés est significativement inférieure à la valeur normalisée (16) (Bougault et al., en préparation). Bienvenu (1989) ne met pas en évidence de fractionnement Nb/Ta dans ce sens. Ce fractionnement n'est probablement pas lié à des problèmes analytiques, vu la teneur importante de ces deux éléments dans les échantillons analysés. Il pourrait refléter l'empreinte de l'eau de mer qui enregistre également des enrichissements relatifs en Ta par rapport au Nb (Bienvenu, 1989).

- Des anomalies négatives en Ti-V sont communes à l'ensemble des sédiments du site 211; elles sont probablement liées à la présence de phases silicatées (issues du continent) au sein de ces sédiments.

- Au niveau de tous les sédiments de ce trou de forage, nous décelons l'existence d'anomalies négatives en Sr. A l'inverse, deux des sédiments de surface analysés par Ben Othman et al. (1989) possèdent des anomalies légèrement positives en Sr (Fig. 4.9b). Ces anomalies négatives en Sr traduisent fort probablement, tout simplement l'enrichissement relatif des TR par rapport au Sr. On aurait alors non pas des anomalies négatives en Sr, mais un enrichissement relatif en TR lourdes.

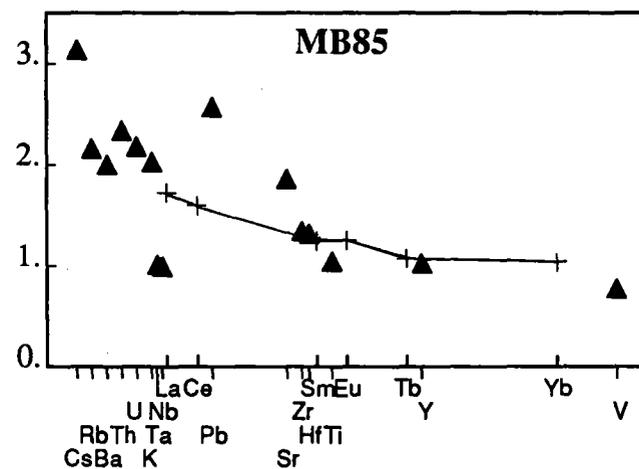
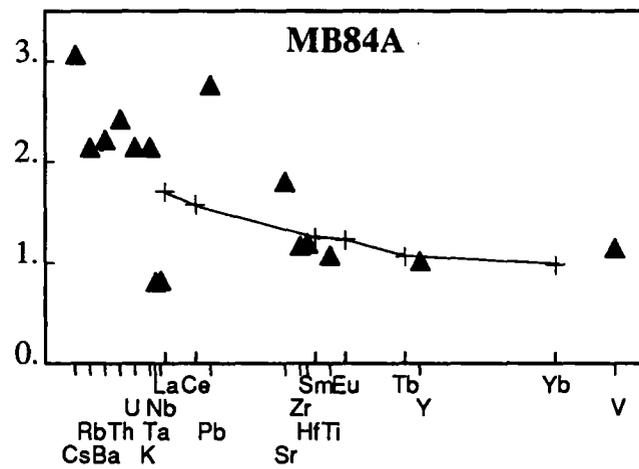
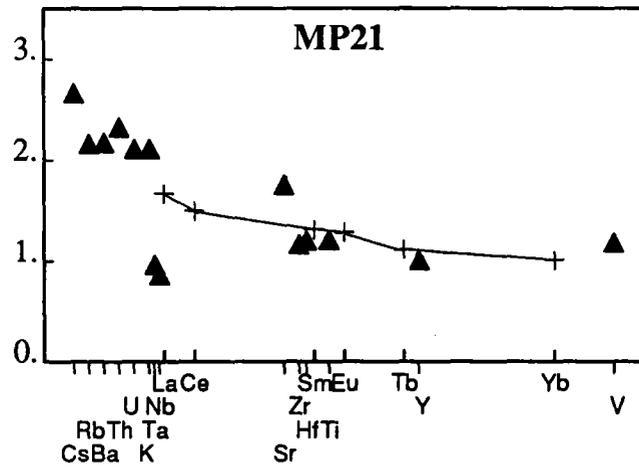
On peut également envisager qu'une interaction avec l'eau de mer pourrait également être responsable d'un léger appauvrissement en Sr dans les sédiments, étant donné les faibles teneurs en Sr (8ppm) de l'eau de mer, relativement aux sédiments (Faure, 1986). Un autre composant susceptible d'être à l'origine de ces anomalies négatives en Sr est la croûte continentale supérieure. Effectivement, celle-ci se caractérise par d'importants déficits relatifs en Sr (Taylor et McLennan, 1981) et la présence de matériaux silicatés au sein de ces sédiments pourrait engendrer de telles anomalies.

- Ben Othman et al. (1989) et McLennan et al. (1990) ont dosé le Pb sur certains sédiments. Cet élément est fortement enrichi par rapport aux TR : les rapports $(Pb/Ce)_N$ s'élèvent jusqu'à 10.9. La participation de matériaux d'origine continentale à ces sédiments expliquerait ces enrichissements relatifs en Pb. Effectivement, comme l'indique Hofmann (1988), le comportement hypermagmaphile du Pb lors de la formation de la croûte continentale rendrait compte des anomalies positives en Pb rencontrées dans les composants crustaux (Taylor et McLennan, 1981, 1985).

- Remarquons également le léger déficit en Zr-Hf qui caractérise l'argile pélagique 211-6-1. Une telle anomalie est typique des argiles pélagiques et correspondrait, d'après Bienvenu (1989), à une empreinte des processus authigéniques.

- Enfin, notons les déficits en Eu qui caractérisent surtout les échantillons turbiditiques de McLennan et al. (1990). Ces anomalies négatives en Eu reflètent probablement l'origine crustale de ces matériaux. En effet, la croûte continentale supérieure (les granites) présente des spectres montrant des déficits importants en Eu

Figure 4.10a: Spectres de TR hyperétendus des laves de volcans d'arc de Java Central (Merapi (MP), Merbabu (Mb)).



(Taylor et McLennan, 1981). Ceci s'expliquerait par le fractionnement important de plagioclases au niveau de la croûte continentale inférieure, à l'origine de leur déficit (et donc des anomalies négatives en Eu) au niveau de la croûte continentale supérieure.

Nous nous sommes contentés, dans ce paragraphe, de mentionner les principales caractéristiques géochimiques de ces sédiments. Le but de cette étude est d'utiliser ces caractéristiques afin de définir la contribution éventuelle de ces matériaux dans la genèse des laves de Java-Sumatra.

IV.2 - Les laves d'arc

Les résultats des analyses de ces laves figurent dans le tableau 4.2. Les spectres de TR hyperétendus sont présentés sur les figures 4.10a et 4.10b.

Les enrichissements en TR légères comparativement aux TR lourdes sont très variables. Cet enrichissement est quantifié par le rapport $(La/Yb)_N$ variant de 0.96 (LA2X) à 4.6 (MB85). Les laves d'arc présentent donc à la fois des spectres plats à légèrement appauvris et des spectres enrichis en TR légères. Le Lamongan, en particulier, a émis des laves légèrement appauvries en éléments HYG. Les autres volcans de Java Est (Argopuro, Merapi-Est) ont produit des laves montrant des enrichissements en TR légères tout à fait comparables à ceux des laves des édifices de Java Central.

Pendant, en terme d'abondances absolues, on peut distinguer les secteurs de Java Central et de Java Est. Effectivement, les teneurs en TR des laves des centres éruptifs de Java Est, variant entre 6 et 44 fois celles des chondrites, sont plus faibles que celles des laves des édifices de Java Central, comprises entre 9 et 54 fois celles des chondrites. Cette différence est, d'une manière générale, applicable à l'ensemble des éléments en trace hypermagmaphiles (alcalins, alcalino-terreux, U, Th, Pb, Nb, Ta).

Les spectres de TR hyperétendus des laves d'arc présentent un certain nombre de caractéristiques décrites d'une façon générale dans le chapitre 1 :

- enrichissement des alcalins, alcalino-terreux et Th, U relativement aux TR se traduisant, dans les spectres, par la présence d'anomalies positives en Sr.
- anomalies positives en Pb relativement aux TR, exprimées par les rapports $(Pb/Ce)_N$, typiquement élevés dans les laves d'arc.
- anomalies négatives en Nb-Ta relativement aux autres éléments, quantifiés, par exemple, par les rapports $(Th/Ta)_N$ variant de 5.1 (LA1A) à 41.5 (MB84A)... Remarquons que les spectres des échantillons LA2B et LA2X montrent un fractionnement anormal du Nb et du Ta (rapports Nb/Ta compris entre 20.3 et 36.5), très probablement lié à des problèmes analytiques. En effet, ces deux laves ont des teneurs très faibles en Nb-Ta (Nb : de 1.5 à 2.6 ppm) et sont donc sujettes à des erreurs analytiques plus importantes (± 1 ppm sur le Nb).
- des anomalies négatives en Ti et parfois V caractérisent la plupart des échantillons de l'arc. Néanmoins, au niveau du Lamongan, ces anomalies sont franchement positives. Elles traduiraient probablement l'abondance de phénocristaux de minéraux opaques dans ces laves, abondance déjà établie par les éléments majeurs et l'observation microscopique de ces roches.

Figure 4.10b : Spectres de TR hyperétendus des laves de volcans d'arc de Java Est (Lamongan (LA), Argopuro (AG) et Merapi Est (MR)).

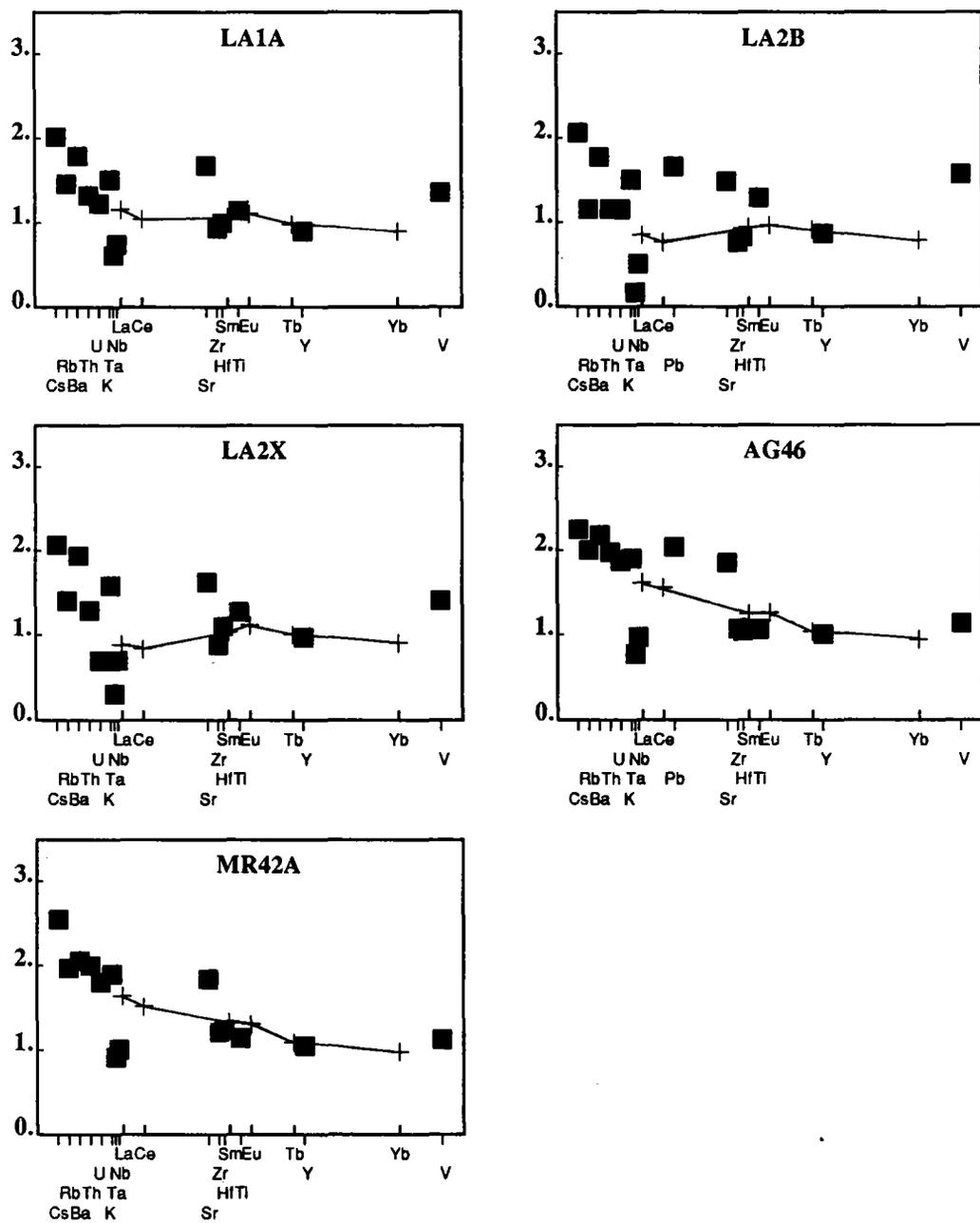
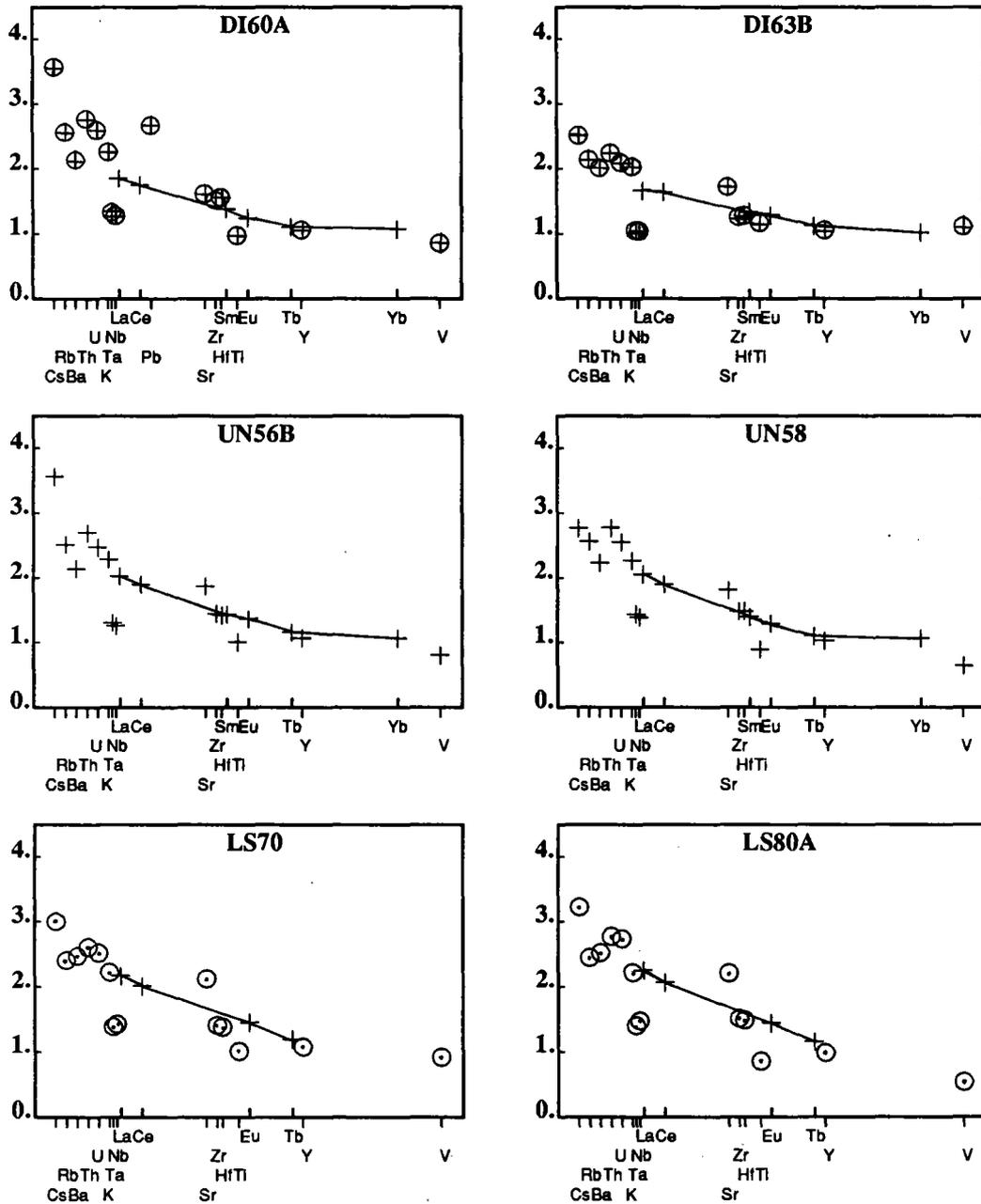


Figure 4.11a : Spectres de TR hyperétendus des laves de volcans arrière-arc calco-alcalins potassiques de Java Central (Dieng (DI), Ungaran (UN), Lasem (LS)).



IV.3 - Les laves arrière-arc

Les résultats des analyses chimiques en éléments en trace sont reportés dans le tableau 4.3. Les spectres de TR hyperétendus sont présentés sur les figures 4.11a, 4.11b, 4.11c et 4.12a, 4.12b, 4.12c.

Toutes les laves arrière-arc présentent des spectres hyperétendus enrichis en éléments hypermagnaphiles. Cet enrichissement est fonction du type de l'association magmatique : association calco-alcaline ou calco-alcaline potassique ou shoshonitique ou alcaline potassique ou alcaline ultrapotassique. Plus généralement, les rapports $(La/Tb)_N$ varient entre 3 (BL44) et 25.5 (MU41). L'échantillon BW13B présente un rapport $(La/Tb)_N$ très élevé (>100), traduisant son caractère différencié (phonolite). Toutes ces laves montrent un certain nombre de caractéristiques communes avec les laves d'arc, déjà évoquées dans le paragraphe précédent : enrichissement en alcalins, alcalino-terreux (avec présence d'anomalie positives en Sr), en U, Th, relativement aux TR; anomalies positives en Pb, anomalies négatives en Nb-Ta (rapports $(Th/Ta)_N$ compris entre 4.1 et 22.2) et en Ti. Remarquons que les échantillons des édifices ultrapotassiques de Java Central, MU40 et BW15, ne présentent pas d'anomalie positive en Pb, comparativement à leur équivalents pétrologiques de Java Est. La distance plus proche des édifices de Java Est par rapport à l'arc volcanique peut éventuellement rendre compte de l'influence prépondérante de la plaque subductée sur la genèse des magmas ultrapotassiques de ce secteur, comparativement à ceux de la région de Java Central, et, par conséquent, la présence d'anomalies positives en Pb. La cohérence de comportement entre les éléments Ti et V n'est pas toujours respectée (LR7-9, LR7-7, BS28, RG69, RG11), probablement en raison des propriétés chimiques différentes de ces deux éléments (Bougault, 1980).

On remarque que, d'une manière générale, les anomalies mentionnées ci-dessus ont une importance moindre dans les laves arrière-arc comparativement à celles de l'arc. Cependant, leur existence implique un certain nombre de contraintes vis-à-vis de l'identification des sources impliquées dans la genèse de ces magmas potassiques arrière-arc.

Enfin, nous tenons à insister, plus particulièrement, sur l'originalité du spectre hyperétendu de la phonolite BW13B montrant un fractionnement très important entre TR légères et TR lourdes, et des anomalies Nb-Ta et Zr-Hf qui sont non pas négatives, mais positives relativement aux TR. La singularité de ce spectre est expliquée dans le chapitre suivant.

Figure 4.11b : Spectres de TR hyperétendus des laves du volcan arrière-arc shoshonitique Patiayam (PA) de Java Central.

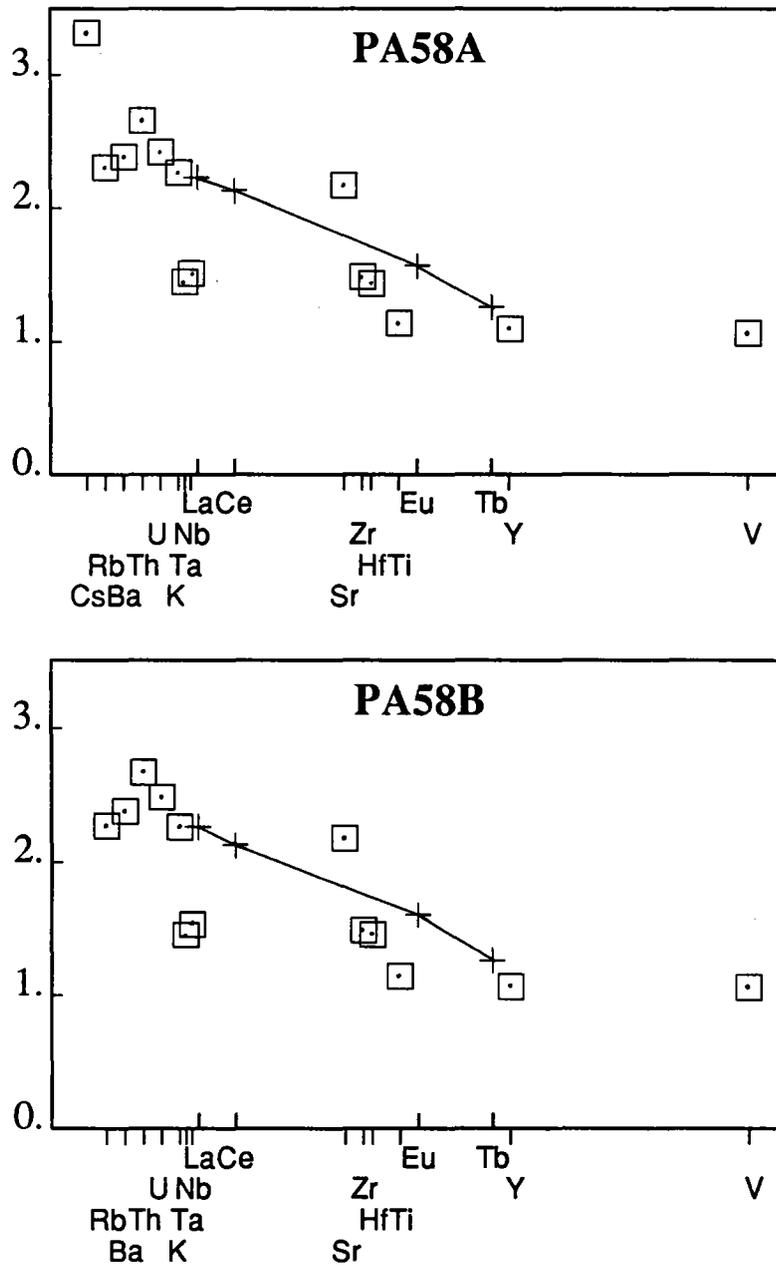


Figure 4.11c : Spectres de TR hyperétendus des laves de l'édifice arrière-arc calco-alcalin potassique Baluran (BL) de Java Est.

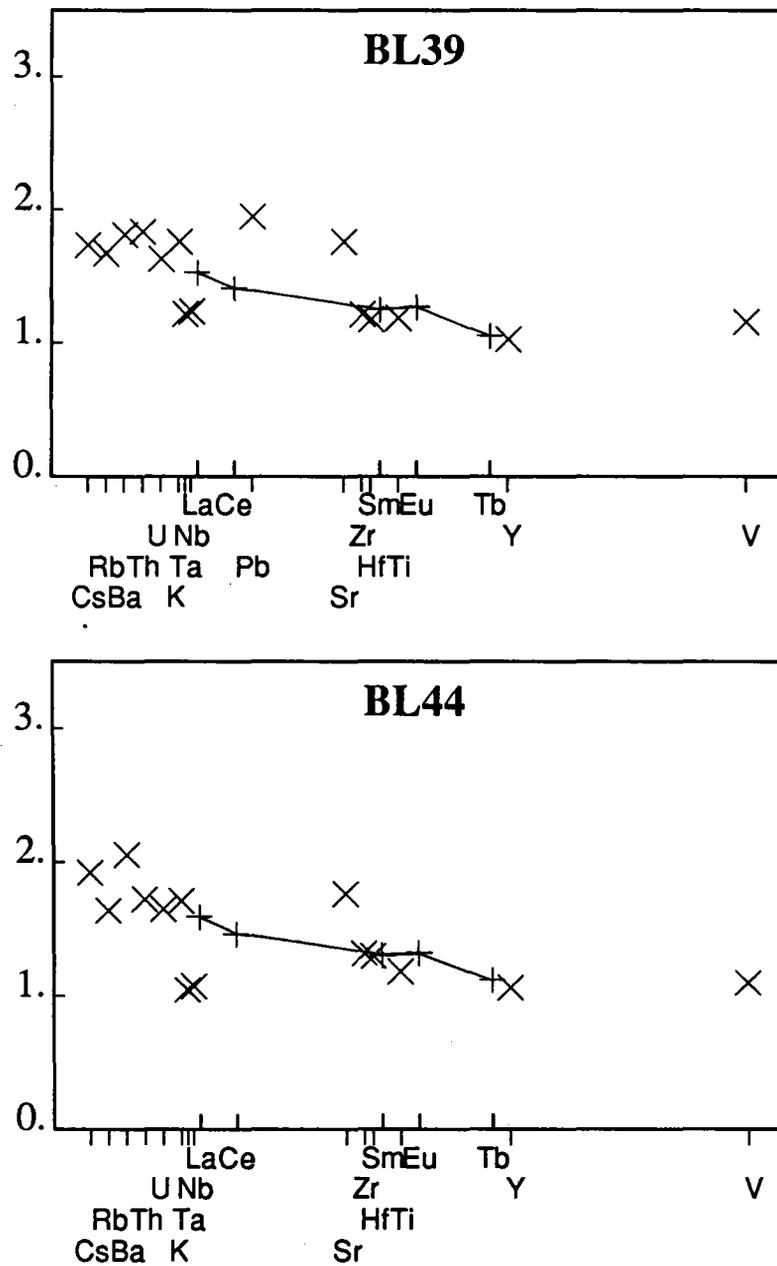


Figure 4.12a : Spectres de TR hyperétendus des laves des volcans alcalins potassiques arrière-arc de Java Central (Muria 1 (MU) et Genuk (GN)).

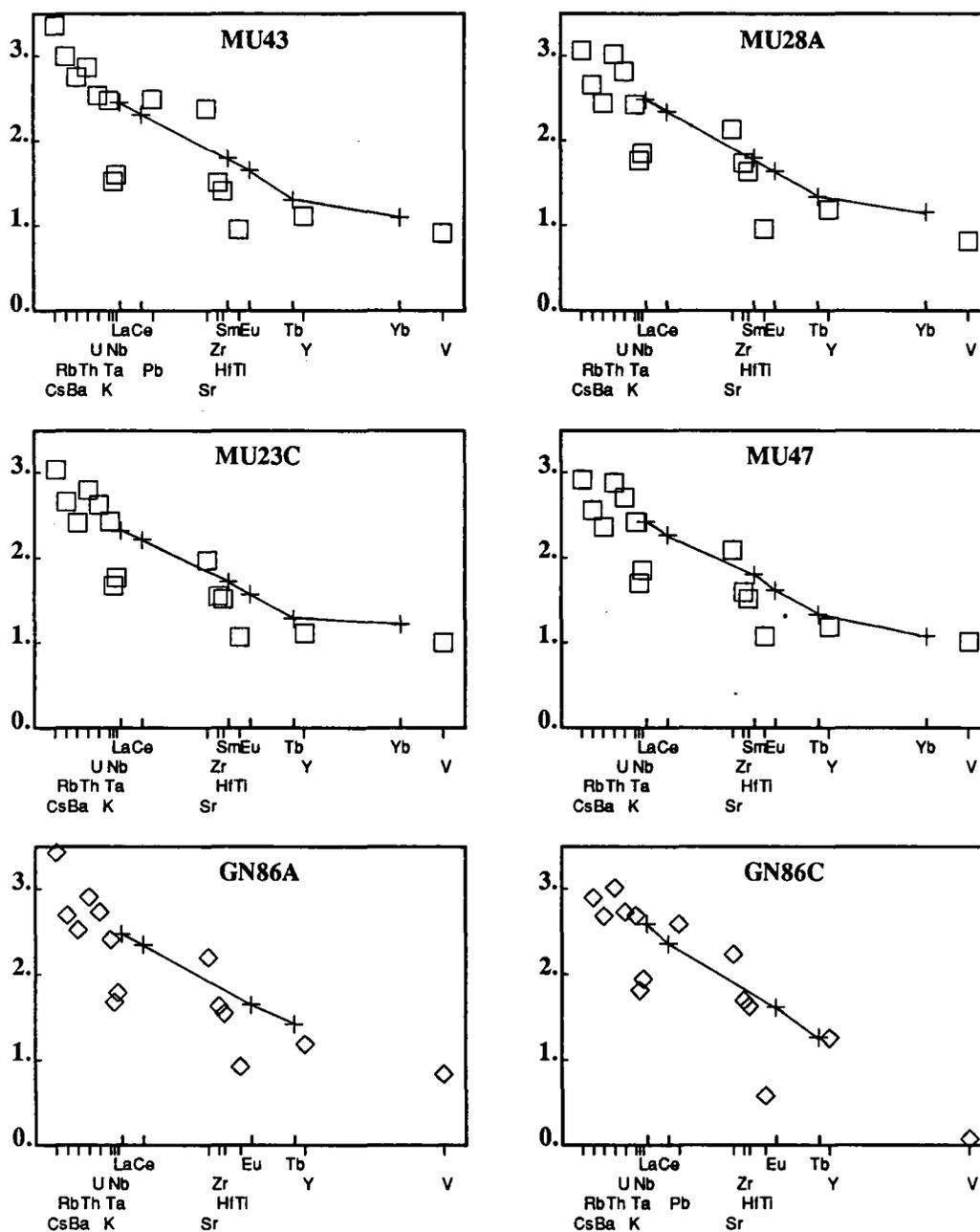
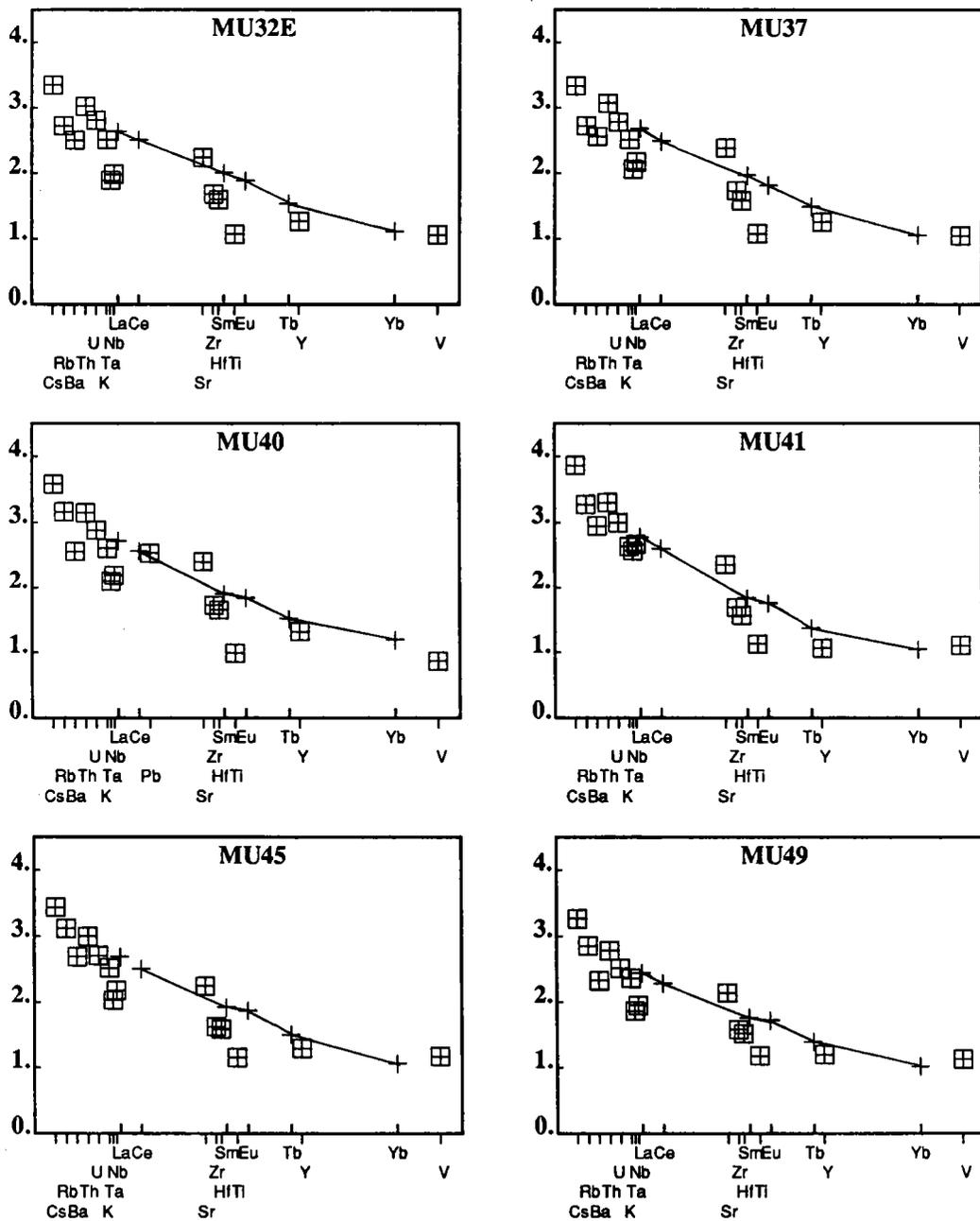


Figure 4.12b : Spectres de TR hyperétendus des laves des volcans alcalins ultrapotassiques arrière-arc de Java Central (Muria 2 (MU) et Bawean (BW)).



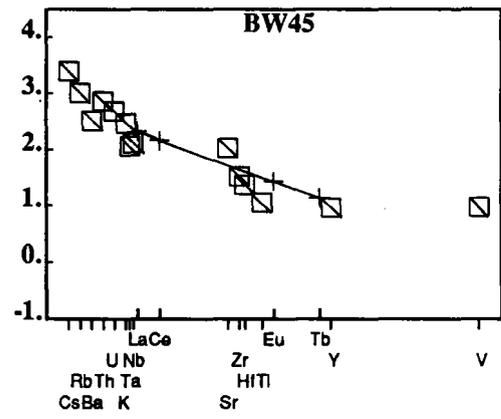
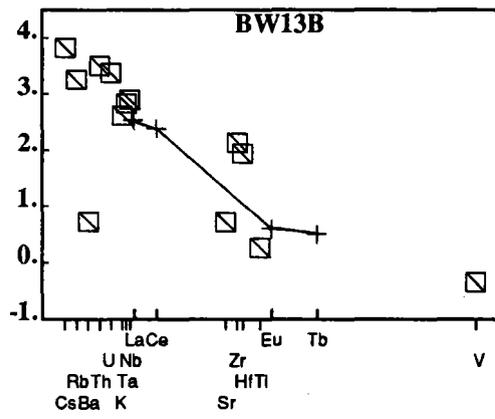
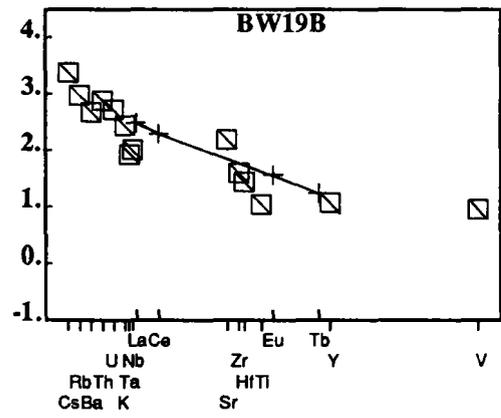
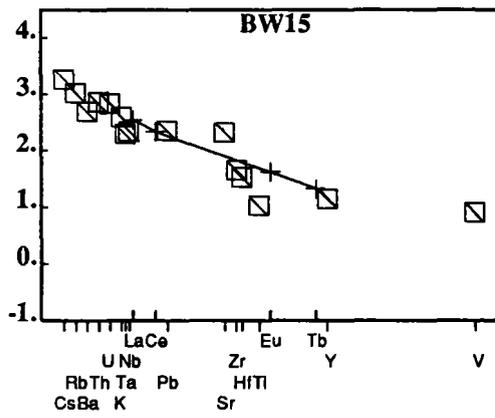
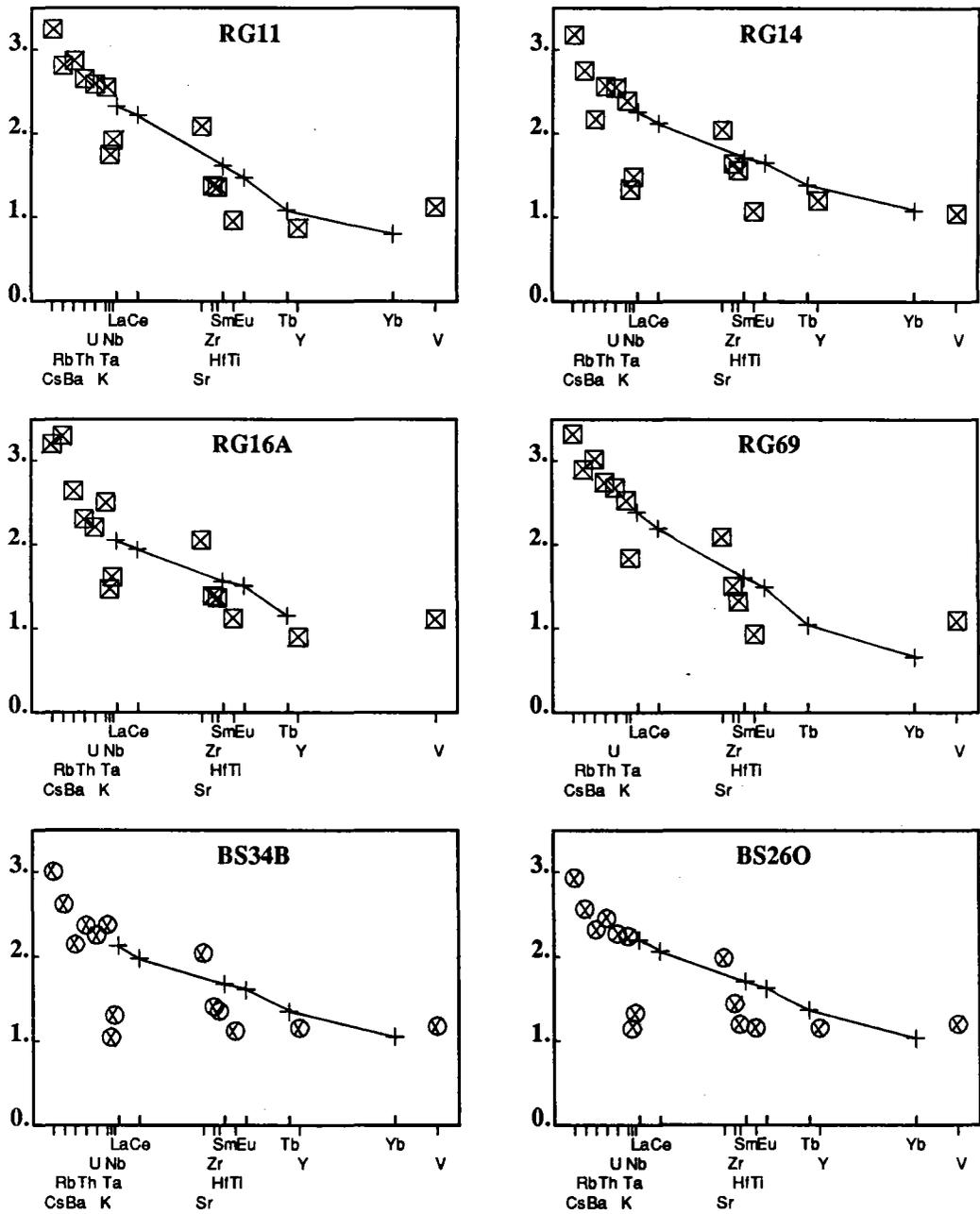
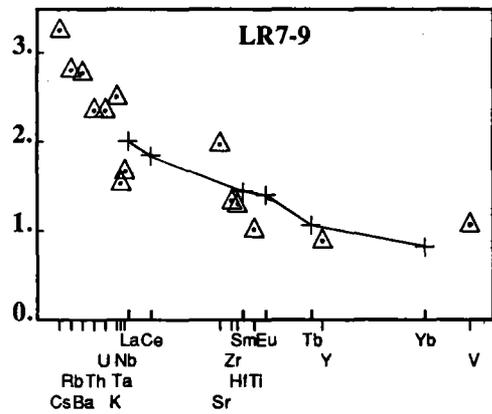
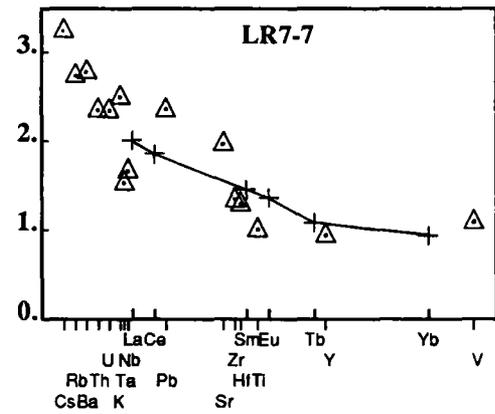
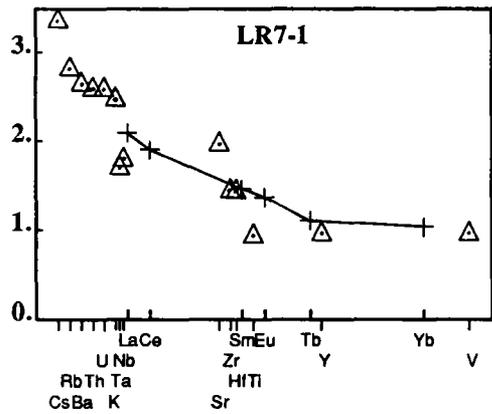
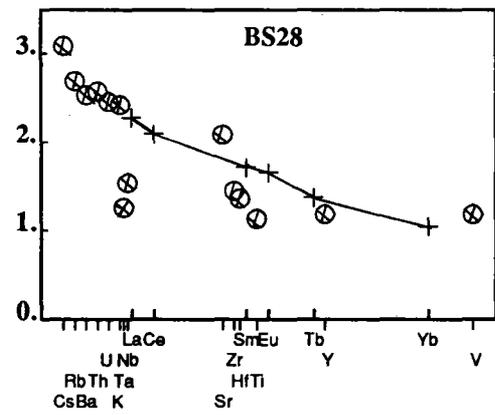
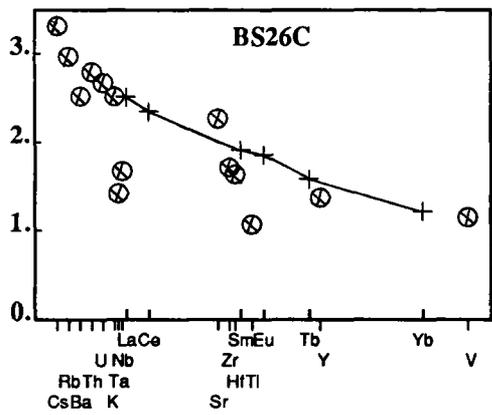


Figure 4.12c : Spectres de TR hyperétendus des laves des volcans alcalins ultrapotassiques arrière-arc de Java-Est (Ringgit (RG) , Lurus (LR), Beser (BS)).





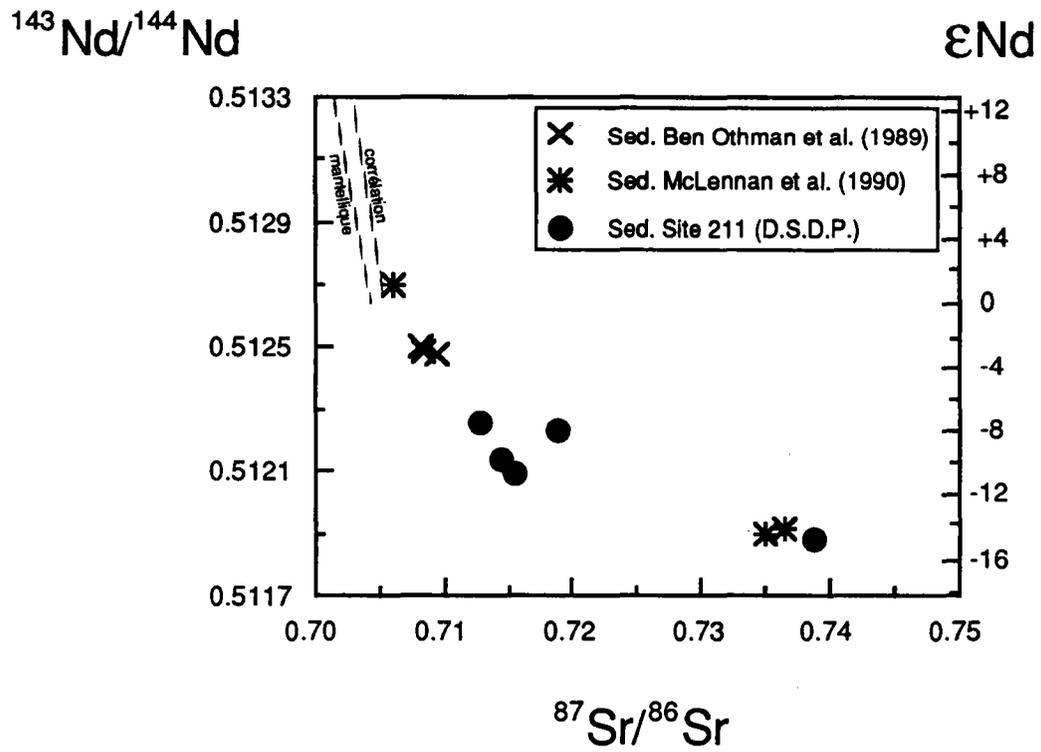


Figure 4.13 : Compositions isotopiques Sr-Nd des sédiments prélevés en avant de Java analysés par Ben Othman et al. (1989), McLennan et al. (1990) et au cours de ce travail (site 211).

V - COMPOSITIONS ISOTOPIQUES Sr-Nd-Pb

Les éléments Sr-Nd-Pb ont été séparés, puis analysés au spectromètre de masse (cf. annexe 2 : techniques analytiques). Les résultats obtenus sont rassemblés dans les tableaux 4.2, 4.3 et 4.4 pour les laves d'arc, pour les laves arrière-arc et pour les sédiments.

V.1 - Compositions isotopiques Sr-Nd

Les compositions isotopiques Sr-Nd des **sédiments** échantillonnés au niveau du site 211 (Leg XXII) sont les suivantes (Fig. 4.13) (Tableau 4.4) :

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: de 0.71280 à 0.73868

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: de 0.51188 ($\epsilon\text{Nd}=-1.5$) à 0.51226 ($\epsilon\text{Nd}=-7.4$)

Si l'on compare ces données aux sédiments hémipélagiques analysés par Ben Othman et al. (1989), on constate que ces derniers, beaucoup moins variables par leurs compositions isotopiques Sr-Nd, diffèrent également de ceux du trou de forage 211 par des valeurs nettement plus radiogéniques en Nd (de 0.512481 à 0.512507) et moins radiogéniques en Sr (de 0.70802 à 0.70925). McLennan et al. (1990) étendent ce champ vers des valeurs encore plus radiogéniques en Nd (jusqu'à $\epsilon\text{Nd}=+1.17$). L'ensemble de ces données sédiments définit un champ situé largement en-dessous de la corrélation mantellique et s'étendant vers des valeurs en Sr très radiogéniques (jusqu'à 0.740). Le caractère plus radiogénique en Sr de certains sédiments suggère le caractère continental de leur origine. Ceci est le cas des échantillons 211-9-1, 211-6-1 et ceux de McLennan et al. (1990). Les travaux de Venkatarathnam (1974), basés sur l'étude minéralogique de ces matériaux montrent que ces sédiments proviendraient en grande partie du continent eurasiatique, drainé par le Gange et le Brahmapoutre. Ceci est confirmé par les études récemment effectuées sur les eaux de ces deux fleuves par Palmer et Edmond (1989), mettant en évidence des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ anormalement élevés (compris entre 0.721 et 0.726), comparativement à la valeur moyenne des rivières ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7119$) et associés à des concentrations élevées en Sr. Ces auteurs attribuent ces valeurs élevées à la présence de sédiments terrigènes issus de l'altération de granites orogéniques de la chaîne himalayenne.

Les compositions isotopiques Sr-Nd des **laves d'arc de Java** varient dans les intervalles suivants (Fig.4.14a) (Tableau 4.2) :

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: de 0.70409 à 0.70592

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: de 0.51291 ($\epsilon\text{Nd}=+5.3$) à 0.51268 ($\epsilon\text{Nd}=+0.9$)

Toutes ces roches appartiennent à la corrélation mantellique, excepté deux, parmi les échantillons analysés, qui se situent à droite : ils présentent des rapports plus radiogéniques en Sr et, légèrement moins radiogéniques en Nd que ceux appartenant à la corrélation mantellique. Il paraît nécessaire ici de revenir sur la définition de la corrélation mantellique représentée dans nos diagrammes. Ainsi, notons que si nous tenons compte de l'ensemble des OIB pour définir cette corrélation (Samoa, Société, S¹⁹ Hélène...), celle-ci s'élargit en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.0014 à droite et de 0.0011 à gauche de la corrélation mantellique représentée sur les figures de

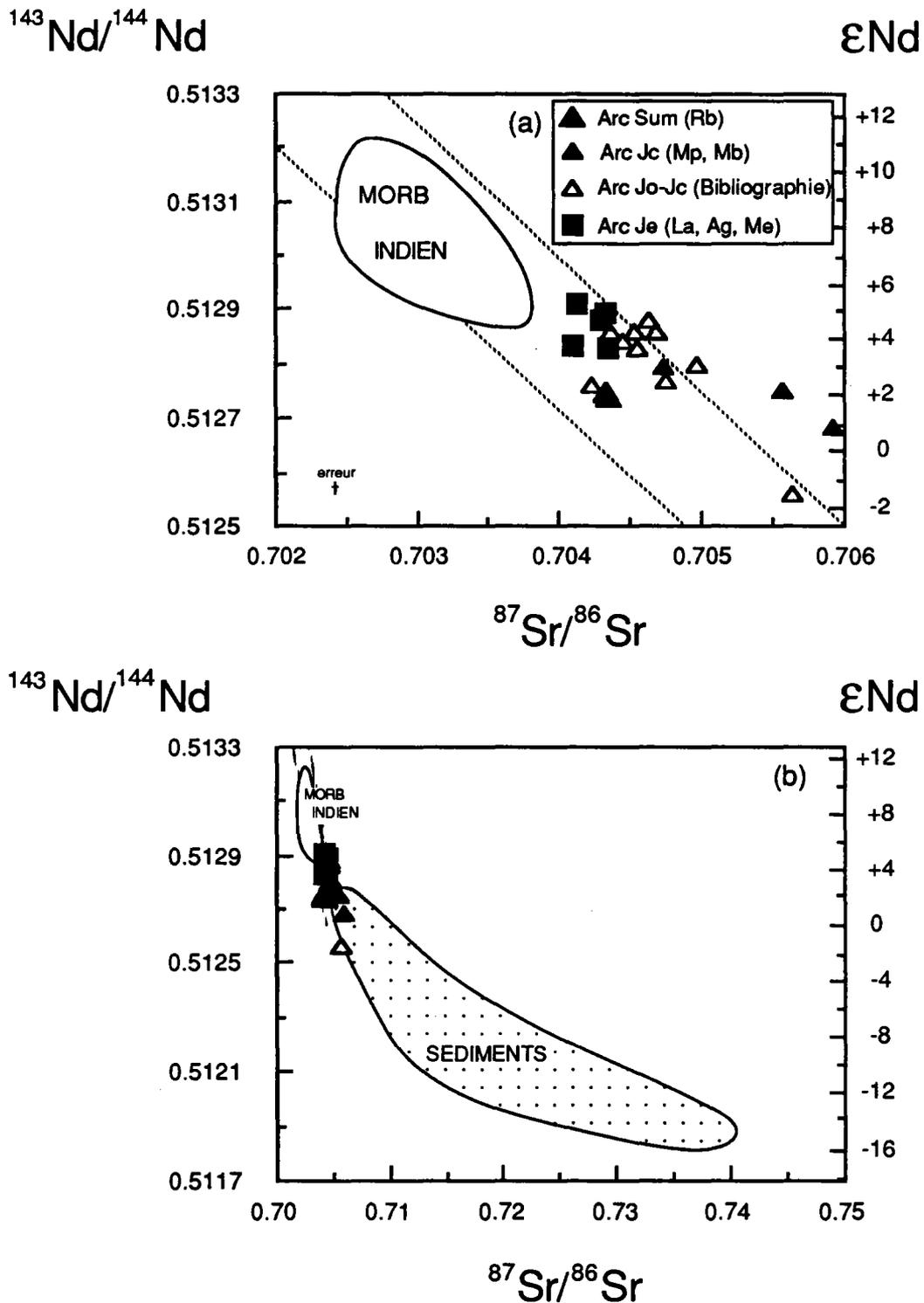


Figure 4.14: Compositions isotopiques Sr-Nd des laves d'arc de Java-Sumatra. Notons, parmi les laves analysées, le caractère plus radiogénique en Nd et moins radiogénique en Sr des laves de Java Est comparativement à celles de Java Central (a). Ces laves définissent un domaine allant du champ des MORB à celui des sédiments (b).

ce mémoire, et de +4.6 vers les valeurs élevées en ϵNd et de -2.5 vers les compositions isotopiques peu radiogéniques en Nd (Sun et McDonough, 1989). Il apparaît alors que toutes les laves d'arc de Java appartiennent bien à cette corrélation mantellique. La corrélation mantellique représentée dans ce mémoire correspond en fait au domaine isotopique Sr-Nd défini par la plus grande majorité des MORB et des OIB. (La prise en compte des basaltes particuliers de certaines îles (Samoa, Ste Hélène, ...) étudiés récemment, élargit, comme nous l'avons décrit ci-dessus, considérablement ce domaine, dénotant peut-être d'un léger fractionnement des rapports Rb/Sr et Sm/Nd au cours de l'histoire des sources de ces OIB particuliers).

Les laves d'arc de Java décrivent un alignement global de pente légèrement négative, entre des valeurs ϵNd similaires aux MORB indiens les plus radiogéniques (mais, cependant, plus radiogéniques en Sr que ces MORB) et des compositions isotopiques Nd beaucoup moins radiogéniques (et plus radiogéniques en Sr), tendant vers le champ des sédiments. Les références prises en compte pour définir ce domaine des MORB Indien sont : Cohen et al., 1980; Cohen et O'Nions, 1982; Hamelin et Allègre, 1985; Hamelin et al., 1985/86; Michard et al., 1986; Newsom et al., 1986; Price et al., 1986; Ito et al., 1987; Dosso et al., 1988; Klein et al., 1988; Mahoney et al., 1989.

Jusqu'à ce jour, peu de données bibliographiques concernant, à la fois, les caractéristiques isotopiques Sr et Nd des laves de l'arc de la Sonde, au niveau de Java ont été publiées (Whitford, 1975b; Whitford et al., 1981; Gerbe, 1989). Une compilation des nombreuses compositions isotopiques Sr et des quelques compositions isotopiques Nd des laves d'arc de Java présentent les intervalles suivants : $^{87}Sr/^{86}Sr$: de 0.70407 à 0.70629 et $^{143}Nd/^{144}Nd$: de 0.51288 ($\epsilon Nd=+4.68$) et 0.51256 ($\epsilon Nd=-1.6$) (Whitford, 1975b; Whitford et al., 1981; Vukadinovic et Nicholls, 1989; Gerbe, 1989). Ces nouvelles données (Fig. 4.14a) augmentent l'intervalle de variation des ϵNd vers des valeurs nettement plus radiogéniques (de +5.3 à -1.6). L'existence de valeurs négatives en ϵNd suggère la contribution de source(s) enrichie(s) à la genèse des magmas.

Au sein de ces laves d'arc, deux groupes sont mis en évidence (Fig. 14.a) :

- les laves des centres éruptifs de Java Est peu radiogéniques en Sr et radiogéniques en Nd.
- les laves des édifices de Java Central nettement plus radiogéniques en Sr et moins radiogéniques en Nd.

Une distinction similaire a déjà été mentionnée sur la base des concentrations en éléments en trace HYG.

Les laves du Rajabasa, volcan d'arc de Sumatra, se situent dans la corrélation mantellique. Elles ont des compositions isotopiques Sr moins radiogéniques que celles de Java Central, pour des compositions isotopiques Nd identiques (Fig. 4.14a).

L'ensemble des données est intermédiaire entre le champ des MORB de l'océan Indien et celui des sédiments (Fig.4.14b).

Les laves de Java montrent une similitude de compositions isotopiques Sr-Nd avec les laves de d'autres arcs : Antilles, Cordillère des Andes (Patagonie). L'arc de la Sonde occupe, dans le diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd=f(^{87}Sr/^{86}Sr)$, une position intermédiaire entre les arcs intraocéaniques proches des MORB (N^{elle} Bretagne, Sud Sandwich....) et les arcs dont les laves sont contaminées par la lithosphère continentale (contamination crustale : Pérou, Nord du Chili; contamination par la lithosphère continentale subductée : Banda) (Fig. 4.15).

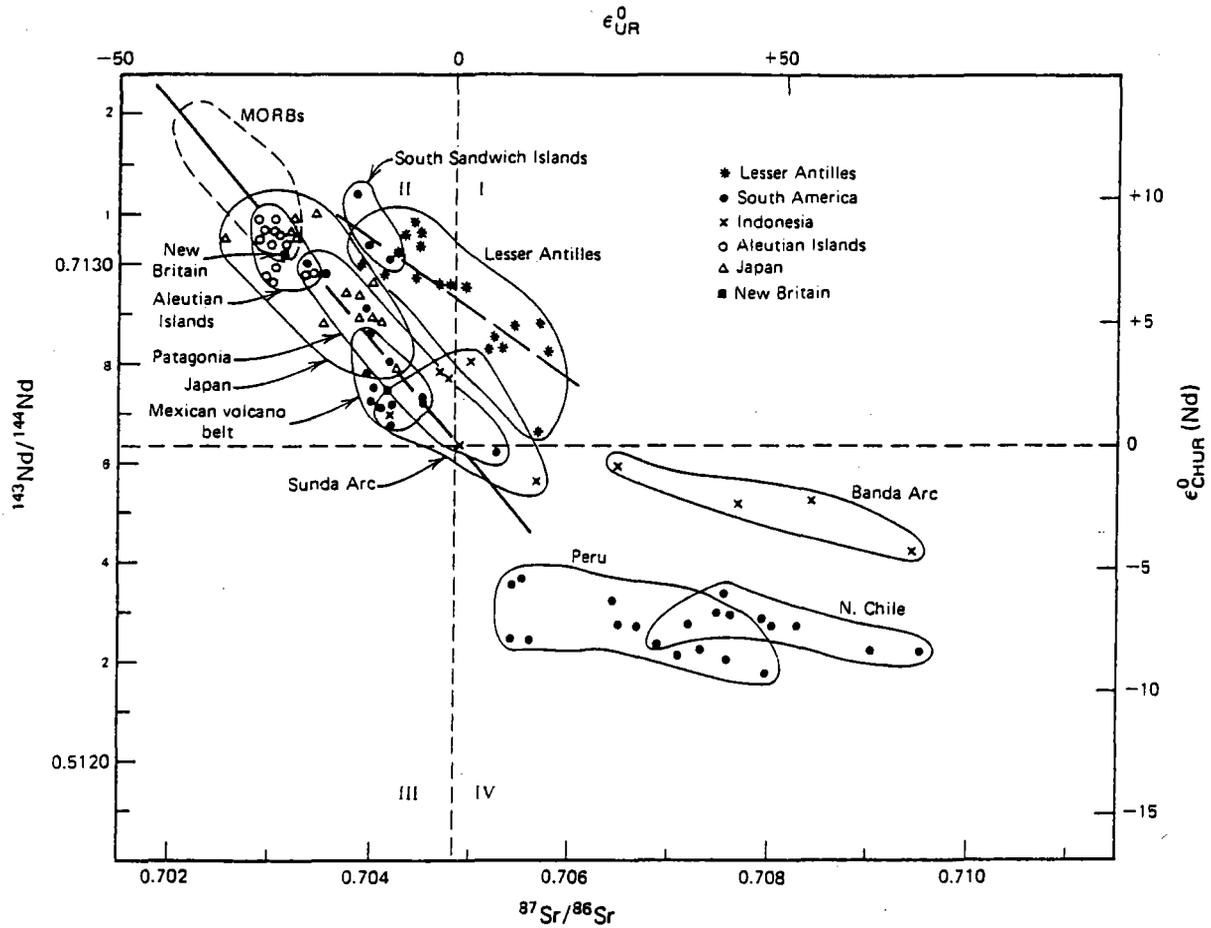


Figure 4.15 : Diagramme isotopique Sr-Nd des roches volcaniques de l'arc de la Sonde comparativement à celles de d'autres arcs insulaires et d'arcs situés sur des marges continentales (Faure, 1986). Les laves de l'arc de la Sonde occupent une position intermédiaire entre ces deux types d'arcs.

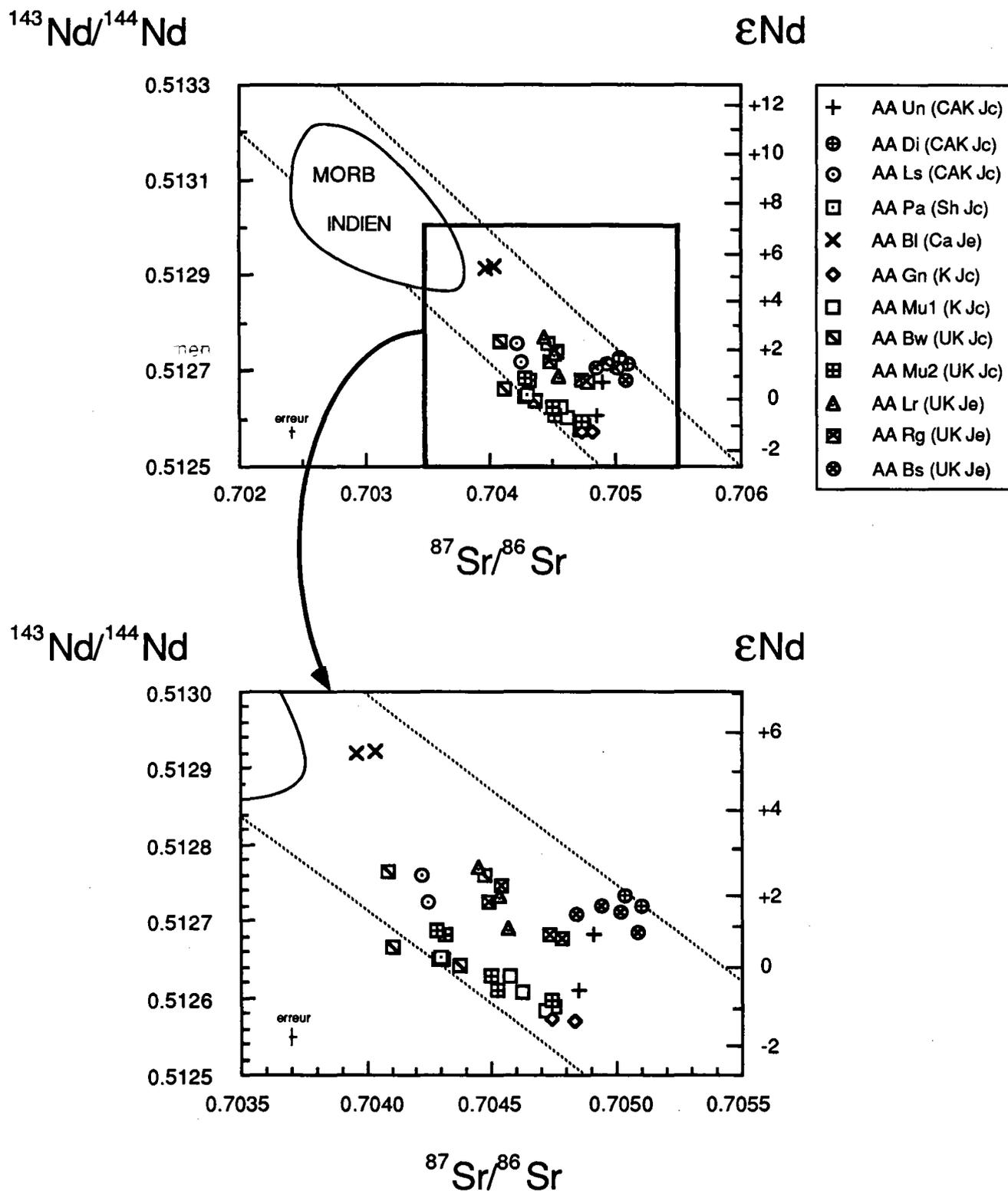


Figure 4.16 : Compositions isotopiques Sr-Nd des laves arrière-arc de Java. Notons le caractère plus radiogénique en Sr des laves ultrapotassiques de Java Est comparativement à celles de Java Central, à valeur isotopique Nd semblable; les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plus élevés et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus faibles des échantillons ultrapotassiques du Muria (Muria 2) relativement aux laves potassiques (Muria 1).

Les laves arrière-arc de Java présentent les compositions isotopiques Sr-Nd suivantes (Fig. 4.16)

(Tableau 4.3) :

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$:	de 0.70396 à 0.70510
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$:	de 0.51292 ($\epsilon\text{Nd}=+5.5$) à 0.51257 ($\epsilon\text{Nd}=-1.4$)

Tous ces échantillons, excepté un (BW45), appartiennent à la corrélation mantellique, si nous considérons, comme nous venons de le proposer ci-dessus, que la corrélation mantellique représente le domaine isotopique Sr-Nd de la majorité des basaltes océaniques (exception faite des basaltes particuliers des îles : Samoa, S^{te} Hélène, ...). Remarquons que les laves du Baluran, édifice calco-alkalin arrière-arc, sont nettement plus radiogéniques en Nd que les autres laves arrière-arc. Ces laves ont des caractéristiques isotopiques proches de celles des laves des édifices de l'arc de Java Est. A l'exception des laves de ce volcan, les autres volcans calco-alkalins potassiques et shoshonitiques montrent des rapports isotopiques Sr-Nd analogues à ceux des séries alcalines potassiques et ultrapotassiques. Notons que les laves ultrapotassiques des volcans de Java Est sont plus radiogéniques en Sr, comparativement à celles des édifices de Java Central, à valeur isotopique Nd semblable.

Soulignons également la distinction entre les compositions isotopiques Sr-Nd des laves alcalines potassiques du Muria 1 et celles des laves alcalines ultrapotassiques du Muria 2 :

Muria 1 :	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$:	de 0.70458 à 0.70475
	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$:	de 0.51262 ($\epsilon\text{Nd}=-0.38$) à 0.51258 ($\epsilon\text{Nd}=-1.15$)
Muria 2 :	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$:	de 0.70428 à 0.70474
	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$:	de 0.51269 ($\epsilon\text{Nd}=+0.90$) à 0.51260 ($\epsilon\text{Nd}=-0.86$)

Nous constatons que l'association Muria 1 apparaît plus "enrichi" (compositions isotopiques Sr plus élevées et compositions isotopiques Nd plus faibles) que celle, plus récente, du Muria (Muria 2).

Edwards (1988) a fait la même observation et propose des intervalles de variation quasiment analogues. Ferrara et al. (1981) rapportent des compositions isotopiques Sr pour les laves du Muria, comprises entre 0.7040 et 0.7048. Ces résultats montrent qu'il est possible d'envisager une variation de la composition de la source des magmas du Muria au cours du temps. La contribution d'une source enrichie ($\epsilon\text{Nd}<0$) est nécessaire pour rendre compte des caractères géochimiques de ces laves. L'identification plus précise de cette source est abordée et discutée au chapitre 5.

Whitford (1975b) et Whitford et al. (1981) ont analysé trois échantillons arrière-arc parmi lesquels deux laves de l'édifice Ungaran et une lave du Muria 2. Les compositions isotopiques Sr-Nd de ces laves sont tout à fait analogues à celles obtenues à partir de nos échantillons (Fig. 4.17)

Les échantillons arrière-arc de Sumatra et des îles Karimunjawa prolongent ce domaine potassique arrière-arc vers des valeurs plus radiogéniques en Nd : les valeurs ϵNd de ces basaltes varient entre +6.5 et +1.5, tandis que les compositions isotopiques Sr appartiennent à l'intervalle suivant : 0.7037-0.7045 (Dosso et al., 1987) (Fig. 4.17).

A l'exception de deux échantillons d'arc en dehors de la corrélation mantellique (pour la définition de la corrélation mantellique, cf. paragraphe ci-dessus), l'ensemble des laves d'arc sont incluses dans le domaine arrière-arc (Fig.4.18). Insistons également sur l'importante variabilité qui caractérise les isotopes du Nd des laves

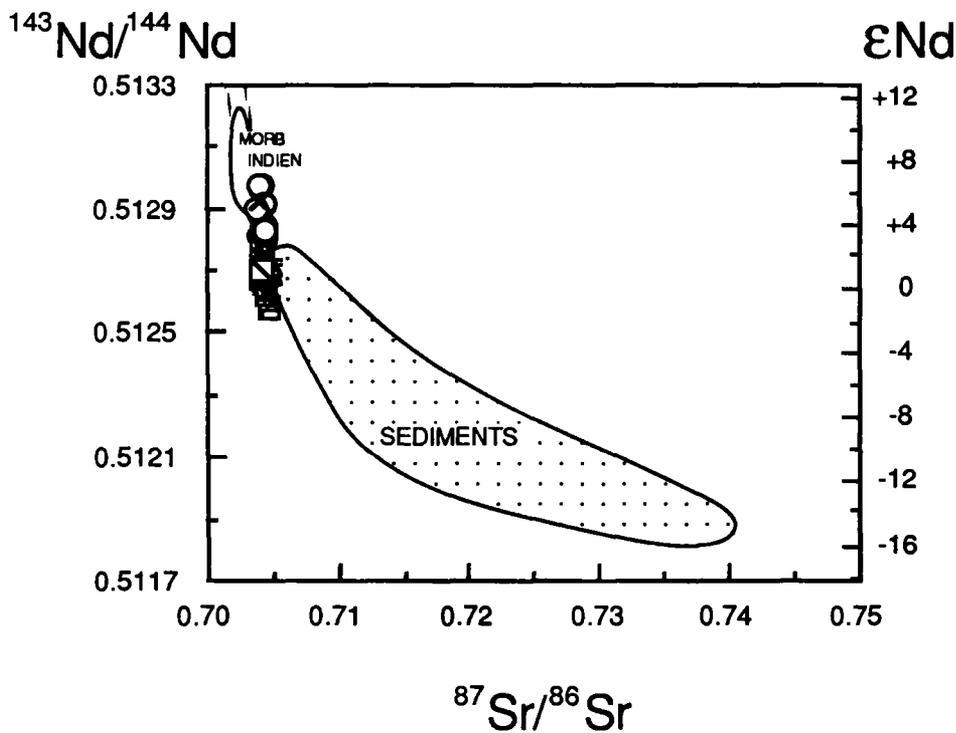
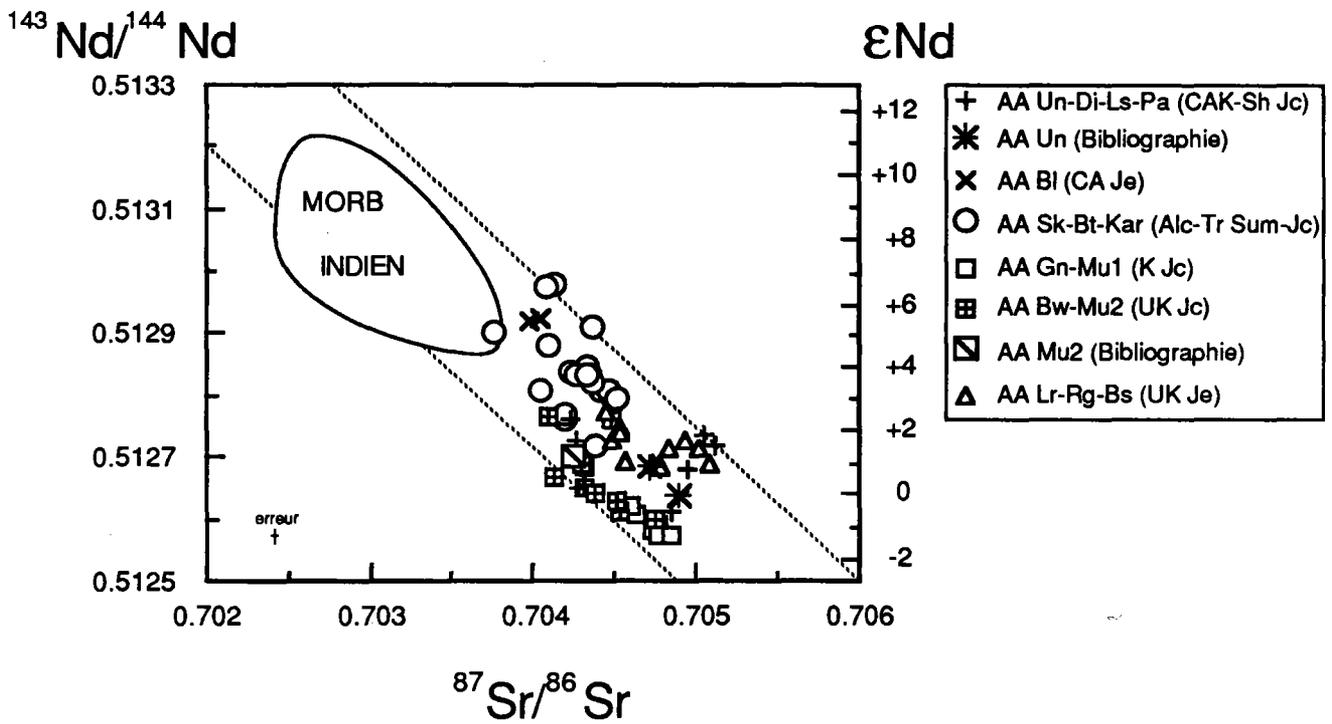


Figure 4.17 : Compositions isotopiques Sr-Nd des laves arrière-arc de Java-Sumatra. Les échantillons de Sumatra et des îles Karimunjawa prolongent le domaine arrière-arc des laves de Java vers des compositions isotopiques plus radiogéniques en Nd. Les données Sr-Nd acquises sont tout à fait comparables à celles rapportées par la bibliographie.

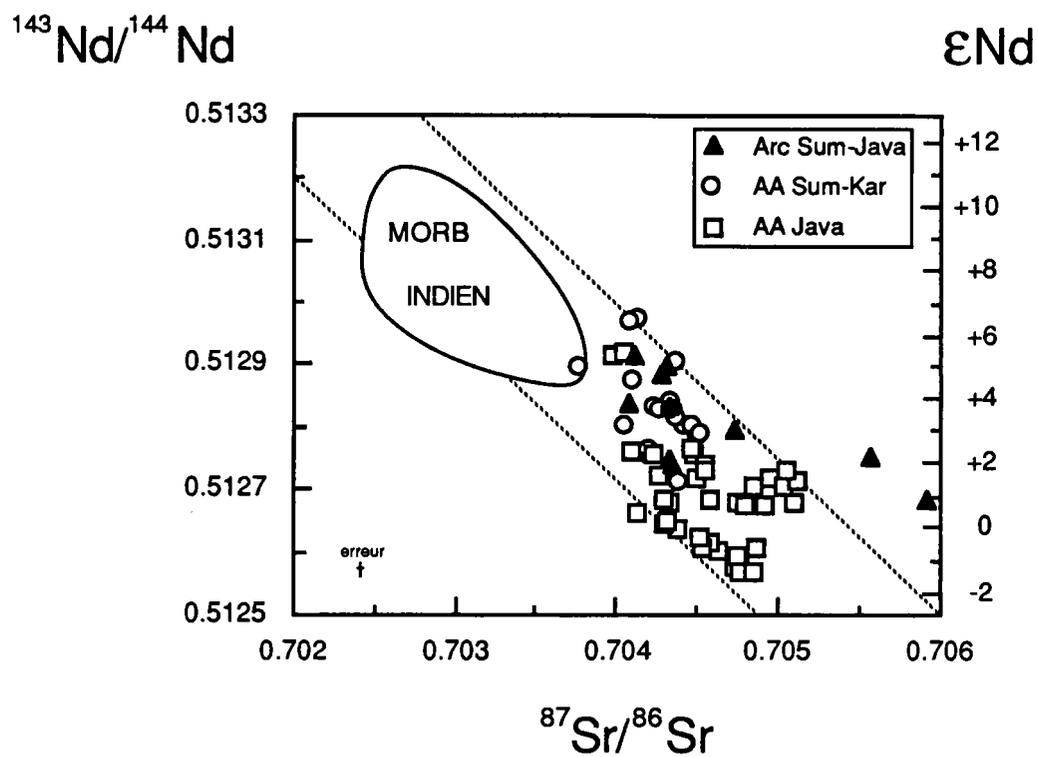


Figure 4.18 : Compositions isotopiques Sr-Nd de l'ensemble des laves arc et arrière-arc de Java-Sumatra.

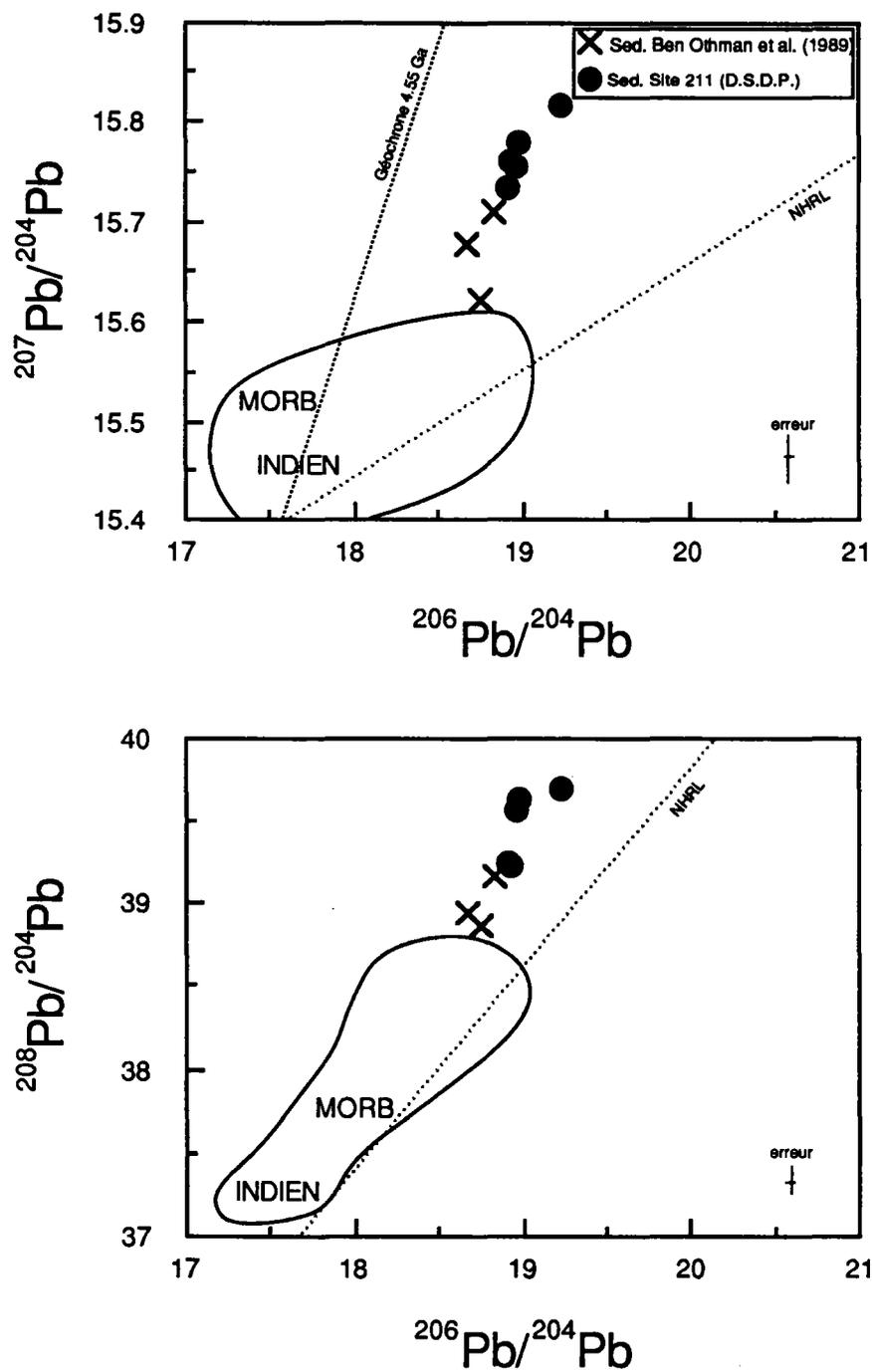


Figure 4.19 : Compositions isotopiques du Pb des sédiments prélevés en avant de Java.

arc et arrière-arc de Java-Sumatra, avec ϵ_{Nd} compris entre +6.5 et -1.4; les isotopes du Sr variant de 0.70374 à 0.70592 (Fig.4.18).

V.2 - Compositions isotopiques du plomb

Les compositions isotopiques du plomb dans les **sédiments** sont les suivantes (Fig.4.19) (Tableau 4.19) :

$^{206}Pb/^{204}Pb$: de 18.92 à 19.23

$^{207}Pb/^{204}Pb$: de 15.73 à 15.82

$^{208}Pb/^{204}Pb$: de 39.23 à 39.69

Les trois sédiments analysés par Ben Othman et al. (1989) étendent ce domaine vers des valeurs moins radiogéniques en Pb. Les limites inférieures de ce domaine sont :

$^{206}Pb/^{204}Pb$: 18.67

$^{207}Pb/^{204}Pb$: 15.62

$^{208}Pb/^{204}Pb$: 38.87

Les sédiments sont nettement plus radiogéniques en Pb comparativement aux MORB de l'océan Indien, et plus particulièrement en ^{207}Pb et ^{208}Pb . (Le domaine des MORB, défini dans ces diagrammes isotopiques du Pb, est basé sur les références citées ci-dessus (cf. paragraphe V.1) auxquelles s'ajoute celle de Dupré et Allègre, 1983).

Les sédiments définissent un champ relativement linéaire dans les diagrammes $^{207}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ et $^{208}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$. Dans le premier de ces graphes, ces matériaux s'alignent globalement suivant une droite de pente supérieure à la NHRL, équivalente à 0.34 (ce qui correspond à un âge de 3.7 Ga).

Les intervalles de compositions isotopiques Pb des **laves d'arc de Java** sont les suivants (Fig. 4.18):

$^{206}Pb/^{204}Pb$: de 18.55 à 18.86

$^{207}Pb/^{204}Pb$: de 15.62 à 15.80

$^{208}Pb/^{204}Pb$: de 38.73 à 39.50

Ces laves d'arc s'alignent globalement à droite de la géochrone et suivant une droite de pente supérieure à la NHRL (pente=0.45 correspondant à un âge de 4.1 Ga). Ces laves d'arc se caractérisent par une importante variabilité dans les rapports $^{207}Pb/^{204}Pb$ et $^{208}Pb/^{204}Pb$ et très faible en $^{206}Pb/^{204}Pb$. Elles s'étendent globalement entre le champ des sédiments, dans lequel certaines de ces laves se situent et le domaine des MORB. Remarquons le caractère moins radiogénique en ^{207}Pb , en ^{208}Pb et ^{206}Pb des laves des édifices de l'arc volcanique de Java Est comparativement à celles des volcans d'arc de Java Central. En particulier, la différence entre les rapports $^{206}Pb/^{204}Pb$ des laves de ces deux secteurs est notable ($\Delta^{206}Pb/^{204}Pb=0.18$), étant donné la quasi-constance de ce rapport au sein des laves de ces deux secteurs. Le Rajabasa, volcan d'arc de Sumatra, prolonge ce domaine arc vers des valeurs moins radiogéniques en ^{207}Pb et en ^{208}Pb , jusqu'au champ des MORB (Dosso et al., en préparation) (Fig. 4.20).

Quelques données bibliographiques portant sur des édifices d'arc de Java Ouest et Java Central sont reportées sur la figure 4.20 (Whitford, 1975b). Ces données sont incluses dans le champ que nous avons

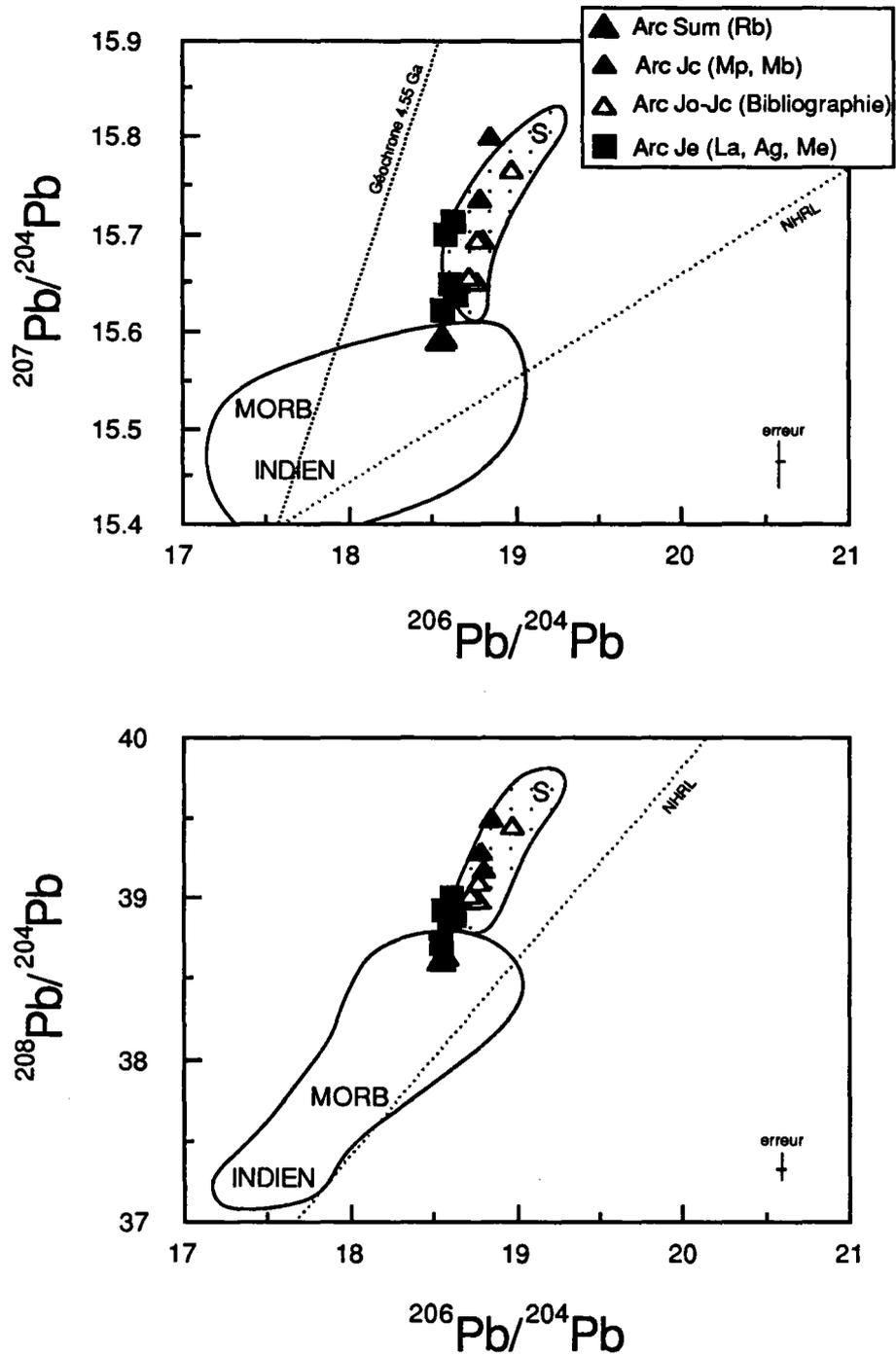


Figure 4.20 : Compositions isotopiques du Pb des laves des édifices de l'axe de l'arc de Java-Sumatra. Notons le caractère globalement moins radiogéniques en Pb des laves de Java Est comparativement à celles de Java Central (S : sédiments).

défini à partir de l'analyse de laves d'arc d'édifices de Java Central et Java Est. Notons tout de même que le domaine des laves d'arc de Java Central est prolongé vers des compositions isotopiques moins radiogéniques en Pb. Ces données bibliographiques confortent la distinction entre les laves du secteur de Java Central et celles de Java Est en rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Comparativement aux autres arcs insulaires intraocéaniques, l'arc de la Sonde, au niveau de Java, est l'un des plus radiogéniques en ^{207}Pb . A ce titre, il est tout à fait comparable à l'arc antillais. La différence entre ces deux arcs réside dans les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de leurs laves montrant une très forte variabilité au niveau des Antilles, comparativement à Java (cf. Figure 1.10, chapitre 1).

Les compositions isotopiques Pb des laves arrière-arc de Java sont les suivantes (Fig. 4.21a-21b) (Tableau 4.3):

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: de 18.22 à 18.90

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: de 15.60 à 15.77

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: de 38.41 à 39.41

Ces laves définissent un champ situé à droite de la géochrone, et présentant globalement une pente supérieure à la NHRL (pente=0.24 correspondant à un âge de 3.1 Ga). Ces laves arrière-arc occupent une position intermédiaire entre les sédiments et les MORB Indien. Plus précisément, elles chevauchent en partie les domaines sédiments et MORB. Excepté les laves des édifices calco-alcalins potassiques Ungaran et Dieng qui présentent les valeurs les plus radiogéniques en ^{207}Pb , les laves des autres édifices potassiques non-alcalins (Lasem, Patiayam, Baluran) ont des compositions isotopiques Pb analogues à celles des laves alcalines potassiques et ultrapotassiques.

A la différence des compositions isotopiques Sr et Nd, les compositions isotopiques Pb des laves alcalines potassiques et alcalines ultrapotassiques sont sensiblement similaires. Récemment, Edwards (1988, 1989) conclut que les compositions isotopiques Pb des laves alcalines potassiques et ultrapotassiques des édifices Muria, Ringgit, Beser sont analogues à celles des sédiments et à celles de laves calco-alcalines d'arc.

Remarquons encore ici que les laves arrière-arc de Java Est semblent légèrement moins radiogéniques en ^{206}Pb relativement à celles de Java Central.

Deux échantillons de l'édifice Ungaran et deux échantillons du Muria ont été analysés par Whitford (1975b). Dans l'ensemble, ces données sont incluses dans le champ défini par nos échantillons, à l'exception, cependant, d'une lave du Muria nettement moins radiogénique en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ comparativement à nos données et se situant dans le champ des MORB (Fig. 4.22).

Les basaltes arrière-arc de Sumatra et des îles Karimunjawa étendent ce domaine arrière-arc vers des valeurs moins radiogéniques en Pb correspondant à celles des MORB Indien (Fig. 4.22).

D'une manière générale, les laves arrière-arc présentent des compositions isotopiques Pb similaires à celles des laves des volcans d'arc, bien que s'étendant vers des valeurs plus faibles en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 4.23).

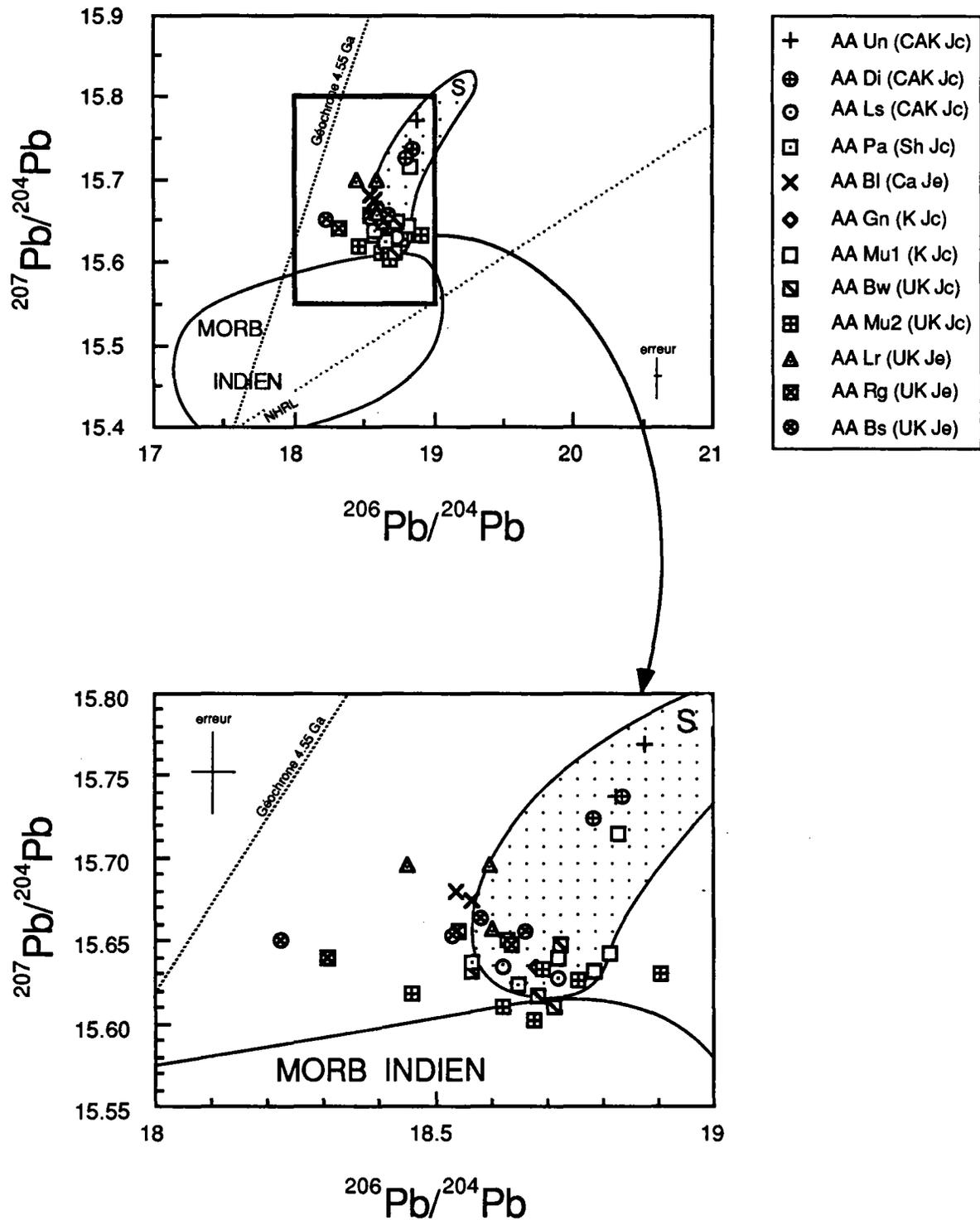


Figure 4.21a : Diagramme isotopique $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves des édifices arrière-arc de Java. Remarquons le caractère globalement moins radiogénique en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Java Est comparativement à celles de Java Central.

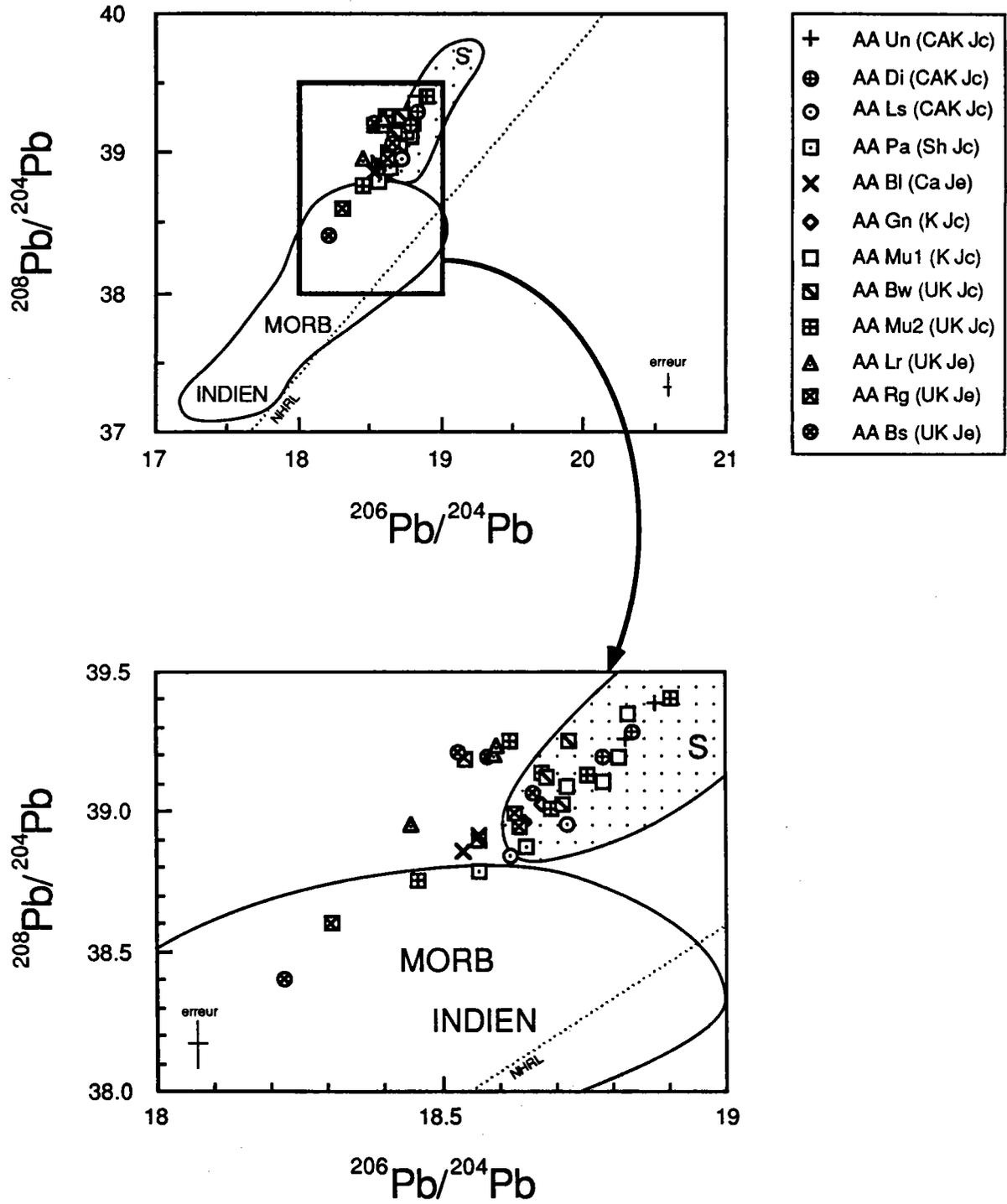


Figure 4.21b : Diagramme isotopique $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves arrière-arc de Java.

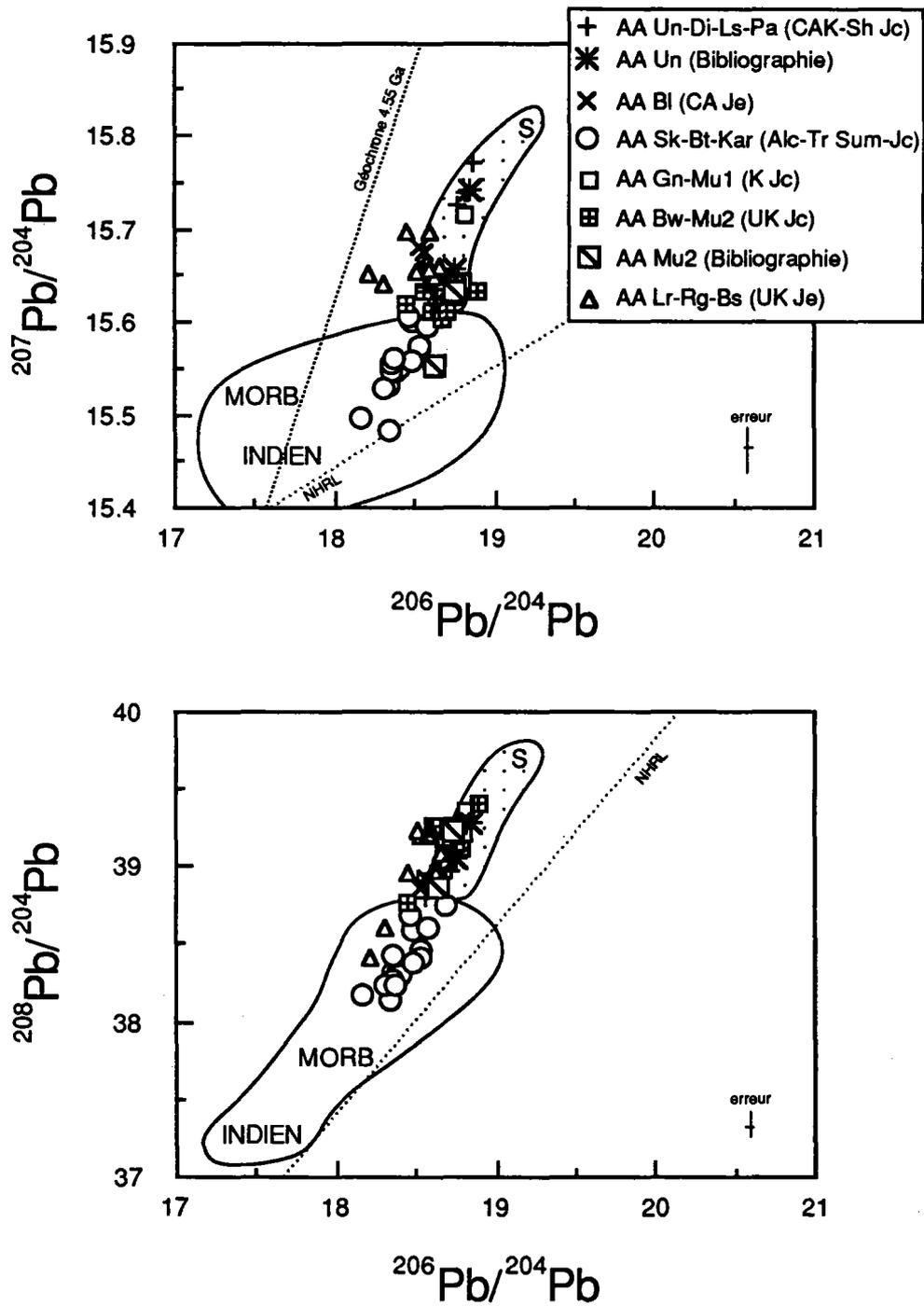


Figure 4.22 : Diagramme isotopique $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves arrière-arc de Java-Sumatra définissant un domaine s'étendant du champ des MORB à celui des sédiments.

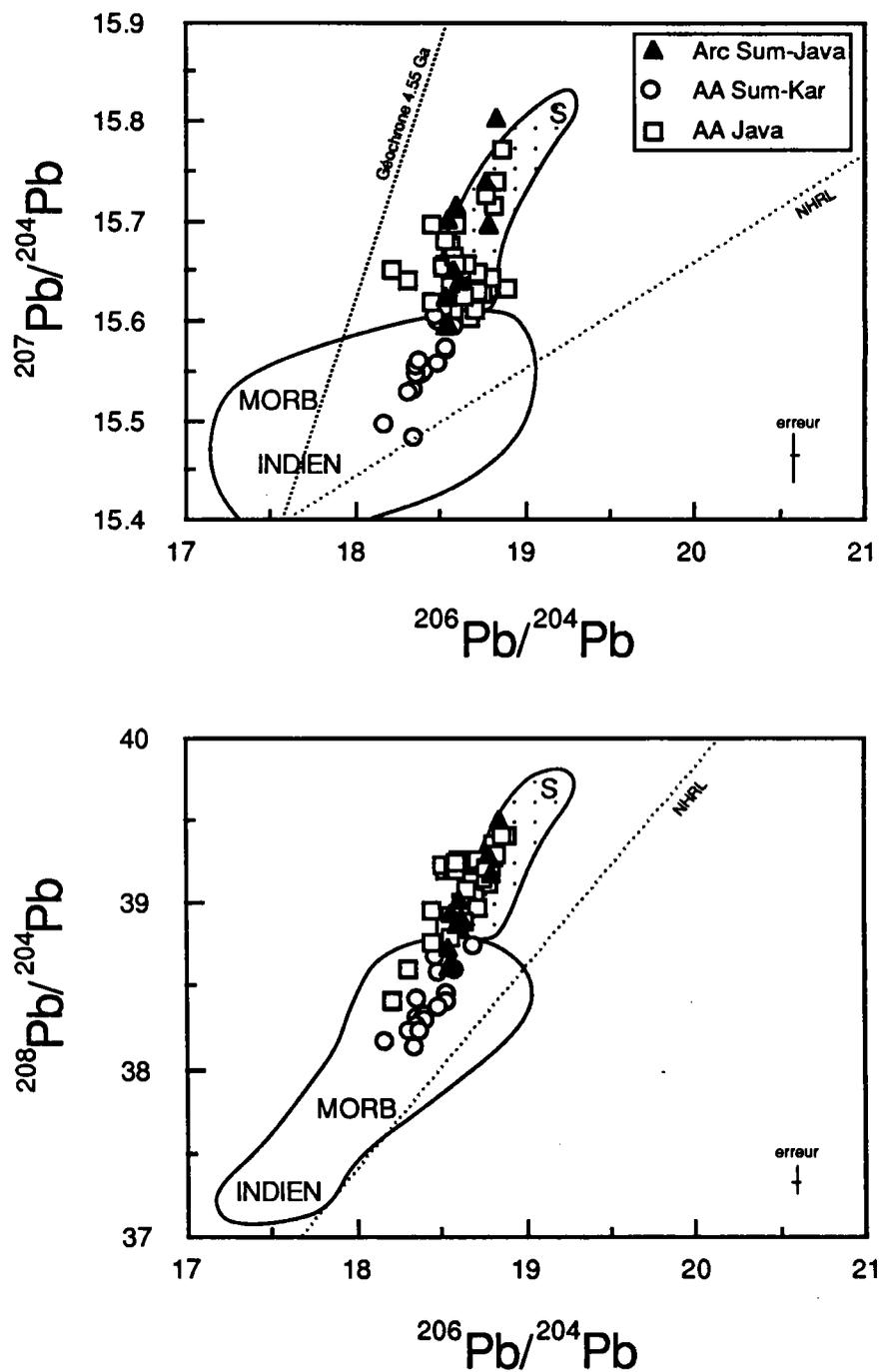


Figure 4.23 : Compositions isotopiques Pb de l'ensemble des laves arc et arrière-arc de Java-Sumatra.

CONCLUSION DU QUATRIEME CHAPITRE

Cette thèse repose sur un certain nombre de données géochimiques nouvelles acquises sur des laves de volcans arc et arrière-arc de Java et présentées dans ce chapitre. Remarquons que pour certains de ces édifices (Lasem, Patiayam, Bawean, Genuk...), aucune donnée n'avait été, jusqu'à ce jour, publiée.

Résumons les principales caractéristiques de ces nouvelles données :

- Les sédiments analysés (site 211) sont particulièrement radiogéniques en Sr (rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atteignant environ 0.740) et en ^{207}Pb (rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ au-delà de 15.8), comparativement à ceux analysés par Ben Othman et al. (1989). Ce caractère radiogénique en Sr et Pb est probablement le reflet de l'origine continentale de ces sédiments : ils seraient issus, d'après les travaux de Venkatarathnam (1974) et de Palmer et Edmond (1989), du continent indien (chaîne himalayenne).

- Les laves arrière-arc présentent un certain nombre de caractéristiques géochimiques communes avec les laves d'arc : anomalies négatives en Nb-Ta, en Ti, enrichissements, relativement aux TR, en Pb, Sr, alcalins, compositions isotopiques radiogéniques en ^{208}Pb , ^{207}Pb . L'ensemble de ces laves occupe dans les diagrammes isotopiques une position intermédiaire entre le domaine des MORB de l'océan Indien et celui des sédiments.

Les deux phases d'activité du Muria, différenciables d'après la géochimie des éléments en trace, se distinguent également avec les isotopes du Sr, et surtout du Nd.

Les caractéristiques isotopiques de nos échantillons s'accordent avec les quelques données isotopiques fournies par la bibliographie.

- Comparativement aux laves des autres arcs insulaires, celles de l'arc de la Sonde, au niveau de Java, apparaissent parmi les moins radiogéniques en Nd et les plus radiogéniques en ^{207}Pb . Elles présentent, de ce point de vue-là, une certaine affinité avec les laves de l'arc des Antilles.

- Les données traces et isotopes ont permis de distinguer deux secteurs au niveau de l'île de Java : un premier secteur correspondant à la partie orientale de l'île de Java où les volcans d'arc ont émis des laves moins enrichies en éléments HYG, comparativement à celles de Java Central (second secteur). Les laves arc de cette région (Java Est) sont moins radiogéniques en Sr et plus radiogéniques en Nd comparativement à celles des édifices d'arc de Java Central.

Pour le domaine arrière-arc, on observe la configuration inverse, à savoir que les laves arrière-arc de Java Est sont plus radiogéniques en Sr que celles de Java Central (les compositions isotopiques Nd des laves de ces deux zones sont similaires).

Concernant les isotopes du Pb, les laves des volcans de l'Est de Java ont des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ inférieurs à celles des édifices de Java Central. De plus, les laves d'arc apparaissent moins radiogéniques en ^{207}Pb et ^{208}Pb relativement à celles des volcans d'arc de Java Central.

La prise en compte des données acquises au cours de ce travail permet d'établir de nouvelles contraintes quant à la nature des différents composants impliqués dans la genèse des magmas de Java. L'identification de la composition de ces sources est discutée au chapitre suivant.

CHAPITRE 5 :

NATURE DES SOURCES.

DISCUSSION

INTRODUCTION

La genèse des magmas des zones de subduction implique différentes sources et composants dont les caractéristiques géochimiques ont déjà été évoquées au premier chapitre. Nous avons montré qu'une participation d'un manteau péridotitique appauvri et de composants subductés (croûte océanique plus ou moins altérée par l'eau de mer, sédiments) génère les caractéristiques traces et isotopes de la plupart des magmas orogéniques.

Au cours de ce chapitre, nous nous proposons d'étudier de manière plus spécifique, les particularités chimiques des magmas arc et arrière-arc de Java-Sumatra, afin de déterminer la nature des composants participant à leur genèse. Nous discuterons les diverses suggestions proposées quant à la nature de ces sources. L'origine du volcanisme ultrapotassique de Java sera également plus particulièrement débattue dans ce chapitre. Enfin, en guise de conclusion, nous critiquerons divers modèles de répartition relative des différentes sources.

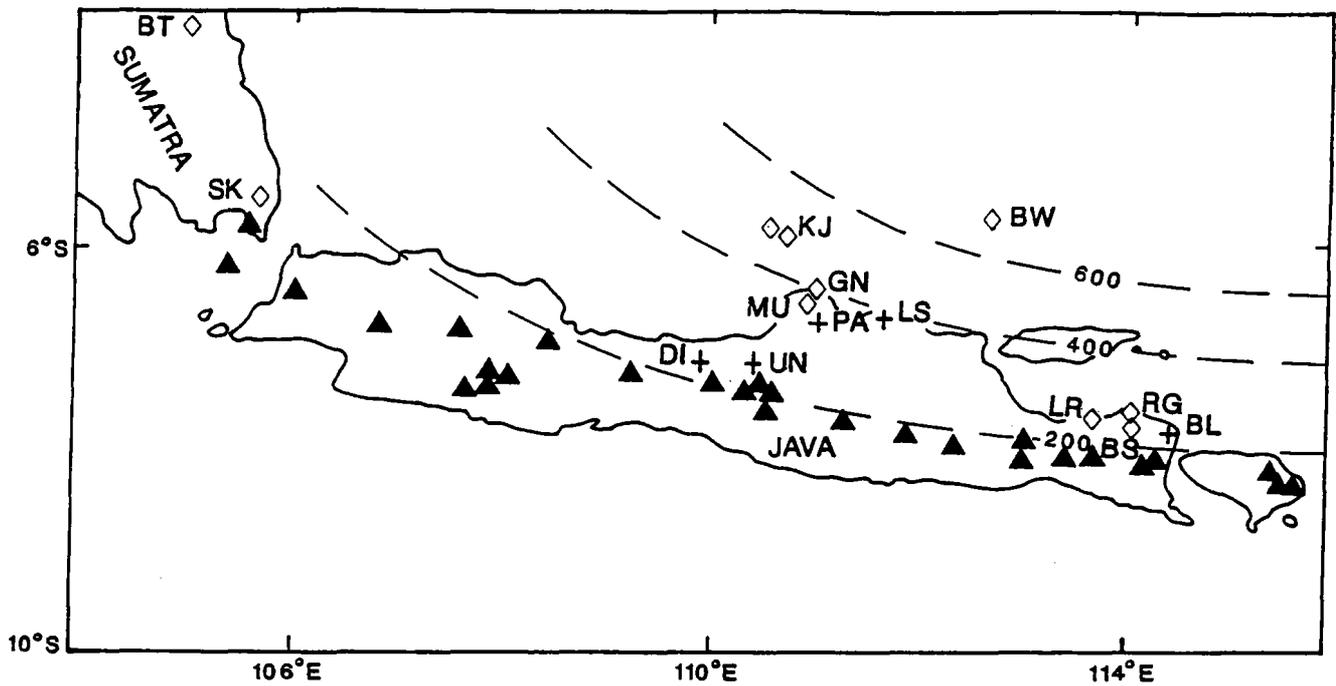


Figure 5.1 : Carte indiquant les divers domaines géographiques : arc (Rajabasa, Merapi, Merbabu, Argopuro, Lamongan, Merapi-Est), intermédiaire (Ungaran, Dieng, Lasem, Patiyam, Baluran) et arrière-arc (Muria, Genuk, Bawean, Karimunjawa, Lurus, Ringgit, Besar) au niveau de la région Java-Sumatra. (triangles pleins : volcans d'arc; croix : volcans intermédiaires; losanges vides : volcans arrière-arc).

	DOMAINE ARC	DOMAINE INTERMEDIAIRE	DOMAINE ARRIERE-ARC
SUMATRA	Rajabasa		Sukadana-Jambi (basaltes alcalins à transitionnels)
JAVA CENTRAL	Merbabu-Merapi	Ungaran-Dieng-Lasem (volcans calco-alcalins potassiques) Patlayam (shoshonitique)	Karimunjawa (basaltes alcalins à transitionnels) Muria-Genuk-Bawean (volcans potassiques et ultrapotassiques)
JAVA EST	Lamongan-Argopuro-Merapi Est	Baluran (volcan calco-alcalin)	Lurus-Ringgit-Beser (volcans ultrapotassiques)

Tableau 5.1 : Classification géographique des volcans étudiés.

A - EXISTENCE DE DEUX DOMAINES GEOCHIMIQUES : DOMAINE ARC ET DOMAINE ARRIERE-ARC

I - CLASSIFICATION GEOGRAPHIQUE (ET PETROLOGIQUE)

Avant d'aborder toute étude comparative sur les éléments majeurs, traces et isotopes des laves arc et arrière-arc, nous observons géographiquement trois principaux groupes (Fig. 5.1):

(1) - les laves des édifices volcaniques calco-alcalins et calco-alcalins potassiques de l'axe de l'arc de Sumatra (Rajabasa), de Java Central (Merapi, Merbabu) et de Java Est (Argopuro, Lamongan, Merapi-Est).

- les laves des volcans arrière-arc. Au sein des centres éruptifs de Java Central, on distingue deux groupes suivant la distance de ces édifices par rapport à l'axe de l'arc :

(2) - Au niveau de Java, les volcans arrière-arc les plus éloignés de l'axe de l'arc sont le Muria, le Genuk, Bawean et les îles Karimunjawa, situés dans la région de Java Central, et le Lurus, Ringgit et Beser, dans la région de Java Est (AA : arrière-arc). Les laves de l'ensemble de ces volcans appartiennent à des associations pétrologiques plus ou moins sous-saturées en SiO_2 .

(3) - Entre ces volcans arrière-arc et ceux de l'axe de l'arc, se situent un certain nombre d'édifices : Ungaran, Dieng, Lasem, Patiayam (Java Central) et Baluran (Java Est) qualifiés d'Intermédiaires en raison de leur position intermédiaire entre l'axe de l'arc volcanique et les volcans arrière-arc cités ci-dessus (Inter : intermédiaire). Remarquons que le Baluran, situé à la même distance de l'axe de l'arc que le Beser, est classé dans le domaine intermédiaire en fonction, non pas de sa position géographique, mais plutôt par analogie pétrologique avec les volcans intermédiaires de Java Central : à l'opposé du groupe précédent, les laves des volcans intermédiaires appartiennent à des associations pétrologiques sur-saturées en SiO_2 .

Le tableau 5.1 récapitule cette classification géographique. Nous y rappelons également les groupes pétrologiques auxquels appartiennent les laves de ces volcans.

II - LES ELEMENTS MAJEURS

Sur les figures 5.2 et 5.3 sont reportées les variations des concentrations en éléments majeurs des laves des volcans des domaines arc, intermédiaire et arrière-arc (définis ci-dessus), étudiées au cours de ce travail, en fonction des teneurs en MgO , paramètre indiquant le degré de différenciation.

II.1 - Comparaison entre le magmatisme arc et arrière-arc

Dans l'ensemble, excepté les éléments majeurs incompatibles (TiO_2 , K_2O , P_2O_5) (Fig.5.3), il existe peu de différences importantes en éléments majeurs entre le volcanisme d'arc et celui du domaine arrière-arc. En effet, les laves des édifices alcalins potassiques et ultrapotassiques de Java Central et de Java Est montrent de nombreuses affinités avec les laves des édifices de l'arc : les laves de l'arc se caractérisent par des intervalles de

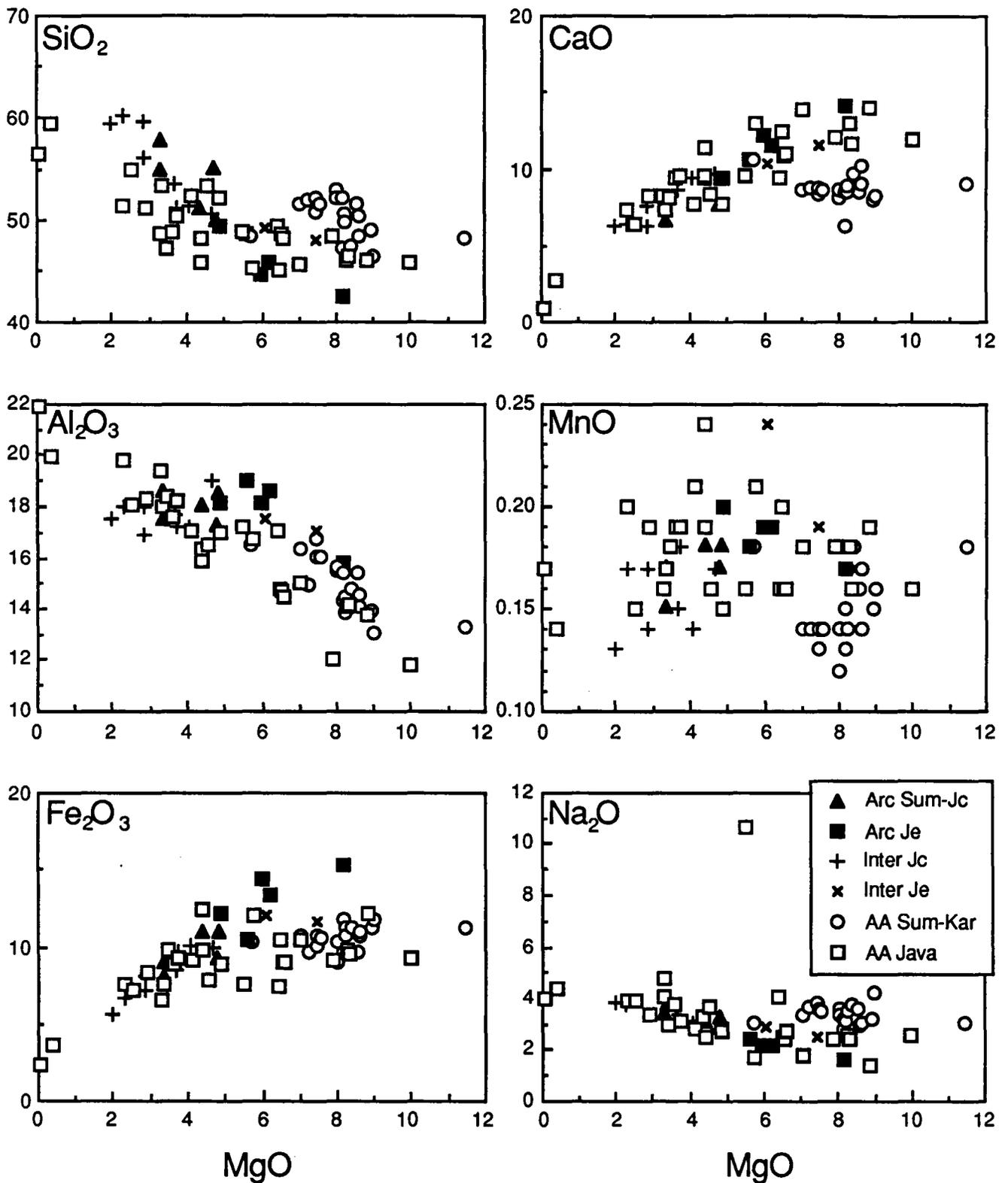


Figure 5.2 : Variations des teneurs en éléments majeurs (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MnO, Na₂O) en fonction de MgO dans les laves de Java-Sumatra. Les laves des domaines arc et arrière-arc montrent de nombreuses similitudes dans les teneurs de ces éléments majeurs.

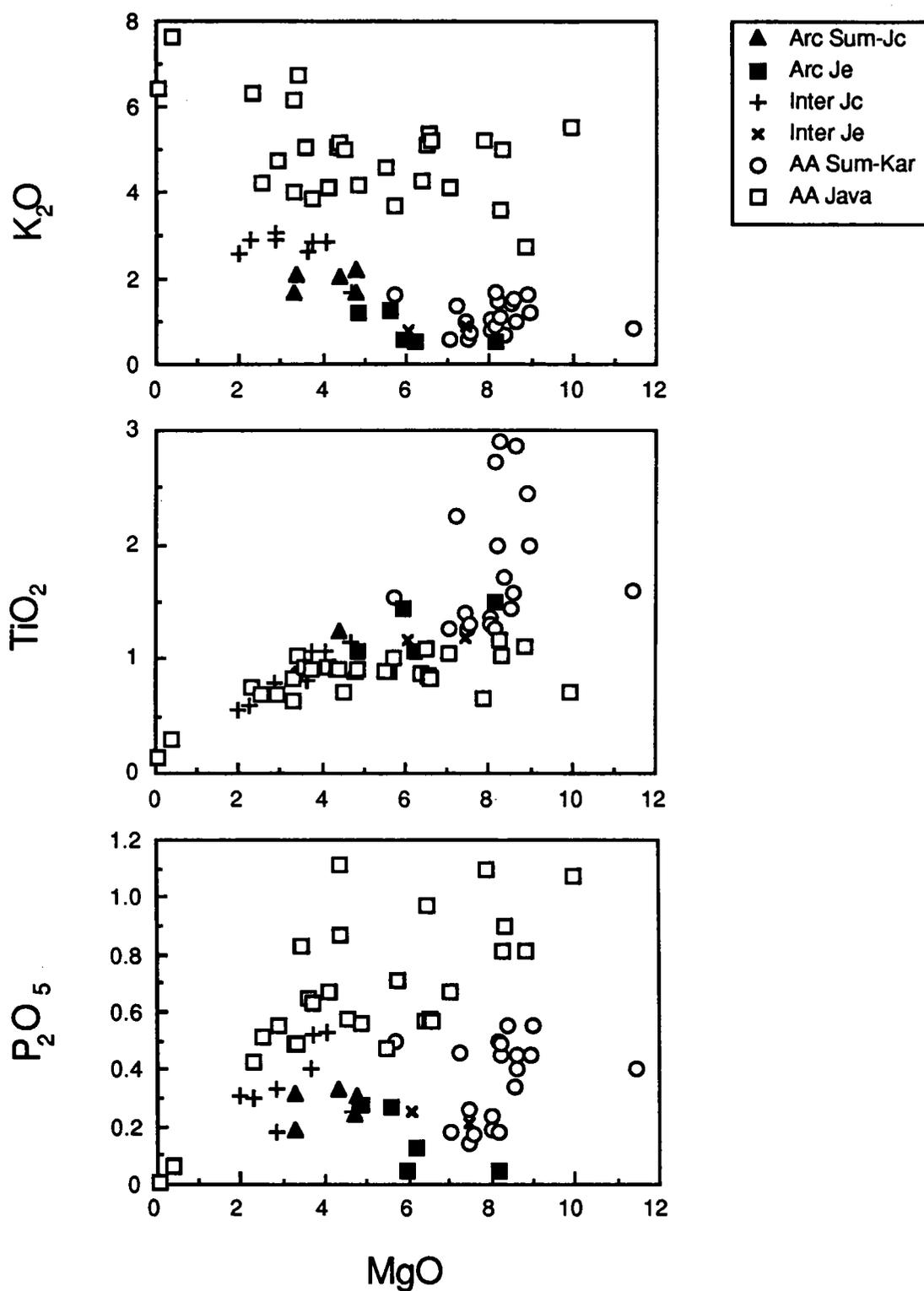


Figure 5.3 : Variation des teneurs en éléments majeurs incompatibles (K_2O , TiO_2 , P_2O_5) en fonction de MgO . Les éléments K_2O et P_2O_5 permettent de bien distinguer les laves du domaine arc de celles du domaine arrière-arc.

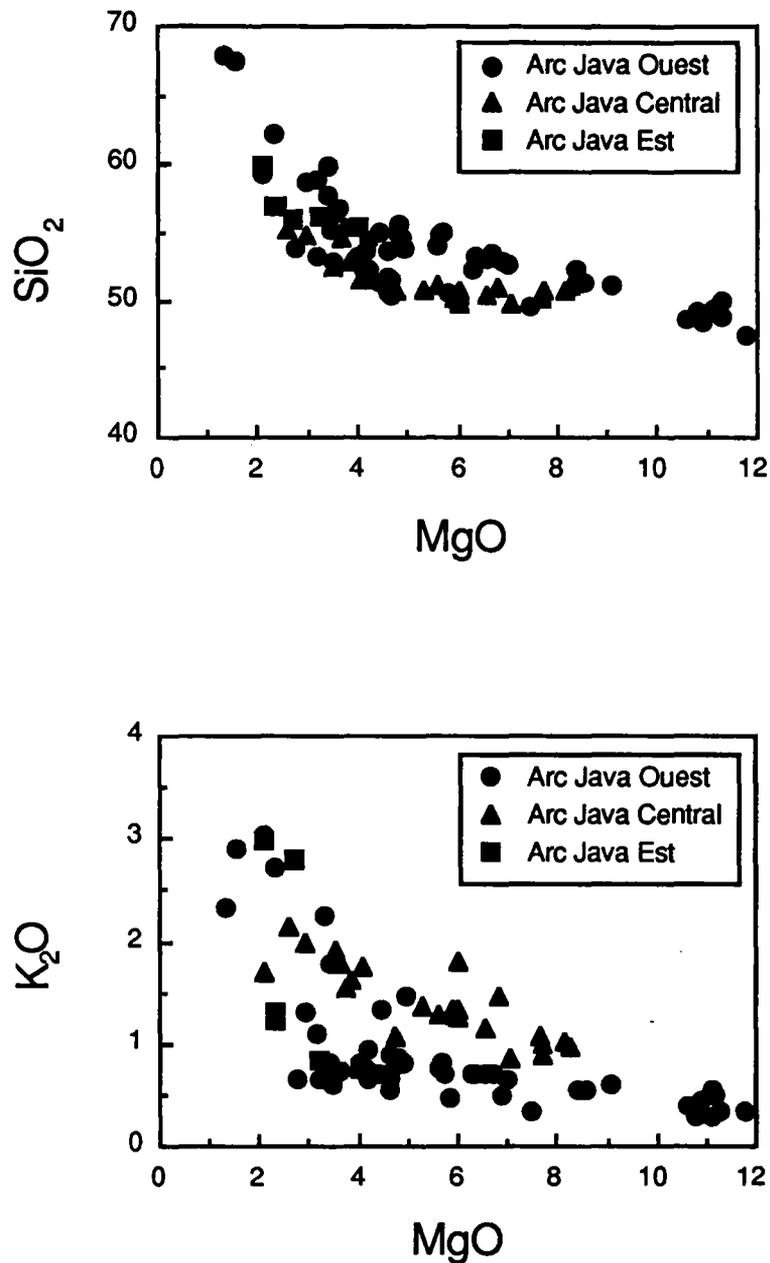


Figure 5.4 : Variation des teneurs en SiO₂ et K₂O en fonction de MgO dans les laves d'arc de Java (Whitford, 1975; Whitford et al., 1981; Vukadinovic et Nicholls, 1989; Gerbe, 1989). On n'observe pas de variation progressive dans les teneurs de ces éléments depuis le secteur Ouest jusqu'au secteur Est de Java.

variation en SiO_2 , MnO , Na_2O , CaO , Al_2O_3 , MgO inclus dans ceux des laves alcalines potassiques et ultrapotassiques.

Cependant, le volcanisme arrière-arc de Java-Sumatra se caractérise par l'existence de laves légèrement plus primitives ($\text{MgO} > 7\%$) comparativement au volcanisme d'arc. Ces basaltes arrière-arc se distinguent également des laves de l'arc par leurs teneurs plus élevées en Na_2O et TiO_2 et, généralement plus faibles en Al_2O_3 . Ces caractères géochimiques reflètent les affinités tholéitique et alcaline intraplaque que présentent ces basaltes (Soeria-Atmadja et al., 1985).

II.2 - Les volcans d'arc

Concernant les édifices de l'arc, les éléments majeurs permettent de discerner deux groupes :

- Les volcans de Sumatra et de Java Central
- Les volcans de Java Est

En effet, ce dernier groupe (Java Est) comprend, comme le montrent les figures 5.2 et 5.3, des laves nettement plus primitives (teneurs plus élevées en MgO , CaO , Fe_2O_3 , TiO_2 et plus faibles en SiO_2 , Na_2O , P_2O_5 , K_2O). Cette diminution des teneurs en K_2O de l'Ouest de Java vers l'Est pourrait être associée à la diminution des compositions isotopiques du Sr mentionnée par Whitford (1975). D.J. Whitford (1975) attribue cette variation progressive en isotopes du Sr à une diminution progressive de l'épaisseur de la croûte de la plate-forme continentale de la Sonde, de l'Ouest vers l'Est de l'île de Java. Remarquons que cette observation de Whitford repose sur une sélection bien précise de laves des édifices d'arc; celles des volcans qualifiés d'"anormaux" (anormalement enrichis en K_2O et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ne sont ainsi pas prises en compte dans cette corrélation $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -distance le long de Java.

Cette évolution semble également se retrouver au sein des volcans arrière-arc : le volcan Baluran de Java Est est nettement moins évolué et moins enrichi en Na_2O et K_2O que les édifices Ungaran, Dieng, ses "équivalents" arrière-arc (situés à la même profondeur du plan de Benioff) dans le secteur de Java Central (Fig. 5.1)). Cependant, il faut rester prudent vis-à-vis de cette observation, basée sur un trop petit nombre d'édifices volcaniques. Effectivement, si l'on considère l'ensemble des données en éléments majeurs rapportées par la bibliographie (Whitford, 1975; Whitford et al., 1981; Vukadinovic et Nicholls, 1989; Gerbe, 1989), on s'aperçoit que la diminution progressive en K_2O et SiO_2 des laves d'arc, de l'Ouest vers l'Est, est peu évidente (Fig. 5.4). Effectivement, les laves de Java Ouest, en plus grand nombre, recouvrent la totalité de l'intervalle de variation des teneurs en K_2O , MgO et SiO_2 présenté par l'ensemble des laves d'arc de Java (Fig. 5.4). De plus, si nous considérons uniquement les laves d'arc de Java Est et de Java Central, nous observons une configuration inverse de celle signalée ci-dessus, à savoir : les laves d'arc de Java Est apparaissent plus évoluées (teneurs en SiO_2 plus élevées et teneurs en MgO plus faibles) et leur concentrations en K_2O sont très hétérogènes (pour un même degré de différenciation).

Wheller et al. (1987) ont proposé un modèle basé sur une évolution tout à fait différente des teneurs en potassium le long de Java. D'après ces auteurs, l'île de Java se subdiviserait en deux secteurs : l'un se terminant au niveau du Muria et un autre correspondant à Java Est et Bali (Fig.5.5), séparés par un segment dont

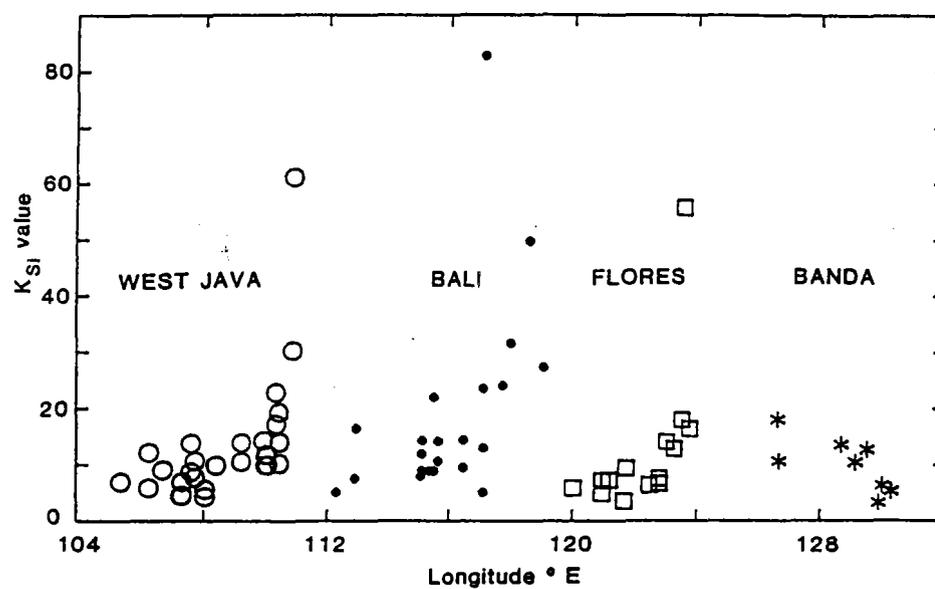


Figure 5.5 : Variation des teneurs en K₂O (paramètre K_{Si} équivalent à 100K₂O/(SiO₂-40)) des laves des volcans le long de l'arc de la Sonde (Wheller et al., 1987). La prise en compte partielle des volcans rend discutable la distinction de deux secteurs au niveau de Java et l'augmentation progressive des teneurs en K₂O au sein de chaque secteur.

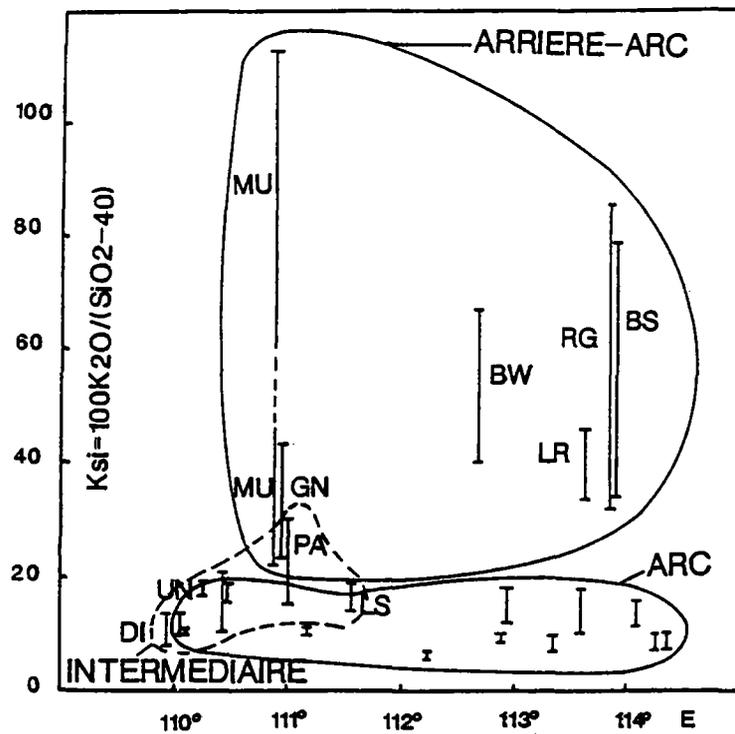
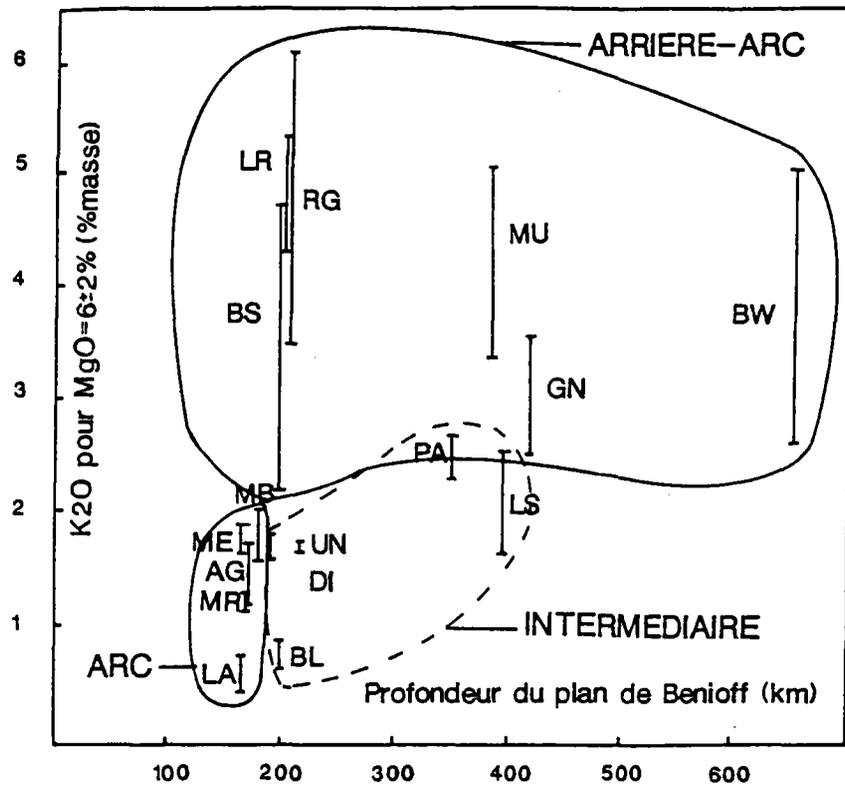


Figure 5.6 : Variation des teneurs en K_2O des laves de Java en fonction de la profondeur du plan de Benioff et de la longitude permettant de distinguer clairement les domaines arc et arrière-arc (Soeria-Atmadja et al., 1988).

l'inactivité est très discutable (cf. chapitre 4, paragraphe IV.2). Au sein de ces deux compartiments, les teneurs en K_2O des laves augmenteraient progressivement de l'Ouest vers l'Est pour atteindre des maxima au niveau du Muria et de certains édifices ultrapotassiques de Bali. La prise en compte (partielle) des volcans potassiques arrière-arc a permis à ces auteurs de décrire une évolution tout à fait différente de celle observée par Whitford (1975). Une telle configuration ne peut également pas convenir, étant donné que ces auteurs n'ont pas considéré tous les volcans potassiques arrière-arc, et, notamment, les édifices ultrapotassiques de Java Est (Lurus, Ringgit, Beser). La prise en compte de ces centres éruptifs modifierait considérablement cette configuration des teneurs en K_2O le long de l'arc.

II.3 - Les édifices intermédiaires

Les volcans situés en position intermédiaire entre les volcans de l'arc et les volcans alcalins potassiques et ultrapotassiques : Ungaran, Dieng, Lasem, Patiayam, Baluran, ont émis des laves dont les teneurs en éléments majeurs, bien que correspondant à des magmas plus évolués, paraissent en continuité (excepté pour les laves de Baluran) avec celles des laves des volcans de l'arc (Fig. 5.2-5.3).

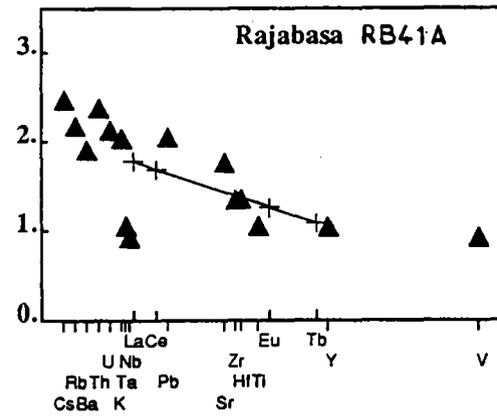
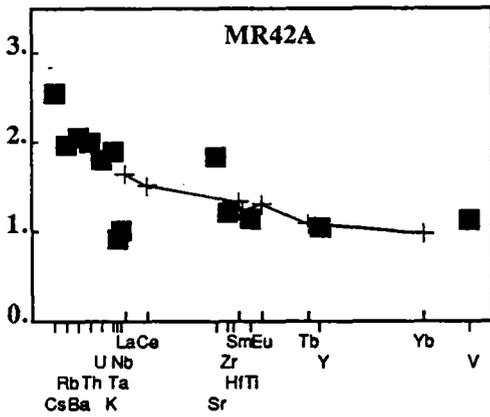
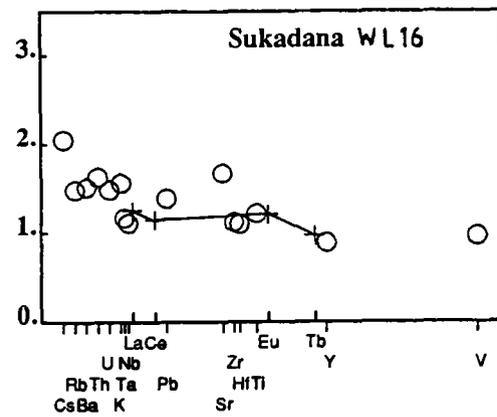
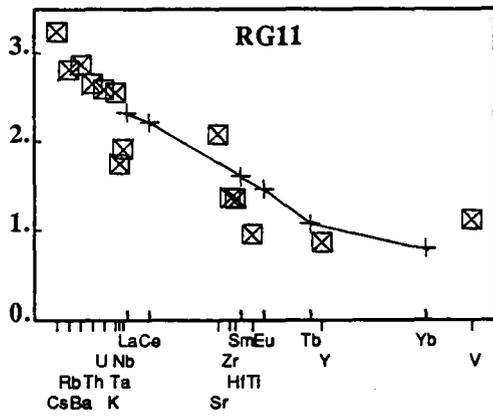
II.4 - Les volcans arrière-arc

Les diagrammes majeurs=f(MgO) (Fig. 5.2) montrent que ce sont surtout les éléments majeurs incompatibles, K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , qui permettent de discriminer le volcanisme de l'axe de l'arc du volcanisme arrière-arc (Fig. 5.3). En effet, les laves des volcans alcalins arrière-arc de Java sont beaucoup plus enrichies, par exemple, en K_2O (de 3.7 à 6.8) et en P_2O_5 (de 0.47 à 1.10) comparativement à celles des édifices de l'arc (K_2O : 0.5-2.2, P_2O_5 : 0.05-0.32) pour des intervalles en MgO compris entre 3 et 8%. Par contre, les teneurs en TiO_2 des laves alcalines arrière-arc sont analogues ou légèrement inférieures à celles des magmas d'arc.

Les basaltes transitionnels arrière-arc de Sumatra et des îles Karimunjawa se caractérisent par des abondances plus importantes en TiO_2 , P_2O_5 par rapport aux laves d'arc, pour un même degré de différenciation. Les teneurs en K_2O de ces basaltes arrière-arc sont quasiment similaires à celles des basaltes d'arc.

Cette distinction entre volcanisme arc et arrière-arc de Java est également mise en évidence par le diagramme $K_2O=f(\text{profondeur du plan de Benioff})$ (Soeria-Atmadja et al., 1988) (Fig. 5.6a). Cette figure, ainsi que celle exprimant la variation de K_2O en fonction de la longitude (Fig. 5.6b), témoignent clairement de degrés d'enrichissement en K_2O différents pour les domaines arc et arrière-arc. En particulier, on constate en figure 5.6a que le modèle d'augmentation du potassium en fonction de la profondeur du plan de Benioff (ligne en tireté selon Nicholls et Whitford (1983)) serait à la rigueur applicable aux volcans de Java Central mais pas à ceux de Java Est ni bien entendu à Bawean. Cette figure indique que la mise en place de volcanisme ultrapotassique semble indépendante de la position du plan de Benioff (Soeria-Atmadja et al., 1988), et, par conséquent, du processus de subduction actuel.

Figure 5.7 : Spectres de TR hyperétendus de laves d'édifices arrière-arc (Ringgit (RG) et Sukadana (SK)) comparativement à celles de volcans d'arc (Merapi-Est (MR) et Rajabasa (RB)) au niveau, respectivement, des secteurs de Java et de Sumatra.



En conclusion, le volcanisme alcalin potassique et ultrapotassique arrière-arc de Java se distingue nettement du volcanisme d'arc, sur la base des éléments majeurs incompatibles K_2O , P_2O_5 , TiO_2 . Ces éléments permettent de mettre en évidence un domaine géochimique axe de l'arc et un domaine géochimique alcalin arrière-arc nettement plus enrichi en ces éléments. Les autres édifices arrière-arc de Java montrent, dans les diagrammes $K_2O=f(MgO)$, $TiO_2=f(MgO)$, $P_2O_5=f(MgO)$, une position intermédiaire entre les laves des édifices de ces deux domaines. Cette classification géochimique (d'après les éléments majeurs : K_2O , P_2O_5 , TiO_2) est en accord avec la classification géographique définie au paragraphe A-I de ce chapitre.

III - LES ELEMENTS EN TRACES

D'une manière générale, le volcanisme alcalin arrière-arc est enrichi, nous l'avons vu, en éléments majeurs incompatibles (P_2O_5 , K_2O) par rapport au volcanisme d'arc. Cet enrichissement se retrouve également pour les éléments en traces hygromagmaphiles, comme les alcalins et les alcalino-terreux (Cs, Rb, Ba, Sr) (Leterrier et al. (1990), en particulier, se sont basés sur ces degrés d'enrichissement variables en éléments incompatibles pour différencier les diverses associations pétrogénétiques présentes au niveau du volcanisme de Java). Les autres éléments hypermagmaphiles (Nb, Ta, U, Th, TR légères) ont également des enrichissements relatifs importants au niveau des laves des volcans arrière-arc de Java comparativement à celles des édifices de l'arc. Citons l'exemple des TR : les échantillons arrière-arc de Java présentent des spectres de TR hyperétendus nettement plus enrichis que ceux des édifices de l'arc (arrière-arc de Java : $(La/Sm)_N$: de 3.44 à 25.54; arc de Java : $(La/Sm)_N$: de 0.76 à 4.51). A l'inverse, les basaltes arrière-arc de Sumatra sont moins enrichis en TR légères que ceux de l'axe de l'arc (basaltes arrière-arc : $(La/Tb)_N$: de 1.9 à 3.9; arc de Sumatra (Rajabasa) : $(La/Tb)_N=5$) (Fig.5.7).

Il paraît plus intéressant d'examiner des rapports d'éléments en trace de coefficients de partage voisins : Th/Ta, Nb/U, Pb/Ce, Cs/Rb...(ceci permet de s'affranchir au maximum des processus pétrogénétiques comme la cristallisation fractionnée et la fusion partielle) et, plus précisément, ces mêmes rapports mais normalisés, pour les raisons déjà évoquées au chapitre 2. Ces rapports nous renseignent ainsi directement sur les caractéristiques géochimiques des sources, à condition, toutefois, qu'ils n'aient pas été modifiés par la croûte de l'arc. De nombreux diagrammes, mettant en jeu de tels rapports d'éléments en trace, sont décrits et interprétés tout au long de ce chapitre. Contentons-nous, dans ce paragraphe, de citer l'exemple des diagrammes Th/Ta-Th/Hf et Th/Ta-Th/Tb utilisés par Joron et al. (1980a et b) et Joron et Treuil (1989).

Etudions les diagrammes binaires $(Th/Ta)_N$ - $(Th/Hf)_N$ et $(Th/Ta)_N$ - $(Th/Tb)_N$ où est reporté l'ensemble des laves de Java-Sumatra (Fig. 5.8). On y distingue deux alignements :

- l'un défini par les laves de l'arc.

- le second dessiné par les basaltes arrière-arc de Sumatra (AA), des îles Karimunjawa (AA) et les laves du Muria 1 (AA), du Genuk (AA) et du Lurus (AA). Entre ces deux lignes, figure un certain nombre d'édifices volcaniques : Ungaran (Inter), Dieng (Inter), Lasem (Inter), Patiayam (Inter), Baluran (Inter), Beser (AA), Ringgit (AA). (Entre parenthèses est précisé le domaine géographique : arrière-arc (AA) ou intermédiaire (Inter)

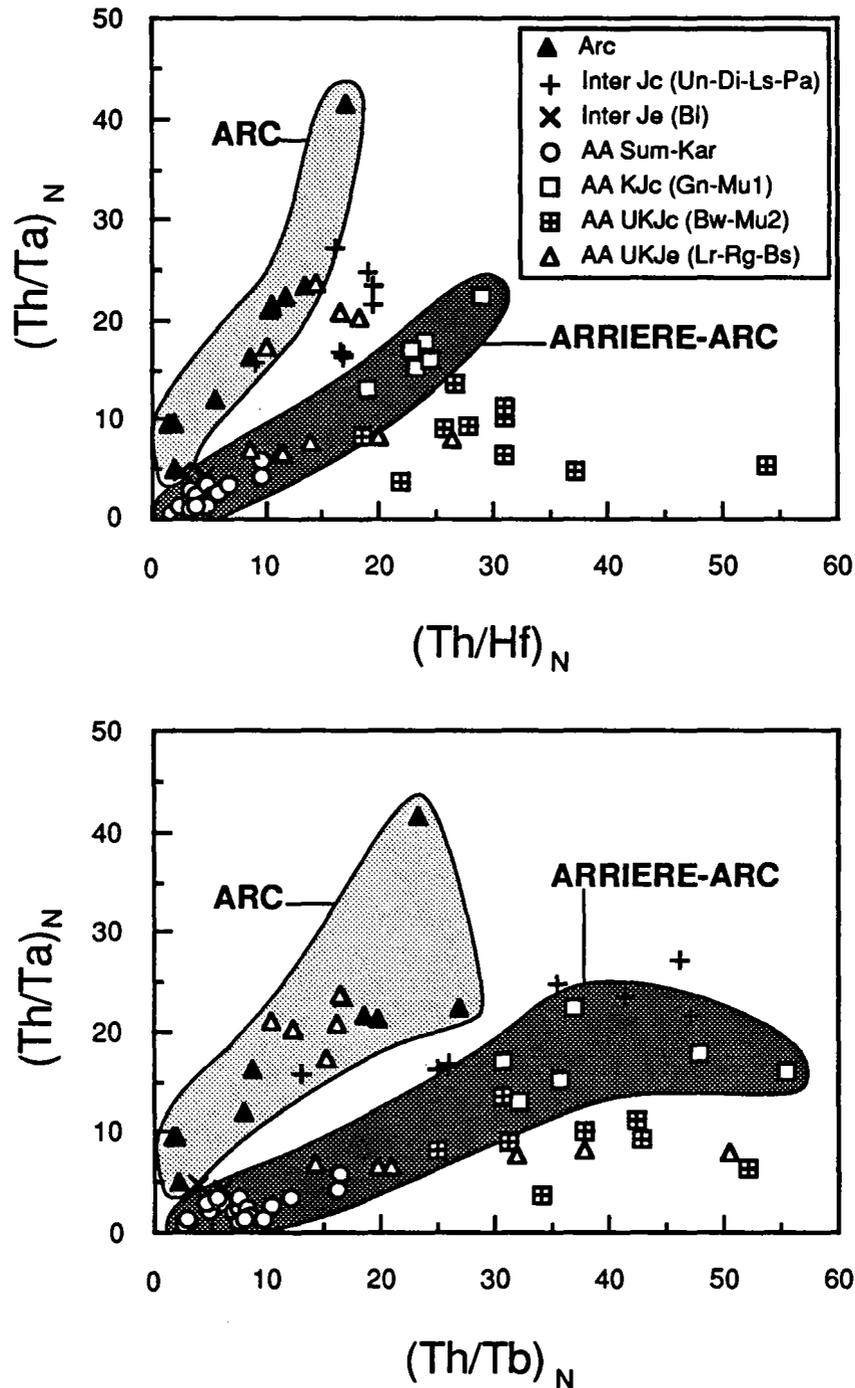


Figure 5.8 : Diagrammes $(Th/Ta)_N$ - $(Th/Hf)_N$ et $(Th/Ta)_N$ - $(Th/Tb)_N$ mettant en évidence un domaine géochimique arc et un domaine géochimique arrière-arc (Sumatra (Sukadana, Jambi), Karimunjawa, Genuk, Muria1). Dans la figure du bas, les échantillons les plus fractionnés du Muria 1 et du Genuk (rapports $[100Mg/Mg+Fe^{2+}]$) prolongent la corrélation arrière-arc vers la droite.

auquel appartiennent ces volcans).

Ces diagrammes mettent clairement en évidence l'existence d'une très large gamme de variation de ces rapports au sein des laves de Java. A titre d'exemple, les rapports $(Th/Ta)_N$ des laves d'arc de Java varient de 5 à 40. Il est impossible que de tels fractionnements puissent résulter de variations du degré de fusion partielle; aussi, ces alignements arc et arrière-arc définiraient deux domaines géochimiques différents, résultant chacun d'un mélange entre des sources de composition chimique distincte.

Les rapports $(Th/Hf)_N$ et $(Th/Tb)_N$, mettant en jeu deux éléments de coefficients de partage différents, peuvent fractionner lors du processus de différenciation. Ceci est le cas des laves ultrapotassiques de Java Central : Muria 2 (AA) et Bawean (AA) (désignées par l'expression UKJc (ultrapotassique de Java Central) dans la figure 5.8) et de Java Est : Ringgit (AA) et Lurus (AA) (UKJe). Le fractionnement d'une phase minérale enrichie en TR moyennes et lourdes (ainsi qu'en éléments de comportement similaire) (amphibole?) serait éventuellement responsable de ces rapports $(Th/Hf)_N$ et $(Th/Tb)_N$ élevés au niveau de ces laves.

La dispersion plus importante au sein des corrélations arc et arrière-arc $(Th/Ta)_N$ - $(Th/Tb)_N$ est probablement en liaison avec la différence de comportement plus importante entre les éléments Th-Tb qu'entre Th-Hf, différence de comportement à l'origine d'un fractionnement du rapport Th/Tb (lors des processus pétrogénétiques) plus important comparativement au rapport Th/Hf.

A ce titre, l'utilisation du diagramme ternaire $(Th/Ta)_N$ - $(Th/Hf)_N$ - $(Th/Tb)_N$, élaboré par Joron et Treuil (1988) sur la base des propriétés hygromagmaphiles de ces éléments, est intéressante car, dans ce type de diagramme, les variations liées aux processus pétrogénétiques de fusion partielle et de cristallisation fractionnée se restreignent à une zone très locale. Ce diagramme permet ainsi d'avoir accès directement aux caractéristiques géochimiques de la source des magmas. Contrairement aux diagrammes binaires étudiés ci-dessus, il permettra de mettre en évidence l'appartenance ou non des laves ultrapotassiques de Java à la ligne de mélange magmas de Sumatra-Karimunjawa-laves potassiques de Java Central (KJc : Genuk, Muria1), définie dans les diagrammes $(Th/Ta)_N$ - $(Th/Tb)_N$ et $(Th/Ta)_N$ - $(Th/Hf)_N$. Ce diagramme repose sur le choix bien précis de trois éléments : un élément très HYG (Ta), un élément moyennement HYG (Hf) et un élément nettement moins HYG (Tb). Les coefficients de partage de ces trois éléments recouvrent globalement toute la gamme de ceux de l'ensemble des éléments HYG du spectre hyperétendu. Ce diagramme ternaire correspond donc en fait à une forme condensée de représentation des spectres de TR hyperétendus. De la même manière que ces derniers, il permet de visualiser l'existence ou non d'une évolution géochimique au sein des laves de Java-Sumatra, évolution due à l'existence de variation de composition au niveau de la source des magmas. (Effectivement, une variation aussi importante des rapports Th/Ta, par exemple, ne peut être liée qu'à des variations de composition au niveau de la source des magmas).

Ainsi, pour les laves de Sumatra et Java (Fig. 5.9), nous constatons que l'ensemble des roches étudiées appartient à deux domaines géochimiques bien distincts : un domaine géochimique arc et un domaine géochimique arrière-arc (comprenant les édifices les plus éloignés de l'axe de l'arc : Sukadana, Jambi, Karimunjawa, Muria, Genuk, Bawean, Lurus). Remarquons que le léger fractionnement en Hf et Tb des laves du Muria 2 (AA) et du Bawean (AA) n'apparaît plus dans ce diagramme, étant donné les propriétés de ce type de diagramme (rappelées ci-dessus) vis-à-vis des processus pétrogénétiques. Aussi, on peut déterminer

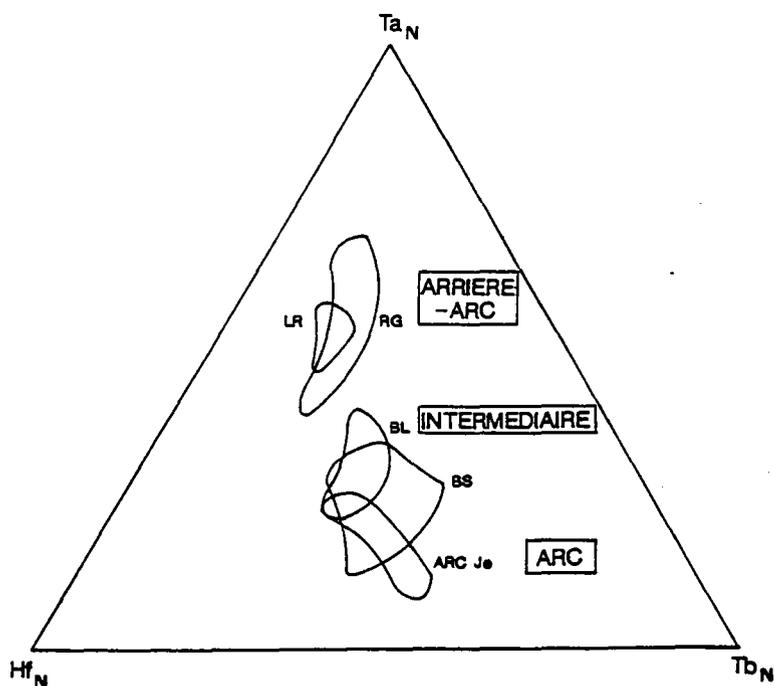
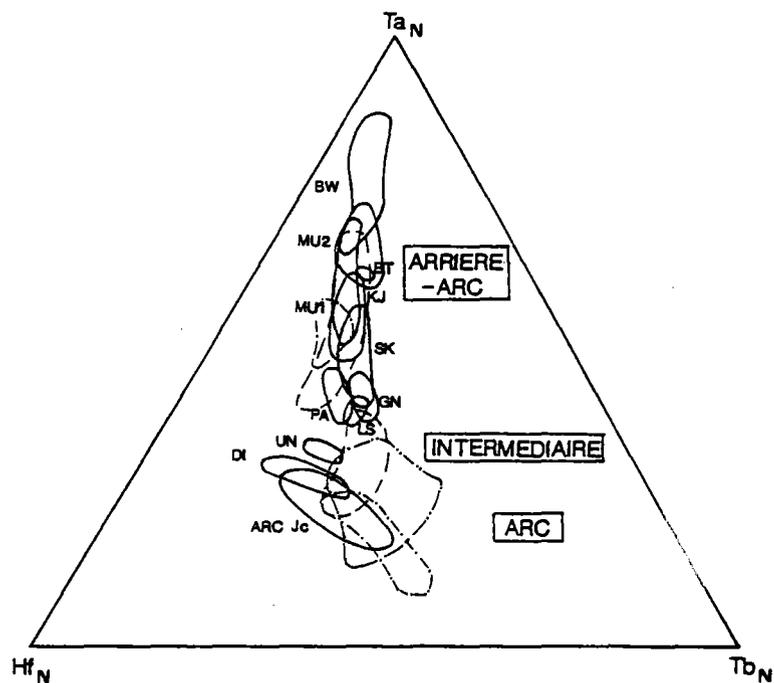


Figure 5.9 : Diagramme ternaire Th_N - Ta_N - Tb_N permettant de distinguer trois domaines géochimiques : arc, intermédiaire (Ungaran-Dieng-Lasem-Patiayam-Baluran-Beser-Ringgit) et arrière-arc (Sukadana-Jambi-Karimunjawa-Genuk-Muria-Bawean-Lurus).

	DOMAINE ARC	DOMAINE INTERMEDIAIRE	DOMAINE ARRIERE-ARC
CLASSIFICATION GEOGRAPHIQUE	<u>Sumatra</u> : Rajabasa <u>Java Central</u> : Merapi-Merbabu <u>Java Est</u> : Lamongan-Argopuro-Merapi Est	<u>Java Central</u> : Ungaran-Dieng-Lasem-Patiayam <u>Java Est</u> : Baluran	<u>Sumatra</u> : Sukadana-Jambi <u>Java Central</u> : Karimunjawa-Genuk-Muria-Bawean <u>Java Est</u> : Ringgit-Lurus-Beser
CLASSIFICATION GEOCHIMIQUE (éléments en traces)	<u>Sumatra</u> : Rajabasa <u>Java Central</u> : Merapi-Merbabu <u>Java Est</u> : Lamongan-Argopuro-Merapi Est	<u>Java Central</u> : Ungaran-Dieng-Lasem-Patiayam <u>Java Est</u> : Baluran- Beser-Ringgit	<u>Sumatra</u> : Sukadana-Jambi <u>Java Central</u> : Karimunjawa-Genuk-Muria-Bawean <u>Java Est</u> : Lurus

Tableau 5.2 : Comparaison entre les classifications géographique et géochimique des volcans de Java-Sumatra. Notons que les édifices Ringgit et Beser qui, géographiquement, appartiennent au domaine arrière-arc se placent géochimiquement, dans le domaine intermédiaire. En caractères gras sont notés les noms des volcans pour lesquels ces deux types de classification sont en désaccord.

clairement l'appartenance des laves de ces deux édifices au domaine Arrière-Arc. Un certain nombre d'édifices volcaniques se situent, quant à eux, en position intermédiaire entre ces deux domaines : Ungaran, Dieng, Lasem, Patiayam, Baluran, Beser, Ringgit. Ces données montrent qu'il semble exister un lien entre la géochimie des laves de ces centres éruptifs et la position géographique des édifices, à partir desquels elles sont émises. A ce propos, le tableau 5.2 permet de comparer la classification géographique, établie au début de ce sous-chapitre, et la classification géochimique (éléments en traces), définie ci-dessus. Les trois domaines : arc, intermédiaire et arrière-arc existent dans les deux cas mais avec quelques petites variantes au niveau des domaines intermédiaire et arrière-arc : les laves ultrapotassiques du Beser et du Ringgit (Java Est) ont une composition géochimique intermédiaire entre celles des laves d'arc et celles des laves arrière-arc (Lurus), alors que géographiquement ces deux édifices appartiennent au domaine arrière-arc. Remarquons également que l'édifice du Jambi et le plateau de Sukadana, bien que proches des volcans d'arc (distance de 30 km), émettent des basaltes présentant des caractéristiques géochimiques marquant clairement leur appartenance au domaine arrière-arc.

Notons, dans le cas de ce diagramme ternaire, que la distinction arc - arrière-arc est mise en évidence par les rapports d'éléments en trace $(Ta/Hf)_N$ et/ou $(Ta/Tb)_N$, l'ensemble des laves présentant des rapports $(Hf/Tb)_N$ voisins. Tatsumi et al. (1986) ont montré expérimentalement que ces trois éléments (en particulier le Ta et le Tb) sont peu mobilisés par les fluides et/ou liquides. Ces auteurs étendent les résultats de cette expérimentation aux processus affectant la plaque subductée : autrement dit, ces éléments seraient peu mobilisés par les fluides et/ou liquides métasomatiques issus de la plaque subductée. Autrement dit, les rapports $(Ta/Hf)_N$ et $(Ta/Tb)_N$ des laves refléteraient quasiment directement la composition primaire du manteau sous-jacent aux domaines arc et arrière-arc (composition primaire du manteau signifie manteau non contaminé par les matériaux subductés), à condition qu'ils soient peu modifiés par les processus pétrogénétiques de fusion partielle et de cristallisation fractionnée, ainsi que par une contamination éventuelle par la croûte de l'arc. Dans ces conditions, ces rapports d'éléments en trace permettent donc de cartographier géochimiquement deux domaines mantelliques différents à l'aplomb des zones arc et arrière-arc. Entre ces deux zones, la géochimie des laves rend compte d'un mélange entre les sources des domaines arc et arrière-arc. La nature de ces sources impliquées dans la genèse des magmas est discutée en détail dans le paragraphe B.

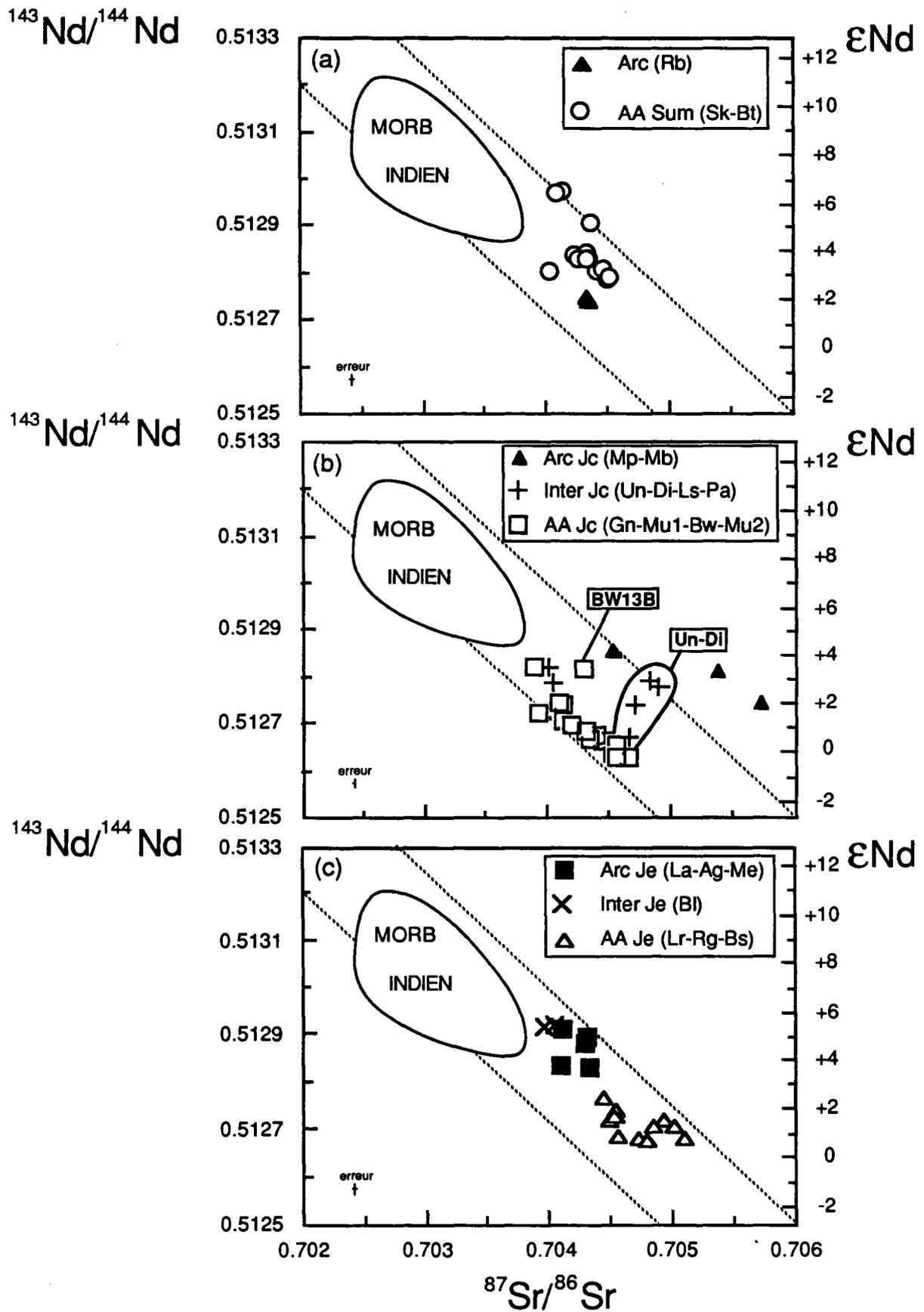


Figure 5.10 : Diagrammes $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des laves des domaines arc, intermédiaire et arrière-arc au niveau des secteurs : Sumatra (a), Java Central (b), Java Est (c).

IV - LES RAPPORTS ISOTOPIQUES

Tout au long de ce paragraphe, les abréviations entre parenthèses : Inter (intermédiaire) et AA (arrière-arc) renvoient à la classification géographique établie au début de ce chapitre (cf. tableau 5.1).

IV.1 - Les isotopes Sr-Nd

L'ensemble des caractéristiques isotopiques Sr-Nd des laves de Java-Sumatra a été largement décrite au quatrième chapitre de cette thèse.

IV.1a - Comparaison entre laves du domaine arc et laves du domaine arrière-arc

Si l'on compare les compositions isotopiques Sr et Nd des laves arc et arrière-arc d'un même secteur (Fig. 5.10), nous pouvons faire un certain nombre de constatations :

- Les laves du secteur arrière-arc de Sumatra sont plus radiogéniques en Nd et moins radiogéniques en Sr que celles du Rajabasa, volcan de l'axe de l'arc (Fig. 5.10a). Cette position géochimique intermédiaire du magmatisme arrière-arc entre les domaines MORB et arc est généralement commune à l'ensemble des systèmes arc - bassin arrière-arc en milieu océanique (Boespflug, 1990).

- Les laves potassiques du domaine arrière-arc de Java Central sont moins radiogéniques en Sr que les laves des édifices de l'arc correspondant, pour des valeurs isotopiques ϵ_{Nd} identiques (Fig. 5.10b). On notera, toutefois, que les volcans Ungaran (Inter) et Dieng (Inter) se situent en position intermédiaire entre ces deux domaines géographiques et géochimiques. La phonolite BW13B (AA) paraît légèrement plus radiogénique en $^{87}Sr/^{86}Sr$ par rapport à l'ensemble des laves de Bawean. Peut-être ceci reflète-t-il quelque contamination par la croûte de l'arc? Cependant, la similarité entre la composition isotopique du Nd de cette phonolite et celles d'autres laves de Bawean va à l'encontre de cette hypothèse.

- Concernant la région de Java Est, nous notons, en quelque sorte, la configuration inverse de celle de la région arc-arrière-arc de Sumatra (Fig. 5.10c). A savoir, les laves de l'arc, moins radiogéniques en Sr et plus radiogéniques en Nd comparativement aux laves ultrapotassiques arrière-arc, se situent en position intermédiaire entre les domaines MORB et arrière-arc. Remarquons également que les laves calco-alcalines du Baluran (Inter) s'apparentent isotopiquement à celles des édifices de l'arc.

IV.1b - Divers domaines géochimiques : arc, Intermédiaire et arrière-arc

Regardons si la classification géochimique présentée dans le tableau 5.2 se retrouve avec les compositions isotopiques Sr-Nd (Fig. 5.11). Nous constatons que les laves arrière-arc se caractérisent par un important intervalle de variation des valeurs ϵ_{Nd} (de +6.6 à -1.4) : les laves de Sumatra-Karimunjawa (ϵ_{Nd} : de +6.6 à +1.6) se poursuivent en continuité avec celles de Java Central (ϵ_{Nd} : de +2.4 à -1.4). Les rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ de ces laves arrière-arc varient de 0.70374 à 0.70484.

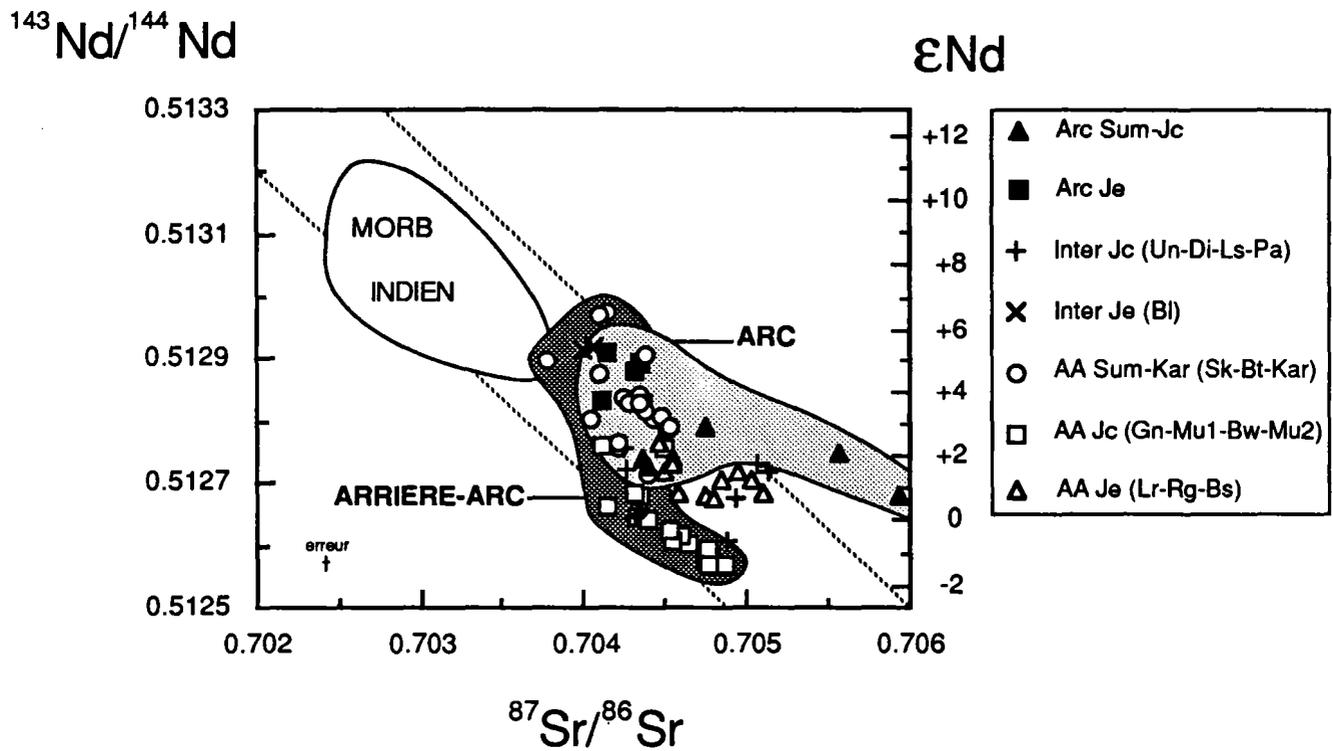


Figure 5.11 : Compositions isotopiques Sr-Nd des laves des domaines géographiques arc, intermédiaire et arrière-arc.

Les laves des volcans de l'arc se caractérisent par une variation des compositions isotopiques du Sr compris entre 0.70396 et 0.70592; les valeurs ϵ_{Nd} s'échelonnent entre +5.5 et +0.9. On remarque donc que les compositions isotopiques du Nd des laves des volcans de l'arc sont incluses dans l'intervalle de variation de celles des laves des édifices arrière-arc.

Par contre, pour les valeurs les moins radiogéniques en Nd ($\epsilon_{Nd} < +3$), les laves alcalines arrière-arc de Sumatra-Java Central se distinguent des laves d'arc sur la base des compositions isotopiques du Sr. Entre ces deux champs, se situe un certain nombre de points correspondant aux laves des édifices volcaniques ultrapotassiques de Java Est (Lurus, Ringgit, Beser) et calco-alcalins potassiques de Java Central (Ungaran, Dieng).

Cette distinction entre laves arc et arrière-arc apparaît donc essentiellement pour les compositions isotopiques du Nd les plus faibles. Et, entre ces deux domaines, sont localisées les compositions isotopiques Sr-Nd des laves des volcans situés en position géographique intermédiaire entre ces deux zones volcaniques. Remarquons que les laves des édifices Lasem (Inter) et Patiayam (Inter) s'apparentent en isotopes Sr-Nd à celles du Bawean (AA) et du Muria 2 (AA).

IV.1c - Les laves du domaine arc : variation longitudinale des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$?

Sur la figure 5.11, nous notons également que les laves des volcans de l'arc de Java Est sont moins radiogéniques en Sr et plus radiogéniques en Nd que celles des volcans de l'arc de Java Central. Cette observation est identique à celle de Whitford (1975), qui décrit une diminution des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'Ouest de Java vers l'Est. Rappelons que D.J. Whitford attribue cette diminution progressive des rapports isotopiques du Sr à une diminution de l'épaisseur de la croûte de Java de l'Ouest vers l'Est. Nous avons déjà évoqué une telle évolution (d'ailleurs peu claire) à propos des teneurs en potassium.

De même que pour le potassium, un certain nombre de données vont à l'encontre de cette évolution : tout d'abord, les laves du volcan d'arc Rajabasa, situé au Sud de Sumatra, présentent des compositions isotopiques Sr analogues à celles des volcans de Java Est, alors qu'elles auraient dû correspondre aux laves d'arc les plus radiogéniques : en effet, la croûte de Sumatra est plus épaisse que celle de Java (cf. chapitre 3).

D'autre part, de nouvelles données géochimiques sur le volcanisme d'arc de Java ont été publiées depuis les travaux de Whitford (1975). Une compilation de l'ensemble des compositions isotopiques Sr des laves d'arc de Sumatra-Java-Bali (Whitford, 1975; Luais, 1987; Vukadinovic et Nicholls, 1989; Gerbe, 1989; ce travail) donne les résultats suivants ($\pm 2\sigma$):

- Sumatra :	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70467 \pm 0.00020$	(3)
- Java Ouest :	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70458 \pm 0.00012$	(37)
- Java Central :	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70536 \pm 0.00013$	(41)
- Java Est :	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70435 \pm 0.00009$	(20)
- Bali :	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70397 \pm 0.00007$	(6)

(Entre parenthèses figure le nombre de rapports isotopiques pris en compte pour calculer ces moyennes).

On constate que cette diminution progressive des rapports isotopiques du Sr vers l'Est est "faussée" par

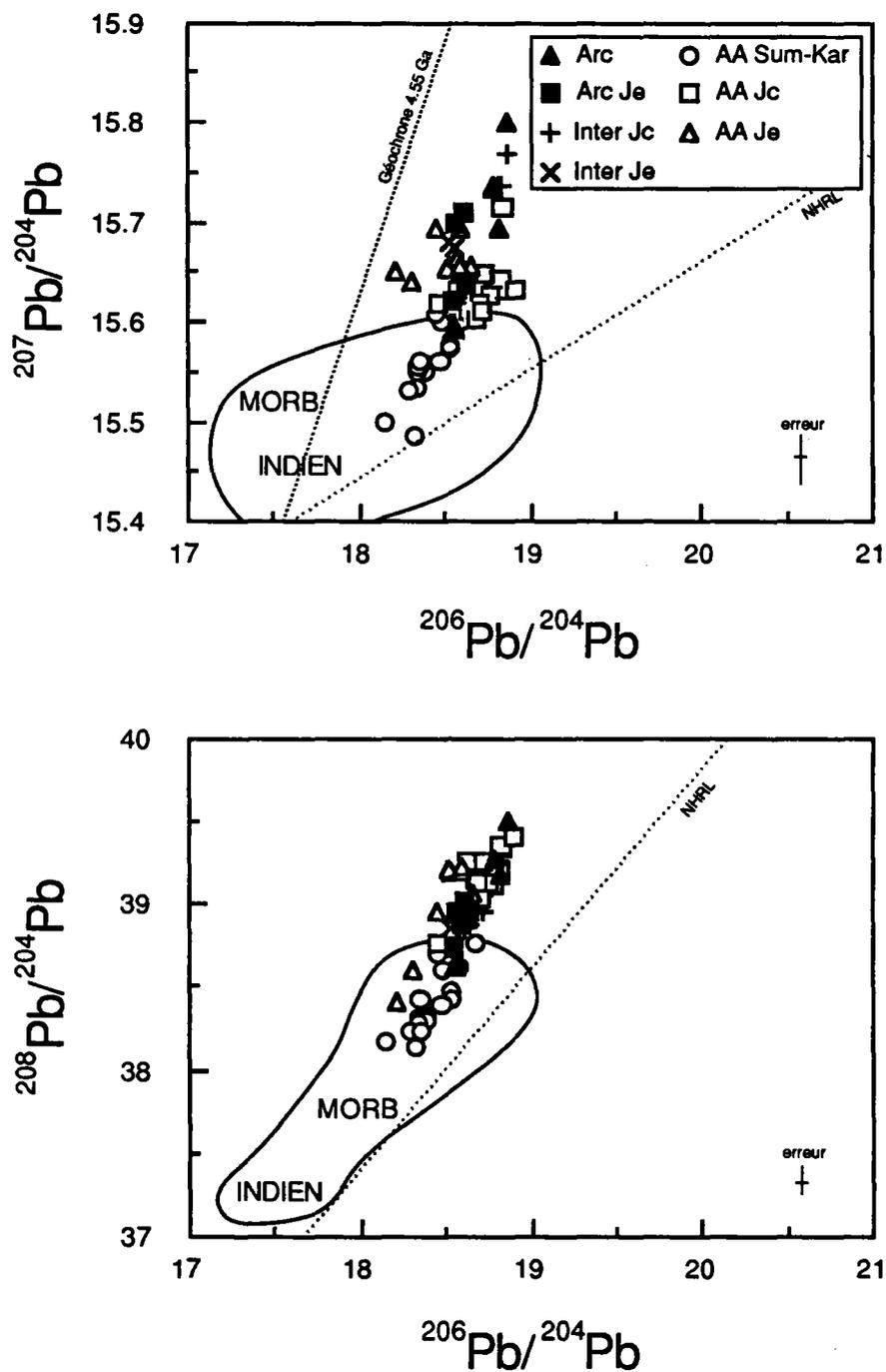


Figure 5.12 : Compositions isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves des domaines géographiques arc, intermédiaire (intermédiaire de Java Central : Ungaran-Dieng-Lasem-Patiayam; intermédiaire de Java Est : Baluran) et arrière-arc (arrière-arc de Sumatra-Karimunjawa: Sukadana-Jambi-Karimunjawa; arrière-arc de Java Central : Genuk-Muria1-Bawean-Muria2; arrière-arc de Java Est : Lurus-Ringgih-Beser).

le caractère nettement plus radiogénique en Sr des laves d'arc de Java Central. Une contribution de la croûte de l'arc à la genèse des laves d'un certain nombre d'édifices d'arc de Java Central (Merapi : Luais, 1987; Whitford, 1975; Slamet : Vukadinovic et Nicholls, 1989; Whitford, 1975; Papandajan, Merbabu : Whitford, 1975) expliquerait le caractère plus radiogénique en Sr des laves de ce secteur. Néanmoins, de Java Central à Bali, ces compositions isotopiques du Sr décroissent régulièrement. Ces résultats confirment qu'il faut rester prudent vis-à-vis de l'hypothèse d'une variation progressive de l'épaisseur de la croûte de l'arc.

Par ailleurs, les données des édifices ultrapotassiques arrière-arc sont en désaccord avec une telle hypothèse : les laves des centres éruptifs de Java Est sont nettement plus radiogéniques en Sr, d'une part, comparativement à celles des volcans de l'arc de Java Est, mais aussi, par rapport à celles des édifices ultrapotassiques de Java Central. De telles données vont fortement à l'encontre du modèle de variation proposé par Whitford (1975a).

IV.2 - Les isotopes du plomb

Dans les diagrammes isotopiques du Pb (Fig. 5.12), on distingue moins nettement ces domaines arc et arrière-arc. Les échantillons des volcans de l'arc se placent en continuité avec ceux du domaine arrière-arc vers des compositions isotopiques plus radiogéniques en ^{207}Pb et en ^{208}Pb . Les compositions isotopiques du Pb des laves présentent une évolution analogue à celles du Nd : les échantillons arrière-arc de Sumatra-Karimunjawa sont les moins radiogéniques en Pb; ils se poursuivent par les laves d'arc de Sumatra, puis par les laves arrière-arc de Java Central, elles-mêmes continues avec les laves d'arc de ce même secteur. Les laves arc et arrière-arc de Java Est semblent légèrement moins radiogéniques en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ comparativement à celles de Java Central (Java Est : $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{moyen}} = 18.54 \pm 0.05$ (2σ ; $n=18$); Java Central : $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{moyen}} = 18.71 \pm 0.05$ (2σ ; $n=14$)) pour un même intervalle de variation des compositions isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Les données bibliographiques (Whitford, 1975) confirment cette distinction (cf. chapitre 4). Cette variabilité du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est largement discutée au paragraphe B-IV.1.

Les rapports isotopiques du Pb, à la différence de ceux du Sr, ne permettent donc pas de distinguer clairement les laves des édifices intermédiaires (Dieng, Ungaran, Patiayam, Lasem, Lurus, Ringgit, Beser) de celles des volcans d'arc et des volcans les plus éloignés de l'axe de l'arc (Muria, Genuk, Bawean). Cependant, il apparaît que les laves des volcans Ungaran et Dieng se rapprochent isotopiquement des édifices de l'arc, tandis que les autres (Lasem, Patiayam) montrent des compositions isotopiques Pb similaires à celles des laves des édifices les plus éloignés de l'axe de l'arc (Muria, Genuk, Bawean) (Fig. 4.12 et Tableau 4.4. du chapitre 4). De telles similarités ont déjà été notées avec les isotopes du Sr (cf. paragraphe A-II1). Ceci est beaucoup moins apparent pour le secteur de Java Est où les laves arc et arrière-arc se caractérisent par des compositions isotopiques Pb similaires.

Le tableau 5.3 récapitule les diverses classifications obtenues : géographique (identique à la classification établie d'après les éléments majeurs) et géochimiques basées sur les éléments en traces et les isotopes Sr-Nd-Pb. On remarque des désaccords entre ces classifications pour un certain nombre de volcans :

- Le Baluran appartient isotopiquement au domaine arc, tandis que les éléments en trace et sa position

	DOMAINE ARC	DOMAINE INTERMEDIAIRE	DOMAINE ARRIERE-ARC
CLASSIFICATION GEOGRAPHIQUE	<u>Sumatra</u> : Rajabasa <u>Java Central</u> : Merapi-Merbabu <u>Java Est</u> : Lamongan-Argopuro-Merapi Est	<u>Java Central</u> : Ungaran-Dieng-Lasem-Patiayam <u>Java Est</u> : Baluran	<u>Sumatra</u> : Sukadana-Jambi <u>Java Central</u> : Karimunjava-Genuk-Muria-Bawean <u>Java Est</u> : Ringgit-Lurus-Beser
CLASSIFICATION GEOCHIMIQUE (éléments en traces)	<u>Sumatra</u> : Rajabasa <u>Java Central</u> : Merapi-Merbabu <u>Java Est</u> : Lamongan-Argopuro-Merapi Est	<u>Java Central</u> : Ungaran-Dieng-Lasem-Patiayam <u>Java Est</u> : Baluran-Ringgit-Beser	<u>Sumatra</u> : Sukadana-Jambi <u>Java Central</u> : Karimunjava-Genuk-Muria-Bawean <u>Java Est</u> : Lurus
CLASSIFICATION GEOCHIMIQUE (isotopes Sr-Nd-Pb)	<u>Sumatra</u> : Rajabasa <u>Java Central</u> : Merapi-Merbabu <u>Java Est</u> : Lamongan-Argopuro-Merapi Est- Baluran	<u>Java Central</u> : Ungaran-Dieng <u>Java Est</u> : Lurus-Ringgit- Beser	<u>Sumatra</u> : Sukadana-Jambi <u>Java Central</u> : Karimunjava-Genuk-Muria-Bawean-Lasem-Patiayam

Tableau 5.3: Comparaison entre les classifications géographique et géochimiques (traces et isotopes) des volcans de Java-Sumatra. En caractères gras sont notés les volcans pour lesquels les trois classifications ne sont pas en accord.

géographique le placent plutôt dans le domaine intermédiaire. Cependant, une plus grande attention de la figure 5.8 indique que ce volcan peut également appartenir, du point de vue éléments en trace, au domaine géochimique arc.

- Le Beser et le Ringgit se situent géochimiquement dans le domaine intermédiaire (éléments en traces et isotopes). La position géochimique du Lurus est plus confuse : du point de vue éléments en traces, il se situe dans le domaine arrière-arc, tandis que les isotopes du Sr le placent dans le domaine intermédiaire. Remarquons que les compositions isotopiques du Sr des laves de cet édifice sont proches de celles des volcans du domaine arrière-arc, comparativement aux autres édifices ultrapotassiques de Java Est.

- Les volcans Lasem et Patiayam appartiennent, d'après les isotopes du Sr, au domaine arrière-arc, contrairement aux éléments en traces qui les placent clairement dans le domaine intermédiaire.

Une étude plus poussée des éléments en trace couplée aux isotopes Sr-Nd-Pb permettra de résoudre les problèmes liés à l'appartenance de ces édifices de Java aux divers domaines géochimiques : arc, intermédiaire et arrière-arc.

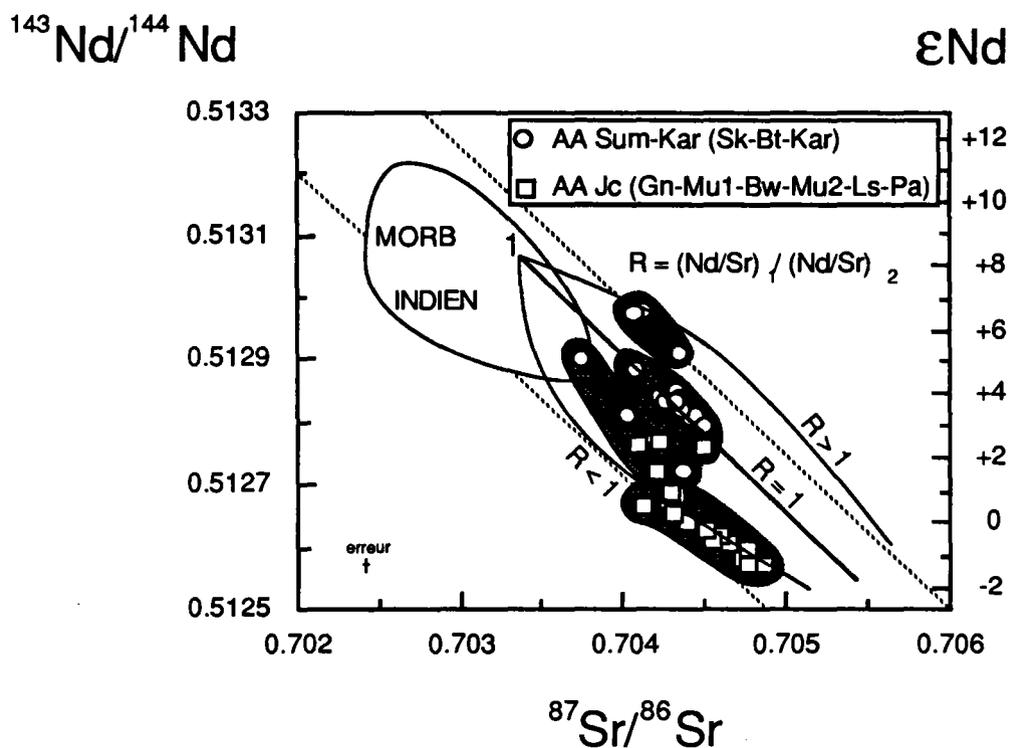


Figure 5.13 : Diagramme isotopique $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des laves arrière-arc de Java-Sumatra indiquant leur appartenance à des hyperboles de différents rayons de courbure R . Ces hyperboles correspondent à des hyperboles de mélange entre un pôle appauvri (pôle 1) et un pôle enrichi (pôle 2 non représenté ici à cause de ses compositions isotopiques Sr-Nd respectivement supérieures et inférieures à celles de l'intervalle de variation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ représenté dans ce diagramme).

V - RAPPORTS ISOTOPIQUES ET RAPPORTS D'ÉLÉMENTS EN TRACE

V.1 - Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Dans un diagramme isotopique $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=f(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ où sont reportés uniquement les échantillons appartenant au domaine arrière-arc (défini d'après les isotopes Sr-Nd : Sukadana, Jambi, Karimunjava, Muria, Genuk, Bawean, Lasem, Patiayam) (Fig. 5.13), nous constatons que les compositions isotopiques de ces laves se disposent suivant différents alignements. De tels alignements, dans un diagramme portant deux rapports isotopiques différents, correspondent à des courbes de mélange se différenciant l'une de l'autre par leur rayon de courbure (Langmuir et al., 1978; De Paolo et Wasserburg, 1979). Ces courbes de mélange résultent d'un mélange simple entre deux sources géochimiquement différentes. L'équation correspondant à ces courbes de mélange est celle d'une hyperbole de la forme :

$$Ax+Bxy+Cy+D=0$$

avec :

$$A=(^{144}\text{Nd})_2 \cdot (^{86}\text{Sr})_1 \cdot (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_2 - (^{144}\text{Nd})_1 \cdot (^{86}\text{Sr})_2 \cdot (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_1$$

$$B=(^{144}\text{Nd})_1 \cdot (^{86}\text{Sr})_2 - (^{144}\text{Nd})_2 \cdot (^{86}\text{Sr})_1$$

$$C=(^{144}\text{Nd})_2 \cdot (^{86}\text{Sr})_1 \cdot (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_1 - (^{144}\text{Nd})_1 \cdot (^{86}\text{Sr})_2 \cdot (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_2$$

$$D=(^{144}\text{Nd})_1 \cdot (^{86}\text{Sr})_2 \cdot (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_2 \cdot (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_1 - (^{144}\text{Nd})_2 \cdot (^{86}\text{Sr})_1 \cdot (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_1 \cdot (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_2$$

Langmuir et al. (1978) et De Paolo et Wasserburg (1979) ont démontré que le rayon de courbure de ces courbes de mélange équivaut au rapport des dénominateurs des compositions isotopiques Sr et Nd des deux pôles du mélange, soit le rapport $((^{144}\text{Nd}/^{86}\text{Sr})_{\text{pôle 1}})/((^{144}\text{Nd}/^{86}\text{Sr})_{\text{pôle 2}})$. En simplifiant, le rayon de courbure équivaut, à un facteur près, au rapport $R=((\text{Nd}/\text{Sr})_{\text{pôle 1}})/((\text{Nd}/\text{Sr})_{\text{pôle 2}})$.

Dans ce diagramme, supposons un mélange entre une source appauvrie et une source relativement plus enrichie, dont les compositions isotopiques Sr-Nd appartiennent toutes les deux à la corrélation mantellique (ou du moins situées dans le prolongement de celles de la source enrichie) : certains échantillons appartiennent à des hyperboles caractérisées par un rayon de courbure R supérieur à 1 (hyperboles convexes), les autres à des hyperboles caractérisées par des valeurs de R inférieures à 1 (hyperboles concaves) (Fig. 5.13). L'identification des sources permettra de vérifier l'existence de rayons de courbure de valeurs supérieures et inférieures à l'unité.

Remarquons que ces différents groupes d'échantillons ont des intervalles de variation en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ communs, tel est le cas notamment pour les trois groupes d'échantillons de Sumatra-Karimunjava. Ces différents groupes de laves se distinguent plus nettement suivant leurs compositions isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Cette observation nous permet donc d'envisager l'existence possible d'une corrélation entre les rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et les rapports d'éléments en trace Nd/Sr dans la source des échantillons.

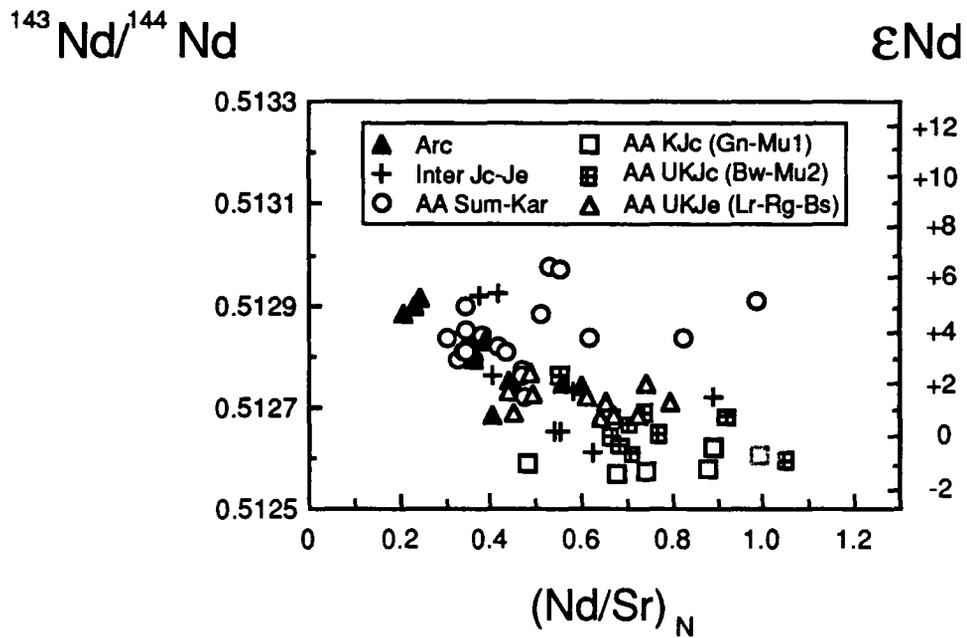


Figure 5.14 : Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction du rapport $(\text{Nd}/\text{Sr})_N$ mettant en évidence une corrélation globalement négative mais peu claire entre ces deux rapports.

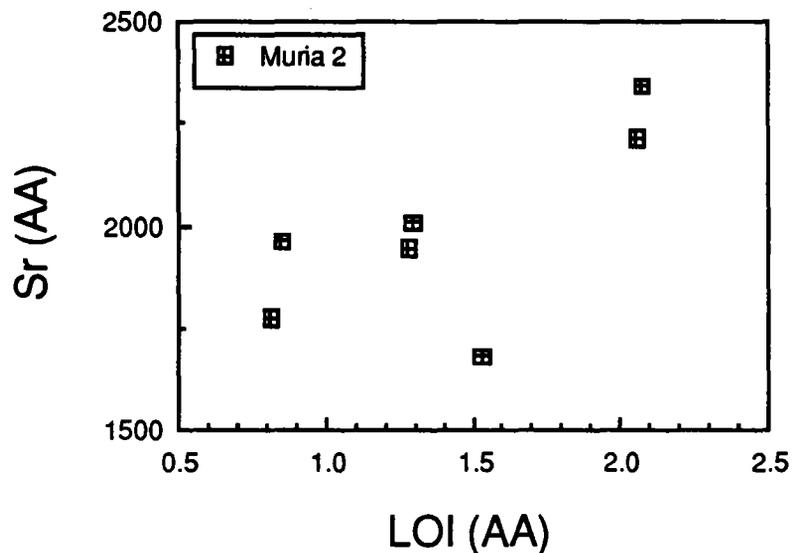


Figure 5.15 : Variation des teneurs en Sr en fonction de la perte au feu (LOI) indiquant la mobilité du Sr lors du processus d'altération. Cette mobilité du Sr pourrait expliquer la dispersion des points observée dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (données de Yuwono, 1987: ce travail).

V.2 - Corrélation $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Nd/Sr

Les teneurs en Nd des échantillons ont été définies graphiquement par interpolation de leurs spectres de TR.

Le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -(Nd/Sr)_N (Fig. 5.14) met en évidence une corrélation globalement négative, mais peu claire entre ces deux rapports au niveau des laves arrière-arc. Le manque de clarté de cette corrélation peut s'expliquer par la mobilité de l'élément Sr, au cours de processus d'altération et de processus pétrogénétiques. Par exemple, le diagramme Sr=f(LOI) met en évidence une augmentation globale des abondances en Sr en fonction du degré croissant d'altération, pour les laves ultrapotassiques du Muria 2 (Fig. 5.15). Des processus pétrogénétiques tels que la cristallisation fractionnée peuvent également être à l'origine d'un fractionnement entre les deux éléments Sr et Nd. Par exemple, les anomalies négatives en Ba et Sr, par rapport aux TR, au niveau du spectre hyperétendu de l'échantillon BW13B indiquent un fractionnement de feldspaths. La formation de ces minéraux implique un fractionnement des rapports Nd/Sr (Fig. 5.16).

Existe-t-il des éléments en traces très peu mobilisés au cours de ces processus d'altération et de cristallisation? De nombreux auteurs suggèrent que les TR fractionnent peu lors du processus d'altération. Cependant, nous n'observons pas non plus de corrélation très claire entre les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et (La/Tb)_N (Fig. 5.17). Pourquoi? L'étude de la phonolite BW13B (Fig. 5.16) permet de répondre à cette question. Cette roche se caractérise par un fractionnement très important entre TR légères et TR lourdes ((La/Tb)_N=106.73) comparativement aux termes basiques rencontrés sur cette île (BW19B (basanite) : (La/Tb)_N=17.34) (Fig. 5.16). Un fractionnement important de pyroxènes, d'amphiboles ou d'apatite peut éventuellement rendre compte de ces rapports (La/Tb)_N élevés. Cette lave ultrapotassique indique clairement que les TR légères peuvent fractionner durant la cristallisation. En effet, le spectre hyperétendu de BW13B se caractérise par la présence d'anomalies en Nb, Ta et Zr, Hf, qui, sont, non pas négatives, mais positives par rapport aux TR. Autrement dit, l'ensemble des TR et les éléments Ba, Sr, Ti, V ont vu leur concentration diminuer au cours du fractionnement de minéraux comme les oxydes et les feldspaths alcalins, entre autres. Par contre, certains éléments fortement hygromagmaphiles comme Th, Cs, Rb, U et les éléments fortement chargés et à petit rayon ionique : Zr, Hf, Nb, Ta ne semblent pas, ou du moins très peu, affectés par ce processus.

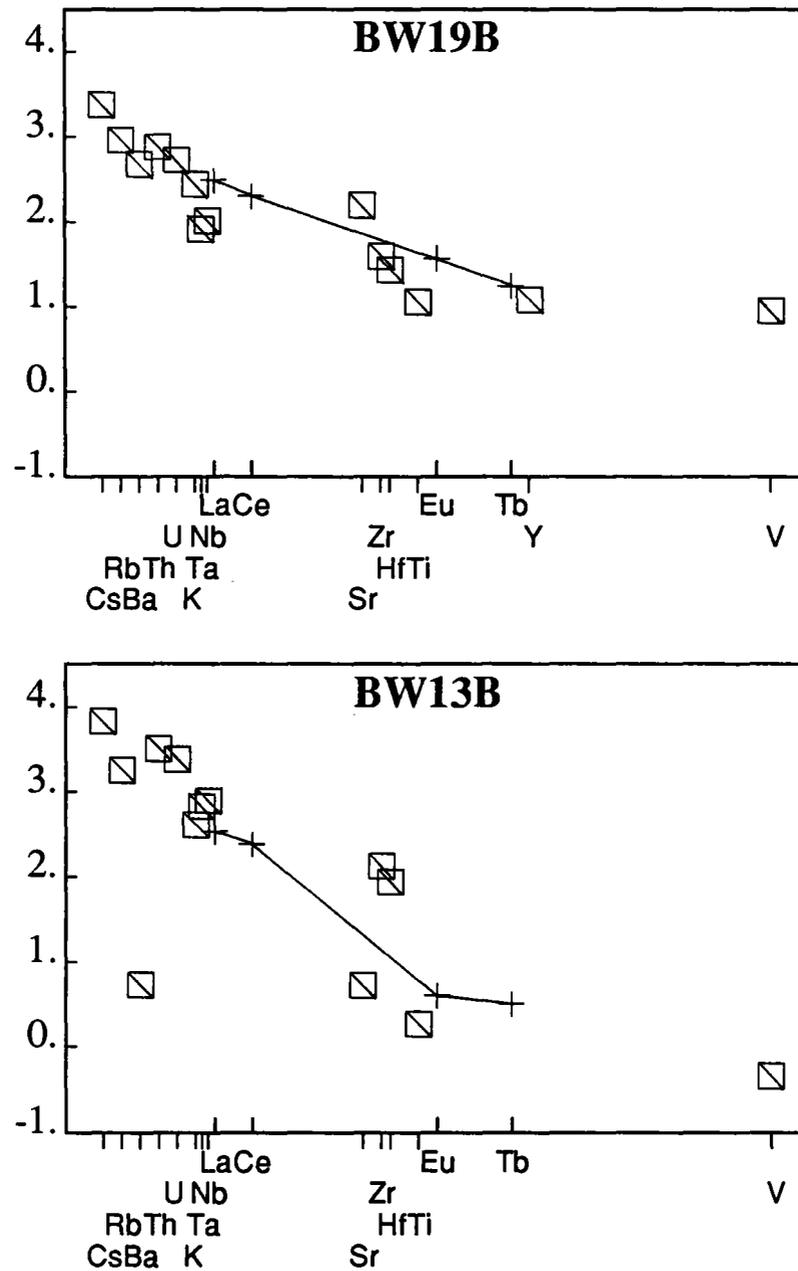
Aussi, le manque de clarté de la corrélation entre les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et (La/Tb)_N reflète probablement cette mobilité des TR au cours du processus de cristallisation.

V.3 - Corrélations $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -(Th/Ta)_N

V.3a - Raisons du choix du rapport (Th/Ta)_N

Le spectre hyperétendu de la phonolite BW13B (Fig. 5.16) nous apprend, nous l'avons déjà évoqué, que les éléments fortement hygromagmaphiles Cs, Rb, K et les éléments à petit rayon ionique et fortement chargés : Nb, Ta sont apparemment peu affectés par la cristallisation fractionnée, dans la mesure où celle-ci

Figure 5.16 : Spectres de TR hyperétendus d'une basanite (BW19B) et d'une phonolite (BW13B) de Bawean. Remarquons les anomalies négatives en Sr et Ba de BW13B probablement liées à un fractionnement important de feldspaths.



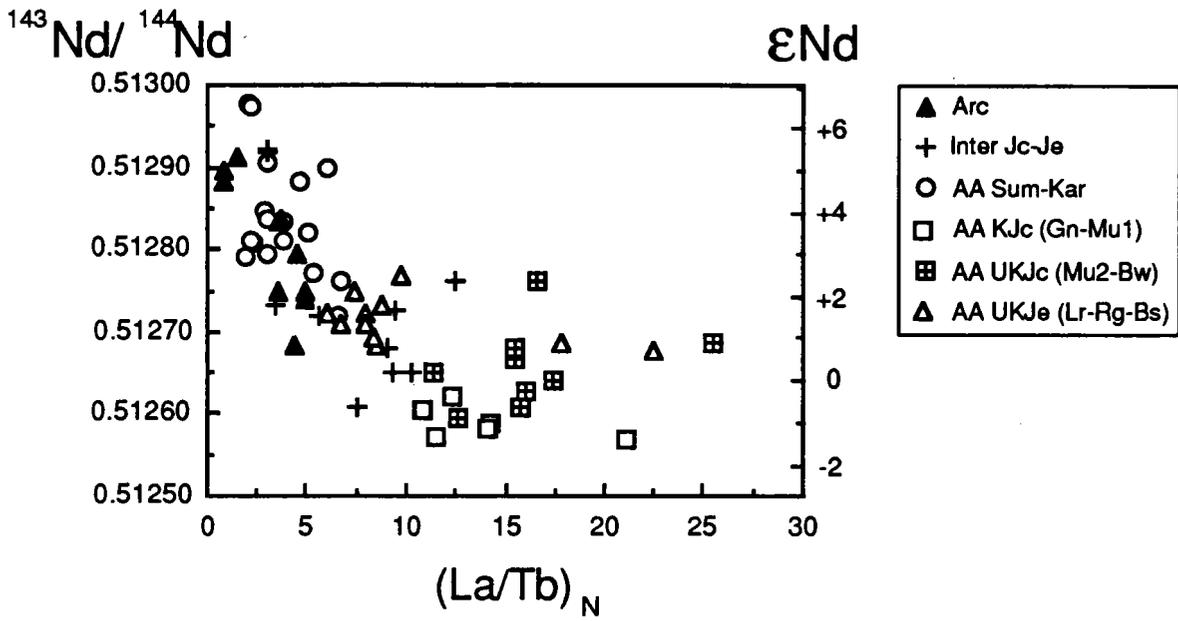


Figure 5.17 : Variation des compositions isotopiques du Nd des laves de Java-Sumatra en fonction du rapport $(La/Tb)_N$.

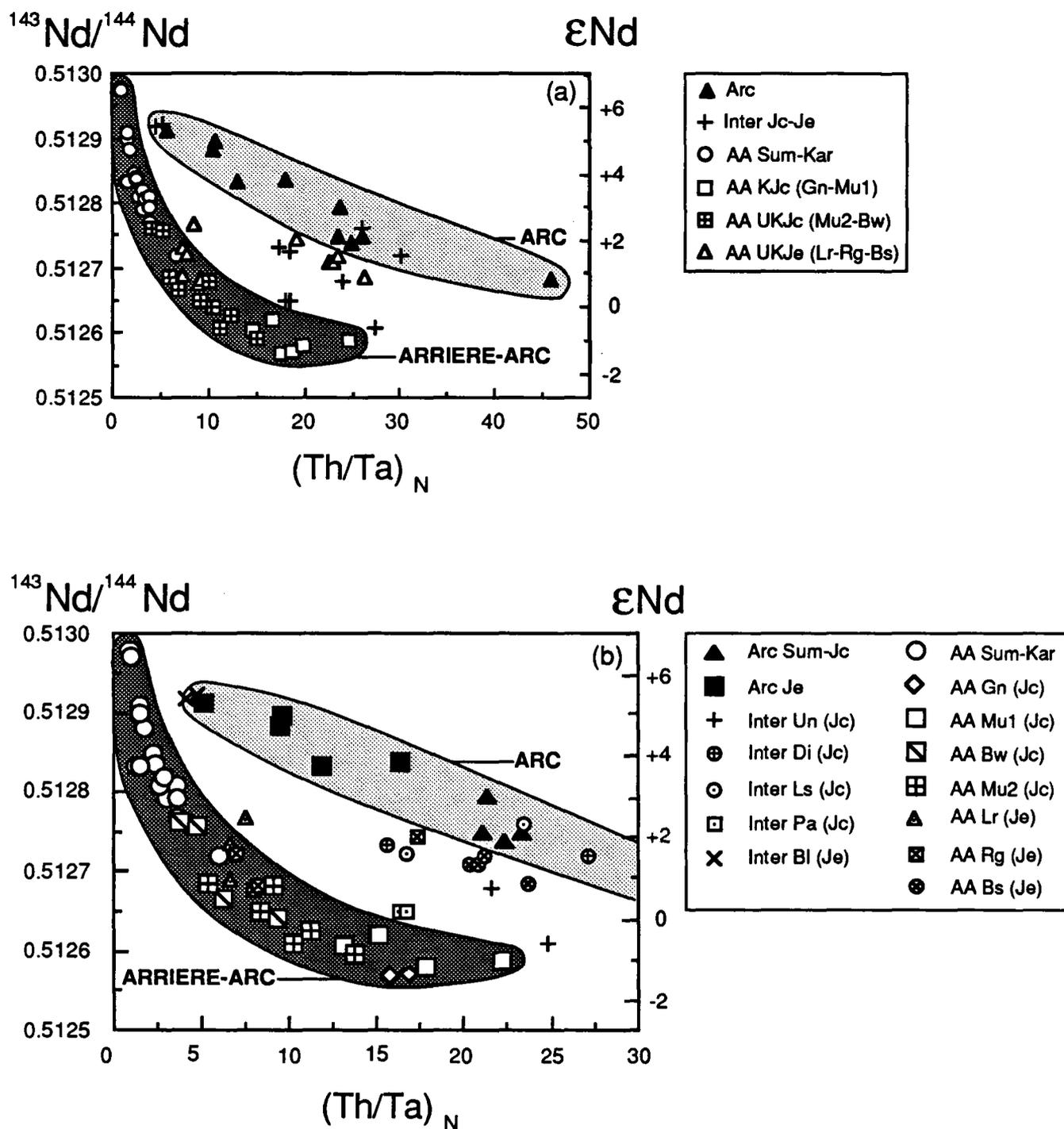


Figure 5.18 : Diagrammes $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ mettant en évidence très clairement deux corrélations : l'une représentée par les échantillons des volcans d'arc, et l'autre par les laves arrière-arc (Sukadana-Jambi-Karimunjava-Bawean-Muria2-Muria1-Genuk). Entre ces deux corrélations se localise un certain nombre de points correspondant aux laves des édifices en position intermédiaire entre ces deux domaines arc et arrière-arc (Ungaran-Dieng-Lasem-Patiayam-Ringgjit-Beser-Lurus).

n'implique pas d'important fractionnement d'amphiboles et d'oxydes de Fe-Ti. De plus, il s'avère que les éléments Th, Nb, Ta sont très peu mobiles au cours de l'altération météorique contrairement aux alcalins et alcalino-terreux. Dans le cas des roches étudiées, on observe des rapports U/Th constants qui indiquent l'absence de lessivage de l'uranium par des processus d'altération. En outre, ces quatre éléments, à cause de la similitude de leurs propriétés chimiques (rayon ionique, charge), se caractérisent par des coefficients de partage très voisins (Bougault, 1980; Hofmann et al., 1986) annihilant toute variation importante des rapports Th/Ta, Th/Nb, U/Ta, U/Nb lors de la fusion partielle : par exemple, des rapports Th/Ta élevés (de l'ordre de 20-30) ne peuvent résulter de variations du processus de fusion partielle. Remarquons que les éléments Nb-Ta et La se caractérisent par des coefficients de partage plus proches que les éléments Nb-Ta et U-Th. Il serait donc, à priori, plus logique de considérer le premier groupe d'éléments plutôt que le second pour caractériser la source des magmas. Or, nous avons observé, en nous appuyant sur la figure 5.16 (spectre hyperétendu de la phonolite BW13B), que les terres rares légères et en particulier le lanthane sont affectés par le processus de cristallisation, contrairement aux éléments Nb-Ta et U-Th. Autrement dit, le rapport La/(Nb-Ta) des laves ne reflète pas celui de la source, alors que c'est le cas pour les rapports Th/Ta ou U/Nb. On peut donc envisager l'existence éventuelle de corrélation entre les rapports Th/Ta ou U/Nb et les rapports isotopiques. Le rapport d'éléments en trace Th/Ta (ou U/Nb) constitue donc l'outil à prendre en considération lors de l'identification des sources des magmas, outil que l'on doit associer aux compositions isotopiques Sr-Nd-Pb.

V.3b - Deux corrélations arc et arrière-arc $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$

Aussi, les propriétés du couple Th-Ta sont à l'origine de l'existence de deux remarquables corrélations dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=f(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$ (Fig. 5.18a). La première est une hyperbole représentée par les basaltes arrière-arc de Sumatra-Karimunjawa et les laves alcalines potassiques et ultrapotassiques des volcans arrière-arc de Java Central : Muria, Genuk, Bawean. La seconde est linéaire et est dessinée par les laves des édifices de l'arc volcanique. Entre ces deux corrélations, se localisent un certain nombre d'échantillons appartenant aux édifices situés en position géographique intermédiaire entre l'arc volcanique et les centres éruptifs Muria, Genuk, Bawean, les plus éloignés de l'axe de l'arc. Ces volcans "intermédiaires" sont de diverse nature : calco-alcalin potassique (Ungaran, Dieng, Lasem), shoshonitique (Patiayam), alcalin ultrapotassique à leucite (Lurus, Ringgit, Beser). Ces trois groupes de volcans : arc, arrière-arc et intermédiaire ont déjà été reconnus avec certains rapports d'éléments en trace (cf. le diagramme ternaire $\text{Ta}_{\text{N}}\text{-Hf}_{\text{N}}\text{-Tb}_{\text{N}}$ (Fig. 5.9) dans le paragraphe A-II) et le diagramme isotopique $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=f(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ (cf. Fig. 5.11 au paragraphe A-III.1). Cependant, ces trois ensembles sont mis en évidence beaucoup plus clairement avec les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$.

V. 3c - Corrélation arc $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$

On constate que, à rapports $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$ équivalents, les laves de l'arc sont plus radiogéniques en Nd que les laves arrière-arc. Les laves des volcans de Java Est, les plus radiogéniques en Nd, se caractérisent

également par les rapports $(Th/Ta)_N$ les plus faibles ($(Th/Ta)_N$ Java Est : de 5 à 16; $(Th/Ta)_N$ Java Central-Sumatra : de 21 à 42) (Fig. 5.18b). Les laves de l'édifice Baluran, analogues du point de vue composition isotopique Sr-Nd-Pb à celles des volcans de l'arc de Java Est, présentent également des rapports $(Th/Ta)_N$ semblables à celles des laves de ces volcans ($(Th/Ta)_N$ environ égal à 4). Nous pouvons donc considérer, sur la base de ces nombreuses analogies géochimiques, que le Baluran appartient au domaine géochimique arc.

V.3d - Corrélation arrière-arc $^{143}Nd/^{144}Nd-(Th/Ta)_N$

Au niveau de la corrélation arrière-arc, les laves du Muria présentent une large gamme de variation des rapports $(Th/Ta)_N$: de 5 à 23 (Fig. 5.18b). Les laves ultrapotassiques de Bawean sont similaires à celles du Muria 2, du point de vue compositions isotopiques Nd et rapports $(Th/Ta)_N$ (Fig. 5.18b); de même, les laves potassiques du Genuk sont analogues à celles du Muria 1 (Fig. 5.18b). Au sein de ces deux groupes de volcans : Muria 1-Genuk et Muria 2-Bawean, on rencontre donc de nombreuses analogies tant du point de vue chronologique (cf. chapitre 3), que pétrologique et géochimique. Cette variabilité des rapports $(Th/Ta)_N$ au sein du Muria constitue, par ailleurs, l'un des critères utilisés pour différencier l'association pétrogénétique ancienne du Muria (Muria 1) de celle, plus récente, correspondant au Muria 2 (Maury et al., 1987; Yuwono, 1987).

Les échantillons de Sumatra et de Karimunjawa ont les rapports $(Th/Ta)_N$ les plus faibles : de 0.9 à 6 (Fig. 5.18b). Cette hyperbole décrit donc une variabilité continue des rapports $(Th/Ta)_N$ et des compositions isotopiques $^{143}Nd/^{144}Nd$ depuis les basaltes arrière-arc de Sumatra jusqu'aux laves alcalines potassiques de Java Central, en passant respectivement par les basaltes des îles Karimunjawa et par les laves ultrapotassiques de Java Central. L'interprétation de cette hyperbole et de cette droite est présentée au paragraphe B de ce chapitre.

V.3e - Domaine géochimique intermédiaire

Les édifices appartenant à ce domaine occupent une position intermédiaire entre les corrélations arc et arrière-arc dans le diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd-(Th/Ta)_N$. Une discussion détaillée concernant une éventuelle corrélation entre la position géographique de chacun de ces édifices et la géochimie de leurs laves est établie dans le paragraphe B.IV.3. Remarquons simplement ici la position des laves du Lurus, très proches, voire appartenant à la corrélation arrière-arc dans le diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd-(Th/Ta)_N$ (Fig. 5.18b). Cependant, les isotopes du Sr tendent à placer cet édifice dans le domaine géochimique intermédiaire. Aussi, nous considérerons, à ce stade de l'étude, que cet édifice se situe dans le domaine géochimique intermédiaire.

V.3f - Autres corrélations

Il est tout à fait clair qu'une seule source mantellique de composition homogène ne peut rendre compte de l'existence des deux corrélations $\epsilon Nd-(Th/Ta)_N$. Ces courbes arc et arrière-arc peuvent être interprétées comme des courbes de mélange, dans le cas d'un mélange simple à deux pôles. Ces deux courbes de

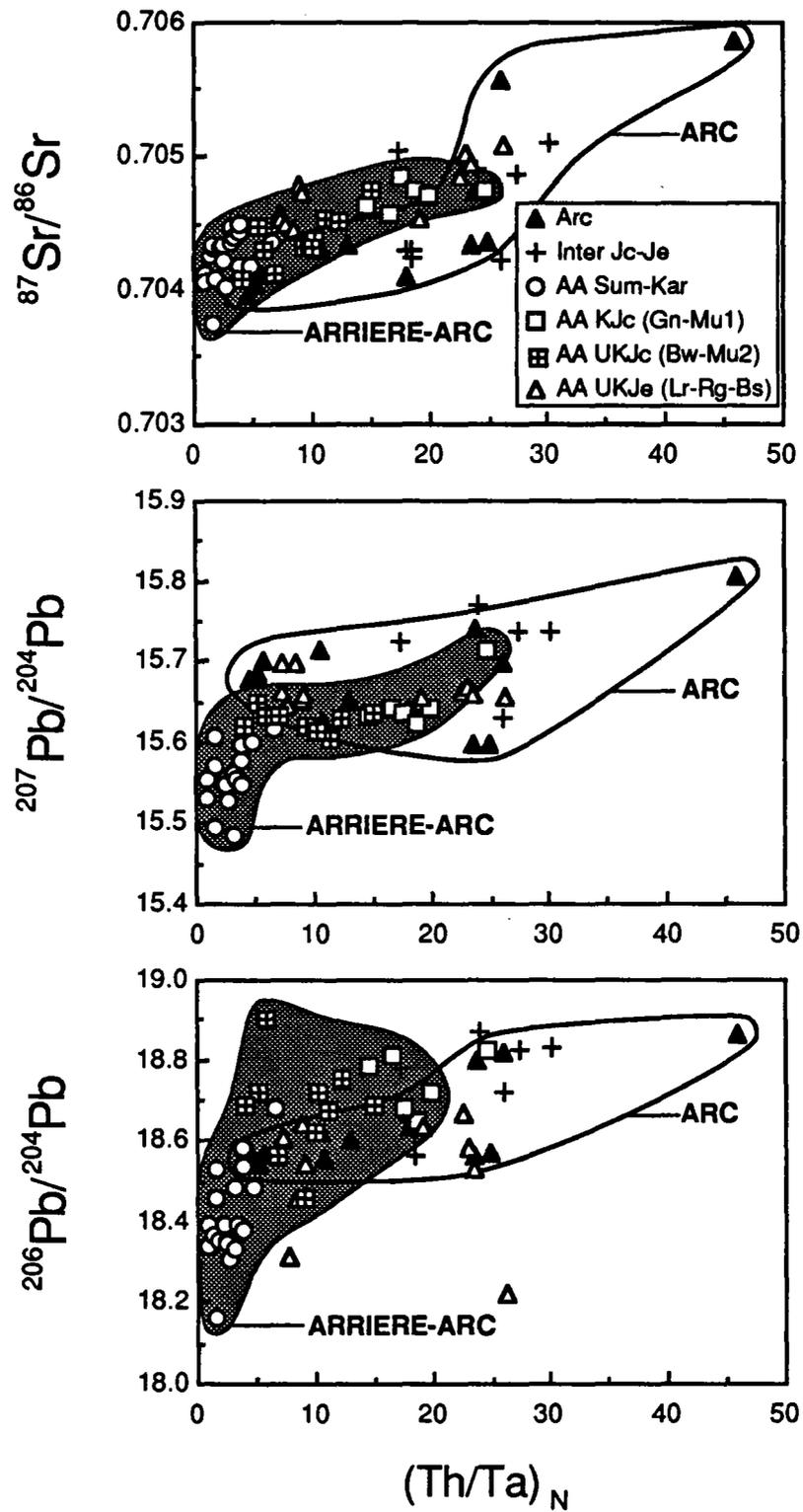


Figure 5.19 : Variation des compositions isotopiques Sr et Pb en fonction du rapports $(Th/Ta)_N$. L'existence de corrélation entre ces rapports implique une origine commune aux variations de ces rapports.

mélange se distinguent par leur rayon de courbure de valeur différente, rayon de courbure équivalent au rapport $R = \frac{((^{144}\text{Nd}/\text{Ta})_{\text{N}})_{\text{pôle 1}}}{((^{144}\text{Nd}/\text{Ta})_{\text{N}})_{\text{pôle 2}}}$. Ce rapport équivaut à un facteur près au rapport $\frac{((\text{Nd}/\text{Ta})_{\text{N}})_{\text{pôle 1}}}{((\text{Nd}/\text{Ta})_{\text{N}})_{\text{pôle 2}}}$. L'existence de deux valeurs différentes pour le rayon de courbure implique au minimum trois valeurs différentes pour le rapport $(\text{Nd}/\text{Ta})_{\text{N}}$. Autrement dit, un minimum de trois sources est nécessaire pour expliquer l'existence de ces deux corrélations.

L'hétérogénéité de ces sources, du point de vue éléments en traces, est donc argumentée par la variabilité des rapports Nd/Ta, Th/Ta, Nd/Sr, Ta/Hf, entre autres.

Le rapport Th/Ta se corrèle-t-il avec les rapports isotopiques du Sr et du Pb?

Les diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$ (Fig. 5.19) mettent également en évidence l'existence de deux corrélations globalement positives pour les domaines arc et arrière-arc. L'existence de telles corrélations entre le rapport $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$ et les compositions isotopiques du Sr, du Nd et du Pb apporte un certain nombre de contraintes quant à l'origine de la variabilité des rapports isotopiques Sr, Nd et Pb. En effet, l'observation de telles corrélations implique que le processus responsable du fractionnement du rapport $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$ est à mettre en relation avec la variabilité des rapports isotopiques Sr, Nd et Pb. Néanmoins, on observe une plus grande dispersion des points dans les diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$ comparativement au diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$ pouvant éventuellement être liée au fait que les sources impliquées sont plus homogènes en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ comparativement aux isotopes Sr et Pb.

Ces corrélations permettent de supposer l'existence de corrélations entre les compositions isotopiques Nd et Pb. Dans les diagrammes $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 5.20), deux corrélations sont distinguables d'après les rapports Nd/Pb (rayon de courbure) (les rapports Nd/Pb des laves arrière-arc sont supérieurs à ceux des laves d'arc).

Ces divers diagrammes traduisent donc l'existence de plusieurs sources (au moins trois) du point de vue des éléments en traces et des compositions isotopiques Sr-Nd-Pb. Nous allons, dans le sous-chapitre suivant, tenter de définir plus précisément la nature de ces diverses sources.

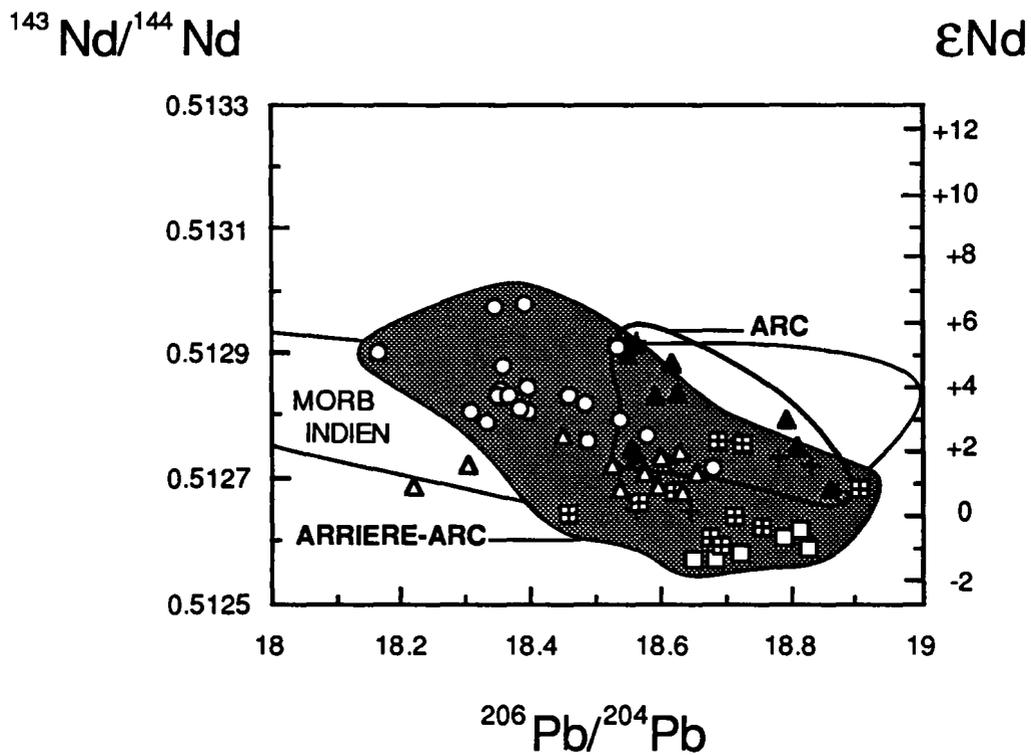
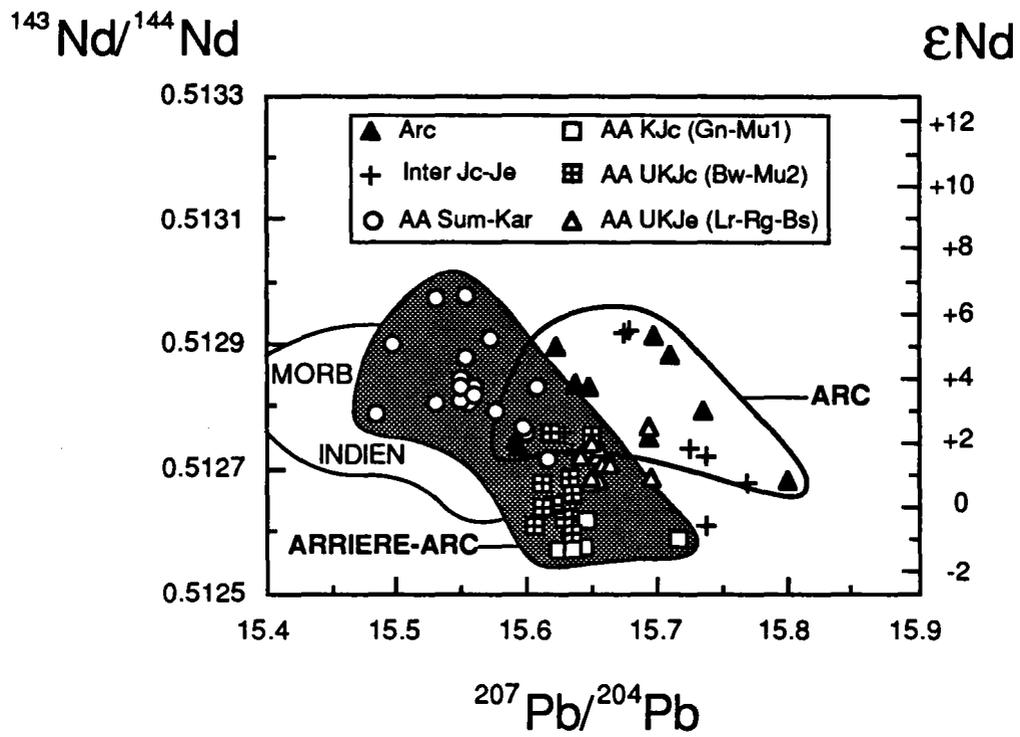


Figure 5.20 : Diagrammes isotopiques Nd-Pb des laves de Java-Sumatra mettant en évidence l'existence de deux corrélations globalement négatives pour les laves du domaine arc et celles du domaine arrière-arc.

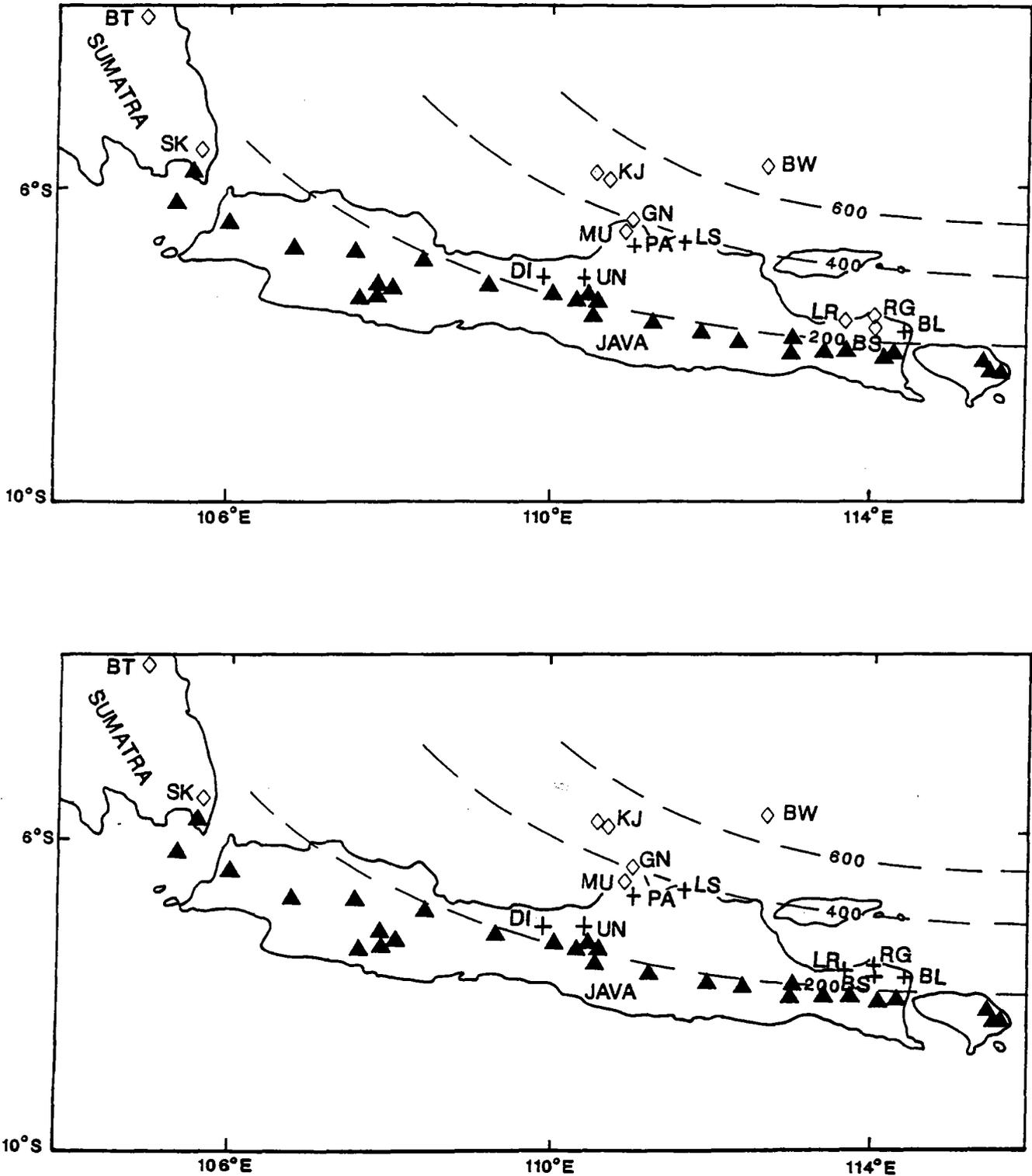


Figure 5.21 : Comparaison entre les cartes géographiques et géochimiques (sur la base du diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-(\text{Th}/\text{Ta})_N$) de la région Java-Sumatra. A l'exception de certains volcans de Java Est, nous observons une remarquable corrélation entre ces deux cartes. (triangles pleins : volcans d'arc; croix : volcans intermédiaires; losanges vides : volcans arrière-arc).

VI - CONCLUSION

Au terme de ce paragraphe, rappelons, sur la base des arguments évoqués ci-dessus, l'existence de deux domaines géochimiques bien distincts : un domaine arc et un domaine arrière-arc (constitué par les édifices les plus éloignés de l'axe de l'arc : Sukadana, Jambi, Karimunjawa, Muria, Genuk, Bawean). Un certain nombre de volcans ont émis des laves ayant des caractéristiques géochimiques intermédiaires entre celles de ces deux domaines (Dieng, Ungaran, Patiayam, Lasem, Lurus, Ringgit, Besar). Nous observons donc, au niveau du volcanisme de l'île de Java, une remarquable correspondance entre la position géographique des volcans et la géochimie de leurs laves, clairement mise en évidence par le tableau 5.4 et la figure (Fig. 5.21).

L'argument géochimique le plus convaincant réside dans l'existence de ces deux corrélations entre les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $(\text{Th}/\text{Ta})_N$, l'une représentative du domaine arc, et l'autre, du domaine arrière-arc (Fig. 5.18a et b).

	DOMAINE ARC	DOMAINE INTERMEDIAIRE	DOMAINE ARRIERE-ARC
CLASSIFICATION GEOGRAPHIQUE	Sumatra : Rajabasa Java Central : Merapi-Merbabu Java Est : Lamongan-Argopuro-Merapi Est	Java Central : Ungaran-Dieng-Lasem-Patiayam Java Est : Baluran	Sumatra : Sukadana-Jambi Java Central : Karimunjawa-Genuk-Muria-Bawean Java Est : Ringgit-Lurus-Besar
CLASSIFICATION GEOCHIMIQUE (Diagramme $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)	Sumatra : Rajabasa Java Central : Merapi-Merbabu Java Est : Lamongan-Argopuro-Merapi Est- Baluran	Java Central : Ungaran-Dieng-Lasem-Patiayam Java Est : Ringgit-Beser-Lurus	Sumatra : Sukadana-Jambi Java Central : Karimunjawa-Genuk-Muria-Bawean

Tableau 5.4 : Comparaison entre la classification géographique et la classification géochimique (d'après le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $(\text{Th}/\text{Ta})_N$). Notons la remarquable corrélation entre ces deux classifications, à l'exception de quelques volcans comme Baluran, Ringgit, Besar, Lurus.

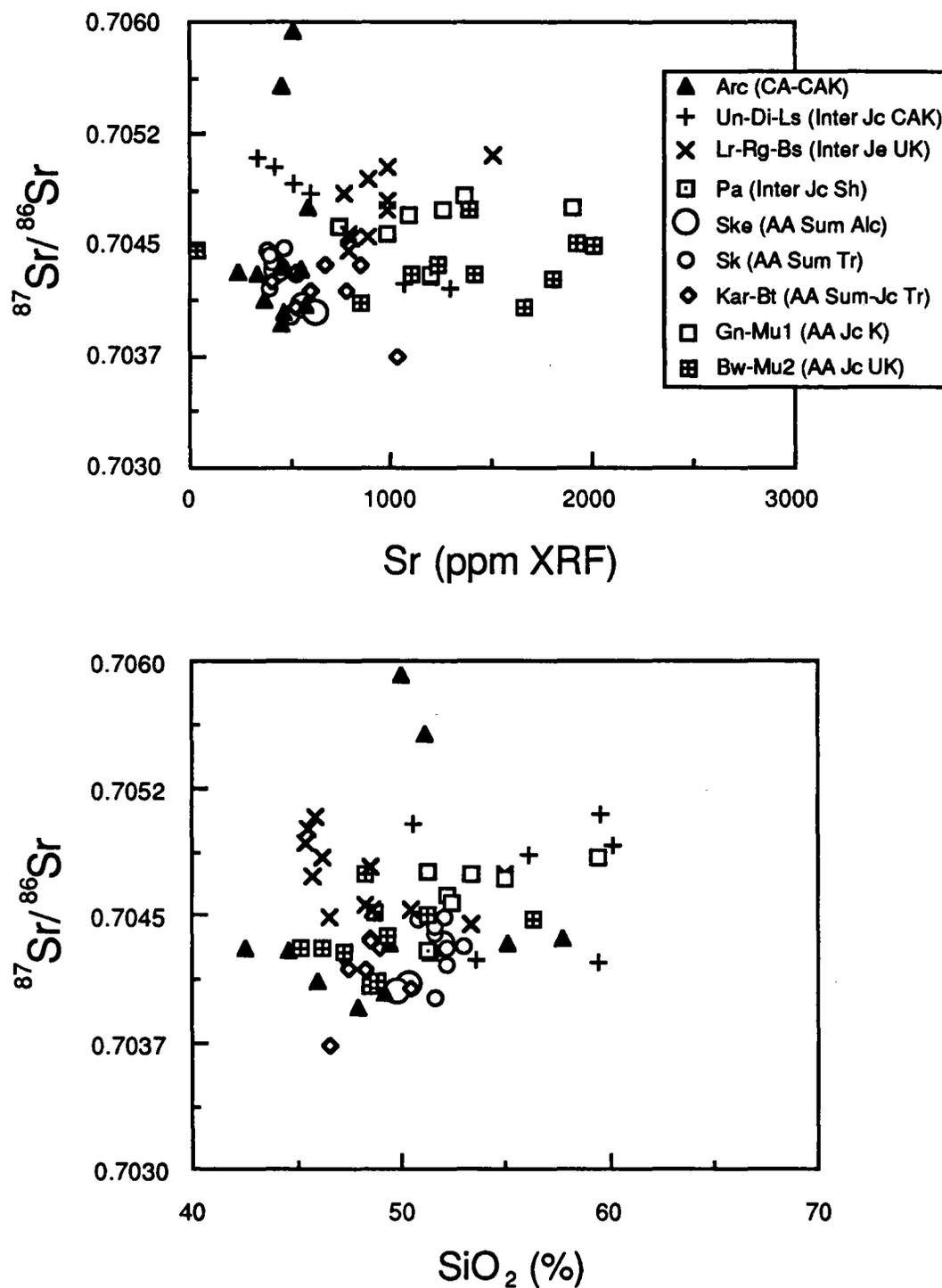


Figure 5.22 : Variation des compositions isotopiques du Sr en fonction des teneurs en Sr et SiO₂. Le nombre peu important de laves analysées au sein de chaque édifice ne permet pas de conclure clairement quant à la contribution de la croûte de l'arc dans la genèse des magmas de Java-Sumatra.

B - CARACTERISATION DES SOURCES

Les rapports isotopiques du Nd et les rapports d'éléments en trace (Th/Ta)_N nous ont permis d'identifier un minimum de trois sources dont certaines sont enrichies (valeurs εNd négatives), et d'autres, appauvries (valeurs εNd élevées). Avant de définir la nature des sources, étudions l'hypothèse d'une contamination des laves de Java-Sumatra par la croûte de l'arc.

I - CONTAMINATION PAR LA CROUTE DE L'ARC?

Le processus de contamination des magmas par la croûte de l'arc a été décrit au chapitre 1 et correspond au processus AFC : assimilation pendant la cristallisation fractionnée (De Paolo, 1981). Une telle contamination s'exprime, entre autres, par des corrélations positives entre les rapports isotopiques du Sr et les teneurs de certains éléments majeurs (indiquant le degré de différenciation) comme SiO₂ et/ou éléments en trace comme Sr.

Une telle contamination a déjà été mise en évidence au niveau d'un certain nombre de volcans javanais : les édifices calco-alcalins qualifiés d'"anormaux" par Whitford (1975) en raison de leur enrichissement en alcalins et de leur compositions isotopiques élevées en Sr : Papandajan, Slamet, Merapi, Merbabu. Plus récemment, des travaux ont confirmé cette contribution de la croûte de l'arc, notamment au niveau du Merapi (Luais, 1987) et du Slamet (Vukadinovic et Nicholls, 1989).

Au niveau de nos données, cette contribution crustale est difficile à mettre en évidence, étant donné le faible nombre de laves analysées au niveau de chaque édifice. Les diagrammes ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Sr, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-SiO₂ (Fig. 5.22) ne montrent pas clairement de corrélation positive, et ceci même si, à nos données, sont jointes celles de la bibliographie : pour le Muria, nous disposons des données de Whitford (1975) et de Ferrara et al. (1981); pour les édifices : Lamongan, Dieng, Ungaran, celles de Whitford (1975). Par exemple, pour le Beser, on observe globalement une corrélation positive entre les rapports isotopiques du Sr et les concentrations du Sr (Fig. 5.23a). On pourrait donc penser, dans le cas de cet édifice, que la croûte de l'arc serait éventuellement responsable de cet enrichissement en Sr et en ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Cependant, le diagramme ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-SiO₂ (Fig. 5.23b), par exemple, n'atteste pas une telle contribution crustale.

Les données isotopiques de l'oxygène, acquises par Gerbe (1989) sur quelques laves du Galunggung (volcan d'arc de Java Ouest), témoignent de l'absence de contamination de ces matériaux par la croûte. Ce sont, à l'heure actuelle, les seules compositions isotopiques de l'oxygène mesurées sur les laves de Java. L'acquisition de rapports ¹⁸O/¹⁶O supplémentaires de laves issues d'un plus grand nombre d'édifices de Java permettra éventuellement de corroborer cette hypothèse.

Un autre argument allant à l'encontre de cette participation de la croûte de l'arc réside dans la composition moyenne de celle-ci. L'arc de Java étant constitué d'une succession d'arcs insulaires, on peut considérer que les caractéristiques géochimiques des produits volcaniques émis actuellement reflètent la composition de la croûte de l'arc. La moyenne des rapports isotopiques ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd des laves des édifices de l'arc

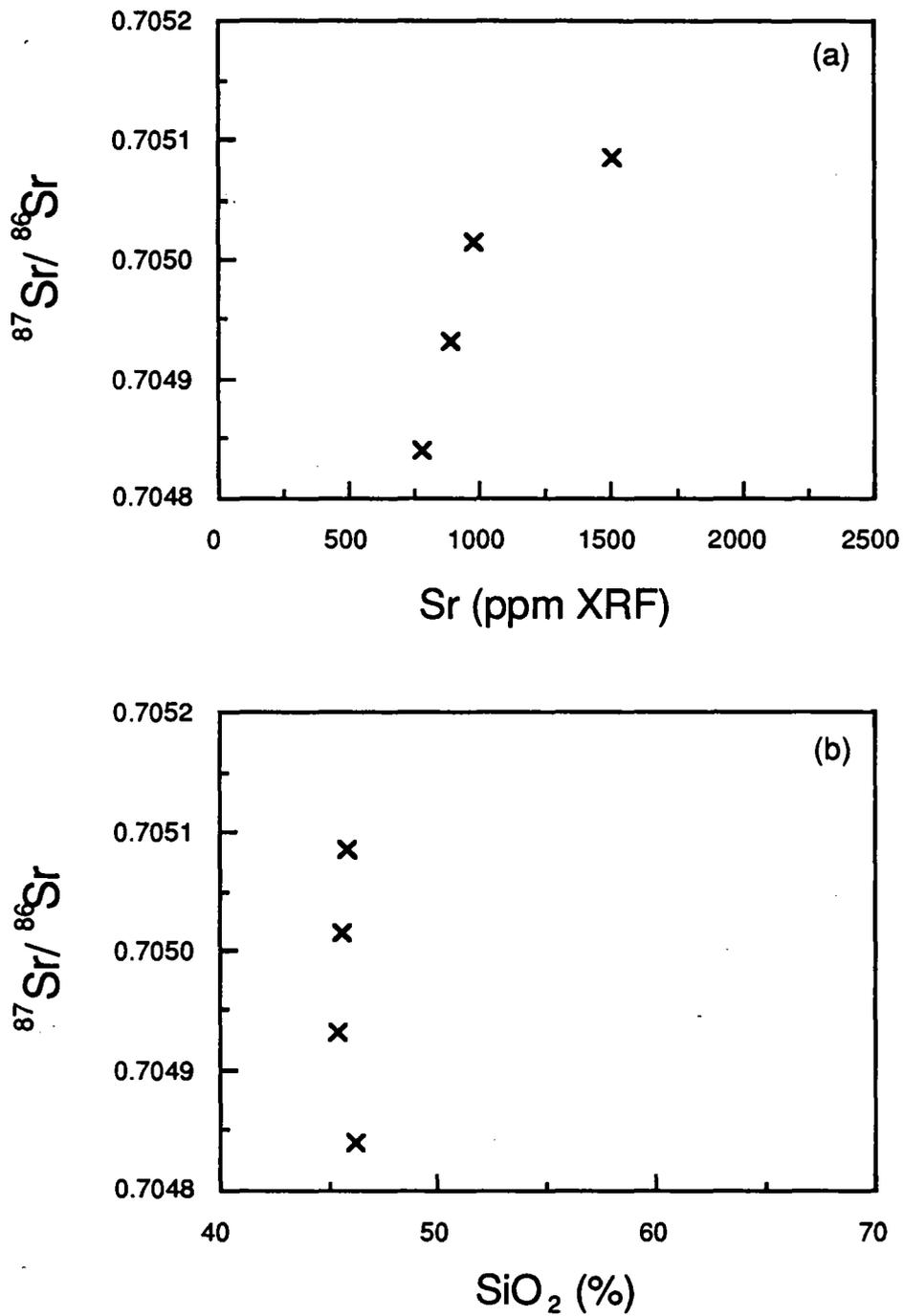


Figure 5.23 : Variation des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des laves du Beser en fonction de leurs teneurs en Sr (a) et SiO_2 (b). La participation éventuelle de la croûte de l'arc (mise en évidence par la corrélation positive $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Sr) n'est pas confortée par le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - SiO_2 .

(19 données : celles de Whitford et al., 1981; de Gerbe, 1989; et celles acquises au cours de ce travail) correspond à une valeur de $0.51281 (\pm 4) (2\sigma)$, soit une valeur ϵNd égale à +4.1. Or, les volcans arrière-arc se caractérisent par des valeurs ϵNd négatives. La contamination par la croûte de l'arc ne peut donc rendre compte des compositions isotopiques Nd peu radiogéniques des laves arrière-arc.

En outre, la croûte de l'arc ne peut expliquer le très fort enrichissement en éléments hygromagmaphiles caractérisant les laves ultrapotassiques arrière-arc. En effet, la composition moyenne de la croûte continentale en Sr (260 ppm) et en Nd (16 ppm) (Hofmann, 1988) est beaucoup trop faible pour rendre compte de l'existence de laves ultrapotassiques très enrichies en éléments hygromagmaphiles (laves ultrapotassiques de Java : $(Sr)_{moyen} = 1197 \pm 181$ ppm (2σ) et $(Nd)_{moyen} = 60 \pm 12$ ppm (2σ ; $n=21$)). Ceci indique clairement que la croûte ne peut être à l'origine de ce très fort enrichissement en ces éléments. De plus, ces valeurs doivent, dans le cas de Java, être considérées comme limite supérieure, étant donné que la croûte de Java serait plutôt intermédiaire entre croûte océanique et croûte continentale typique (Ben Avraham et Emery, 1973).

L'origine de telles caractéristiques géochimiques est donc à rechercher principalement au niveau des sources mantelliques que nous allons maintenant tenter de définir. Ceci s'accorde avec les travaux antérieurs de Whitford (1975) et Ferrara et al. (1981). Intéressons-nous tout d'abord à (aux) la source(s) enrichie(s) (valeurs ϵNd négatives).

	ARC (MB84A)	ARRIERE-ARC (MU43)
(Th/Ta) _N	41.5	22.2
εNd	+0.86	-1.01
((Nd/Ta) _N (rayon de courbure)	4.02	3.40
(Rb/La) _N	2.7	3.5
(Ba/La) _N	3.3	1.9
(Ce/Pb) _N	0.06	0.66
(La/Yb) _N	5.4	23.0

Tableau 5.5 : Caractéristiques géochimiques des échantillons des domaines arc (MB84A) et arrière-arc (MU43) proches du pôle enrichi de la corrélation de mélange εNd-(Th/Ta)_N.

II - LA (LES) SOURCE(S) ENRICHIE(S) ($\epsilon_{Nd} < 0$)

Dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-(\text{Th}/\text{Ta})_N$, les laves arc et arrière-arc proches de ce pôle enrichi (MB84A et MU43) montrent un certain nombre de caractéristiques voisines rassemblées dans le tableau 5.5.

Ces laves arc et arrière-arc présentent des caractéristiques d'éléments en trace typiques des magmas des zones de subduction (cf. chapitre 1), avec notamment les fortes anomalies négatives en Nb-Ta, visibles sur les spectres hyperétendus (Fig. 5.24) et responsables des rapports $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ et $(\text{Nd}/\text{Ta})_N$ élevés. Les rapports $(\text{Nd}/\text{Ta})_N$ correspondent aux rapports des teneurs en Nd définies graphiquement (cf. paragraphe A.IV.1) divisées par les teneurs en Ta mesurées et normalisées. L'étude des spectres des échantillons MB84A et MU43 montre d'autres caractéristiques typiques des magmas orogéniques : très fort enrichissement en alcalins, alcalino-terreux, en U, Th, Pb et également enrichissement en TR légères (tableau 5.5 et Fig. 5.24). L'échantillon potassique MU43 montre un enrichissement nettement plus important en éléments incompatibles et en TR légères et moindre en Pb.

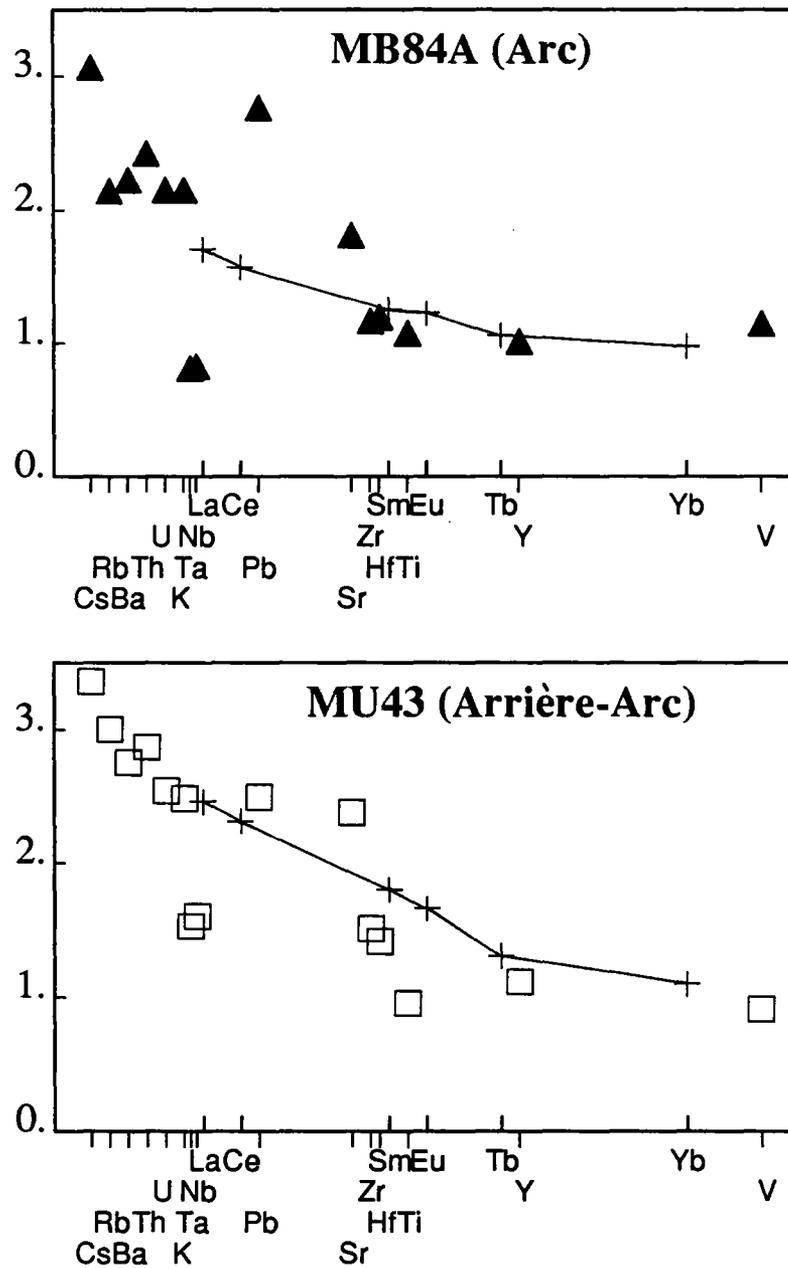
La revue bibliographique effectuée au chapitre 1 conclue que les caractéristiques géochimiques communes à l'ensemble des magmas orogéniques reflètent la contribution de divers matériaux subductés (croûte océanique plus ou moins altérée par l'eau de mer et recouverte de sédiments). Un manteau contaminé par des matériaux subductés correspondrait éventuellement à ce pôle enrichi. Existe-t-il d'autres sources mantelliques possibles rendant compte des caractéristiques géochimiques des laves de Java? Ce pôle est-il commun aux laves des deux domaines arc et arrière-arc?

II.1 - Une ou deux sources enrichies?

Les laves du domaine arrière-arc se caractérisent par des rapports $(\text{Th}/\text{Ta})_N$, $(\text{Pb}/\text{Ce})_N$, $(\text{U}/\text{Nb})_N$... et des compositions isotopiques Sr, Pb élevées mais inférieures à celles des laves d'arc. Cette observation refléterait éventuellement une influence moindre de cette source enrichie (en supposant qu'elle est commune aux laves arc et arrière-arc) au niveau de la source des laves arrière-arc. Mais, peut-on considérer cette source commune aux laves arc et arrière-arc de Java? Concernant nos données, on remarque que, seules, les laves arrière-arc se caractérisent par des valeurs ϵ_{Nd} négatives. On pourrait donc penser, en première approximation, que les matériaux subductés, si ceux-ci déterminent la source enrichie des laves d'arc, ne seraient pas responsables de ces valeurs négatives en ϵ_{Nd} , et qu'il conviendrait mieux de définir une autre source pour la genèse des laves arrière-arc. Cependant, les données de Whitford et al. (1981) mettent en évidence l'existence de valeurs négatives en ϵ_{Nd} également au sein des laves de l'arc. Une source enrichie commune aux laves arc et arrière-arc comprenant des matériaux subductés, constitue donc une hypothèse envisageable pour rendre compte de la genèse des laves arc et arrière-arc de Java.

Par ailleurs, les diagrammes isotopiques Pb (Fig. 5.12) montrent clairement une superposition des

Figure 5.24 : Spectres de TR hyperétendus des échantillons MB84A et MU43 proches de la source enrichie recherchée. Remarquons un certain nombre de caractéristiques typiques des magmas d'arc : anomalies négatives en Nb-Ta, enrichissement relativement aux TR en alcalins, alcalino-terreux, U, Th, Pb.



champs des laves potassiques arrière-arc et des laves d'arc, du moins pour les échantillons les plus radiogéniques en ^{207}Pb et en ^{208}Pb . Un tel chevauchement entre ces deux domaines arc et arrière-arc argumente fortement l'implication d'une source commune pour les laves de ces deux domaines. De plus, dans les diagrammes isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 5.20), l'ensemble des laves arc et arrière-arc décrivent une même évolution (corrélations négatives). Le fait que l'ensemble des laves arc et arrière-arc se disposent, dans les diagrammes portant les compositions isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction du rapport $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ (ou $(\text{U}/\text{Nb})_N$), suivant deux courbes de mélange globalement distinctes indique l'existence de domaines géochimiques arc et arrière-arc bien isolés, bien séparés. Or, les échantillons arc et arrière-arc proches du pôle enrichi montrent un certain nombre de caractéristiques géochimiques communes en éléments en trace et en isotopes. Ces analogies entre les laves arc et certaines laves arrière-arc nous permettent d'envisager la participation d'une source enrichie de même nature à leur genèse. L'origine de domaines géochimiques arc et arrière-arc bien isolés serait dans cette hypothèse à rechercher au niveau des sources appauvries.

II.2 - Nature de la source enrichie

Au niveau de l'arc de la Sonde, un certain nombre de sources enrichies a été évoqué pour rendre compte des caractéristiques géochimiques typiquement "orogéniques" et des laves potassiques arrière-arc. Il s'agit du manteau subcontinental (Foden et Varne, 1980; Varne, 1985; Varne et Foden, 1986), d'un manteau océanique comportant l'anomalie DUPAL (Edwards, 1988, 1989) et d'un manteau contaminé par des composants subductés (Rogers et al., 1987; Ben Othman et al., 1989).

Concernant l'origine du volcanisme ultrapotassique, d'autres sources, en dehors de celles citées ci-dessus, et, notamment, un composant mantellique riche en potassium et isotopiquement semblable à un manteau de type DUPAL (Wheller et al., 1987; Foley et Wheller, 1990) a été proposé.

II.2a - Manteau subcontinental

Caractéristiques isotopiques du manteau subcontinental. Comparaison avec les laves de Java

Le manteau subcontinental constitue une portion de manteau isolée sous les continents depuis la formation de ces derniers, ne participant pas aux mouvements convectifs du manteau (Jordan, 1988; Richter, 1988). Comment peut-on distinguer des laves issues d'un manteau subcontinental propre à la zone étudiée, de laves issues d'un ancien manteau subcontinental délaminé et recyclé dans le manteau (McKenzie et O'Nions, 1983) et n'ayant aucun lien avec la zone étudiée? L'identité d'âge entre la croûte continentale et le manteau subcontinental sous-jacent, définie à partir des éléments en trace et des isotopes, constitue un argument fort convaincant en faveur de la première proposition (Menzies et Murthy, 1980; Kramers et al., 1983; Richardson et al., 1984; Fraser et al., 1985/86; Nelson et al., 1986).

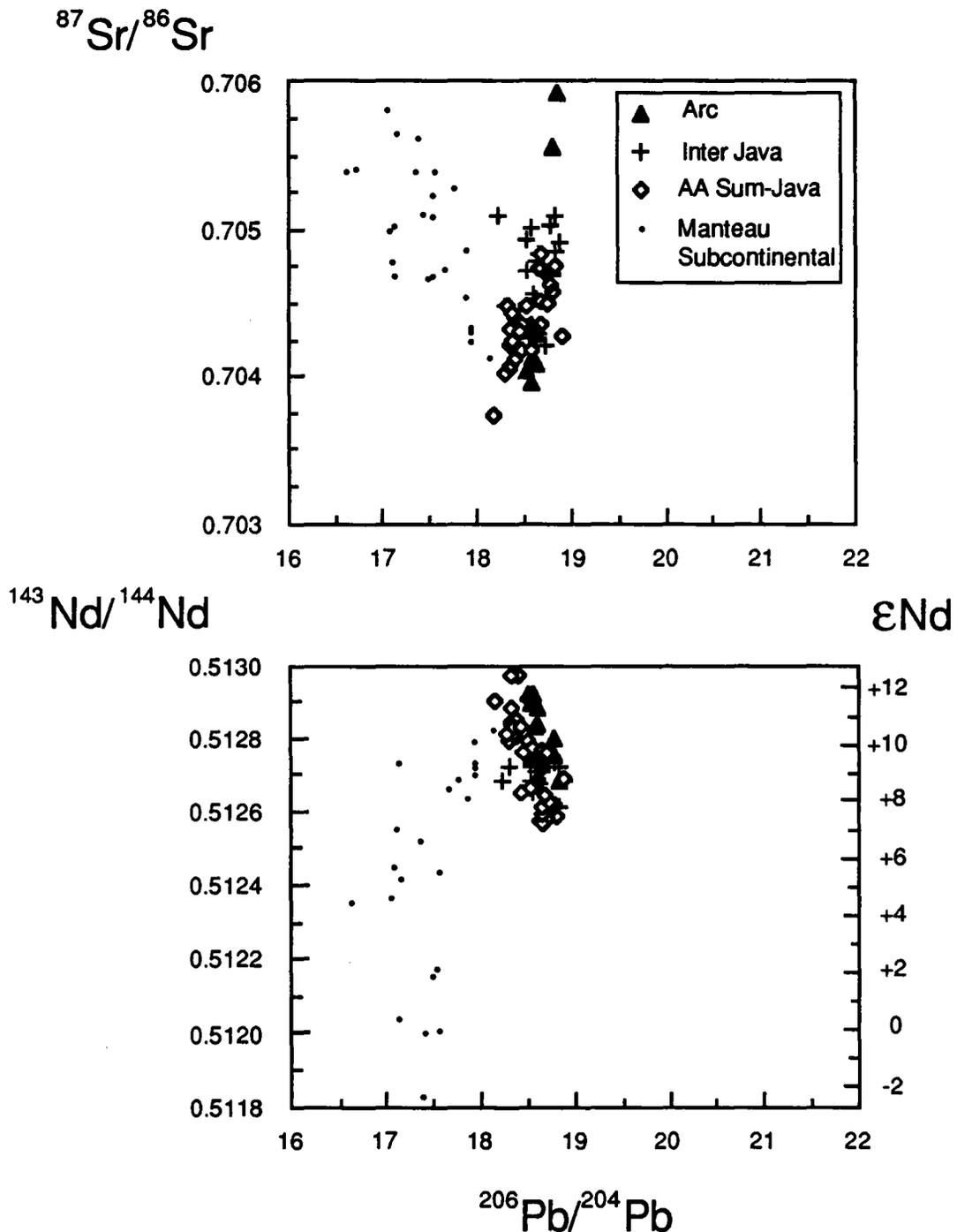


Figure 5.25 : Diagrammes isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de roches issues du manteau subcontinental (Hawkesworth et al., 1986; Lightfoot et Hawkesworth, 1988; Ellam et Cox, 1989) comparées à celles des laves de Java-Sumatra. Le sens globalement inverse des corrélations $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre les laves issues du manteau subcontinental et celles de Java-Sumatra ne favorisent pas l'hypothèse d'une contribution de manteau subcontinental à la genèse des laves de Java-Sumatra.

Une étude synthétique récemment effectuée par Hawkesworth et al. (1990a) montre que l'ensemble des roches issues du manteau subcontinental (tholéiites continentales, lamproïtes, kimberlites, xénolithes de péridotite) présente une très large gamme de variation des compositions isotopiques Sr et Nd : ϵNd : de +7.5 à -26, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: de 0.70366 à 0.72093. Cette variation importante refléterait des âges différents du manteau subcontinental : les matériaux les moins radiogéniques en Nd proviendraient d'un manteau continental d'âge archéen, les autres plus radiogéniques, d'un manteau post-archéen. Les compositions isotopiques Sr-Nd, à elles seules, ne constituent donc pas un argument convaincant quant à l'implication d'un manteau subcontinental dans une source d'arc. En effet, les caractéristiques géochimiques enrichies de ce manteau sont difficilement dissociables de celles des matériaux terrigènes, autre source envisageable pour rendre compte des valeurs négatives en ϵNd .

Au contraire, le couplage des compositions isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et/ou $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et des rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ permet de distinguer les laves émises à partir d'un manteau subcontinental de celles émises à partir d'un manteau subocéanique. Notamment, les tholéiites continentales présentent dans les diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 5.25), des corrélations négatives; elles seront positives si on porte les compositions isotopiques du Nd en fonction de celles du Pb. En effet, ce découplage des rapports d'éléments en trace père/fils U/Pb et Rb/Sr semble une caractéristique générale du manteau subcontinental. Les raisons de ce découplage sont actuellement débattues; Hawkesworth et al. (1990a et b) suggèrent la stabilisation de phases minérales potassiques telles que la phlogopite pour rendre compte des rapports Rb/Sr élevés et U/Pb faibles, observés dans le manteau subcontinental et responsables des évolutions des rapports isotopiques Sr-Nd-Pb décrites ci-dessus.

Si l'on compare les données isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Java à celles émises à partir d'un manteau subcontinental (Fig. 5.25), nous constatons que les laves de Java présentent des corrélations montrant une évolution inverse par rapport à celles des laves continentales. En effet, le pôle enrichi recherché est défini par les laves les plus radiogéniques en ^{87}Sr et en ^{206}Pb . La source de ces magmas ne semble donc pas se caractériser par un découplage entre les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Par conséquent, un vieux manteau subcontinental ne paraît pas être responsable des compositions isotopiques radiogéniques en Sr, Pb.

Contribution de manteau subcontinental à la genèse de laves d'arc : cas des Andes. Comparaison avec les laves de Java

La Cordillère des Andes est un cas typique de zone de subduction au niveau de laquelle a été reconnue une source lithosphérique subcontinentale. En particulier, le magmatisme de la partie Sud des Andes, pratiquement dénué de toute contamination crustale, présente un intérêt tout particulier pour l'étude des diverses sources mantelliques impliquées. De nombreux travaux (Hickey et al. (1986), Rogers et Hawkesworth (1989), Hickey et al. (1989), Stern et al. (1990)) ont été consacrés à l'étude du volcanisme arc et arrière-arc des Andes. Quels sont les arguments géochimiques permettant de reconnaître l'influence du manteau subcontinental sur les laves d'arc? Les corrélations négative entre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et positive entre

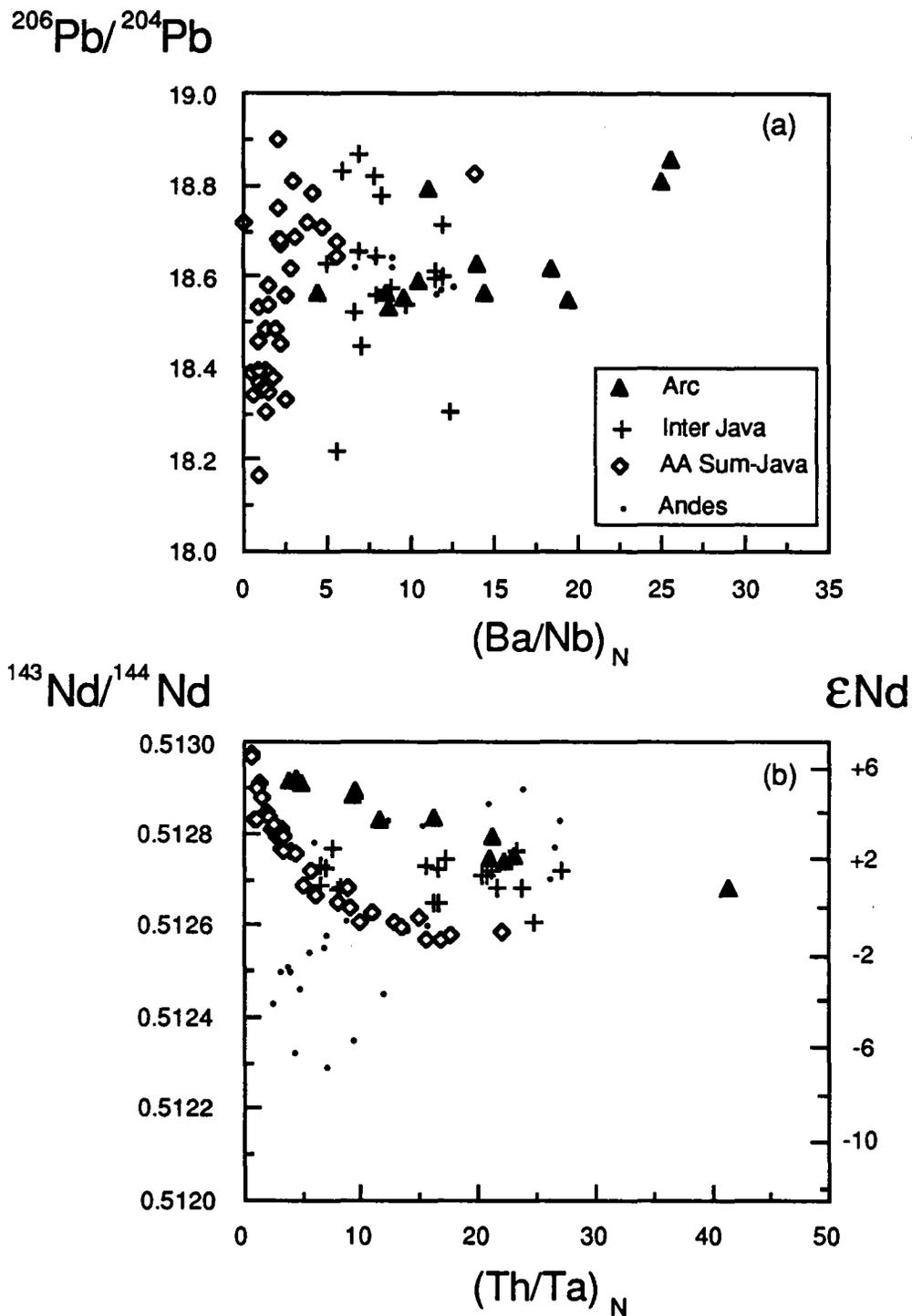


Figure 5.26 : Diagrammes $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $(\text{Ba}/\text{Nb})_N$ (a) et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ (b) comparant les laves du Sud de la Cordillère des Andes, plus ou moins influencées par le manteau subcontinental (caractérisé par des rapports $(\text{Ba}/\text{Nb})_N$ (Hickey et al., 1986) et $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ (Rogers et Hawkesworth., 1989) relativement faibles) et les laves de Java-Sumatra. Notons, dans ces diagrammes, une évolution en sens inverse de celles-ci par rapport aux laves des Andes.

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et entre $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, propres au manteau subcontinental et discutées dans le paragraphe précédent constituent un premier argument. Sur la base des éléments en trace, Hickey et al. (1986) distinguent deux groupes de laves basiques, dans la partie Sud des Andes : un premier groupe comprenant des laves à faibles concentrations en éléments hygromagmaphiles et un second groupe nettement plus enrichi. Ces auteurs montrent que ces teneurs reflètent les propriétés géochimiques de la source, et non des variations de processus pétrogénétiques (fusion). En particulier, les rapports $(\text{Ba}/\text{Nb})_{\text{N}}$ se corrèlent globalement négativement avec les concentrations des éléments hygromagmaphiles ainsi qu'avec le rapport isotopique $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 5.26a). Ces auteurs interprètent cette anticorrélation par la participation d'un manteau subcontinental caractérisé par des anomalies Nb-Ta de faible amplitude ($(\text{La}/\text{Nb})_{\text{N}} \leq 3$) et par des compositions isotopiques plus radiogéniques en ^{206}Pb , comparativement aux laves d'arc ($(\text{La}/\text{Tb})_{\text{N}}$ atteignant 8.2) peu contaminées par la lithosphère subcontinentale. Ceci est confirmé par les travaux de Rogers et Hawkesworth. (1989) qui déduisent, entre autres, à partir de l'existence d'une corrélation positive entre ϵNd et $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$, l'implication d'un manteau subcontinental défini par des valeurs $\epsilon\text{Nd} < 0$ et de relativement faibles rapports Th/Ta ($(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}} \leq 4$) (fig. 5.26b). L'importance de la contribution de ce manteau subcontinental à la genèse des laves de l'arc des Andes est actuellement débattue (Stern, 1990; Rogers et Hawkesworth, 1990).

Dans le cas du volcanisme de Java, aux rapports Th/Ta les plus élevés correspondent globalement les compositions isotopiques Nd les moins radiogéniques et les compositions isotopiques Pb les plus radiogéniques. Autrement dit, on se trouve exactement devant une variation inverse des caractéristiques géochimiques de laves formées essentiellement à partir d'un manteau lithosphérique subcontinental. De plus, comme ce sont les mêmes processus qui contrôlent les variations des rapports Th/Ta et les compositions isotopiques Sr, Nd, Pb, il semble peu probable qu'un manteau subcontinental soit responsable de l'ensemble de ces variations.

Age de la croûte de la plate-forme de la Sonde

Un troisième argument allant à l'encontre de la présence d'un vieux manteau subcontinental sous Java et sous la mer de Java est basé sur l'âge de la croûte de la plate-forme de la Sonde. En effet, les datations K-Ar effectuées sur divers matériaux de cette croûte granitique donnent des âges relativement récents : au plus 140 Ma (Hamilton, 1979). Cet âge relativement récent comparativement aux vieilles croûtes archéennes d'Australie, d'Afrique, d'Amérique... ne permet pas d'envisager un manteau subcontinental enrichi ($\epsilon\text{Nd} < 0$).

Contribution du manteau subcontinental australien à la genèse des laves de Java?

Bien que les considérations géodynamiques évoquées au chapitre 3 semblent exclure cette hypothèse, on pourrait également se demander si la lithosphère continentale du continent australien qui subducte sous l'arc de Banda ne s'enfoncerait également pas sous l'île de Java. En effet, les travaux récents de Varne (1985) et de Varne et Foden (1986) montrent géochimiquement que ce vieux manteau subcontinental australien participe à la genèse des laves des îles de l'Est de l'arc de la Sonde (Bali, Lombok, Sumbawa...). Notamment, les données isotopiques du plomb, particulièrement radiogéniques en ^{206}Pb , suggèrent la participation de ce

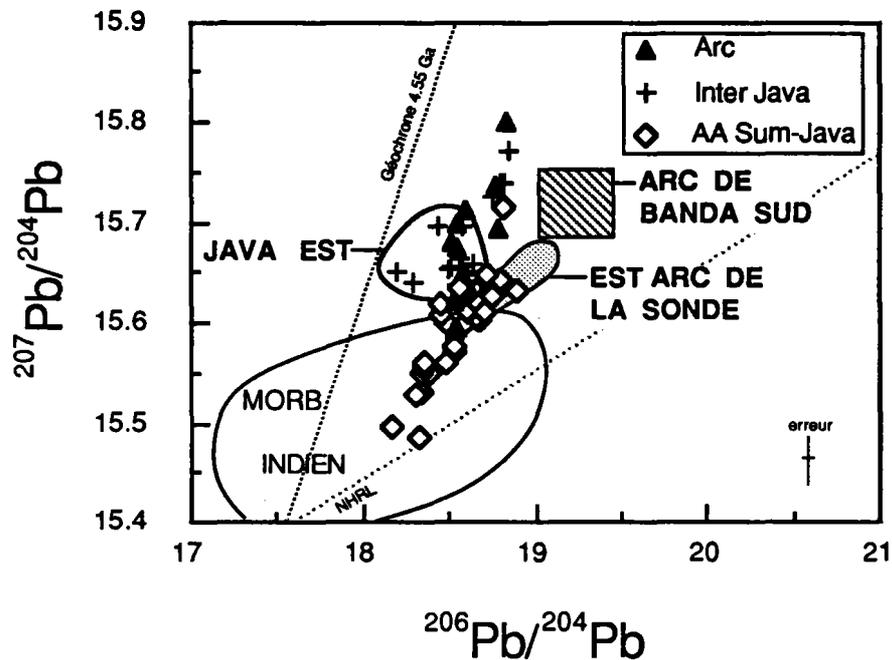


Figure 5.27 : Compositions isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de l'Est de l'arc de la Sonde (domaine défini par Jenner et al. (en préparation) donné par Varne et Foden (1986)) et du Sud de l'arc de Banda (Morris et Hart, 1980) comparées à celles de Java-Sumatra. Le manteau subcontinental australien radiogénique en ^{206}Pb et identifié au niveau des laves de l'Est de l'arc de la Sonde et de Banda, ne semble pas intervenir dans la genèse des laves de Java Est, et d'une manière plus générale, dans celles des laves de Java-Sumatra.

vieux composant mantellique. Si l'on compare les données Pb des laves de Banda Sud (Morris et Hart, 1980) et de celles des îles de l'Est de la Sonde (Varne et Foden, 1986), avec celles acquises au niveau de Java (Fig. 5.27), on constate que les laves de Java s'alignent dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ suivant une droite de pente nettement plus élevée comparativement aux laves des îles de Banda Sud et des îles de l'Est de l'arc de la Sonde. Autrement dit, les compositions isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des échantillons de Java (arc et arrière-arc) sont nettement moins radiogéniques en ^{206}Pb . Le vieux manteau subcontinental australien ne semble donc pas participer à la genèse des laves orogéniques de Java.

Par ailleurs, les laves de Java Est, les plus susceptibles d'être affectées par la participation de ce vieux manteau subcontinental radiogénique en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, ont, contrairement à ce que l'on devrait attendre, les compositions isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ les plus faibles (inférieures même à celles des laves de Java Central). Il en ressort que, d'une part, cette variabilité en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Java n'est pas causée par l'implication du manteau subcontinental australien et que, d'autre part, ce dernier n'intervient pas dans la genèse des laves de Java.

En résumé, on peut conclure que le manteau subcontinental, que ce soit celui situé sous les îles Java-Sumatra, ou celui d'Australie, n'intervient pas dans la genèse des laves arc et arrière-arc de Java-Sumatra.

II.2b - Manteau DUPAL

Certains auteurs attribuent l'existence d'une source enrichie à la présence d'un manteau de type DUPAL sous l'arc de la Sonde (Wheller et al., 1987; Edwards, 1988, 1989).

Caractéristiques, localisation, âge et origine du manteau Dupal

Rappelons que l'anomalie DUPAL, définie par Hart (1984), a été reconnue grâce aux rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mesurés sur des MORB Indien (Subbarao et Hedge, 1973; Dupré et Allègre, 1983). Il s'agit d'un manteau anormalement radiogénique en ^{87}Sr , en ^{207}Pb et en ^{208}Pb comparativement aux manteaux océaniques appauvris subAtlantique et subPacifique. Cette anomalie est essentiellement localisée au niveau de rides (océan Indien) et d'îles océaniques (Crozet, Amsterdam, St Paul...) appartenant à l'hémisphère Sud (Hart, 1984). Hart (1984) propose un âge d'environ 3 milliard d'années pour cette source, sur la base des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ anormalement élevés des roches DUPAL comparativement aux rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, ce qui explique la position de ces roches, dans un diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, au-dessus de la NHRL (Fig. 5.28).

Plusieurs origines ont été proposées pour rendre compte de la nature de cette source enrichie : manteau inférieur primitif (Dupré et Allègre, 1983); contamination par la croûte continentale (Dupré et Allègre, 1983) (cette hypothèse est envisageable pour les îles ou rides à croûte continentale : Ninetyeast Ridge, mais pas pour les îles à croûte océanique); réinjection ancienne de sédiments (Dupré et Allègre, 1983) et/ou de croûte

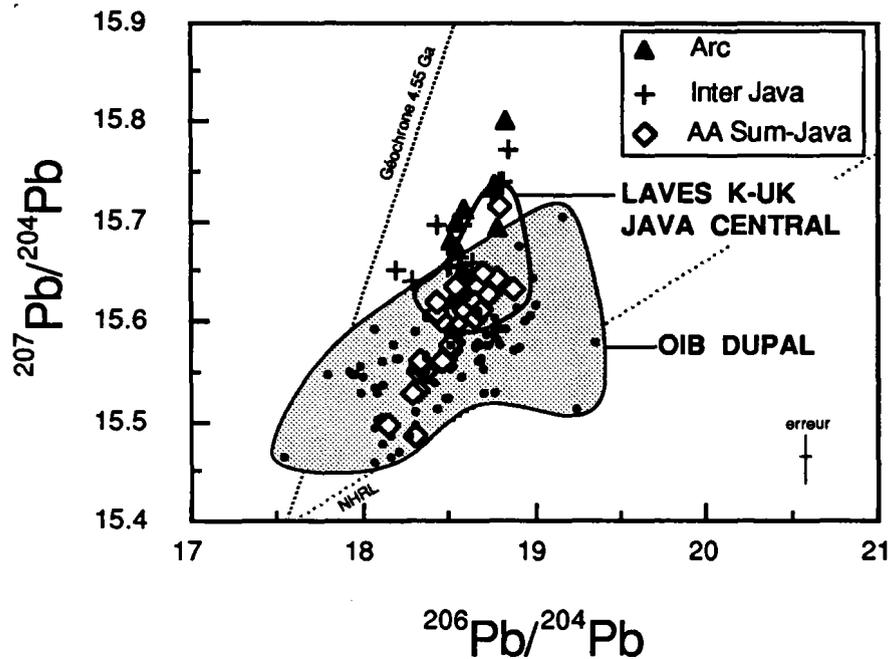


Figure 5.28 : Compositions isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de basaltes d'îles océaniques comportant l'anomalie DUPAL (la ride Ninetyeast, St Paul, Réunion, Amsterdam, Crozet, Maurice, Comores, Marion-Prince Edward, Christmas, Kerguelen, Heard : données de Oversby (1972), Hedge et al. (1973), Dosso et al. (1979), Dosso et Murthy (1980), White et Hofmann (1982), Dupré et Allègre (1983), Mahoney et al. (1983), Hart (1984), Hamelin et al. (1985/86), Michard et al. (1986), Newsom et al. (1986), Dosso et al. (1988), Storey et al. (1988), Mahoney et al. (1989), Weis et al. (1989), Barling et Goldstein (1990)) comparées à celles des laves de Java-Sumatra. Les compositions isotopiques radiogéniques en ^{207}Pb de ces dernières ne peuvent s'expliquer par la contribution exclusive d'un manteau de type DUPAL.

océanique ancienne (Chase, 1981; White et Hofmann, 1982; Zindler et al., 1982; Hofmann et White, 1982; Hart, 1984); contribution de la lithosphère subcontinentale (McKenzie et O'Nions, 1983).

Contribution d'un manteau DUPAL à la genèse des laves de Java-Sumatra?

La position de l'arc Java-Sumatra en bordure de l'océan Indien permet d'envisager une éventuelle contribution d'une source mantellique de type DUPAL dans la genèse des laves des volcans de ces îles. En particulier, Edwards (1988, 1989) propose un modèle basé sur la contribution d'un manteau subarc de type DUPAL pour rendre compte des compositions isotopiques radiogéniques en ^{87}Sr , en ^{207}Pb et en ^{208}Pb et des rapports alcalins/Nb-Ta et TR légères/Nb-Ta élevés des laves alcalines potassiques et ultrapotassiques du Muria, du Ringgit et du Beser. Une telle contribution "intraplaque" serait nettement plus importante pour le Muria, plus éloigné de l'axe de l'arc par rapport aux autres édifices ultrapotassiques (Ringgit et Beser).

Cependant, plusieurs arguments vont à l'encontre de la participation d'un manteau de type DUPAL à la genèse des laves isotopiquement enrichies de Java :

- Les roches DUPAL se caractérisent par des rapports élevés en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Notre étude montre que les laves de Java sont plus radiogéniques en ^{207}Pb , pour des valeurs en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de l'ordre de 18.8, que les roches DUPAL (Fig. 5.28). Une telle observation s'applique également aux laves alcalines potassiques et ultrapotassiques de Java pour lesquelles les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ atteignent la valeur 15.7 (MU43 : $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.71$). Ceci constitue un argument allant à l'encontre de la participation d'une source DUPAL pour rendre compte des compositions isotopiques radiogéniques en Sr-Pb des laves potassiques de Java. (Les valeurs des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves des édifices potassiques et ultrapotassiques de Java (Muria, Ringgit, Beser) obtenues par Whitford (1975) et Edwards (1988, 1989) n'excèdent pas 15.63).

- Edwards (1988, 1989) attribue les rapports alcalins et/ou TR légères/Nb-Ta élevés des laves ultrapotassiques du Muria, Ringgit, Beser à la participation d'un manteau DUPAL à la genèse de ces roches. Or, les basaltes océaniques, présentant isotopiquement l'anomalie DUPAL, se caractérisent par des rapports alcalins-TR légères/Nb-Ta plutôt faibles (Saunders et al., 1988). Il est donc nécessaire d'envisager une autre source pour rendre compte de ces rapports d'éléments en trace élevés au niveau des laves du Muria, du Ringgit et du Beser.

- L'île de Java se situe en contexte de subduction active. Dans un tel contexte, si la genèse des laves arrière-arc potassiques de Java s'explique par la participation de matériaux subductés, il semble plus vraisemblable de considérer que ceux-ci soient liés à un épisode récent de subduction, plutôt qu'à un évènement très ancien (source DUPAL).

Une telle conclusion est fortement argumentée par les diagrammes isotopiques Pb-Pb où les laves arc et arrière-arc s'alignent globalement en continuité suivant une droite de pente élevée.

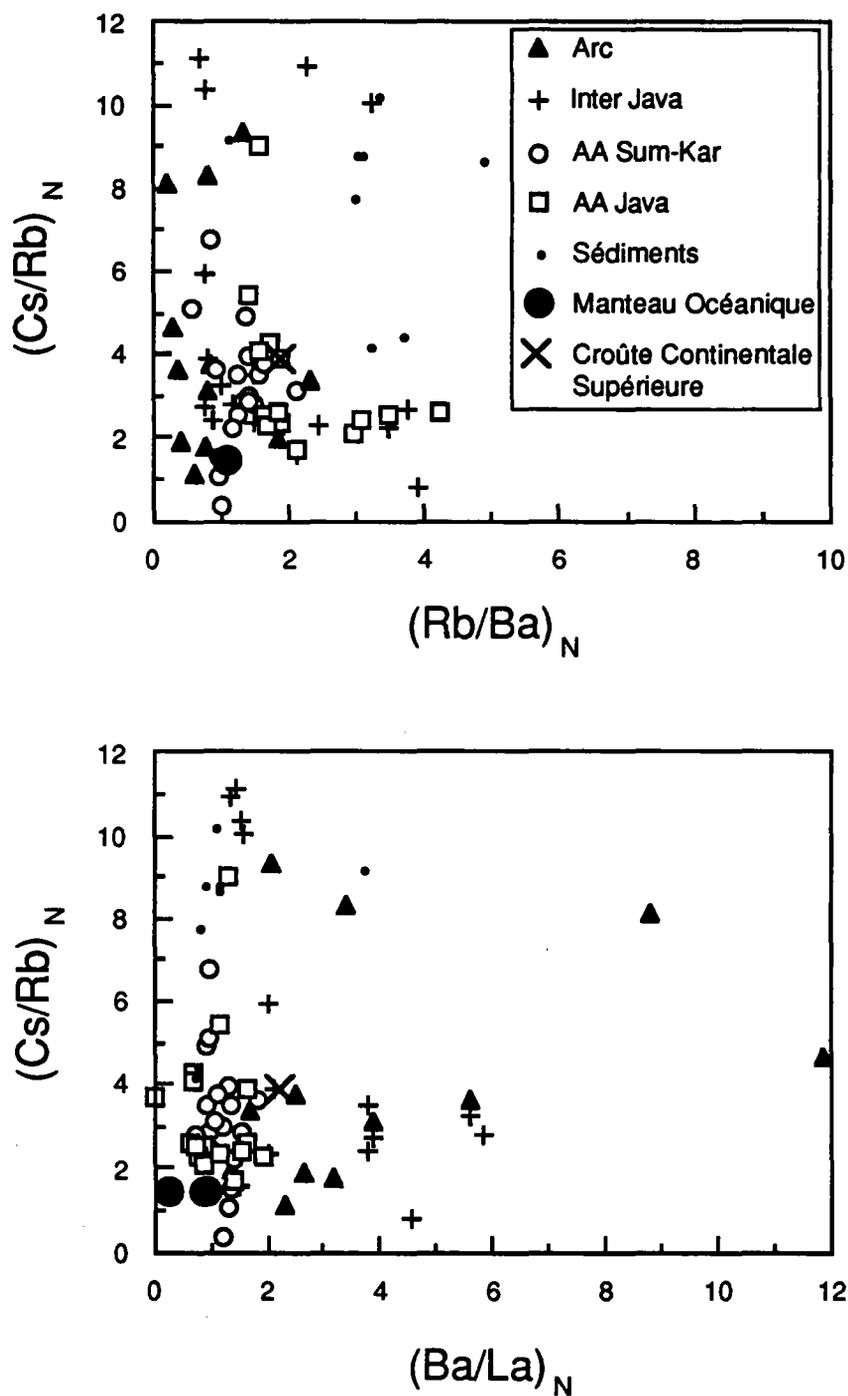


Figure 5.29 : Diagrammes $(Cs/Rb)_N$ - $(Rb/Ba)_N$ et $(Cs/Rb)_N$ - $(Ba/La)_N$ des laves de Java-Sumatra comparées aux valeurs de ces rapports mesurés dans les sédiments (Ben Othman et al., 1989; ce travail), le manteau océanique (Sun et McDonough, 1989) et la croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan, 1981).

Dans le cadre d'un tel contexte géodynamique de subduction et sur la base de divers arguments géochimiques (rapports d'éléments en trace et de compositions isotopiques), nous retiendrons donc qu'un manteau DUPAL ne peut correspondre à la source enrichie des magmas de Java.

II.2c - Composants subductés

Une troisième possibilité pour rendre compte de cette source enrichie réside dans la participation de composants subductés (Rogers et al., 1987). Une telle contribution est mise en évidence par les éléments en trace ainsi que par les compositions isotopiques Sr-Nd et Pb.

Les éléments en trace

En particulier, les rapports $(Cs/Rb)_N$, $(Rb/Ba)_N$, $(U/Nb)_N$ et $(Ce/Pb)_N$, de par leurs valeurs constantes au niveau du manteau océanique (cf. chapitre 2) et très fractionnées au niveau des composants sédimentaires, constituent d'excellents outils mettant en évidence une implication éventuelle de matériel crustal dans les sources magmatiques. La synthèse bibliographique effectuée au chapitre 1 s'accorde sur le fait qu'une participation de matériaux subductés à la genèse des laves de Java ne peut que contribuer à l'apparition de tels rapports d'éléments en trace fractionnés dans les magmas émis.

A ce propos, les diagrammes $(Cs/Rb)_N$ - $(Ba/La)_N$ et $(Cs/Rb)_N$ - $(Rb/Ba)_N$ (Fig. 5.29) montrent que les laves arc et arrière-arc de Java-Sumatra se différencient essentiellement des MORB par leurs rapports $(Cs/Rb)_N$ nettement plus élevés; ceux-ci sont globalement intermédiaires entre les rapports $(Cs/Rb)_N$ des MORB (1.51) et ceux des sédiments ($(Cs/Rb)_N$ atteignant 10.2).

Notons que certains échantillons présentent des rapports $(Cs/Rb)_N$ inférieurs à ceux des MORB, dus à un appauvrissement anormal en Cs (échantillon GB6 de Sukadana) ou un excès de Rb (RG16A) comparativement aux autres laves. Etant données les faibles teneurs en Cs du basalte GB6 de Sukadana (0.05ppm), on peut évoquer l'existence de problèmes analytiques en activation neutronique pour la mesure de si faibles concentrations en Cs. Ceci rendrait compte du déficit anormal en Cs de GB6 comparativement aux autres basaltes de Sukadana. Concernant l'échantillon RG16A, une telle solution ne peut être envisagée : en effet, les mesures des teneurs en Rb obtenues par d'autres méthodes analytiques différentes (XRF, par exemple) s'accordent (activation neutronique : Rb=584ppm; fluorescence X : Rb=558ppm). Un problème lié à l'altération de RG16A ne peut non plus être retenu, étant donné, d'une part, que cet échantillon ne présente pas de perte au feu notablement plus élevée par rapport à d'autres basanites du Ringgit; et que, d'autre part, l'altération météorique se traduit par un lessivage des alcalins et non par un enrichissement en ces éléments (cf. chapitre 4). L'enrichissement relatif en Rb de ce dernier échantillon, comparativement aux autres basanites ultrapotassiques du Ringgit, pourrait éventuellement s'expliquer par une accumulation de minéraux caractérisés par des rapports Rb/Sr élevés comme la phlogopite au niveau de cette roche. Ceci permettrait également de rendre compte du déficit relatif en U et Th de cette lave comparativement aux autres roches du Ringgit. Cependant, un certain nombre de données vont à l'encontre de cette explication : cet échantillon ne présente

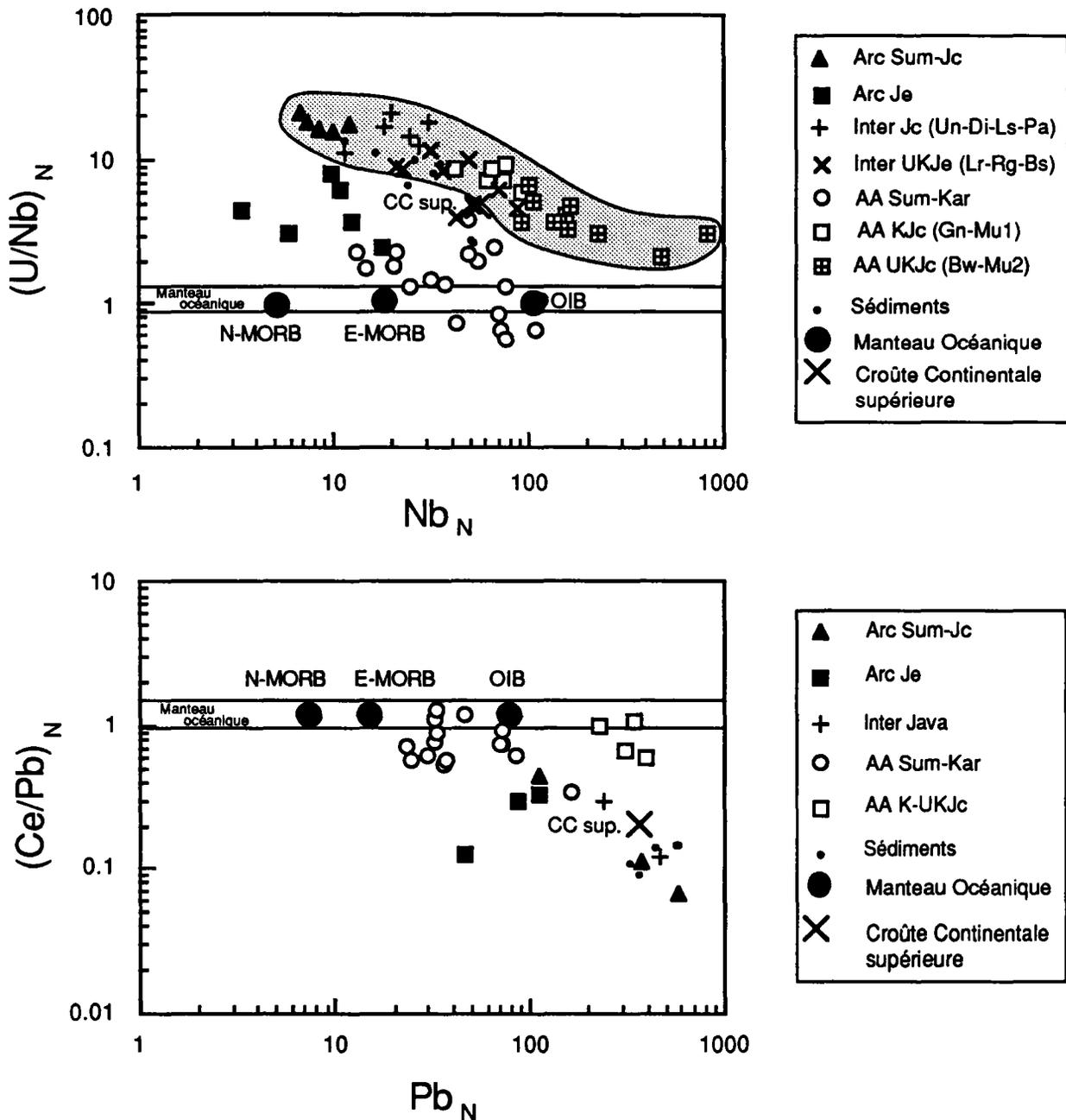


Figure 5.30 : Diagramme $(U/Nb)_N$ - Nb_N et $(Ce/Pb)_N$ - Pb_N des laves de Java-Sumatra par rapport aux sédiments (en Othman et al., 1989; McLennan et al., 1990; ce travail), au manteau océanique (Sun et McDonough, 1989) et à la croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan, 1981). Notons l'alignement dessiné par les échantillons de Java Central (laves des domaines géochimiques arrière-arc, intermédiaire et arc) apportant des contraintes quant à la nature du pôle enrichi recherché.

pas d'enrichissement en K_2O relativement aux autres laves; de plus, l'étude microscopique de RG16A ne montre pas d'accumulation importante de phlogopite au sein de cette lave. On peut supposer que la poudre, utilisée pour les analyses chimiques, contient une proportion plus importante de phlogopite par rapport à l'échantillon étudié microscopiquement.

Les rapports $(Ba/La)_N$ des laves de Java-Sumatra ont également des valeurs plus élevées que celles des rapports $(Ba/La)_N$ des MORB, excepté pour les échantillons présentant un fractionnement important de plagioclases (en particulier, BW13B : $(Ba/La)_N=0.33$). Remarquons également que certaines laves présentent des rapports $(Cs/Rb)_N$, $(Ba/La)_N$ et $(Rb/Ba)_N$ supérieurs à ceux des sédiments; ceci résulterait de processus particuliers à la genèse des magmas au niveau des zones de subduction, et, plus précisément, des processus liés à la déshydratation de la plaque lithosphérique subductée. Signalons également que les caractéristiques géochimiques des quelques sédiments analysés ne sont peut-être pas représentatives de celles des matériaux crustaux subductés. Des analyses d'un plus grand nombre de sédiments permettraient de mieux contraindre la composition de ce pôle sédimentaire.

D'autres outils indicateurs de la présence de sédiments sont les rapports $(Ce/Pb)_N$ et $(U/Nb)_N$ (ou $(Th/Ta)_N$). Sur les diagrammes $(U/Nb)_N-Nb_N$ et $(Ce/Pb)_N-Pb_N$ (Fig. 5.30), nous observons que les laves de Java-Sumatra se caractérisent par des rapports $(Ce/Pb)_N$ et $(U/Nb)_N$ intermédiaires entre ceux du manteau océanique et ceux des sédiments. Certains de ces rapports sont même parfois supérieurs à ceux des sédiments et de la croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan, 1981) et reflètent l'intervention de processus pétrogénétiques liés à la déshydratation de la plaque subductée, évoqués ci-dessus. Remarquons toujours sur ces diagrammes, l'important intervalle de variation des teneurs en Nb et Pb, variation fonction de la nature de la source mais également de la fusion partielle et de la cristallisation fractionnée.

Ces processus de fusion et de différenciation semblent peu influencer le remarquable alignement, défini sur le diagramme $(U/Nb)_N-Nb_N$, depuis les échantillons ultrapotassiques de Bawean et du Muria 2, à rapports $(U/Nb)_N$ relativement faibles (de 2 à 7) jusqu'aux laves de l'arc de Java Central ($(U/Nb)_N$: de 15 à 21) en passant par les échantillons potassiques du Genuk et du Muria 1 et ceux des volcans : Ungaran, Lasem, Patiayam, Dieng. Cet alignement doit être rapporté à la corrélation de mélange $\epsilon Nd-(Th/Ta)_N$ (Th-U et Ta-Nb sont des groupes d'éléments de comportement similaire). Cet alignement établit clairement que la source enrichie des magmas arrière-arc correspond à une source fortement contaminée par les matériaux subductés, de composition semblable à la source enrichie des magmas d'arc.

Le diagramme $(Ce/Pb)_N-Pb_N$ ne met pas en évidence aussi clairement cet alignement, étant donné le faible nombre de mesures de concentrations en Pb effectuées.

Les laves de Java Est présentent des rapports $(U/Nb)_N$ plus faibles que ceux des laves de Java Central (ceci a déjà été remarqué avec les rapports $(Th/Ta)_N$).

Différents degrés de fusion partielle et de différenciation (les magmas arrière-arc du Muria, Bawean, Genuk, Ungaran, Lasem, Patiayam, Dieng sont plus évolués que les laves arrière-arc de Sumatra et des îles Karimunjawa) rendraient compte du non-alignement des laves de Sumatra et des îles Karimunjawa avec celles

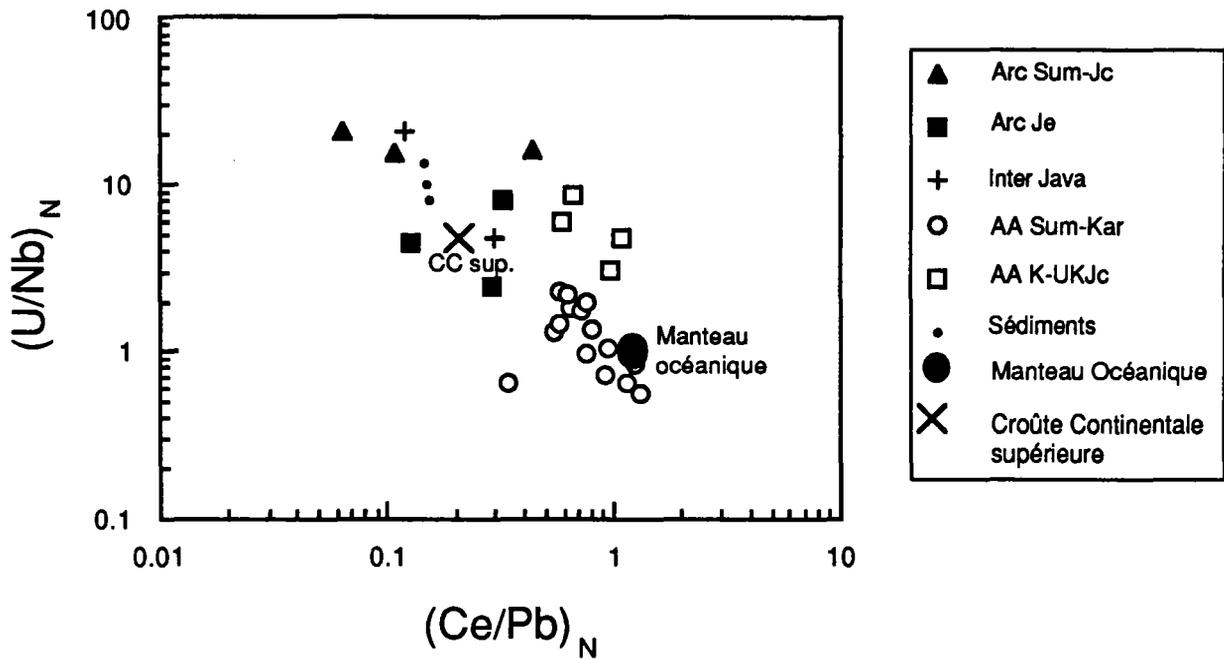


Figure 5.31 : Diagramme $(U/Nb)_N$ - $(Ce/Pb)_N$ comparant les laves de Java-Sumatra aux valeurs de ces rapports rencontrées dans les sédiments (McLennan et al., 1990), le manteau océanique (Sun et McDonough, 1989) et la croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan, 1981). Le pôle enrichi de la corrélation négative observée se caractérise par un déficit relatif en Nb et un enrichissement relatif en Pb.

de Java Central dans les diagrammes $(U/Nb)_N-Nb_N$ et $(Ce/Pb)_N-Pb_N$. Certaines laves de Sumatra se caractérisent par des rapports $(U/Nb)_N$ inférieurs à ceux du manteau. Ceci est dû à un excès de Nb, discuté au paragraphe B-III.3.

Le moyen de s'affranchir des variations liées aux processus de fusion et de cristallisation est de porter sur un diagramme les rapports $(Ce/Pb)_N$ en fonction de $(U/Nb)_N$ (Fig. 5.31). Sur ce diagramme, les échantillons de Java-Sumatra définissent une corrélation négative prouvant le contrôle des anomalies négatives en Nb et positives en Pb par la contribution d'un même composant. Ce composant se caractérise par des rapports $(U/Nb)_N$ élevés (environ 30) et $(Ce/Pb)_N$ faibles (environ 0.06). Les sédiments, à eux seuls, ne peuvent convenir, étant donné leurs rapports $(U/Nb)_N$ plus faibles et $(Ce/Pb)_N$ plus élevés par rapport au composant recherché. Il s'agirait plutôt d'un manteau fortement contaminé par des fluides ou liquides issus de la plaque subductée. Une participation mantellique est nécessaire pour expliquer les faibles, mais significatives teneurs en Nb de ces laves. Rappelons, en effet, le comportement fortement incompatible des éléments Nb-Ta vis-à-vis des fluides ou liquides métasomatiques issus de la plaque subductée (Tatsumi et al., 1986). Cette contribution de matériaux subductés est confirmée également par les anomalies positives en Sr détectées au niveau des spectres hyperétendus des échantillons arc et arrière-arc de Sumatra.

Les compositions isotopiques Sr-Nd et Pb

Dans le diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd-^{87}Sr/^{86}Sr$ (Fig. 5.32a), l'ensemble des données arc et arrière-arc de Java dessine un champ s'étendant du domaine des MORB à celui des sédiments. Un mélange entre une source appauvrie et des sédiments constitue donc une hypothèse fortement envisageable pour rendre compte de compositions isotopiques Sr-Nd des laves de Java.

Ce sont surtout les isotopes du plomb qui permettent clairement de détecter l'implication de composants crustaux subductés. En effet, dans les diagrammes isotopiques du Pb, les laves arc et arrière-arc de Java s'alignent entre le champ des MORB et celui des sédiments (Fig. 5.32b). Les laves de Java sont très radiogéniques en ^{207}Pb ($^{207}Pb/^{204}Pb$ allant jusqu'à 15.8 (MB84A)) et en ^{208}Pb ($^{208}Pb/^{204}Pb$ allant jusqu'à 39.5 (MB84A)). Cette observation s'applique également aux laves arrière-arc, en particulier, l'échantillon MU43, qui présente le rapport $(Th/Ta)_N$ le plus élevé et qui, dans le diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd-(Th/Ta)_N$, est le plus proche du pôle 2, est également celui qui est le plus radiogénique en ^{207}Pb et en ^{208}Pb .

Il apparaît donc, au vu de cette observation et des différentes corrélations présentes dans les diagrammes, que ce sont les sédiments, et, d'une manière plus générale, les composants subductés, qui sont responsables des valeurs les plus radiogéniques en Pb et en Sr, les moins radiogéniques en Nd, et des valeurs $(Th/Ta)_N$ les plus élevées. En fait, comme nous l'avons discuté au cours du premier chapitre, il ne s'agit pas à proprement parler d'une simple contamination en masse par des sédiments, mais plutôt d'une contribution de ces sédiments par l'intermédiaire de fluides ou liquides issus de la plaque subductée. Comme argument, rappelons tout simplement que les sédiments se caractérisent par des rapports $(Th/Ta)_N$ compris entre 6 et 17 ($(Th/Ta)_{N\text{moyen}}=12$), tandis que les laves de Java analysées présentent des rapports $(Th/Ta)_N$ nettement plus

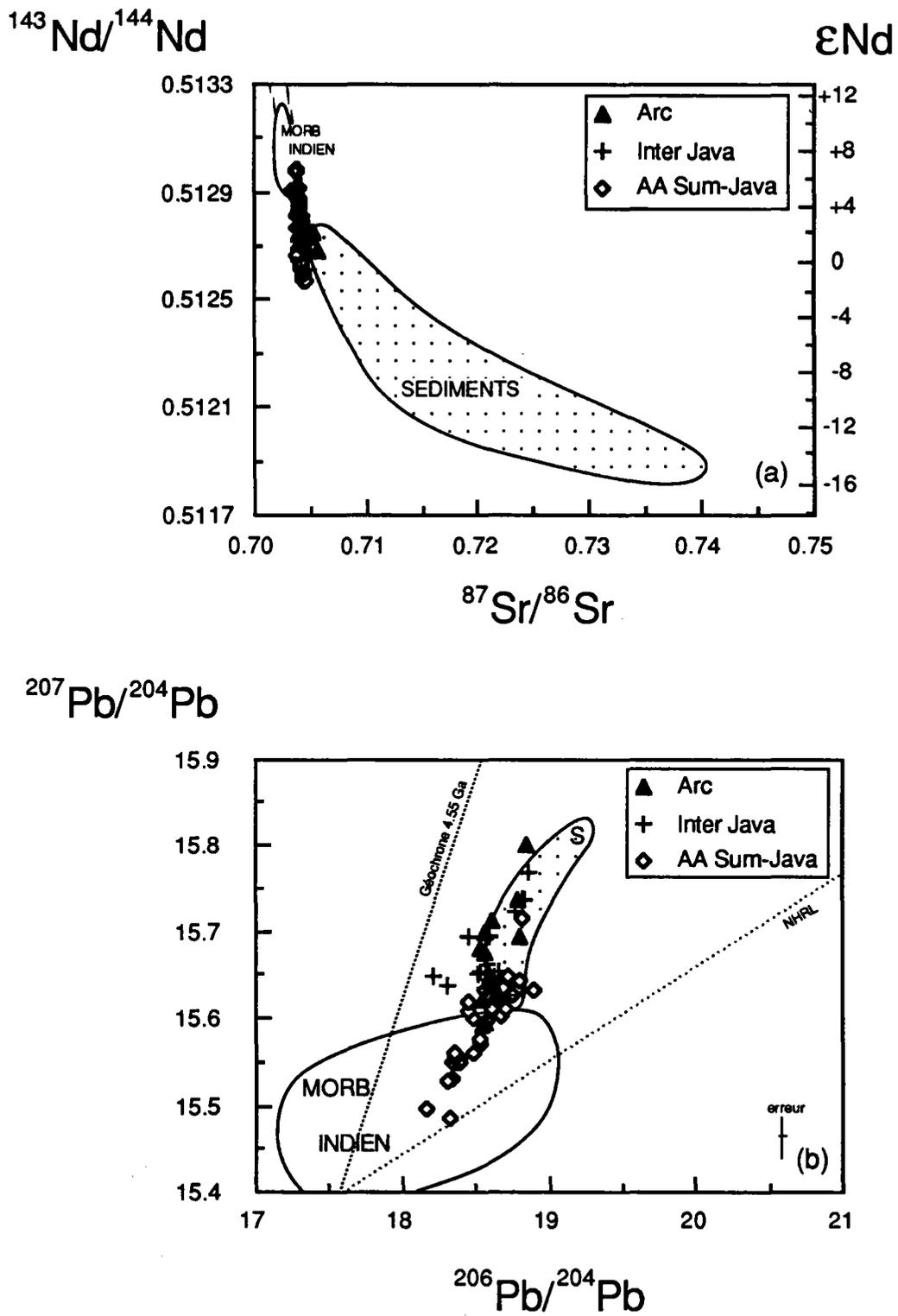


Figure 5.32 : Compositions isotopiques Sr-Nd (a) et Pb (b) des laves de Java-Sumatra comparativement aux MORB Indien et aux sédiments.

élevés, dépassant 40. Un fractionnement de ces rapports est possible grâce à l'intervention de processus pétrogénétiques impliquant des fluides et/ou liquides, comme ceci a été décrit au cours du chapitre 1.

Origine des sédiments

L'arc de Java est l'un des arcs insulaires (avec les Petites Antilles) dont les laves se caractérisent par les compositions isotopiques Pb très radiogéniques. Au niveau des Antilles, White et al. (1985), Dupré et al. (1985), Davidson (1986, 1987)... ont interprété ces compositions isotopiques du plomb par l'intervention de sédiments très anciens issus du craton précambrien de l'Amérique du Sud. Par ailleurs, cette contribution est fortement argumentée, non seulement par les valeurs radiogéniques en ^{207}Pb , mais également par la variation latitudinale des rapports isotopiques du Pb des laves de l'arc qui s'accompagne d'une variation dans le même sens des compositions isotopiques du Pb des sédiments avant-arc (au Sud de l'arc, près de l'embouchure de l'Orénoque, cette participation de vieux sédiments sera nettement plus importante qu'au Nord de l'arc des Antilles) (White et al., 1985; White et Dupré, 1986).

Au niveau de Java, ces sédiments radiogéniques en ^{207}Pb ont deux origines possibles :

- le continent indien, au Nord-Ouest de Java, drainé par le Gange et le Brahmapoutre. Ces fleuves se jettent dans le golfe du Bengale où se déposent d'importantes quantités de sédiments terrigènes. De tels dépôts sont particulièrement considérables au niveau de la fosse de Sumatra où ils forment des turbidites. De tels dépôts terrigènes peuvent également être présents à l'avant du secteur Ouest de Java (Hamilton, 1979).
- le continent australien également d'âge précambrien et situé au Sud de l'île de Java constitue une deuxième source possible rendant compte de cet apport de vieux sédiments terrigènes enrichis en ^{207}Pb . Cependant, les études de Venkatarathnam (1974) et de Palmer et Edmond (1989) nous apprennent que les matériaux sédimentaires situés en avant de Java proviennent en grande partie du continent eurasiatique (cf. chapitre 4).
- les sédiments subductés pourraient également correspondre à d'anciens matériaux volcanogéniques. Comme le soulignent Ben Othman et al. (1989), un cycle a pu exister au cours duquel les sédiments d'origine continentale contribuent à la source des magmas de Java, et ces laves contribuent elle-mêmes à la formation des sédiments. Toutefois, la participation de vieux matériaux sédimentaires d'origine continentale s'avère nécessaire, à un moment donné de l'histoire du magmatisme de Java, pour expliquer les caractéristiques isotopiques des laves de cette île.
- Une autre hypothèse concernant l'origine de ces sédiments est qu'ils correspondent non pas à des sédiments subductés, mais à des sédiments intercalés dans la croûte de l'arc, comme l'ont suggéré Davidson (1986, 1987) et Davidson et Harmon (1989) au niveau de l'arc des Antilles. Ces sédiments doivent être très radiogéniques en Pb. Cette distinction entre contribution de sédiments subductés et contribution de sédiments de la croûte de l'arc à la genèse des laves de Java est possible avec les isotopes de l'oxygène. Au niveau du magmatisme de Java, les seuls rapports isotopiques de l'oxygène disponibles sont ceux mesurés sur des laves du Galunggung

(Gerbe, 1989). Ils nous enseignent l'absence de contamination de ces laves par la croûte de l'arc. Une étude des isotopes de l'oxygène étendue à des laves d'autres édifices de Java mériterait d'être entreprise pour confirmer éventuellement l'absence de contribution de la croûte de l'arc à la genèse des laves de Java. L'âge récent de l'île de Java rend d'ailleurs peu plausible l'existence de sédiments très radiogéniques en Pb.

Quelle que soit leur origine, il s'avère donc que l'hypothèse de participation de vieux composants crustaux enrichis en ^{207}Pb à la source des magmas de Java constituerait l'explication la plus vraisemblable pour rendre compte du caractère radiogénique en ^{207}Pb et en ^{208}Pb des laves de Java. Les conclusions de Whitford (1975), Whitford et Jezek (1982) et de Ben Othman et al. (1989) sont en accord avec cette interprétation. Edwards (1988, 1989) propose également un modèle (autre que celui basé sur l'intervention d'un manteau DUPAL) faisant intervenir des composants subductés pour expliquer les caractéristiques géochimiques des laves potassiques et ultrapotassiques du Muria, Ringgit et Beser. Par ailleurs, Ben Othman et al. (1989) appliquent le diagramme tridimensionnel de Allègre et al. (1987) aux laves d'arc de Java, à quelques laves potassiques du Muria et à quelques sédiments avant-arc. Ces auteurs montrent que toutes les laves de Java (sauf les deux échantillons du Muria) et tous les sédiments (excepté trois d'entre eux) sont colinéaires dans ce diagramme tridimensionnel. Ben Othman et al. (1989) concluent qu'une telle colinéarité suggère fortement une relation génétique entre les sédiments et les magmas de Java. Ces auteurs ne proposent aucune interprétation quant à la genèse des laves du Muria. En effet, non seulement les laves du Muria, mais également quelques sédiments situés en avant de Java sont en dehors de cette colinéarité. Le problème de l'existence d'un lien génétique entre les laves du Muria et les sédiments demeure posé.

La proportion de sédiments impliqués dans la genèse des magmas de Java ne peut être débattue ici, étant donné que nous n'avons pas encore défini la nature des sources appauvries. Cet aspect quantitatif est largement développé dans le paragraphe B-III.5.

Contribution de matériaux subductés autres que les sédiments?

Jusqu'à présent, nous avons surtout largement évoqué la contribution sédimentaire à la genèse des magmas de Java. D'autres composants subductés, notamment des basaltes océaniques altérés participent-ils à une telle genèse? Tout d'abord, remarquons que de tels matériaux ne peuvent être à l'origine des compositions isotopiques radiogéniques en plomb et très peu radiogéniques en Nd. Cependant, il est également tout à fait possible d'envisager une participation de basaltes altérés par l'eau de mer : en effet, sur le diagramme isotopique Sr-Nd (Fig. 11), certains échantillons d'arc (MP21 et MB84A) se situent à droite de la corrélation mantellique. Or, nous avons vu, au premier chapitre, qu'un certain nombre d'auteurs (De Paolo et Wasserburg, 1977; Hawkesworth et al., 1977, 1979a; Von Drach et al., 1986) attribuent une telle configuration à la participation de l'eau de mer à la genèse des magmas orogéniques. Cependant, il faut rester prudent vis-à-vis de cette contribution de l'eau de mer, car, comme le montre le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 5.11), les sédiments subductés peuvent également être à l'origine de ce découplage entre rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Quoiqu'il en soit, il apparaît, d'après le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que cette contribution de l'eau de mer, si elle intervient, affecte préférentiellement la genèse des laves de l'arc comparativement à celles du domaine arrière-arc.

Nous avons montré au chapitre 1 que cette contamination de matériaux subductés s'effectuera sous la forme de fluides ou liquides mobilisant préférentiellement certains éléments (alcalins, alcalino-terreux) au dépens d'autres (Nb-Ta). L'intervention de tels processus pétrogénétiques est nécessaire pour rendre compte des rapports d'éléments en trace $(\text{Th}/\text{Ta})_N$, $(\text{U}/\text{Nb})_N$, $(\text{alcalins}/\text{TR})_N$... nettement plus élevés dans les magmas orogéniques de Java comparativement à ceux des sédiments.

Cependant, précisons que ce ne sont pas à proprement parler les fluides ou liquides, ayant les caractéristiques isotopiques des matériaux subductés, qui correspondent à ce pôle enrichi, mais plutôt un manteau fortement contaminé par ces fluides ou liquides. Effectivement, comme nous l'avons expliqué au début de ce paragraphe, les teneurs faibles mais significatives en Nb-Ta traduisent une certaine contribution mantellique. Les fluides ou liquides, vis-à-vis desquels les éléments Nb-Ta sont fortement incompatibles, présentent des concentrations en ces éléments proches de zéro ($(\text{Th}/\text{Ta})_N$ et $(\text{U}/\text{Nb})_N$ tendent vers l'infini) (Tatsumi et al., 1986). Par conséquent, un manteau fortement métasomatisé conviendrait mieux comme source enrichie des laves arc et arrière-arc de Java-Sumatra.

Deux domaines mantelliques métasomatisés : arc et arrière-arc

En fait, les données géologiques et géochimiques s'accorderaient plutôt avec l'existence de deux domaines mantelliques métasomatisés : l'un, à l'aplomb du domaine arc, serait lié au processus de subduction actuel; le second, à l'aplomb du domaine arrière-arc, serait lié à un processus de subduction plus ancien.

Divers arguments sont proposés en faveur d'un tel modèle :

- Le rôle de la subduction quaternaire dans la genèse des laves ultrapotassiques du Muria, en particulier, a largement été débattu par de nombreux auteurs (Cundari, 1980; Ferrara et al., 1981; Nicholls et Whitford, 1983; Calanchi et al., 1983) sur la base, notamment, du non-alignement de ces laves avec les autres laves de Java dans le diagramme K_2O -profondeur du plan de Benioff (Fig. 5.6a). L'acquisition de données sur les laves des autres édifices ultrapotassiques de Java (Bawean, Lurus, Ringgit, Beser) confirme la localisation indépendante de ces volcans ultrapotassiques vis-à-vis de la profondeur du plan de Benioff (Soeria-Atmadja et al., 1988; Leterrier et al., 1990). Par conséquent, ceci implique une origine indépendante pour ces deux domaines mantelliques enrichis arc et arrière-arc. La localisation des édifices ultrapotassiques arrière-arc serait plutôt liée à la présence de zones de fractures majeures obliques à l'axe de l'arc volcanique, et indépendantes de la profondeur du Benioff (Ferrara et al., 1981; Foden et Varne, 1981; Nicholls et Whitford, 1983; Calanchi et al., 1983; Soeria-Atmadja et al., 1988; Leterrier et al., 1990) (cf. paragraphe B-IV.3 et C-III).

- Le volcan ultrapotassique quaternaire Bawean, très éloigné de l'axe de l'arc volcanique de la Sonde (250km et profondeur du plan de Benioff : 650km), a émis des laves présentant des caractéristiques géochimiques typiquement "orogéniques". La localisation de cet édifice est difficilement compatible avec le modèle

conventionnel de contamination du manteau, situé à l'aplomb de Bawean, par des matériaux subductés issus de la plaque lithosphérique indienne actuelle.

- Nous avons évoqué, tout au long de cette discussion concernant les caractéristiques géochimiques des laves arc et arrière-arc enrichies, le caractère plus "orogénique" des laves d'arc comparativement aux laves arrière-arc : rapports $(Th/Ta)_N$ plus élevés, $(Ce/Pb)_N$ plus faibles, compositions isotopiques ^{207}Pb , ^{208}Pb et ^{87}Sr plus radiogéniques... De telles données suggèrent l'existence d'un manteau plus fortement métasomatisé au niveau du domaine arc relativement au domaine arrière-arc. Le domaine mantellique métasomatisé arrière-arc aurait en quelque sorte subi une "dilution" depuis le début de sa formation. Cette "dilution" n'affecte encore quasiment pas le manteau plus récemment métasomatisé du domaine arc.

En résumé, tous ces points suggèrent fortement que les associations calco-alcalines de l'arc de la Sonde, d'une part, et les associations potassiques de la région arrière-arc, d'autre part, sont issues de deux domaines mantelliques, contaminés, à deux moments différents par les matériaux subductés :

- les premières (arc) seraient générées par un manteau contaminé par des matériaux récemment subductés .
- les secondes (arrière-arc) proviendraient d'un manteau métasomatisé au cours d'un épisode de subduction plus ancien (probablement l'un des épisodes de subduction tertiaire que comporte l'histoire de l'île de Java) (Soeria-Atmadja et al., 1988; Leterrier et al., 1990).

II.3 - Conclusion

Au terme de cette discussion à propos de la nature de la source enrichie des laves de Java, rappelons les conclusions essentielles suivantes :

- La similitude des caractéristiques géochimiques (traces et isotopes) des échantillons appartenant aux corrélations arc (MB84A) et arrière-arc (MU43), proches de ce pôle, indique, en toute vraisemblance, l'existence d'une source enrichie de même nature au niveau des deux domaines arc et arrière-arc.

- Concernant la nature de cette source, nous avons discuté les diverses hypothèses proposées par la bibliographie :

- manteau subcontinental d'après Foden et Varne (1980), Varne (1985), Varne et Foden (1986) : de nombreux arguments géochimiques, notamment les anticorrélations entre les rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{206}Pb/^{207}Pb$ typiques des magmas issus d'un tel manteau, ainsi que des arguments d'ordre chronologique (âge récent de la croûte de Java) défavorisent une telle hypothèse.

- l'anomalie mantellique de type "DUPAL" a été suggérée par Edwards (1988, 1989) pour rendre compte de l'enrichissement en ^{207}Pb de certaines laves de Java. Les caractéristiques isotopiques en ^{207}Pb des magmas de Java, acquises au cours de ce travail, vont à l'encontre d'une telle hypothèse.

- l'hypothèse géochimiquement la plus plausible réside dans la participation de matériaux subductés à la genèse des laves arc et arrière-arc de Java. Une telle contribution rend compte de l'ensemble des

caractéristiques en éléments en trace (rapports $(Th/Ta)_N$, $(U/Nb)_N$, (alcalins/TR) $_N$ élevés et $(Ce/Pb)_N$, $(Nd/Sr)_N$ faibles) et en isotopes Sr-Nd-Pb des magmas de Java. En particulier, la participation de sédiments est clairement mise en évidence par les isotopes du Pb. La croûte de l'arc ne semble pas jouer un rôle important dans la genèse des laves de Java (paragraphe B-I). Aussi, la participation d'anciens sédiments subductés issus probablement du vieux craton précambrien indien constitue l'hypothèse la plus vraisemblable. Mais, comme l'indique le fractionnement des rapports d'éléments en trace des magmas de Java ($(Th/Ta)_N$, $(Ce/Pb)_N$,...) par rapport à ceux des sédiments, nous avons affaire non pas à une contamination en masse de ces matériaux subductés mais à une contamination sélective grâce à l'intervention de processus pétrogénétiques largement décrits et discutés au cours du paragraphe D-II. De plus, les concentrations en Nb-Ta (différentes de zéro) favoriseraient l'hypothèse d'un manteau fortement contaminé par des fluides ou liquides issus de la plaque subductée plutôt qu'une source enrichie limitée uniquement à ces fluides ou liquides.

Par ailleurs, les données géologiques et géochimiques argumentent l'existence de deux épisodes de contamination distincts du manteau de Java : les magmas d'arc seraient issus d'un domaine mantellique contaminé par le processus de subduction quaternaire; la genèse des magmas arrière-arc nécessite l'existence d'un manteau dont la métasomatose serait liée à des évènements de subduction antérieurs, d'âge Tertiaire éventuel.

Les caractéristiques géochimiques de ce pôle enrichi sont les suivantes :

$$(Th/Ta)_N > 41.5$$

$$\epsilon Nd = -1.4 \quad ({}^{143}Nd/{}^{144}Nd = 0.51257)$$

$${}^{87}Sr/{}^{86}Sr > 0.706$$

$${}^{206}Pb/{}^{204}Pb = 18.9$$

$${}^{207}Pb/{}^{204}Pb = 15.8$$

$${}^{208}Pb/{}^{204}Pb = 39.5$$

Ces valeurs approximatives sont définies à partir des diagrammes rapports isotopiques Sr-Nd-Pb- $(Th/Ta)_N$.

III - SOURCE APPAUVRIE ($\epsilon_{Nd} > 0$) DU DOMAINE ARC

III.1 - Corrélation arc $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $(\text{Th}/\text{Ta})_N$. Eléments en trace

III.1a - Corrélation arc $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $(\text{Th}/\text{Ta})_N$

Nous avons vu que la corrélation de l'arc correspond à une courbe de mélange quasiment linéaire; elle se caractérise donc par un rayon de courbure, équivalent au rapport $(\text{Nd}/\text{Ta})_N^{\text{pôle appauvri}} / (\text{Nd}/\text{Ta})_N^{\text{pôle enrichi}}$, voisin de 1. L'étude du diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = f((\text{Th}/\text{Ta})_N)$ nous permet de disposer de trois outils géochimiques pour définir la nature des sources : les rapports d'éléments en trace $(\text{Th}/\text{Ta})_N$, $(\text{Nd}/\text{Ta})_N$ et les compositions isotopiques du Nd.

Au cours du paragraphe précédent, nous avons vu que le pôle enrichi est représenté par l'échantillon MB84A, présentant les caractéristiques d'éléments en trace suivantes :

$$(\text{Th}/\text{Ta})_N = 41.5$$

$$\text{Ta} = 0.20 \text{ ppm}$$

$$\text{Nd} = 15.55 \text{ ppm}$$

$$\text{d'où } (\text{Nd}/\text{Ta})_N = 4.02$$

Pour obtenir une hyperbole caractérisée par un rayon de courbure équivalent à 1, il est nécessaire que le pôle appauvri ait un rapport $(\text{Nd}/\text{Ta})_N$ voisin de 4, ce qui est le cas des échantillons du Lamongan qui sont les laves représentatives de ce pôle sur le diagramme ϵ_{Nd} - $(\text{Th}/\text{Ta})_N$. Plus précisément, les rapports $(\text{Nd}/\text{Ta})_N$ des échantillons du Lamongan varient entre 2.76 et 4.86.

Les autres caractéristiques géochimiques de ce pôle appauvri sont :

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} > 0.51292 \text{ } (\epsilon_{Nd} = +5.5)$$

$$(\text{Th}/\text{Ta})_N < 4.1$$

Les rapports isotopiques du Nd nous informent que cette source présente un caractère appauvri de type océanique correspondant soit un manteau de type MORB (N-MORB ou E-MORB), soit à une source mantellique de type OIB (certains OIB présentent effectivement de telles valeurs pour le paramètre ϵ_{Nd}).

Pour préciser la nature de cette source, comparons la valeur du rapport $(\text{Nd}/\text{Ta})_N$ de cette source, définie à partir des échantillons de l'arc, et les valeurs de ces rapports, rapportées par la bibliographie, au niveau de sources océaniques de type N-MORB, E-MORB et OIB.

$$\text{Pôle 1a : } (\text{Nd}/\text{Ta})_N \text{ : de 2.8 à 4.9}$$

Les valeurs du rapport $(\text{Nd}/\text{Ta})_N$ typiques d'une source de type N-MORB sont :

$$\text{- Sun et McDonough (1989) : } (\text{Nd}/\text{Ta})_N = 2.85$$

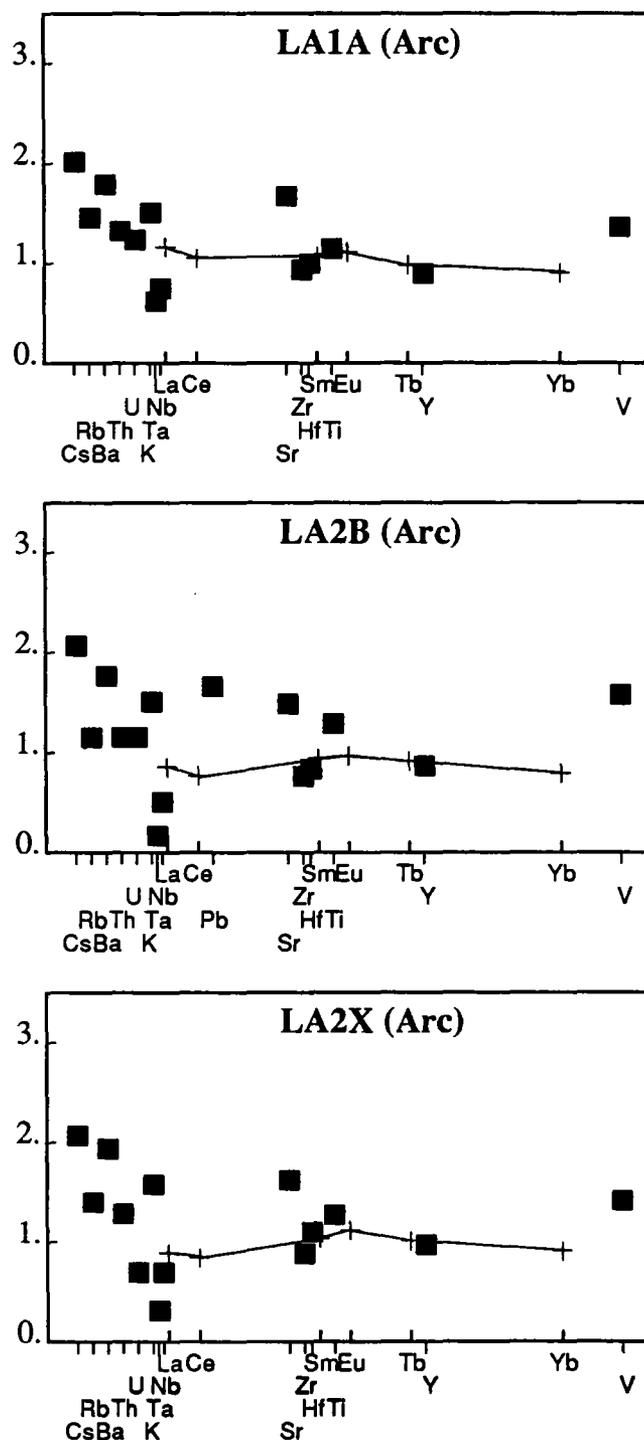
$$\text{- Hofmann (1988) : } (\text{Nd}/\text{Ta})_N = 3.00$$

$$\text{- Loubet et al. (1988) : } (\text{Nd}/\text{Ta})_N = 3.22$$

Les valeurs de ce rapport au niveau d'une source de type E-MORB sont :

$$\text{- Sun et McDonough (1989) : } (\text{Nd}/\text{Ta})_N = 0.98$$

Figure 5.33 : Spectres de TR hyperétendus des laves d'arc du Lamongan, laves représentatives du pôle appauvri recherché. Notons, en particulier, le fractionnement Nb-Ta qui caractérise les échantillons LA2B et LA2X (rapport Nb/Ta atteignant 36.5) probablement lié à l'existence de problèmes analytiques au niveau de la mesure de si faibles concentrations en Nb et Ta ($Ta < 0.07\text{ppm}$ et $Nb < 3\text{ppm}$). Pour référence, la valeur Nb/Ta de l'ensemble des roches basiques terrestres est de $16.1 \pm 0.5\text{ ppm}$ (Bougault et al., 1990).



Une source de type OIB présente des valeurs encore plus faibles pour ce rapport, à savoir :

- Sun et McDonough (1989) : $(Nd/Ta)_N=0.73$.

Ces données bibliographiques indiquent que le pôle appauvri de cette corrélation arc correspondrait plutôt à une source mantellique de type N-MORB.

III.1b - Eléments en traces : raisons du choix du rapport $(Nb/Zr)_N$

Cet appauvrissement en éléments en trace se reflète également au niveau des spectres de TR hyperétendus des échantillons de la série récente du Lamongan (spectres plats à légèrement appauvris en TR légères) (Fig. 5.33). Notons, cependant, au niveau des laves basaltiques du Lamongan, une cumulation de minéraux comme les minéraux opaques et les pyroxènes mis en évidence par des teneurs anormalement élevées en Ti-V (Ti : de 6400 à 9000 ppm, V : de 500 à 830 ppm) et Sc (de 40 à 73 ppm) par rapport à d'autres laves basaltiques d'arc de Java (Ti : de 5500 à 7500 ppm, V : de 309 à 337 ppm, Sc : 27 ppm environ). Etant donné que la forme de ces spectres est plus ou moins sensible à ces processus de cumulation et de fusion partielle, il est plus judicieux d'utiliser des rapports d'éléments en trace de coefficients de partage voisins. Concernant ce choix, favorisons des éléments fortement compatibles vis-à-vis de la plaque subductée de telle sorte que leurs concentrations dans les laves des volcans de l'arc reflètent directement celles du manteau subarc, non contaminé par la subduction. De tels éléments ne peuvent donc correspondre aux alcalins, aux alcalino-terreux, aux éléments Pb, Th, U. Le comportement des TR vis-à-vis des processus de déshydratation de la plaque subductée est assez mal connu. Seules les TR lourdes ne semblent pas mobiles vis-à-vis des fluides (Tatsumi et al., 1986).

Les éléments restant : Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, V ne sont pas mobilisés par les fluides. Le fractionnement souvent précoce de la titanomagnétite modifie considérablement les teneurs en Ti et V dans les laves d'arc; aussi nous abstenons nous de considérer ces deux éléments. Le niobium et le tantale présentent une importante incertitude analytique pour les faibles concentrations : ceci explique le fractionnement Nb/Ta anormal pour les échantillons les plus appauvris du Lamongan en ces éléments (Fig. 5.33). Notons que tous les autres échantillons analysés se caractérisent par des rapports Nb/Ta compris entre 11.1 et 28.3 (moyenne : $(Nb/Ta)_m=17.6 \pm 0.9$ (2σ ; $n=62$)). Une telle valeur moyenne s'accorde avec celle obtenue par Bougault (1980) et Bougault et al. (1990) sur les basaltes océaniques.

De même que Nb et Ta, Zr et Hf ont un comportement tout à fait similaire se reflétant par un rapport Zr/Hf constant dans la nature, du moins pour des roches peu évoluées ($Zr/Hf=42 \pm 1.6$ (2σ ; 38 données de roches basiques)). Cette valeur moyenne est également en accord avec celle définie par Bougault (1980).

L'intérêt des éléments Zr, Nb, Ta, Hf réside dans leurs propriétés suivantes :

- Par leur non-mobilité vis-à-vis de l'altération et, d'une manière générale, des fluides (Bienvenu, 1989), les rapports Nb/Zr et/ou Ta/Hf offrent un intérêt tout particulier quant à l'étude des caractéristiques géochimiques primaires du manteau sous-jacent à l'arc.

- Les degrés de fusion partielle générant les magmas d'arc sont suffisamment importants (10-25%) (Klein et

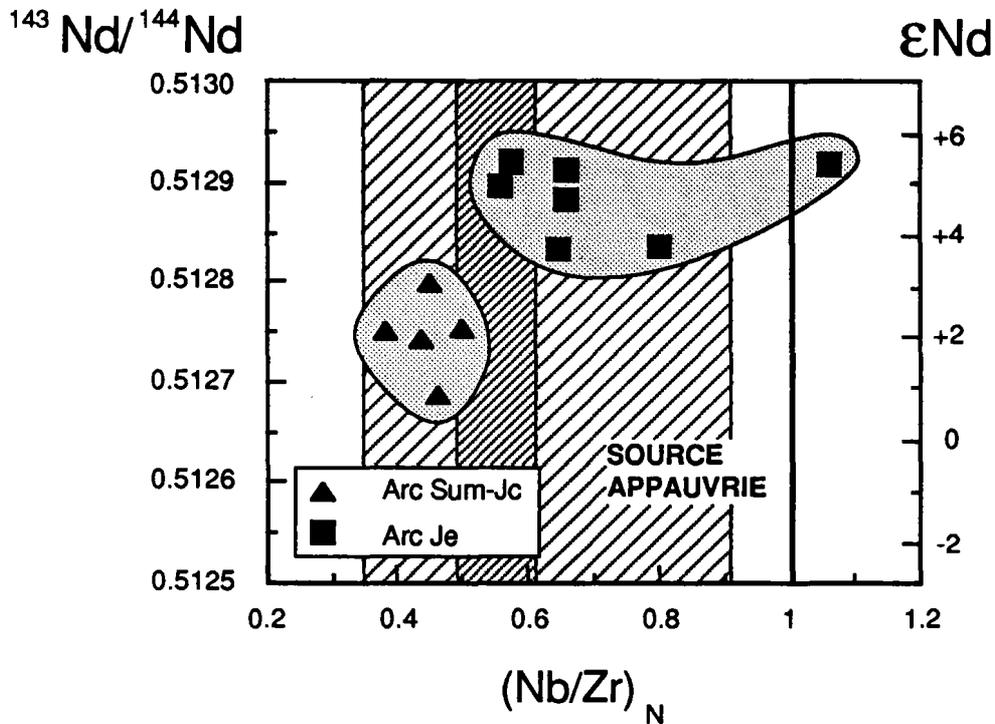


Figure 5.34 : Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ des laves d'arc de Sumatra-Java Central et de Java Est. Les rapports $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ de ces laves généralement inférieurs à 1 témoignent du caractère appauvri (en éléments en trace hygromagmaphiles) de la source mantellique primaire des laves d'arc. Les zones hachurées correspondent : à la gamme de variation $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ observée dans l'ensemble des laves d'arc de Java (zones moins densément hachurées); à l'intervalle $[(\text{Nb}/\text{Zr})_N]_{\text{moyen}} - 2\sigma; (\text{Nb}/\text{Zr})_N]_{\text{moyen}} + 2\sigma$ ($(\text{Nb}/\text{Zr})_N]_{\text{moyen}}$: moyenne du rapport $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ dans les laves d'arc (zones moins densément hachurées) (données de Whitford et al., 1975; ce travail).

Langmuir, 1987; Planck et Langmuir, 1988) pour ne modifier que légèrement les rapports Nb/Zr primaires des laves. De très faibles degrés de fusion partielle, quant à eux, fractionneraient considérablement de tels rapports (Le Roex, 1987), compte tenu de l'existence de propriétés chimiques (rayons ioniques, charges) distinctes entre les éléments Nb-Ta et Zr-Hf.

De par ces propriétés, ces rapports d'éléments en trace Nb/Zr et Ta/Hf sont des outils fréquemment utilisés pour définir le caractère appauvri ou enrichi du manteau à l'aplomb des dorsales océaniques (Bougault, 1980; Bougault et Treuil, 1980; Le Roex, 1987; Bougault et al., 1988; ...).

Concluons que les rapports Nb/Zr et Nb/TR lourdes (cf. début de ce paragraphe) des laves d'arc permettent donc d'identifier la composition du manteau non contaminé par la subduction; cependant, le rapport Nb/Zr offre un intérêt prépondérant (comparativement au rapport Nb/TR lourdes) : les éléments Zr et Nb, du fait de leurs coefficients de partage plus proches comparativement aux éléments Nb et TR lourdes, fractionnent moins l'un par rapport à l'autre lors du processus de fusion partielle.

III.1c - Rapports $(\text{Nb/Zr})_N$ des laves d'arc de Java-Sumatra

L'ensemble des échantillons analysés des volcans de l'arc de Java-Sumatra se caractérise par des rapports $(\text{Nb/Zr})_N$ compris entre 0.38 (RB41) et 1.06 (BL39) (Fig. 5.34). Remarquons, sur cette figure, que les laves d'arc de Java Est semblent se distinguer de celles de Java Central par des rapports $(\text{Nb/Zr})_N$ plus élevés. Ceci ne serait que le simple reflet du nombre d'analyses relativement faible des laves d'arc de Java acquis au cours de ce travail. En effet, si, à nos données, nous joignons celles de la bibliographie (analyses des laves des volcans d'arc de Java effectuées par Whitford (1975) avec 3 à 5% d'erreur (σ) sur les mesures en Nb et Zr), on ne distingue plus les laves d'arc de Java Central et celles de Java Est et les rapports $(\text{Nb/Zr})_N$ s'échelonnent de 0.35 à 0.91, avec une valeur moyenne : $((\text{Nb/Zr})_N)_m = 0.55 \pm 0.06$ ($n=33$) (Fig. 5.34).

Rappelons que les N-MORB présentent un rapport moyen $(\text{Nb/Zr})_N$ équivalent à 0.37 (Hofmann, 1988; Sun et McDonough, 1989) et les E-MORB un rapport $(\text{Nb/Zr})_N$ égal à 1.27 (Sun et McDonough, 1989). Au vu de ces informations, la source mantellique des laves des volcans de Java semble correspondre à une source appauvrie en éléments hygromagmaphiles, pas aussi appauvrie, cependant, qu'une source de type N-MORB. Il s'agirait d'une source transitionnelle, globalement intermédiaire entre manteau de type N-MORB et un manteau chondritique ($(\text{Nb/Zr})_N=1$), et localement hétérogène comprenant des zones plus ($(\text{Nb/Zr})_N > 0.37$) ou moins ($(\text{Nb/Zr})_N < 0.37$) enrichies en éléments hygromagmaphiles comparativement à un manteau de type N-MORB.

Vukadinovic et Nicholls (1989) ont utilisé les mêmes rapports d'éléments en trace pour identifier la source des magmas de l'édifice Slamet de Java. Ils concluent également qu'un manteau de type MORB transitionnel est présent à l'aplomb du Slamet.

Si nous comparons les valeurs de ces rapports $(\text{Nb/Zr})_N$ avec celles de laves d'autres arcs, nous constatons qu'une source appauvrie en éléments hygromagmaphiles, domine à l'aplomb de la plupart des arcs insulaires :

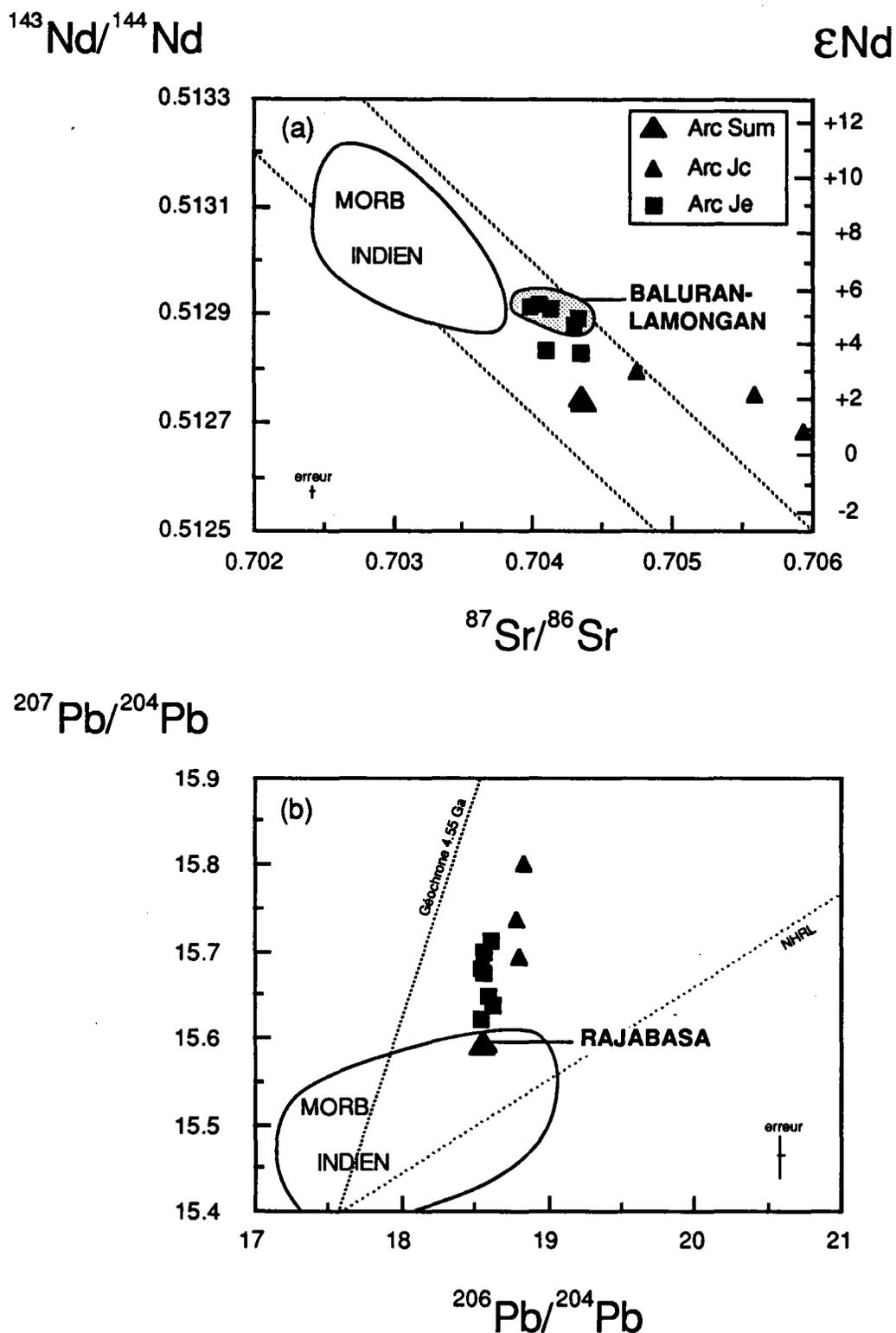


Figure 5.35 : Diagrammes isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (a) et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) des laves d'arc de Java-Sumatra. Nous considérerons surtout les laves les moins radiogéniques en Sr-Pb et les plus radiogéniques en Nd : celles des volcans Baluran, Lamongan et Rajabasa.

- Antilles : $(\text{Nb/Zr})_N$: de 0.61 à 1.14 (Thirwall et Graham, 1984)
- Kouriles : $(\text{Nb/Zr})_N$: de 0.31 à 0.78 (Bailey et al., 1989)
- Philippines : $(\text{Nb/Zr})_N$: de 0.57 à 0.88 (Mukasa et al., 1987; Defant et al., in press).

En conclusion à cette caractérisation du point de vue éléments en trace de la source des magmas d'arc, l'ensemble des données et notamment les rapports $(\text{Th/Ta})_N$, $(\text{Nd/Ta})_N$, $(\text{Nb/Zr})_N$ et, dans une moindre mesure, les spectres de TR s'accordent quant à la contribution d'un manteau de type appauvri en éléments hygromagmaphiles à la genèse des laves des volcans d'arc de Java.

Au terme de cette discussion, nous concluons que les laves de l'arc de Java sont le résultat d'un mélange simple entre un manteau enrichi, fortement contaminé par des matériaux subductés et un manteau appauvri quelque peu hétérogène du point de vue éléments en trace (variabilité des rapports $(\text{Nb/Zr})_N$ et $(\text{Nd/Ta})_N$) (à moins que ces fractionnements ne soient plutôt le fait de processus pétrogénétiques).

Essayons maintenant de caractériser cette source appauvrie en éléments en trace du point de vue rapports isotopiques Sr-Nd-Pb.

III.2 - Rapports isotopiques Sr-Nd-Pb

Pour caractériser ce pôle du point de vue des compositions isotopiques Sr-Nd-Pb, nous nous intéresserons plus particulièrement aux échantillons les plus radiogéniques en Nd (Fig. 5.35a) et les moins radiogéniques en Sr-Pb (Fig. 5.35a et b), à savoir les laves des volcans d'arc de Java Est et ceux de Sumatra (Rajabasa). Sur le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-(\text{Th/Ta})_N$ (Fig. 5.18b), les échantillons du Baluran et du Lamongan sont les plus radiogéniques en Nd. Au vu des spectres de TR hyperétendus des basaltes calco-alcalins de ces deux édifices (Fig. 5.33 où sont représentées les laves du Lamongan, par exemple), il apparaît très clairement que les laves de ces volcans montrent une certaine contamination par des matériaux subductés (anomalies négatives en Nb-Ta, enrichissement en alcalins, alcalino-terreux, en U, Pb, Th comparativement aux TR). Les compositions isotopiques qui caractérisent ces échantillons correspondent donc à une limite inférieure pour le Nd et supérieure pour le Sr et le Pb, pour ce qui est de la source appauvrie. Dans le paragraphe précédent, nous avons vu que les compositions isotopiques en Nd définissent une source mantellique typiquement océanique avec $\epsilon\text{Nd} > +5.5$. Les compositions isotopiques maximales de cette source sont les suivantes :

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.70396$$

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18.5$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15.6$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 38.6$$

Dans les diagrammes isotopiques du Pb et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, nous constatons que les laves d'arc les moins radiogéniques en Pb appartiennent à la partie la plus radiogénique en Pb du champ des MORB

Indien, ou alors étant légèrement plus radiogéniques en Sr, ils se situent en-dehors du domaine des MORB Indien (Fig. 5.35).

De telles compositions isotopiques ne refléteraient-elles pas l'existence d'une source mantellique anormalement radiogénique en Sr-Pb à l'aplomb de l'arc? Comme nous, Ben Othman et al. (1989) ont observé que les compositions isotopiques du plomb des laves des volcans de Java se situent, dans les diagrammes isotopiques du Pb, au-dessus du champ des MORB, ou du moins dans la partie la plus radiogénique de celui-ci. Ces auteurs suggèrent que le composant mantellique situé à l'aplomb des volcans d'arc est plus radiogénique que le manteau subindien. Ben Othman et al. (1989) concluent que, soit un manteau de type OIB, soit un manteau de nature subcontinentale pourrait rendre compte du caractère radiogénique des compositions isotopiques du Pb. Varne et Foden (1986) ont également proposé l'existence d'un manteau océanique anormal sous l'Est de l'arc de la Sonde.

On peut également tout simplement imaginer qu'un manteau subocéanique analogue au manteau subindien, qui comporte l'anomalie DUPAL, pourrait être à l'origine des compositions isotopiques radiogéniques en Sr-Pb des laves de l'arc Java-Sumatra. En effet, on observe, sur la figure 5.35b, que les compositions isotopiques du Pb des laves du Rajabasa prolongent celles de Java jusque dans le champ des MORB.

De plus, le fait que les laves d'arc se situent en dehors du champ des MORB (diagramme isotopique Sr-Nd) ne constitue pas un argument convaincant quant à la non-participation d'une source de type MORB à la genèse de ces laves. On peut citer le cas de l'arc des Antilles où l'ensemble des laves se caractérise par des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ généralement plus radiogéniques que ceux des MORB Atlantique, et, où, cependant, ces données sont interprétables en terme de mélange entre des composants subductés et une source de type MORB (White et Dupré, 1986; Davidson, 1986, 1987; ...). Pour la partie Ouest de l'arc de la Sonde, également, les échantillons les moins radiogéniques en ^{87}Sr montrent, du point de vue éléments en trace, une certaine contribution de matériaux subductés, comme nous l'avons noté ci-dessus. Nous pouvons supposer, à partir de ces observations, que les compositions isotopiques radiogéniques en ^{207}Pb et en ^{87}Sr par rapport à la moyenne des MORB Indien témoigneraient tout simplement de cette participation de matériaux subductés. Nous pouvons alors suggérer que cette source appauvrie (ou plutôt transitionnelle) en éléments hygromagmaphiles, serait peu radiogénique en ^{87}Sr , ^{207}Pb , ^{208}Pb et radiogénique en ^{143}Nd : elle pourrait correspondre à une source mantellique de type MORB. Il est clair également que l'anomalie DUPAL peut être présente au niveau de cette source mantellique. La source des MORB Indien qui comporte cette anomalie, peut tout à fait correspondre à cette source appauvrie.

Autres sources envisageables :

- Source de type OIB

Une source de type OIB pourrait plus difficilement convenir, étant donné que, généralement, ce type de source se caractérise par des spectres plutôt enrichis en éléments hygromagmaphiles (Le Roex, 1987); ceci s'oppose à ce que l'on a mis en évidence au niveau de la source mantellique des édifices de l'arc Java-Sumatra.

	MORB INDIEN (m)	POLE APPAUVRI (LAVES ARC DE JAVA)
(Th/Ta) _N	1.45 ± 0.27 (n=10)	< 4.1
(Nb/Zr) _N	0.26 ± 0.06 (n=12)	0.55 ± 0.06 (n=33)
(Nd/Ta) _N	4.00 ± 1.95 (n=7)	3.13 ± 0.60 (n=12)
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70302 ± 0.000007 (n=47)	< 0.70396
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.51305 ± 0.00001 (n=47) (εNd = +7.9 ± 0.3)	> 0.51292 (εNd > +5.5)
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.02 ± 0.12 (n=43)	< 18.53
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.48 ± 0.01 (n=43)	< 15.59
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	37.89 ± 0.10 (n=43)	< 38.62

Tableau 5.6 : Comparaison des caractéristiques géochimiques des MORB Indien avec celles des laves d'arc représentatives du pôle appauvri recherché.

- Manteau subcontinental

On pourrait également penser qu'un manteau subcontinental dont l'âge récent au niveau de Java (les âges les plus anciens de la croûte de Java remontent à 140 Ma) (Hamilton, 1979) expliquerait cet appauvrissement en éléments en trace, ainsi que le caractère peu radiogénique en Sr-Pb du pôle recherché. Cependant, on devrait observer des compositions isotopiques Sr-Pb plus élevées au niveau des laves d'arc de Sumatra, étant donné l'âge nettement plus ancien de la croûte de cette île (au moins d'âge Paléozoïque). Or, c'est l'inverse que l'on observe.

En conclusion à cette caractérisation isotopique du pôle appauvri intervenant dans la genèse des magmas d'arc, nous retiendrons qu'un manteau subocéanique, de même type que la source des MORB Indien, constitue une hypothèse fortement envisageable pour un tel pôle.

III.3 - Conclusion

Au terme de cette étude, il apparaît que le second pôle de mélange participant à la genèse des magmas d'arc correspond à une source de type MORB Indien, appauvrie en éléments hygromagmaphiles et peu radiogénique en Sr-Pb et radiogénique en Nd. Le mélange de ce manteau subocéanique avec un manteau enrichi, fortement contaminé par la subduction expliquerait toutes les caractéristiques géochimiques des laves d'arc de Java-Sumatra.

Comparons les caractéristiques géochimiques des MORB de l'océan Indien avec celles du pôle appauvri, définies par les laves d'arc de Java-Sumatra (Tableau 5.6).

Nous avons uniquement considéré les N-MORB de l'océan Indien (tous les MORB caractérisés par des spectres de TR appauvris) (Cohen et al., 1980; Cohen et O'Nions, 1982; Hamelin et al., 1985/86; Michard et al., 1986; Newsom et al., 1986; Price et al., 1986; Dosso et al., 1988; Klein et al., 1988; Mahoney et al., 1989). Les nombres figurant entre parenthèses indiquent le nombre d'échantillons pris en compte pour calculer ces moyennes de rapports d'éléments en trace et de rapports isotopiques. La lettre m représente le pôle MORB Indien (appauvri en éléments HYG) moyen (Tableau 5.6, Fig. 5.36a).

En comparant les valeurs isotopiques moyennes des N-MORB Indien et les valeurs isotopiques limites du pôle appauvri, nous constatons, au premier abord, qu'une source mantellique de type N-MORB peut convenir pour ce pôle. Cependant, nous remarquons, en prolongeant le domaine des laves d'arc de Java-Sumatra jusqu'à la NHRL dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ (Fig. 5.36a) et jusqu'à l'axe des ordonnées dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=f((\text{Th}/\text{Ta})_N)$ (Fig. 5.36b) que la genèse de ces laves nécessiterait un pôle appauvri, un peu plus radiogénique en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et un peu moins radiogénique en Nd que la source des MORB Indien. De plus, nous notons également que cette source se caractériserait par des rapports $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ plus élevés et $(\text{Nd}/\text{Ta})_N$ plus faibles que le manteau N-MORB Indien et serait donc légèrement plus enrichie en éléments hygromagmaphiles par rapport à ce dernier. Si, maintenant, nous ne considérons que les MORB

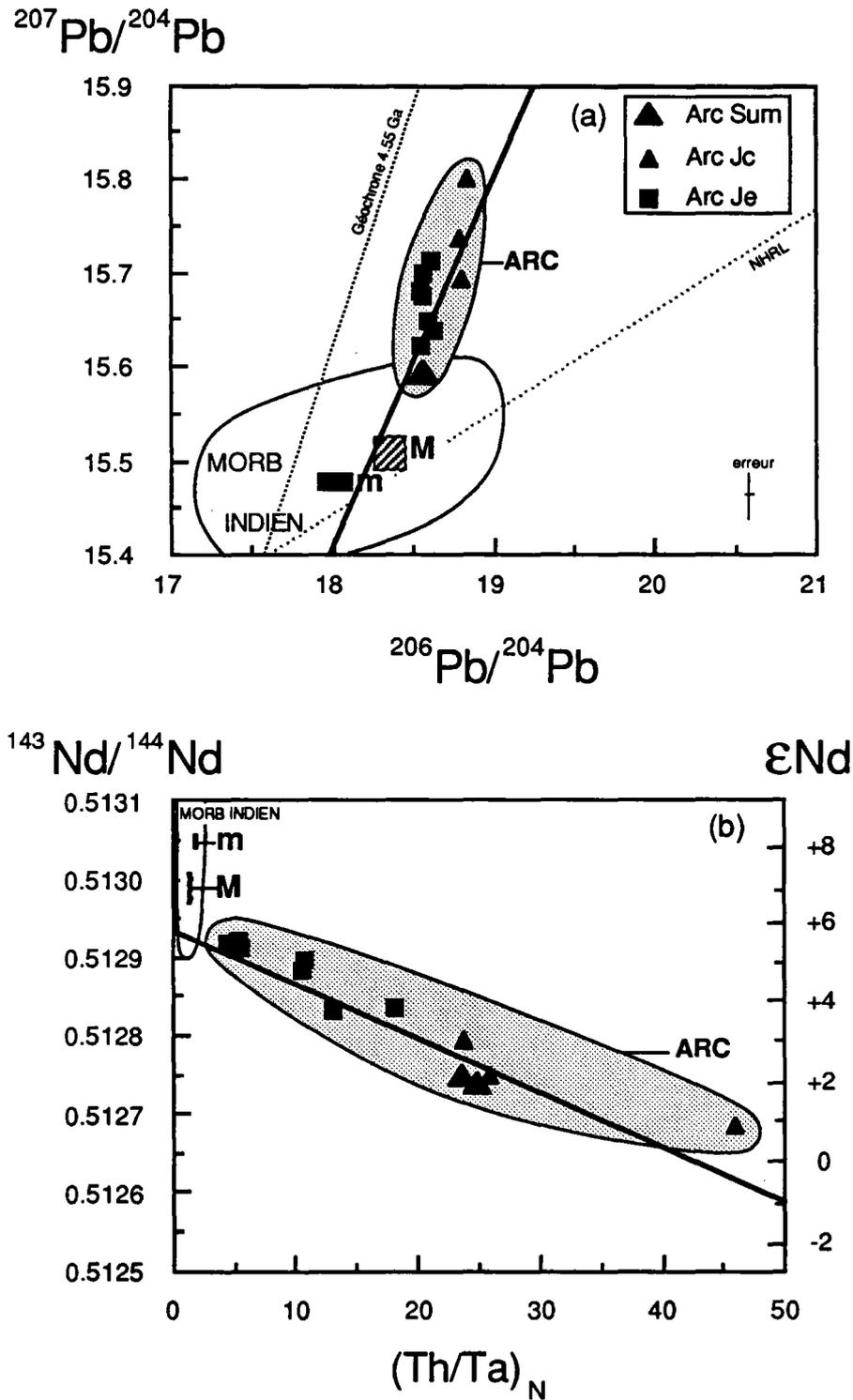


Figure 5.36 : Diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a) et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ (b) des laves d'arc de Sumatra-Java. Deux sources sont envisagées : m (moyenne des MORB Indien appauvris en éléments HYG (cf. références bibliographiques dans le texte)) et M (moyenne des MORB Indien appauvris en éléments HYG et plus radiogéniques en Pb et moins radiogéniques en Nd par rapport à m).

Indien les plus radiogéniques en Sr-Pb et les moins radiogéniques en Nd par rapport aux valeurs moyennes définies ci-dessus (tous les échantillons ayant des compositions isotopiques Sr-Pb supérieures à celles de la moyenne des MORB de l'océan Indien appauvris en éléments HYG et des compositions isotopiques Nd inférieures à celles de cette moyenne), nous obtenons les nouvelles données suivantes correspondant au pôle M:

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{M}}=0.70319 \pm 0.00002$	(n=22)
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{M}}=0.51299 \pm 0.00002$	(n=22)
$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{M}}=18.34 \pm 0.11$	(n=21)
$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{M}}=15.51 \pm 0.02$	(n=21)
$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{M}}=38.25 \pm 0.16$	(n=21)
$((\text{Nb}/\text{Zr})_{\text{N}})_{\text{M}}=0.8 (\pm 0.78)$	(n=4)
$((\text{Nd}/\text{Ta})_{\text{N}})_{\text{M}}=2.9 (\pm 3.59)$	(n=4)
$((\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}})_{\text{M}}=1.30 (\pm 0.18)$	(n=4)

(MORB Indien appauvris en éléments HYG et radiogéniques en Sr-Pb et peu radiogéniques en Nd: données de Cohen et al., 1980; Cohen et O'Nions, 1982; Dupré et Allègre, 1983; Hamelin et Allègre, 1985; Michard et al., 1986; Dosso et al., 1988; Klein et al., 1988; Mahoney et al., 1989). Les erreurs 2σ entre parenthèses ne signifient rien en raison du trop faible nombre de rapports pris en compte.

Si nous reportons l'ensemble de ces données dans les diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=f((\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$ (Fig. 5.36), nous nous apercevons qu'une source de type MORB Indien radiogénique en Sr-Pb convient nettement mieux à la genèse des laves d'arc de Java-Sumatra. Notons cependant, dans le diagramme 5.36a, que la droite de mélange (droite de régression linéaire) ne passe pas clairement par le point M. De même, cette droite de mélange ne passe pas par ce point M dans le diagramme 5.36b. Il faut, pour ce diagramme, envisager soit la contribution d'une source MORB encore moins radiogénique en Nd, soit, tout simplement, une ligne de mélange non pas parfaitement linéaire comme nous l'avons dessiné, mais légèrement hyperbolique. (Ceci serait probablement plus proche de la réalité).

Ceci s'observe également, du point de vue éléments en trace, avec les rapports $(\text{Nd}/\text{Ta})_{\text{N}}$ de ces MORB radiogéniques, beaucoup plus proches en moyenne des rapports $(\text{Nd}/\text{Ta})_{\text{N}}$ des laves d'arc de Java-Sumatra. Néanmoins, concernant ce rapport et le rapport $(\text{Nb}/\text{Zr})_{\text{N}}$, on ne peut conclure, étant donné le très faible nombre d'analyses en ces éléments en trace effectuées sur les MORB Indien responsable d'erreurs importantes.

Nous concluons donc qu'une source de type MORB Indien radiogénique en ^{87}Sr - ^{207}Pb - ^{208}Pb (manteau DUPAL), relativement peu radiogénique en Nd (par rapport à la moyenne des N-MORB Indien) et caractérisée par des spectres de TR hyperétendus appauvris, correspondrait au pôle appauvri nécessaire pour rendre compte de la genèse des laves d'arc de Java-Sumatra.

Cette conclusion s'accorde avec celle de Boespflug (1990) qui a remarqué, à la suite d'une compilation de nombreuses données sur l'ensemble des laves d'arcs, qu'un manteau subocéanique plutôt radiogénique

en ^{206}Pb par rapport aux MORB (valeur moyenne $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.5) intervient dans la genèse des laves des différents arcs.

IV - LA SOURCE APPAUVRIE ($\epsilon Nd < 0$) DU DOMAINE ARRIERE-ARC

IV.1 - Corrélation $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-(\text{Th}/\text{Ta})_N$

Dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-(\text{Th}/\text{Ta})_N$, nous avons mis en évidence l'existence d'une hyperbole de mélange, représentée par les échantillons du domaine arrière-arc de Java-Sumatra. Nous avons montré que le pôle enrichi de cette corrélation de mélange correspond à un domaine mantellique fortement contaminé par les matériaux subductés. Définissons maintenant le pôle appauvri de cette corrélation de mélange.

Cette hyperbole a un rayon de courbure $((\text{Nd}/\text{Ta})_N)_{\text{pôle appauvri}} / ((\text{Nd}/\text{Ta})_N)_{\text{pôle enrichi}}$ inférieur à 1.

Les laves proches de ce pôle sont les basaltes enrichis du plateau de Sukadana, situé au Sud de Sumatra. Ces derniers ont été analysés par Dosso et al. (1987) et Dosso et al. (en préparation). Les valeurs des rapports $(\text{Nd}/\text{Ta})_N$ de ces trois roches sont faibles et varient entre 0.33 et 0.58. Comparons les valeurs de ces rapports avec celles de diverses sources océaniques, déjà citées dans le paragraphe précédent :

- Les valeurs $(\text{Nd}/\text{Ta})_N$ typiques d'une source de type N-MORB sont :

- Sun et McDonough (1989) : $(\text{Nd}/\text{Ta})_N = 2.85$

- Hofmann (1988) : $(\text{Nd}/\text{Ta})_N = 3.00$

- Loubet et al. (1988) : $(\text{Nd}/\text{Ta})_N = 3.22$

- Les valeurs $(\text{Nd}/\text{Ta})_N$ caractérisant une source de type E-MORB sont :

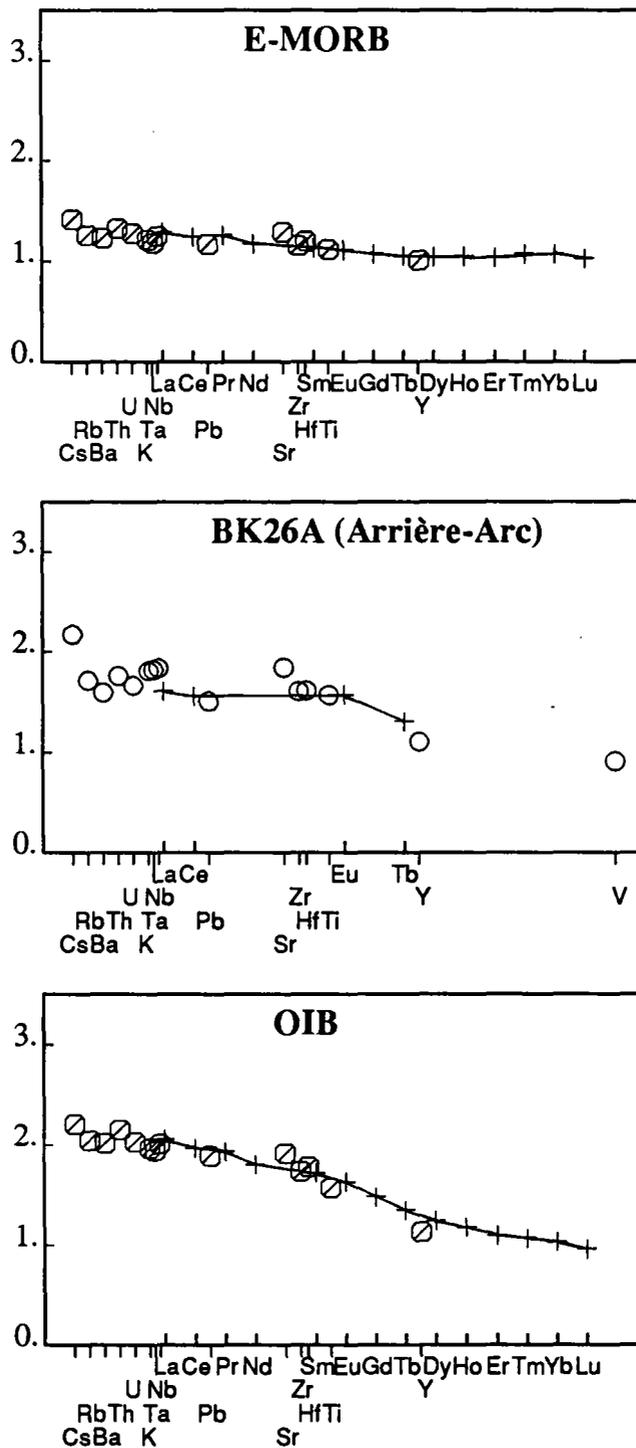
- Sun et McDonough (1989) : $(\text{Nd}/\text{Ta})_N = 0.98$

- Une source de type OIB présente les rapports $(\text{Nd}/\text{Ta})_N$ suivants :

- Sun et McDonough (1989) : $(\text{Nd}/\text{Ta})_N = 0.73$

Ces données montrent donc que le pôle appauvri (ϵNd élevé) de la corrélation de mélange arrière-arc représenté par les basaltes de Sumatra ressemblerait nettement plus à une source enrichie en éléments hygromagmaphiles (à condition que ces rapports $(\text{Nd}/\text{Ta})_N$ ne soient pas le reflet de faibles degrés de fusion partielle (cf. paragraphe suivant B.III.2), par opposition aux laves d'arc pour lesquelles nous avons défini une source appauvrie. Dans la genèse de ces roches arrière-arc, il interviendrait par conséquent soit une source de type E-MORB, soit une source de type OIB. Afin de mieux contraindre la nature de cette source, utilisons d'autres outils géochimiques. Tout d'abord, toujours avec ce diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-(\text{Th}/\text{Ta})_N$, nous pouvons définir les valeurs limites des rapports $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ et des compositions isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de cette source. La source des basaltes enrichis en éléments hygromagmaphiles présente des rapports $(\text{Th}/\text{Ta})_N \leq 0.8$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \geq 0.51298$ ($\epsilon Nd = +6.6$). Des valeurs aussi élevées de ϵNd sont tout à fait typiques d'une source de type MORB. Vérifions cette première hypothèse grâce à une étude plus approfondie des caractéristiques géochimiques des laves arrière-arc. Intéressons-nous tout d'abord aux éléments en trace.

Figure 5.37 : Spectre de TR hyperétendu du basalte enrichi BK26A du plateau de Sukadana (Sud de Sumatra) comparé aux spectres de E-MORB et d'OIB (Sun et McDonough, 1989).



IV.2 - Enrichissement en éléments en trace : faibles degrés de fusion ou caractéristique de la source?

Étudions un peu plus dans le détail les spectres de TR hyperétendus des basaltes enrichis de Sukadana. Ces basaltes peu évolués ($(100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})) > 60$) ont des spectres dont la forme est fonction du degré de fusion partielle et des caractéristiques géochimiques de la source. Si nous comparons ces spectres avec ceux de E-MORB et d'OIB (Fig. 5.37), nous constatons que ces basaltes ont des teneurs en éléments hygromagmaphiles intermédiaires entre celles des E-MORB et celles des OIB, dont les valeurs moyennes ont été définies par Sun et McDonough (1989).

Afin d'identifier la véritable origine de ces concentrations, prenons en compte des éléments de comportement géochimique similaire : par exemple, les rapports Rb/Ba ou encore Cs/Rb, dont les valeurs, constantes dans le manteau subocéanique appauvri (MORB) ou enrichi (OIB) (Hofmann et White, 1982), sont indépendantes du processus de fusion. Dans le tableau 5.7 sont rassemblées les valeurs de ces rapports dans les basaltes enrichis de Sukadana, comparées à celles du manteau subocéanique.

Nous mettons en évidence, pour les basaltes de Sukadana, un enrichissement relatif en éléments hygromagmaphiles comparativement au manteau subocéanique.

Cet enrichissement peut-il être créé par un faible taux de fusion partielle?

Considérons un modèle de fusion fractionnée où le liquide est séparé des phases solides qui fondent. Le choix de ce processus de fusion est lié à son efficacité maximale vis-à-vis du fractionnement des éléments comparativement aux autres processus de fusion (Bougault, 1980). Gast (1968), Kay et Gast (1973), Frey et al. (1978) ont proposé que des magmas alcalins peuvent être générés par des taux de fusion très faibles, inférieurs à 1% à partir d'une source appauvrie. Bien que ceci soit très controversé, en particulier d'après la chimie des magmas et les données expérimentales (Menzies et Murthy, 1980), nous pouvons considérer une telle variation comme une première hypothèse. Aussi, allons-nous prendre en compte des taux limites de 0.1 et 1%.

Les coefficients de partage des éléments Rb, Ba, Cs peuvent présenter de grandes variations, fonctions du type de minéral, de la roche, des conditions physico-chimiques de genèse des roches (Lemarchand et al., 1987). Aussi, nous considérerons un coefficient de partage global équivalent à 0.02 pour le Rb et de 0.01 pour le Cs. Un facteur de 2 entre ces deux valeurs de coefficient de partage semble être un maximum envisageable pour ces deux éléments de comportement très voisin. L'équation correspondant à un processus de fusion fractionnée est la suivante :

$$C_L/C_{S0} = 1/D_0 \cdot [1 - (PF/D_0)]^{((1/P)-1)}$$

Avec : C_L : concentration de l'élément dans la phase liquide du magma

C_{S0} : concentration initiale de l'élément dans la source solide

F : taux de fusion partielle

P : coefficient de partage global des phases qui fondent

	SUKADANA ENRICHI (Ske)			MANTEAU OCEANIQUE (Hofmann et White, 1982)	FACTEUR D'ENRICHISSEMENT (Ske/manteau)
	BK26A	JB25A	GB7		
Rb/Ba	0.107	0.122	0.101	0.088	1.15-1.39
Cs/Rb	0.025	0.024	0.022	0.0126	1.75-1.98

Tableau 5.7 : Comparaison des rapports Rb/Ba et Cs/Rb dans les basaltes enrichis de Sukadana et le manteau océanique.

	C_L/C_{S_0}	$(C_L/C_{S_0})Cs / (C_L/C_{S_0})Rb$
F=0.01		
$D_{oCs}=0.01$	37.0	
$D_{oRb}=0.02$	30.6	1.21
F=0.001		
$D_{oCs}=0.01$	90.6	
$D_{oRb}=0.02$	47.6	1.90

Tableau 5.8 : Calculs de l'enrichissement du Cs relativement au Rb dans la phase liquide du magma pour des degrés de fusion partielle de 1% et de 0.1%.

Do : coefficient de partage correspondant à l'assemblage minéralogique initial

Considérons : $D_{oCs}=P_{Cs}=0.01$

$D_{oRb}=P_{Rb}=0.02$

Les résultats obtenus sont rassemblés dans le tableau 5.8.

Dans le cas de conditions extrêmes (taux de fusion $\leq 1\%$ et rapport des coefficients de partage pour les éléments Cs et Rb équivalent à 2), le rapport des concentrations de deux éléments hygromagmaphiles comme Cs et Rb peut augmenter de 1.2 à 1.9 fois par rapport à sa valeur initiale dans la source mantellique. Les basaltes enrichis de Sukadana ont des rapports Cs/Rb de 1.7 à 2 fois plus élevés que le rapport mantellique. Un très faible degré de fusion partielle peut donc à la rigueur expliquer l'enrichissement relatif des basaltes enrichis de Sukadana, mais il ne faut pas oublier que nous avons considéré des valeurs des coefficients de partage extrêmes pour les éléments Cs-Rb. A l'heure actuelle, il n'est pas possible de contraindre rigoureusement les limites supérieure et inférieure des degrés de fusion partielle des magmas alcalins. La plupart des pétrologues et des géochimistes ne favorisent pas la formation des magmas alcalins à partir du seul processus de fusion partielle (faibles degrés de fusion partielle : $<1\%$). De plus, on peut se demander s'il est physiquement possible d'extraire des liquides formés par de très faibles degrés de fusion partielle (McKenzie, 1985).

Si on considère une source de type N-MORB, la teneur moyenne en Rb, par exemple, d'une telle source équivaut, d'après les données de Sun et McDonough (1989), à 0.056ppm (valeur obtenue en divisant la concentration en Rb des N-MORB par 10). Un taux de fusion très faible (0.1%) générera des basaltes caractérisés par des concentrations maximales en Rb de 2.7ppm (pour une valeur de coefficient de partage de 0.02 pour le Rb). Or, les basaltes enrichis du plateau de Sukadana, relativement primitifs ((100Mg/Mg+Fe²⁺) compris entre 63 et 65), présentent des concentrations de Rb variant de 14 à 22ppm.

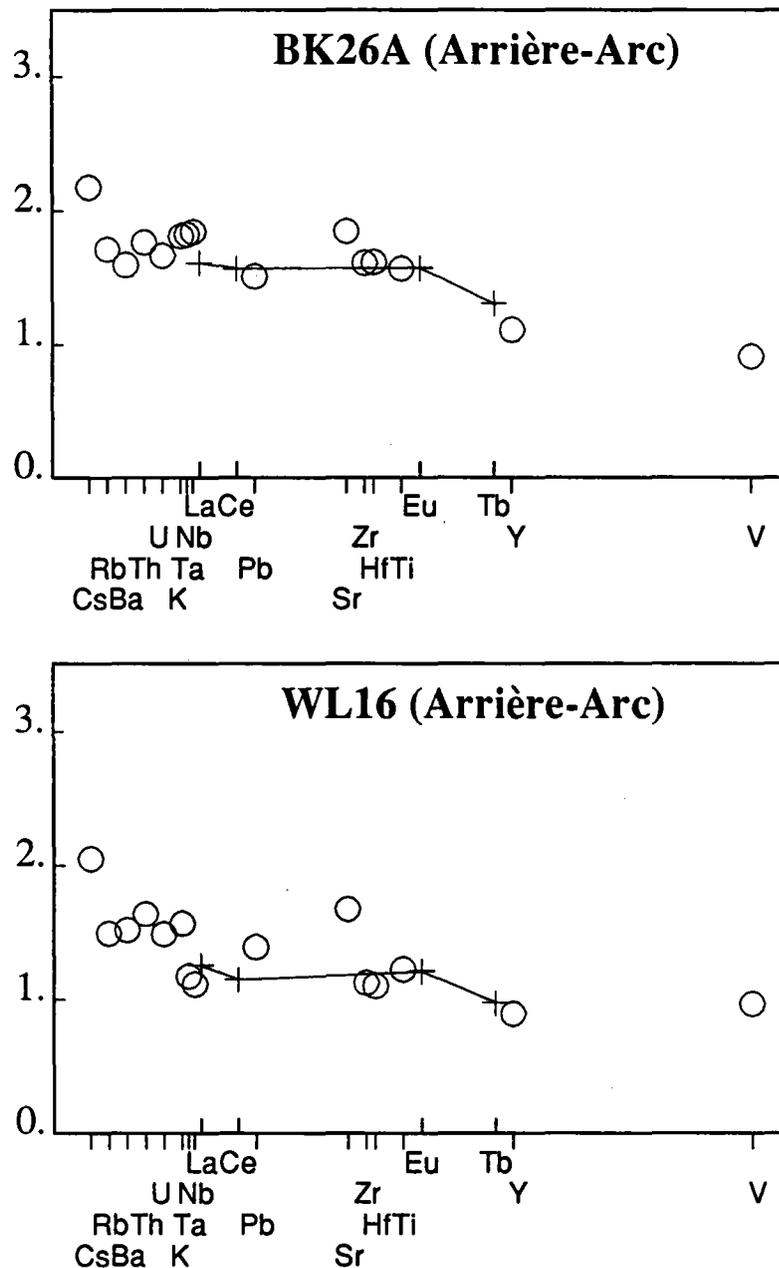
Si nous considérons la concentration la plus faible en Rb (14ppm) et un taux de fusion partielle très faible (0.1%), la concentration minimale en Rb de la source est estimée à environ 0.3ppm. Cette valeur est intermédiaire entre la concentration moyenne en Rb d'une source de type N-MORB (0.056ppm) et d'une source mantellique de type E-MORB (0.504ppm) (Sun et McDonough, 1989). Par conséquent, le processus pétrogénétique de fusion partielle ne peut rendre compte, à lui seul, des caractéristiques géochimiques des laves arrière-arc de Java-Sumatra. Aussi, de la même manière que Chauvel et Jahn (1984), nous concluons qu'il est impossible de produire des basaltes alcalins ou transitionnels par fusion d'une péridotite appauvrie.

En résumé, il ressort de cette discussion qu'il est nécessaire de proposer d'autres mécanismes pour rendre compte de l'enrichissement relatif en éléments hygromagmaphiles qui caractérise les magmas alcalins arrière-arc de Sumatra. L'alternative la plus simple semble être la fusion partielle d'une source enrichie (Frey et al., 1978; Chauvel et Jahn, 1984; Frey et Roden, 1987; Sun et Hanson, 1975).

Deux processus d'enrichissement sont communément proposés en contexte intraplaque :

- enrichissement du manteau appauvri par l'intermédiaire de fluides ou liquides riches en CO₂ ou H₂O (Menzies et Hawkesworth, 1987).

Figure 5.38 : Comparaison entre les spectres de TR hyperétendus d'un basalte enrichi de Sukadana (BK26A) et d'un basalte non enrichi (WL16). Notons les différences suivantes : forme du spectre (convexe (BK26A) et plutôt concave (WL16)), anomalies positives en Pb, par rapport aux TR, et présentes uniquement au niveau de WL16, léger enrichissement en Nb-Ta (relativement aux TR) pour le basalte BK26A.



- enrichissement des magmas lors d'une interaction avec l'encaissant (DePaolo, 1981; Haskin, 1984; McKenzie, 1984; Navon et Stolper, 1987).

Retenons que de très faibles degrés de fusion partielle à partir d'une source appauvrie ne peuvent, à eux seuls, produire des magmas aussi enrichis que ceux du plateau de Sukadana. La genèse de ces magmas alcalins arrière-arc nécessite la contribution d'une source mantellique plus enrichie en éléments hygromagmaphiles qu'une source de type N-MORB.

IV.3 - Caractéristiques géochimiques des basaltes enrichis de Sukadana. Origine des anomalies positives en Nb-Ta

Intéressons-nous maintenant à la forme du spectre de TR hyperétendu des échantillons enrichis de Sukadana. Ces trois basaltes présentent un spectre de forme convexe, comparable aux basaltes océaniques émis en contexte intraplaque (Sun et McDonough, 1989) (Fig. 5.38a). A l'inverse, les autres échantillons de Sukadana se caractérisent par des spectres concaves, typiques des laves d'arc (Fig. 5.38b). Par ailleurs, ces derniers présentent de légères anomalies positives en Pb ($(\text{Ce/Pb})_N$: de 0.54 à 0.91), indicatif d'une certaine participation de matériaux crustaux à leur genèse. Cette contribution est confirmée par les compositions isotopiques du Pb et du Nd. Les basaltes enrichis de Sukadana ont des rapports $(\text{Ce/Pb})_N$ (de 1.14 à 1.29) analogues à ceux du manteau océanique (1.2 ± 0.2) (Hofmann et al., 1986). Leurs compositions isotopiques Nd et Pb sont également similaires à celles des MORB Indien. Notons tout de même que les compositions isotopiques Pb de ces trois roches définissent un alignement en direction du champ des sédiments dans les diagrammes isotopiques du Pb.

La comparaison des spectres des basaltes enrichis de Sukadana avec ceux des E-MORB et des OIB permet de faire un certain nombre de remarques (Fig. 5.37):

- Les éléments hypermagmaphiles (TR légères, alcalins,...) ont des teneurs intermédiaires entre celles des E-MORB et des OIB.

- Les rapports $(\text{Nb/Zr})_N$ des laves arrière-arc de Sukadana, mais également ceux des basaltes des îles Karimunjawa et des laves potassiques et ultrapotassiques de Java Central, supérieurs à l'unité, dénotent le caractère enrichi (en éléments en trace) de la source mantellique primaire de ces magmas (Fig. 5.39). Rappelons que les teneurs de ces éléments dans les laves refléteraient uniquement celles du manteau, étant donné leur forte incompatibilité vis-à-vis des fluides ou liquides issus de la plaque subductée (cf. paragraphe B-II.1). Cependant, nous ne pouvons exclure que de faibles degrés de fusion partielle aient également pu générer ces rapports $(\text{Nb/Zr})_N$ élevés. Notons également la position intermédiaire des rapports $(\text{Nb/Zr})_N$ des laves ultrapotassiques de Java Est et celles des édifices : Ungaran, Dieng, Lasem, Patiayam entre ceux des laves d'arc et ceux des laves arrière-arc de Sumatra-Java Central. Les caractéristiques de la source de ces magmas intermédiaires sont discutées plus largement au paragraphe B-IV.

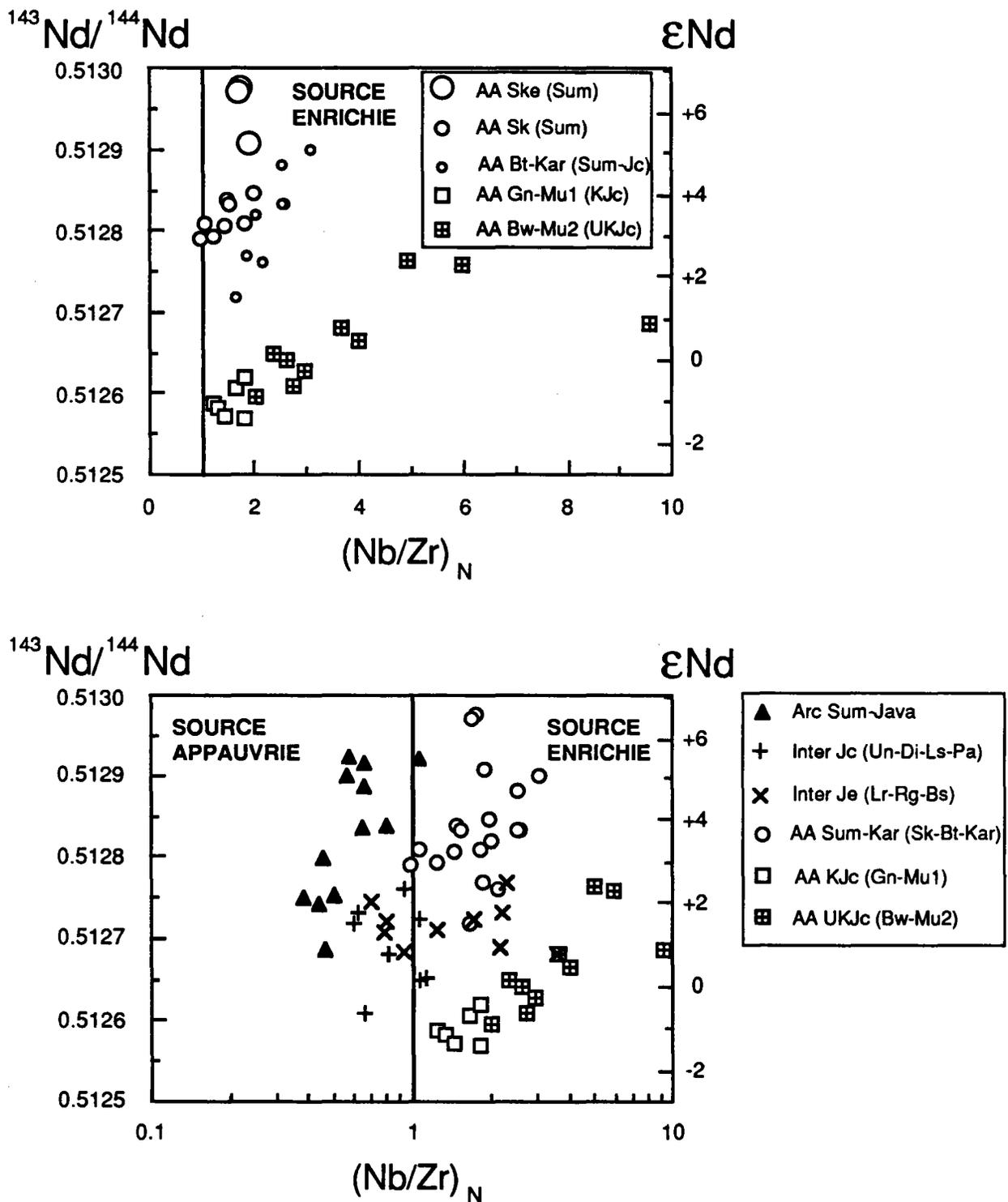


Figure 5.39 : Diagrammes $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ des laves de Java-Sumatra. Notons le caractère enrichi en éléments HYG de la source des magmas arrière-arc, les laves des édifices intermédiaires occupant une position intermédiaire entre ces deux domaines.

- Nous remarquons également que deux des basaltes enrichis de Sukadana présentent des anomalies positives en Sr ($(\text{Sr}/\text{Nd})_N \geq 1.8$) comparativement aux basaltes océaniques E-MORB ($(\text{Sr}/\text{Nd})_N = 1.3$) (Sun et McDonough, 1989).

- De légères anomalies positives en Nb-Ta, par rapport aux TR, caractérisent les échantillons BK26A et JB25A. L'échantillon GB7, appartenant également au groupe des basaltes enrichis de Sukadana, ne présente pas ces anomalies. L'existence de ces anomalies en Nb-Ta rend compte des rapports $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ légèrement inférieurs à l'unité qui caractérisent ces échantillons. Cet excès de Nb a déjà été clairement mis en évidence dans le diagramme $(\text{U}/\text{Nb})_N$ - Nb_N (Fig. 5.30-31).

Ces anomalies Nb-Ta sont-elles significatives?

L'incertitude analytique des concentrations en Th et Ta par activation neutronique est de l'ordre de 5% maximum (J.L. Joron, communication personnelle). Aussi, les échantillons enrichis de Sukadana ont-ils des rapports $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ appartenant, en fait, aux intervalles de variation suivants :

- BK26A : 0.79-0.96
- JB25A : 0.82-0.99
- GB7 : 1.31-1.59

Notons que ces trois basaltes ont des rapports $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ proches, voire supérieurs à l'unité. L'échantillon GB7 semble légèrement plus différencié (rapport $(100\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ plus élevé par rapport aux autres échantillons enrichis de Sukadana); les concentrations relativement plus faibles en Fe_2O_3 , Ti, V de cet échantillon indiquent probablement un fractionnement de minéraux comme la titanomagnétite. Les éléments Nb-Ta sont compatibles vis-à-vis de ce type de minéral (Lemarchand et al., 1987; Green et Pearson, 1987); aussi, le fractionnement de minéraux riches en Ti a pu provoquer un léger déficit en Nb-Ta, expliquant l'absence d'anomalie positive au niveau de GB7. Cependant, les anomalies négatives en Nb-Ta ne peuvent s'expliquer exclusivement par un tel fractionnement (Ryerson et Watson, 1987). L'existence de nombreux basaltes d'arc montrant des anomalies négatives en Nb-Ta, mais pas en Ti constitue un argument convaincant en faveur d'une origine probablement différente pour les anomalies en Nb-Ta et en Ti.

Si nous tenons compte d'un léger enrichissement en Nb-Ta par rapport aux TR (pour les échantillons BK26A et JB25A), quelles sources et quels matériaux comportent ces caractéristiques géochimiques?

IV.3a - Anomalies positives en Nb-Ta : source de type OIB

D'après la bibliographie, les basaltes de nombreuses îles océaniques se caractérisent par des anomalies positives en Nb-Ta relativement aux TR (normalisation par rapport au manteau primitif): Ascension, Bouvet, Ste Hélène, Cap Vert, Australes, Fernando de Noronha, Cook, Marshall, Marquises ... (Palacz et Saunders, 1986; Dupuy et al., 1987; Gerlach et al., 1987; Vidal et al., 1987; Weaver et al., 1987; Gerlach et al., 1988; Dupuy et al., 1988; Davis et al., 1989; Dupuy et al., 1989). Ces auteurs attribuent la présence d'anomalies positives en Nb-Ta à l'existence, dans la source des magmas, d'une ancienne croûte océanique déshydratée, ayant subi

préalablement l'extraction de certains éléments au niveau des zones de subduction.

Le calcul des rapports Th/Ta, normalisés relativement aux valeurs de normalisation de Bougault (1980), de ces OIB montre, qu'en réalité, peu d'îles océaniques comportent des basaltes présentant tous des anomalies positives en Nb-Ta; citons les îles du Cap Vert (Gerlach et al., 1988), les îles Rapa, Marotiri de l'archipel des Australes (Dupuy et al., 1988, 1989).

Par conséquent, il est nécessaire d'observer une grande prudence quant à toute interprétation de ces anomalies. Ces dernières sont peu importantes et leur existence semble soit liée à un degré d'altération important (cas des îles du Cap Vert (Gerlach et al., 1988) où les basaltes présentent des pertes au feu atteignant plus de 40%), soit liée au type de normalisation utilisée (normalisation par rapport au manteau primitif). Effectivement, dans ces deux cas, on observera de légers enrichissements en Nb-Ta par rapport aux TR.

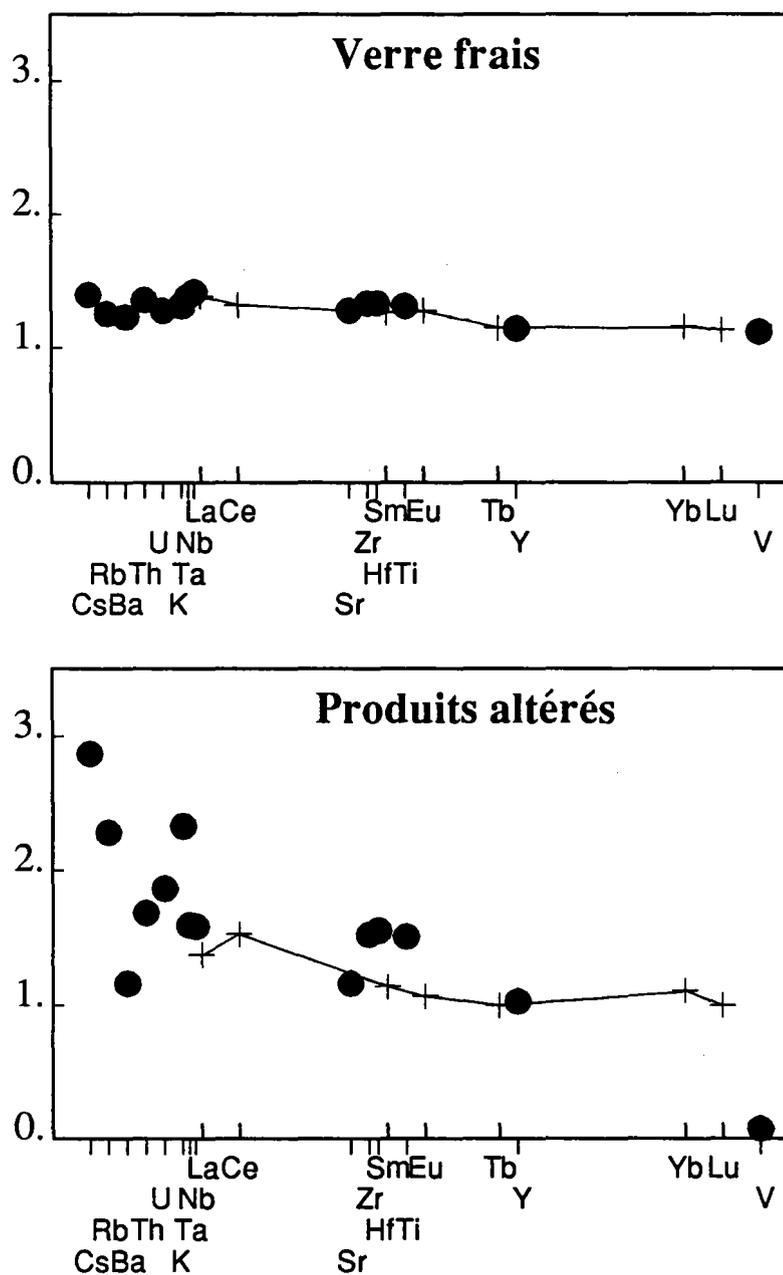
De plus, l'incertitude analytique concernant les mesures des concentrations de Nb, Ta et du Th de ces OIB est de l'ordre de 5% pour le Ta et le Nb (Dupuy et al., 1988, 1989; Gerlach et al., 1988; Davis et al., 1989) et au maximum 10% pour le Th (Davis et al., 1989) (bien qu'elle soit généralement de 5%, également, pour cet élément). Il est donc possible d'envisager qu'une légère erreur sur les mesures des concentrations de ces éléments en trace engendre des rapports $(Th/Ta)_N$ légèrement inférieurs à 1. Ceci expliquerait la raison pour laquelle, nous observons au niveau de certaines îles océaniques, des basaltes caractérisés par des anomalies négatives en Nb-Ta et d'autres, par des anomalies légèrement positives.

La présence de ces faibles anomalies positives ne paraît pas un argument convaincant et suffisant en faveur de l'hypothèse de l'existence d'une croûte océanique recyclée dans la source des magmas.

D'autres arguments géochimiques en faveur d'un tel modèle doivent être évoqués, et, notamment, l'existence de rapports U/Pb et de compositions isotopiques $^{206}Pb/^{204}Pb$ élevées et de corrélations entre ces deux rapports (Palacz et Saunders, 1986; Nakamura et Takumoto, 1988). En effet, de tels rapports U/Pb sont typiques d'une croûte océanique altérée par des processus hydrothermaux (O'Nions et al., 1978; Vidal et Clauer, 1981; Michard et al., 1983; Michard et Albarède, 1985; Chen et al., 1986; Hart et Staudigel, 1989; Albarède et Michard, 1989).

Concernant les basaltes enrichis de Sukadana, nous n'observons pas de rapports U/Pb anormalement élevés $((U/Pb)_N$: de 1.28 à 1.43; μ : de 21 à 23.5) par rapport à ceux des basaltes non enrichis $((U/Pb)_N$: de 0.90 à 1.56; μ : de 14.8 à 25.6) (le paramètre μ équivaut au rapport $^{238}U/^{204}Pb$). Rappelons que des MORB non altérés se caractérisent par des valeurs de μ voisines de 10 (Hart et Staudigel, 1989; Sun et McDonough, 1989) (μ_{moyen} des MORB de l'océan Indien = 14 ± 7 (2σ ; $n=6$) (Cohen et al., 1980; Cohen et O'Nions, 1982; Newsom et al., 1986)) et la croûte océanique altérée par des valeurs de μ très importantes, proches de 60 (Hart et Staudigel, 1989). Les basaltes de Sukadana présentent donc des rapports U/Pb quasiment inclus dans l'intervalle de variation de ceux des MORB Indien et n'indiquant pas la contribution d'une croûte océanique hydrothermalement altérée au niveau de la source. De plus, le diagramme $^{206}Pb/^{204}Pb=f(U/Pb)$ (Fig. 5.40) ne

Figure 5.41 : Spectre de TR hyperétendu de verre frais comparé à celui de produits basaltiques altérés par de l'eau de mer (altération basse température). Notons en particulier, au cours de ce processus, les enrichissements relatifs en alcalins ainsi que la diminution des teneurs en TR à l'origine des enrichissements relatifs en Nb-Ta, Zr-Hf et Ti.



met en évidence aucune corrélation positive; ceci n'est pas étonnant étant donné que, de toutes façons, même dans l'hypothèse d'un recyclage de croûte océanique, celui-ci est probablement très récent (car Sumatra se situe au niveau d'une zone de subduction) et n'a pas encore eu d'impact sur le rapport isotopique $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de la plaque subductée.

En conclusion à cette discussion portant sur l'origine des anomalies positives en Nb-Ta, l'hypothèse d'une plaque lithosphérique résiduelle plus ou moins altérée hydrothermalement paraît peu convaincante. La synthèse bibliographique effectuée montre que ces anomalies reflètent en réalité, soit le type de normalisation utilisée (normalisation par rapport au manteau primitif), soit l'incertitude analytique, soit des processus particuliers comme l'altération.

Une autre source pour ces anomalies positives en Nb-Ta est proposée dans la littérature : il s'agit de la croûte océanique altérée (altération basse température par l'eau de mer).

IV.3b - Anomalies positives en Nb-Ta : croûte océanique altérée

Un autre composant présentant des anomalies positives en Nb-Ta est la croûte océanique altérée. En effet, Bienvenu (1989) a mis en évidence une diminution des teneurs en TR lors de l'altération des basaltes océaniques par l'eau de mer. L'appauvrissement de ces éléments et l'immobilité des éléments Nb-Ta, Zr-Hf, Ti au cours de ce processus engendrent, sur les spectres de ces basaltes océaniques altérés, des excès de Nb-Ta, Zr-Hf et Ti relativement aux TR (Fig. 5.41).

Cependant, les spectres des basaltes enrichis de Sukadana, même s'ils présentent de légers enrichissements en Nb-Ta relativement aux TR, n'en développent pas en Zr-Hf et Ti. Or, Bienvenu (1989) montre très clairement que le processus d'altération par l'eau de mer enrichit, à un même degré, les basaltes océaniques en ces éléments. Un fractionnement précoce de minéraux opaques comme la titanomagnétite ne peut probablement pas rendre compte de l'absence d'anomalie positive en Ti, en raison du caractère primitif de ces laves.

Ce modèle ne permet pas non plus d'expliquer l'absence d'anomalie positive en Zr-Hf au niveau des échantillons enrichis de Sukadana. De plus, ces basaltes présentent un très léger excès de Sr par rapport aux TR, alors que Hart (1971), Pearce et Cann (1973), Dasch et al. (1973), Hart et al. (1974), Floyd et Tarney (1978) ainsi que Bienvenu et al. (1990) décrivent soit un appauvrissement, soit l'immobilité de cet élément dans les MORB au cours de l'altération basse température par l'eau de mer. Cependant, Wood et al. (1979c) ont étudié des basaltes océaniques dont l'enrichissement relatif en Sr serait lié à ce processus d'altération. Le comportement très variable du Sr dépendrait fortement de la nature des phases minérales secondaires formées au cours de ce processus : smectites, calcite, palagonite...

Les concentrations en TR de ces basaltes arrière-arc sont élevées par rapport à celles des MORB classiques (Sun et McDonough, 1989). Dans l'hypothèse de l'existence d'une croûte océanique altérée au niveau de la source des laves arrière-arc de Java-Sumatra, celle-ci serait censée avoir des concentrations inférieures à celles des MORB, étant donné que le processus d'altération de la croûte océanique tend à

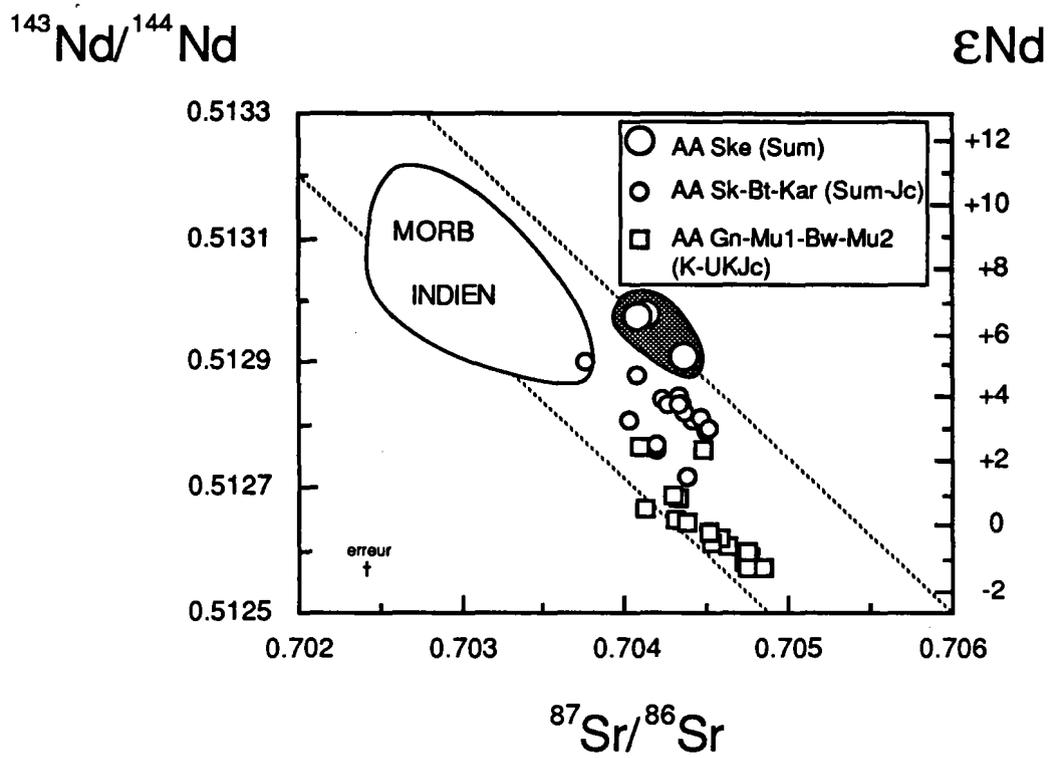


Figure 5.42 : Compositions isotopiques Sr-Nd des basaltes enrichis de Sukadana par rapport à celles des autres laves arrière-arc de Java-Sumatra. En particulier, ces basaltes se caractérisent par des compositions isotopiques Nd analogues à celles des MORB Indien mais sont plus radiogéniques en Sr comparativement à ces derniers. Ces caractéristiques évoquent la contribution de croûte océanique altérée à la genèse de ces magmas arrière-arc.

diminuer les concentrations des TR relativement au Nb-Ta, Zr-Hf (Bienvenu, 1990). Or, ce n'est pas le cas. Ce dernier argument n'est pas très convaincant, étant donné que la fusion partielle peut également influencer les teneurs des éléments en trace des basaltes.

Hormis les faibles anomalies positives en Nb-Ta, il existe deux autres arguments en faveur de la contribution d'une croûte océanique altérée à la genèse des magmas arrière-arc de Java-Sumatra :

- enrichissement en Cs, relativement aux TR : l'altération sous-marine basse température tend, en effet, à augmenter les concentrations des éléments alcalins dans la croûte océanique (Bougault et al., 1979; Wood et al., 1979c; Hart et Staudigel, 1982; Bienvenu, 1990).

- les compositions isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des trois échantillons enrichis de Sukadana : ces trois basaltes présentent en effet des valeurs ϵNd analogues aux MORB Indien les moins radiogéniques, mais sont nettement plus radiogéniques en Sr. Leur position, dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = f(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$, à droite du champ des MORB (Fig. 5.42), peut être attribuée à une certaine contribution de croûte océanique altérée à la genèse de ces magmas arrière-arc.

Les caractéristiques géochimiques des basaltes enrichis de Sukadana (anomalies positives en Nb-Ta, enrichissements en Cs, compositions isotopiques Sr) permettent d'envisager la contribution d'une croûte océanique altérée à la genèse de ces magmas arrière-arc. Cependant, les concentrations anormalement élevées en TR de ces basaltes vont à l'encontre de la seule contribution d'une croûte océanique altérée. Un mélange entre cette croûte océanique altérée et une source mantellique enrichie en éléments hygromagmaphiles rendrait compte de l'ensemble des particularités géochimiques des basaltes enrichis de Sukadana.

Nature du manteau enrichi

- Manteau subcontinental

L'hypothèse d'un manteau subcontinental comme source mantellique enrichie des basaltes enrichis de Sukadana paraît peu vraisemblable. En effet, si nous faisons l'hypothèse de l'existence d'un manteau subcontinental sous Sumatra, ce manteau doit également exister sous Java, étant donné que, à la fois, des échantillons de Sumatra et de Java définissent la corrélation arrière-arc $\epsilon\text{Nd}-(\text{Th}/\text{Ta})_N$. Or, comment expliquer que les laves des édifices de l'arc, appartenant à une corrélation $\epsilon\text{Nd}-(\text{Th}/\text{Ta})_N$ distincte, ne soient par conséquent pas du tout contaminées par ce manteau superficiel que les magmas doivent rencontrer au cours de leur remontée? La remontée est-elle trop rapide pour permettre toute influence sur la chimie de ces magmas d'arc? Ceci paraît peu probable. L'hypothèse la plus vraisemblable est que, tout simplement, le manteau subcontinental n'interviendrait pas dans la genèse des laves arrière-arc de Java-Sumatra.

- Source OIB

Une source OIB a également été très récemment proposée pour rendre compte de l'enrichissement en éléments hygromagmaphiles des laves arrière-arc du Muria (Stolz et al., 1990). De la même manière que Morris et Hart (1983), ces auteurs se basent, pour établir leur modèle, sur la similitude de certains rapports d'éléments

en trace entre les laves du Muria et celles d'OIB : Zr/Nb, Sr/Nd et Nd/Pb. Par ailleurs, ils envisagent la stabilisation de phases minérales enrichies en Ti et Nb (ilménite?) au niveau de cette source pour expliquer les anomalies négatives en Nb-Ti observées au niveau des laves du Muria. Les travaux expérimentaux de Ryerson et Watson (1987) et Green et Pearson (1986b) sont en désaccord avec ce modèle. De plus, l'existence d'une corrélation arrière-arc continue $\epsilon_{Nd}-(Th/Ta)_N$ depuis les échantillons enrichis de Sukadana, très radiogéniques en Nd et peu radiogéniques en Pb, jusqu'à ceux du Muria sont en désaccord avec ce modèle.

Au terme de cette discussion, nous concluons que le pôle appauvri des magmas arrière-arc correspond à un mélange : croûte océanique altérée et manteau enrichi en éléments hygromagmaphiles. Ce dernier composant ne peut être le manteau subcontinental ou source OIB; identifions-le plus précisément.

IV.4 - Discussion

IV.4a - Problèmes de composition et de fusion de la croûte océanique subductée

Problèmes de composition

Concernant la nature du pôle appauvri de la corrélation de mélange $\epsilon_{Nd}-(Th/Ta)_N$ définie par les échantillons arrière-arc, l'hypothèse la plus plausible semble résider dans l'existence d'un manteau enrichi, légèrement contaminé par la plaque plongeante, et, plus précisément, par la croûte océanique. Il est difficile de quantifier les contributions relatives de ces deux matériaux. Effectivement, la composition de la croûte océanique subductée est peu contrainte. Une manière de l'approcher est d'étudier la composition de la croûte océanique en voie de subduction. Des basaltes océaniques ont bien été prélevés au large de Sumatra, mais ils appartiennent à une structure bien particulière : la ride Ninetyeast (Thompson et al., 1974 (Leg 27); Mahoney et al., 1983) qui résulterait de l'activité d'un hot spot (Mahoney et al., 1983).

Les seules données géochimiques concernant la croûte océanique indienne située en avant de Java-Sumatra ont été obtenues par Robinson et Whitford (1974) sur un sill échantillonné au niveau d'un trou de forage DSDP (site 260) au cours du Leg 27. Mais, ce site est assez éloigné de la fosse de Java. De plus, il est fort probable que la composition de ce sill ne soit pas représentative de celle de la croûte océanique subductée.

La position du plateau basaltique de Sukadana coïncide approximativement avec l'isobathe 170km du plan de Benioff. C'est donc une plaque minéralogiquement et chimiquement transformée et plus ou moins déshydratée qui parvient à l'aplomb du domaine arrière-arc de Sumatra. La composition de la croûte océanique modifiée de cette plaque, n'étant plus identique à celle de la croûte océanique indienne située en avant de Java-Sumatra, est, par conséquent, difficilement comparable à cette dernière.

Problèmes de fusion

Des études expérimentales portant sur la fusion partielle d'éclogite à quartz sous haute pression montrent, qu'à des profondeurs de 100-150km, une telle fusion donne, en l'absence de H₂O, des liquides de

composition andésitique, alors qu'en milieu hydraté, le premier liquide issu de la fusion est de composition rhyodacitique (Green et Ringwood, 1968).

Concernant les basaltes enrichis de Sukadana, la contribution sédimentaire semble, comme nous l'avons argumenté ci-dessus (absence d'anomalie positive en Pb, compositions isotopiques peu radiogéniques en Pb), quasiment nulle. Dans leur modèle pétrogénétique, Green et Ringwood (1968) préconisent un apport de SiO₂ à partir des sédiments subductés, rendant ainsi compte de la présence de liquides sursaturés en silice au niveau des magmas d'arc. Or, au niveau des basaltes enrichis de Sukadana, le seul composant issu de la plaque subductée, est une croûte océanique dépourvue de sédiments. Aussi, les liquides issus de la fusion de cette croûte océanique sont probablement moins enrichis en SiO₂ comparativement à ceux issus d'un mélange croûte océanique-sédiments. Ceci expliquerait en partie le caractère nettement moins saturé en silice des laves de Sukadana.

Outre la composition de la croûte océanique subductée, un autre point sujet à discussion est sa fusion. La fusion d'une croûte océanique subductée récente, donc relativement chaude, peut se produire à des profondeurs de 80-125 km. Anderson et al. (1978) estiment que ce modèle est valable pour une croûte d'âge inférieur à 60 Ma, alors que Defant et Drumond (1990) proposent un âge limite de 25 Ma, au-delà duquel la fusion de la lithosphère subductée ne serait plus possible à profondeur modérée. Il est, par contre, unanimement admis qu'au niveau d'arcs plus anciens, la fusion de croûte océanique subductée froide ne peut s'effectuer qu'à des profondeurs plus importantes (≥ 300 km). La croûte océanique subductée sous Sumatra, à cause de son âge ancien (> 70 Ma) (Hamilton, 1979), est trop froide pour fondre à des profondeurs de 200 km (profondeur du plan de Benioff sous Sukadana). Il existe alors deux possibilités pour la fusion d'une telle plaque :

- soit la fusion s'opère à des profondeurs beaucoup plus importantes (≥ 300 km) au niveau d'une éclogite complètement déshydratée, comme nous l'avons évoqué ci-dessus (Anderson et al., 1978). A de telles pressions (90kbar), le degré de fusion partielle sera peu important, ce qui pose le problème de séparation entre les liquides obtenus et le résidu de fusion et le problème de remontée de ces liquides.

- soit la fusion s'effectue à des profondeurs de l'ordre de 150-200 km au niveau d'une éclogite plus ou moins hydratée. Dans ce cas, il est nécessaire que cette éclogite soit réchauffée par un composant très chaud lui permettant d'atteindre des températures élevées de l'ordre de 1000-1300°C, propices à la fusion (Tatsumi et al., 1983). Or, habituellement, au niveau des zones de subduction, le manteau subarc est refroidi par l'enfoncement d'une plaque froide.

Modèle proposé pour la genèse des basaltes de Sukadana

L'hypothèse proposée est que la remontée d'un manteau profond, enrichi en éléments hygromagmaphiles soit à l'origine du réchauffement de cette croûte océanique subductée.

Etant donné le comportement compatible des éléments Nb-Ta vis-à-vis des minéraux titanés de la plaque subductée, la fusion de la partie supérieure de la plaque lithosphérique, plus ou moins déshydratée, générerait des magmas présentant de fortes anomalies positives en Nb-Ta (Saunders et al., 1988); ce qui n'est pas le cas

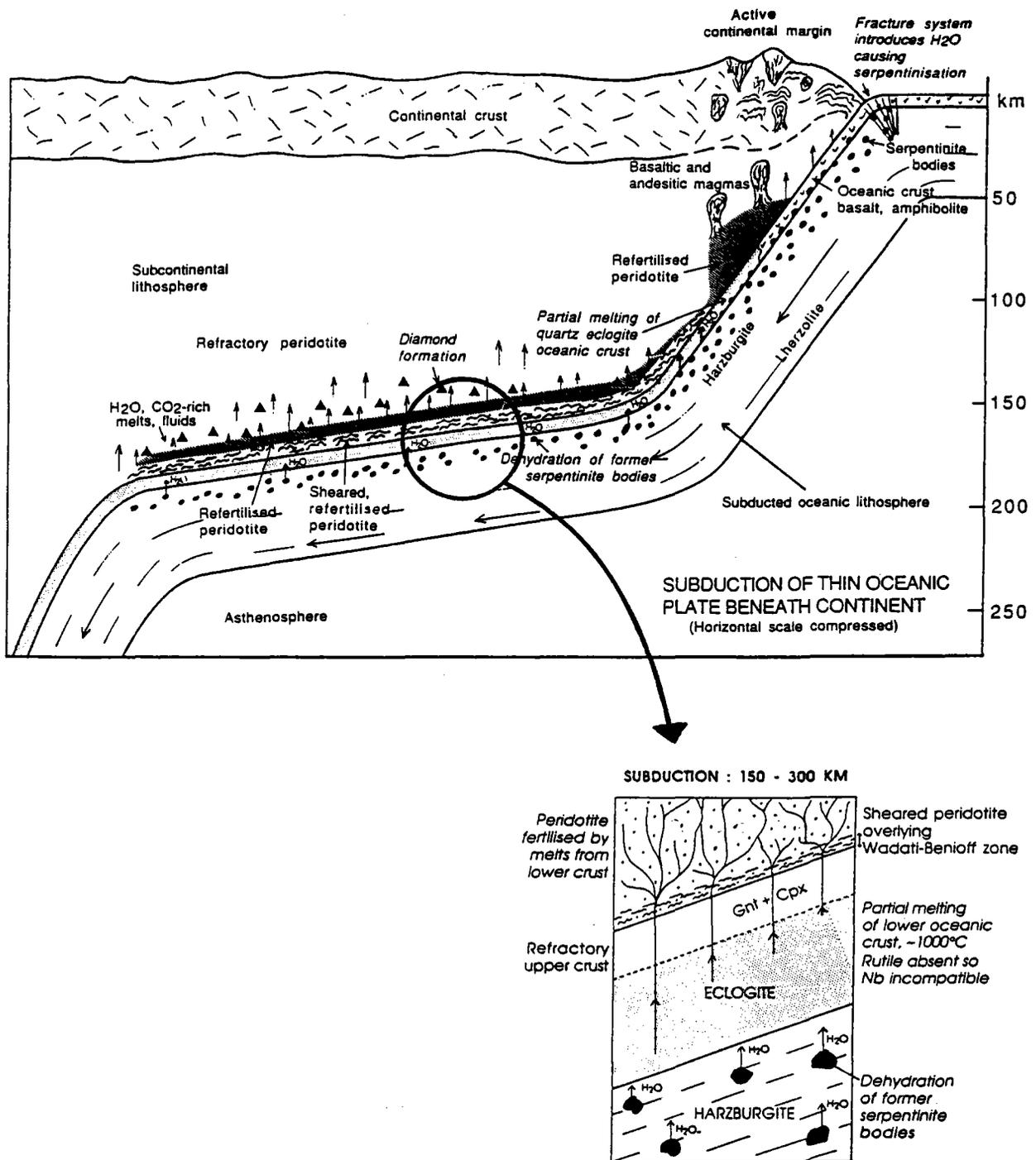


Figure 5.43 : Modèle de déshydratation des couches profondes de la croûte océanique (Ringwood, 1990). A cette profondeur (150-300 km), la déstabilisation du rutile en grenat et pyroxène modifie le comportement du Nb et du Ta qui sont alors transférés par les fluides hydratés dans le manteau sus-jacent à la plaque subductée.

des basaltes enrichis de Sukadana. On peut envisager que ces excès de Nb-Ta ne concernent que la partie la plus superficielle de la plaque subductée (zone de la plaque subductée étant probablement la plus impliquée dans la genèse des magmas calco-alcalins d'arc); une fusion de la croûte océanique inférieure subductée engendrerait, à ce moment-là, des liquides présentant un enrichissement relatif en Nb-Ta bien moindre. C'est la fusion de ces niveaux profonds et du manteau enrichi situé au-dessus qui serait à l'origine des magmas alcalins arrière-arc de Sumatra (basaltes enrichis de Sukadana). En effet, ces couches profondes, probablement moins affectées par le processus de genèse des magmas calco-alcalins d'arc, seraient encore hydratées (Ringwood, 1990), ce qui faciliterait le processus de fusion. La fusion des couches profondes de cette croûte océanique altérée, dépourvue de sédiments, rendrait compte de l'absence d'anomalie positives en Pb, de rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ faibles et de la présence de rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevés et de concentrations élevées en Cs au niveau des basaltes enrichis de Sukadana. Le caractère enrichi de ce manteau serait lié à son origine profonde lui ayant permis seulement une faible participation à la genèse des MORB. (Les autres basaltes de ce plateau subiraient, en plus, l'influence du second pôle de mélange, à savoir un manteau contaminé par les fluides métasomatiques issus de la plaque subductée, rendant ainsi compte de leurs légères anomalies négatives en Nb-Ta, positives en Pb et des compositions isotopiques plus radiogéniques en Pb et moins radiogéniques en Nd comparativement aux basaltes enrichis de Sukadana).

Ce modèle n'est qu'une première hypothèse exigeant des contraintes (et notamment des contraintes thermodynamiques) plus rigoureuses.

Ce modèle s'accorde avec celui proposé très récemment par Ringwood (1990) : le réchauffement de la partie supérieure de la croûte océanique subductée provoquerait, à partir de profondeurs de 150-300km, la déshydratation de corps de serpentinite, situés dans des couches plus profondes de la lithosphère subductée (Fig. 5.43). La croûte océanique supérieure déshydratée de composition éclogitique serait réfractaire par rapport à ce processus de fusion. Par contre, les couches profondes, n'ayant pas participé à la genèse des magmas calco-alcalins d'arc, seraient encore hydratées, d'où leur participation éventuelle à un processus de fusion.

Par extrapolation des résultats expérimentaux à des pressions supérieures à 4GPa et dans des conditions hydratées, (Green et Ringwood, 1968; Green, 1972; Stern et Wyllie, 1978; Ryerson et Watson, 1987), Ringwood, (1990) stipule, qu'à de telles profondeurs, les liquides obtenus sont issus de modestes degrés de fusion (5-10%) et qu'ils seraient moins siliceux par rapport à leur source.

Par ailleurs, Ringwood (1990) précise que la solubilité croissante de TiO_2 dans le grenat à haute pression et température contribuerait à l'élimination du rutilé résiduel présent dans la plaque subductée. Ceci serait à l'origine d'un changement très net du comportement de Nb et Ta : ces éléments compatibles vis-à-vis du rutilé deviennent alors fortement incompatibles vis-à-vis du grenat et du pyroxène (Green et Pearson, 1987; Kato et al., 1988). Effectivement, l'appauvrissement relatif en TR lourdes (et éléments de comportement similaire) de ces magmas (Fig. 5.37) suggèrent la présence de grenat résiduel. Aussi, lors de la fusion de ces couches inférieures de la croûte basaltique, le Nb et le Ta seraient extraits de la plaque subductée et seraient entraînés

	MORB altéré (site 260, Leg 27) (Robinson et Whitford, 1974)	E-MORB (Sun et McDonough, 1989)	20% MORB altéré + 80% E-MORB	Magma obtenu (à partir de 10% de fusion)
Ba	45	57	13.56	135.6
Th	0.12	0.60	0.072	0.72
K	5800	2100	1328	13280
Nb	4.2	8.30	1.504	15.04
La	4.3	6.30	1.364	13.64
Ce	12	15.0	3.6	36
Pb	1.5	0.60	0.348	3.48
Pr	1.8	2.05	0.524	5.24
Nd	8.3	9.00	2.38	23.8
Zr	85	73	22.84	228
Hf	2.6	2.03	0.682	6.82
Sm	2.8	2.60	0.768	7.68
Ti	10460	6000	2578	25780
Eu	0.98	0.91	0.269	2.69
Gd	4.1	2.97	1.058	5.29
Tb	0.70	0.530	0.182	0.91
Y	26	22	6.96	34.8
Dy	4.5	3.550	1.184	5.92
Ho	1.2	0.790	0.303	1.52
Er	3.5	2.31	0.885	4.42
Tm	0.61	0.356	0.166	0.832
Yb	3.7	2.37	0.93	4.65
Lu	0.57	0.354	0.142	0.711

Tableau 5.9 : Calculs de quantification du mélange : croûte océanique altérée (représentée par un sill du site DSDP 260, Leg 27 (Robinson et Whitford, 1974)) et manteau E-MORB (Sun et McDonough, 1989) intervenant dans la genèse des magmas arrière-arc. Nous avons estimé, par simplification, que le magma obtenu à partir d'un taux de fusion de 10% présente des teneurs en TR légères et moyennes multipliées par un facteur 10 et en TR lourdes par un facteur 5, par rapport aux valeurs mantelliques.

dans les liquides donnant naissance aux basaltes enrichis de Sukadana. Ce modèle rendrait compte, à la fois, de l'absence de déficit et d'excès importants en Nb-Ta au niveau des basaltes enrichis de Sukadana.

L'observation peu courante de ce type de spectre est probablement liée au fait que, la plupart des magmas des zones de subduction sont le résultat, entre autre, d'une certaine contribution de sédiments, qui masque alors toute participation de la croûte basaltique altérée. Dans la genèse des basaltes enrichis de Sukadana, le seul composant subducté à intervenir est la couche basaltique de la croûte océanique, d'où ces formes de spectres si peu communes.

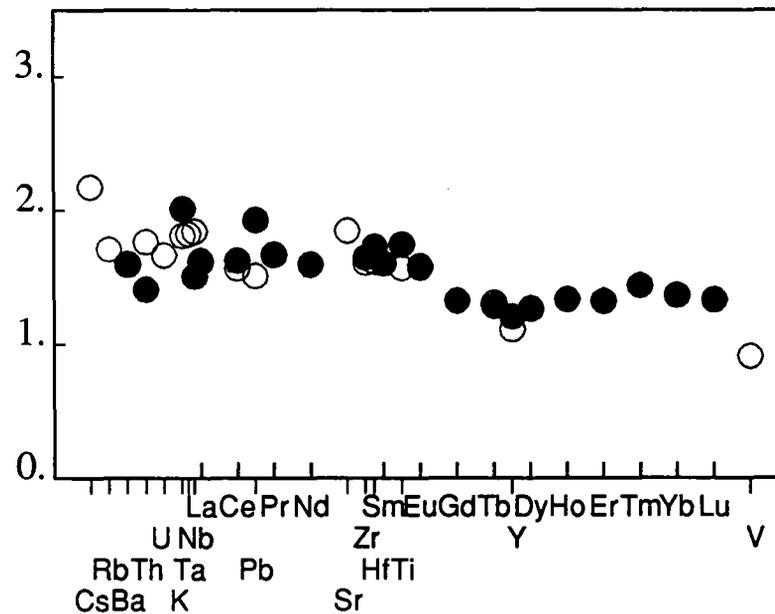
De plus, la forme convexe des spectres de TR hyperétendus des basaltes enrichis de Sukadana (Fig. 5.37) confirme l'absence de phases minérales hydroxylées résiduelles au niveau de la source, donc l'absence de contribution de fluides ou liquides hydratés issus de la plaque subductée (ce qui n'est pas le cas pour la genèse des autres laves arrière-arc de Java-Sumatra). Cette observation est en accord avec le modèle proposé par Ringwood (1990) et notamment avec le comportement compatible de Nb-Ta vis-à-vis des liquides formés à partir de la fusion de la croûte océanique inférieure subductée. La genèse des autres laves arrière-arc de Java-Sumatra nécessite, quant à elles, la contribution de fluides ou liquides hydratés issus de la plaque subductée.

IV.4b - Essai de quantification

Afin d'estimer quantitativement la contribution de ce manteau enrichi et de la croûte océanique altérée, nous avons pris en compte les analyses chimiques du sill du site 260 (Leg 27) effectuées par Robinson et Whitford (1974). Nous avons largement discuté ci-dessus le fait que ces basaltes océaniques avant-arc ne sont probablement pas représentatifs de la composition moyenne de la croûte océanique indienne subductée et située à l'aplomb du plateau de Sukadana (problème de l'hétérogénéité chimique de la croûte vis-à-vis du processus d'altération et problème des transformations chimiques lors de la subduction). De plus, nous favorisons un modèle plutôt basé sur la fusion de la croûte océanique inférieure, que celle de la croûte océanique supérieure. Cependant, les calculs effectués permettront d'approcher très globalement de manière quantitative la contribution de ces deux matériaux à la genèse des basaltes enrichis de Sukadana. Les résultats des calculs de mélange sont rassemblés dans le tableau 5.9. Une source hybride issue d'un mélange entre 20% de croûte altérée (site 260, Leg XXVII) et 80% d'un manteau de type E-MORB semble répondre aux exigences géochimiques des basaltes enrichis de Sukadana. Un manteau enrichi de type OIB ne peut convenir à cause de son enrichissement en éléments hygromagmaphiles trop important, même dans le cas où on considère une très faible contribution de celui-ci (2%).

Les concentrations en éléments hygromagmaphiles de ce manteau enrichi E-MORB ont été obtenues en divisant les concentrations des E-MORB (Sun et McDonough, 1989) par 10 pour les éléments les plus magmaphiles (de Ba à Eu) et par 5 pour les éléments les moins magmaphiles (de Gd à Lu). En effet, l'équation d'un processus de fusion partielle à l'équilibre : $C_L/C_{S_0} = 1/(D_0 + F(1-P))$ indique que les concentrations en éléments hypermagmaphiles ($D_0 = P \leq 0.01$) augmentent d'un facteur 10 dans les liquides magmatiques par

Figure 5.44 : Comparaison entre le spectre de TR hyperétendu du basalte enrichi de Sukadana : BK26A (cercles vides) et celui obtenu par le mélange de 20% de croûte océanique altérée (représentée par un sill du site DSDP 260, Leg 27) et de 80% de manteau de type E-MORB (Sun et McDonough, 1989) (cercles pleins) (pour les calculs de mélange, cf. tableau 5.9). Notons, entre ces deux spectres, la similarité des teneurs en TR et un certain nombre de discordances : en Pb, Ti par exemple.



rapport à la source, et celles des TR lourdes, et éléments de comportement similaire, ($D_o=P \geq 0.1$) d'un facteur 5; ceci pour un taux de fusion de 10% (cette valeur de taux de fusion est une simple hypothèse de travail).

La limite entre éléments hypermagmaphiles et éléments moins magmaphiles est tout à fait arbitraire et simplificatrice. Il est tout à fait clair que, en fait, les coefficients de partage des éléments en trace, sur ces spectres hyperétendus, diminuent progressivement de la droite vers la gauche (cf. chapitre 2). Néanmoins, cette simplification permet une approche de la composition moyenne du mélange croûte océanique altérée-manteau E-MORB.

La comparaison entre les spectres des basaltes obtenus par ce modèle et les basaltes enrichis de Sukadana montre des concentrations proches en TR. Cependant, il existe un certain nombre de discordances : présence d'anomalie positive en Pb (causée par l'altération hydrothermale du sill du site 260), en Ti (probablement accumulation de minéraux comme la titanomagnétite) (Fig. 5.44). Ceci était prévisible étant donné le caractère géochimique très hétérogène qui caractérise une croûte océanique altérée.

Le modèle permet donc d'obtenir une approximation quantitative des contributions de la croûte océanique altérée (20% environ) et d'un manteau de type E-MORB (80% environ).

L'appauvrissement relatif en TR lourdes et éléments de comportement similaire des basaltes enrichis de Sukadana peut s'expliquer par la présence, au niveau de la source, de grenat résiduel (cf. paragraphe B.III-4).

Précisons que, cet essai de quantification reposant sur de nombreuses hypothèses (composition de la croûte océanique subductée, composition du manteau enrichi, degré de fusion partielle, ...), il paraît plus important de considérer l'aspect qualitatif de ce modèle que quantitatif.

IV.5 - Conclusion

L'ensemble des laves appartenant à la corrélation arrière-arc $\epsilon Nd-(Th/Ta)_N$ résulterait donc d'un mélange complexe entre une source appauvrie peu radiogénique en Nd et Pb, correspondant elle-même à un mélange entre croûte océanique altérée et manteau de type E-MORB, et une source enrichie ($\epsilon Nd < 0$, $(Th/Ta)_N \geq 23$) comprenant un manteau fortement contaminé par les matériaux subductés (sédiments). La métasomatose de ce manteau serait le fait d'un événement de subduction ancien (probablement d'âge Tertiaire), à l'opposé du domaine arc, où la source enrichie résulte du processus de subduction actuel, quaternaire.

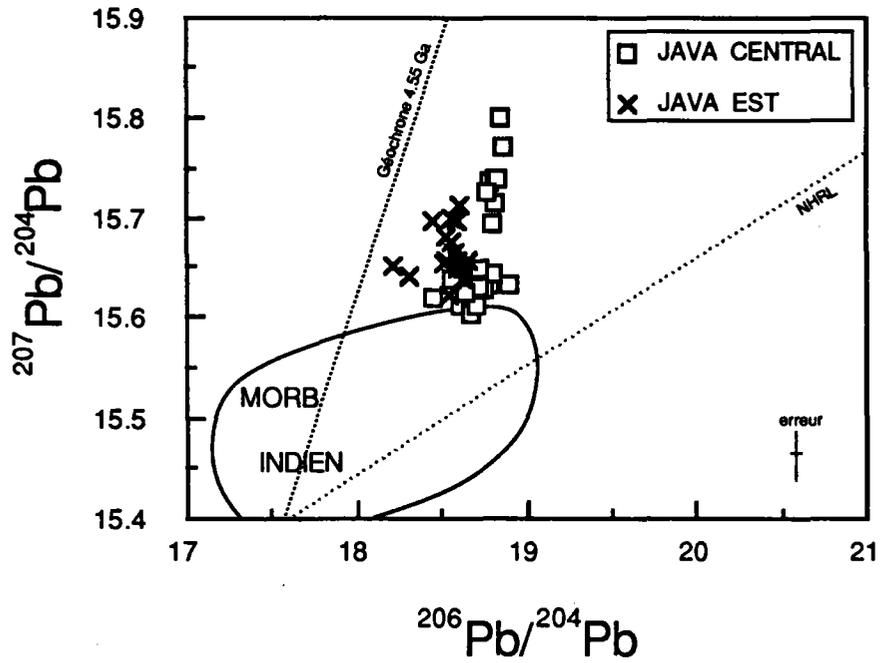


Figure 5.45 : Diagramme isotopique $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Java Central et de Java Est. Remarquons le caractère moins radiogénique en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de ces dernières.

V - LES LAVES DES EDIFICES "INTERMEDIAIRES"

Tout au long de ce chapitre, nous avons évoqué, à plusieurs reprises, les caractéristiques géochimiques des laves de certains édifices qualifiés d'"intermédiaires", en raison de leur position géochimique intermédiaire entre le domaine arc et le domaine arrière-arc. Il s'agit des édifices : Ungaran, Dieng, Patiayam, Lasem (Java Central) et Lurus, Ringgit, Beser (Java Est).

Au cours de ce paragraphe, nous allons discuter plusieurs problèmes relatifs à ces laves intermédiaires.

Nous allons, tout d'abord, débattre du problème de la variabilité en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Java Central et de Java Est, déjà signalée au chapitre 4.

Une seconde partie sera consacrée à l'identification des sources du domaine intermédiaire, déjà largement évoquée. Dans ce paragraphe, nous nous attacherons surtout à tenter de résoudre le problème posé par les compositions isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des laves ultrapotassiques de Java Est.

Enfin, nous terminerons en étudiant les relations entre la géochimie de ces laves intermédiaires et la géographie (en particulier, la distance volcan intermédiaire-axe de l'arc volcanique).

V.1 - Problème de la variabilité en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Java Est et de Java Central

Isotopiquement, nous distinguons les laves des centres volcaniques de Java Est et celles des édifices de Java Central. En effet, les laves des volcans d'arc de Java Est sont plus radiogéniques en ^{143}Nd et moins radiogéniques en ^{87}Sr , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb comparativement aux laves des centres éruptifs de Java Central. Rappelons que Whitford (1975) a déjà décrit une diminution des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'Ouest vers l'Est de Java qu'il attribue à une diminution de l'épaisseur crustale. Au paragraphe A-III.1, nous avons fait remarquer qu'une telle évolution n'est pas si simple.

La différence des rapports d'éléments en trace $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$, compositions isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre les laves des édifices de Java Est et celles des volcans de Java Central s'explique facilement par une contribution relativement moins importante de matériaux subductés (et plus particulièrement de sédiments) au niveau des laves des volcans de Java Est (par rapport aux laves de Java Central). Ceci est clairement défini par la position des échantillons d'arc de Java Central et de Java Est au niveau des courbes de mélange $\epsilon_{\text{Nd}} - (\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$... Néanmoins, ceci ne permet pas de rendre compte de la différence en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($\Delta 6/4 = (6/4)_{\text{mCentral}} - (6/4)_{\text{mEst}} = 0.18$) existant entre les laves de Java Est et celles de Java Central, que celles-ci appartiennent au domaine arc, arrière-arc ou intermédiaire (Fig. 5.45).

L'erreur analytique très faible en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (± 0.02) ne peut non plus être là l'origine de cette différence en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Quelles sont les causes possibles de cette variabilité des compositions isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre les laves de Java Est et celles de Java Central?

VOLCANS	ECHANTILLONS	U/Pb	μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)
Galunggung	71-966	0.108 (1)	7.64
Guntur	72-1026	0.150 (1)	10.64
Tjikurai	72-1050	0.108 (1)	7.64
	72-1049	0.058 (1)	4.14
Papandajan	71-991	0.093 (1)	6.59
	71-985	0.109 (1)	7.74
	71-989	0.153 (1)	10.84
Tangupan Prah	72-1142	0.230 (1)	16.31
Sundoro	71-1026	0.130 (1)	9.45
Sumbing	71-1002	0.209 (1)	14.83
Merapi	72-1075	0.092 (1)	6.54
	72-1076	0.158 (1)	11.24
Agung	72-986	0.094 (1)	6.65
Kelud	71-1036	0.058 (1)	4.09
Merbabu	MB84A	0.056 (2)	3.99
	MB85	0.095 (2)	6.71
Lamongan	LA2B	0.072 (2)	5.10
Argopuro	AG46	0.156 (2)	11.08
Baluran	BL39	0.112 (2)	7.94

Tableau 5.10 : Rapports U/Pb et valeurs du paramètre μ des laves d'arc de Java ((1) : Whitford (1975); (2) : ce travail)

Si l'on considère la configuration classique d'une zone de subduction, plusieurs sources à l'origine de cette variation peuvent être proposées :

- croûte de l'arc
- domaines mantelliques primaires (non contaminés par la subduction) sous-jacents aux zones arc et arrière-arc
- croûte océanique subductée
- sédiments subductés

V.1a - Croûte de l'arc

En première hypothèse, considérons que la croûte de l'arc est responsable de cette variabilité en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ au sein des laves de Java. Lors de leur passage dans la croûte, les laves acquerraient certaines caractéristiques propres à la croûte et notamment cette variabilité en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Dans cette hypothèse, la différence entre les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Java Est et de Java Central correspond à l'équation :

$$\Delta_{6/4} = (6/4)_{\text{m Central}} - (6/4)_{\text{m Est}} = (\Delta_{6/4})_i + \mu_C \cdot e^{\lambda t_C} - \mu_E \cdot e^{\lambda t_E} + \mu_E - \mu_C$$

$\lambda = 1.551 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ (Lugmair et Marti, 1978a) : constante radioactive de ^{238}U , où les inconnues sont : μ_C , μ_E (rapports $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ de la croûte au niveau des secteurs de Java Central et de Java Est), t_C et t_E (âge de la croûte au niveau des secteurs de Java Central et de Java Est), $(\Delta_{6/4})_i$: rapport isotopique $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ initial de la croûte .

Première hypothèse : concernant les valeurs de μ_C et μ_E , supposons que la moyenne des valeurs μ des laves d'arc de Java Central et de Java Est reflète la valeur μ de la croûte au niveau de ces deux secteurs de Java. Cette hypothèse n'est pas complètement insensée étant donné que, d'une part, la croûte de l'île de Java serait le résultat d'une succession d'arcs insulaires (cf. chapitre 3), et, que, d'autre part, le calcul des valeurs du paramètre μ au niveau des laves de Java (μ_C et μ_E) ne montre pas de variation notable entre les secteurs de Java Central et de Java Est.

Les données bibliographiques (Whitford, 1975) et nos données permettent de calculer une valeur μ moyenne de 8.4 ± 1.6 (2σ ; $n=19$) pour la croûte de l'arc de Java (Tableau 5.10).

Deuxième hypothèse : concernant la valeur de $(\Delta_{6/4})_i$, supposons que les rapports $(6/4)_i$ de la croûte de Java Central et de Java Est sont égaux; autrement dit $(\Delta_{6/4})_i$ équivaut à zéro.

Sur la base de ces considérations et dans l'hypothèse où $\Delta_{6/4}$ est lié à la croûte de l'arc, $\Delta_{6/4}$ traduit alors une différence d'âge entre la croûte de Java Central et la croûte de Java Est.

L'équation devient : $\Delta_{6/4} = \mu (e^{\lambda t_C} - e^{\lambda t_E}) = 8.4 (e^{\lambda t_C} - e^{\lambda t_E})$

Au cours du chapitre 3, nous avons vu que la zone centrale de l'île de Java se caractérise par un âge Crétacé supérieur-Tertiaire : considérons un âge t_C de 70Ma. Cet arc se poursuit vers l'Est, au Miocène

inférieur. Considérons un âge t_E minimum de 20Ma pour la croûte de Java Est. La valeur $\Delta 6/4$ obtenue est de 0.064, ce qui est nettement insuffisant pour rendre compte de l'écart de 0.18 observé entre les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Java Est et ceux des laves de Java Central.

Selon les hypothèses avancées, la croûte de l'arc n'est donc pas le composant responsable de la variation des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre les laves des secteurs Est et Central de Java. Ceci s'accorde avec la conclusion énoncée au début de ce chapitre (paragraphe B-I), à savoir que la croûte de l'arc interviendrait peu dans la genèse des magmas de Java.

V.1b - Les domaines mantelliques primaires des zones arc et arrière-arc

La variabilité en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Java reflète-t-elle une variabilité en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des domaines mantelliques primaires situés à l'aplomb des zones centrale et orientale de Java?

Il est fort possible, en effet, d'envisager que le manteau présente de petites variations en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, variations couramment observées au niveau du manteau océanique : par exemple, au paragraphe B-II.3, une compilation des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des MORB Indien a permis de définir l'intervalle de variation du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de la source appauvrie du domaine arc : $2\sigma=0.11$. Bien que légèrement inférieure à la valeur recherchée (0.18), il paraît tout à fait réaliste d'envisager que la variation en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves arc, arrière-arc et intermédiaires reflète la variabilité en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ propre aux sources mantelliques des domaines arc, arrière-arc et intermédiaire.

V.1c - Croûte océanique subductée

Supposons que la composition de la croûte océanique située en avant de l'arc reflète la composition de la croûte océanique subductée (ce qui est une grossière hypothèse), les caractéristiques de cette croûte sont :

- pour le secteur Ouest de Java (site 211, Leg XXII) : la croûte océanique, âgée de 71Ma, comprend des roches à néphéline normative, dont les teneurs en K_2O varient entre 1.06 et 3.38% (Hékinian, 1974). Les processus hydrothermaux (Hékinian, 1974) ayant affecté cette croûte seraient responsables d'une diminution des teneurs en Pb et d'une augmentation des teneurs en U dans la croûte.

- pour le secteur Est de Java (site 261, Leg XXVII) : ce forage a permis d'échantillonner les plus anciens basaltes connus de l'océan Indien (environ 130Ma). Il s'agit de basaltes tholéitiques pauvres en K_2O (de 0.01 à 0.92%) (Robinson et Whitford, 1974). Les laves d'arc formées à partir de ce type de croûte océanique subductée se caractériseront par des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ faibles comparativement à une croûte nettement plus altérée.

Cette croûte océanique subductée peut donc présenter une variabilité en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acquise à partir de la source mantellique lors de sa formation au niveau de la ride indienne. D'autres paramètres de la croûte océanique peuvent également être responsables de cette variabilité : μ et l'âge de la croûte. Par simplification, nous allons considérer ces deux cas successivement.

1 - Variabilité du paramètre μ au niveau de la croûte océanique subductée sous Java

Est-ce que la différence entre les valeurs de μ de la croûte océanique subductée au niveau de Java Est et de celle subductée sous Java Central peut expliquer l'écart $\Delta 6/4$ entre les laves de Java Est et celles de Java Central?

Considérons les hypothèses suivantes :

- les rapports $(6/4)_i$ de la source de la croûte océanique subductée sous Java Est et Java Central sont égaux ($(\Delta 6/4)_i=0$).
- l'âge de la croûte océanique subductée sous Java Est est semblable à celui de la croûte océanique subductée sous Java Est ($t_C=t_E$).

Cela revient à résoudre l'équation :

$$\Delta\mu = \mu_{\text{Central}} - \mu_{\text{Est}} = (\Delta 6/4) / (e^{\lambda t} - 1)$$

$$\Delta\mu = 0.18 / (e^{\lambda t} - 1)$$

$$\lambda = 1.551 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1} \text{ (Lugmair et Marti, 1978a)}$$

t = âge de la croûte océanique subductée

Hamilton (1979) indique que la croûte océanique, au large de Java, présente des âges compris entre 75Ma et 85Ma. Considérons un âge moyen de 80Ma, auquel on ajoute 4Ma, correspondant globalement au temps mis par la croûte océanique pour s'enfoncer à une profondeur située à l'aplomb de l'arc, et au temps mis par les magmas pour remonter jusqu'à la surface. Les diverses données pour ce calcul sont : vitesse moyenne de la plaque indienne : 5.5cm/an (Le Pichon, 1968), angle de subduction moyen : 70°, profondeur moyenne de la croûte océanique à l'aplomb des volcans de l'arc : 160km (Hamilton, 1979), vitesse moyenne de remontée des magmas : 10^{-8} m/s (Gill, 1981).

Un âge t de 84Ma permet donc d'obtenir la valeur $\Delta\mu$ de 13.7. Les travaux de Hart et Staudigel (1989) (croûte océanique non altérée : $\mu=8.36$; croûte océanique altérée : $\mu=56.73$) indiquent qu'il est donc tout à fait possible d'envisager une variation de μ de 13.7 pour une croûte océanique altérée à différents degrés ($(\mu_{\text{MORB Indien}})_m = 14 \pm 6$ (2σ ; $n=6$) (Cohen et al., 1980; Cohen et O'Nions, 1982; Newsom et al., 1986)).

2 - Variabilité de l'âge t de la croûte océanique subductée sous Java

Est-ce que la différence d'âge entre la croûte océanique subductée sous Java Central et celle subductée sous Java Est contrôle la variation en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ observée dans les laves de Java?

Considérons les hypothèses suivantes :

- $(\Delta 6/4)_i=0$ (cf. paragraphe ci-dessus).
- les paramètres μ_C et μ_E de la croûte océanique subductée sous Java Central et sous Java Est sont égaux.

Sur la base de ces hypothèses, l'équation devient : $\Delta 6/4 = \mu (e^{\lambda t_C} - e^{\lambda t_E})$

Les paramètres connus : $t_C=75$ Ma, $t_E=85$ Ma (Hamilton, 1979) et $\mu=14$ ($(\mu_{\text{MORB Indien}})_{\text{moyen}}$) permettent de déterminer une valeur $\Delta 6/4$ de 0.022, ce qui est nettement insuffisant. L'âge t de la croûte océanique subductée sous Java ne présente donc pas de différence suffisamment importante pour être à l'origine de la variabilité $\Delta 6/4$ des laves de Java.

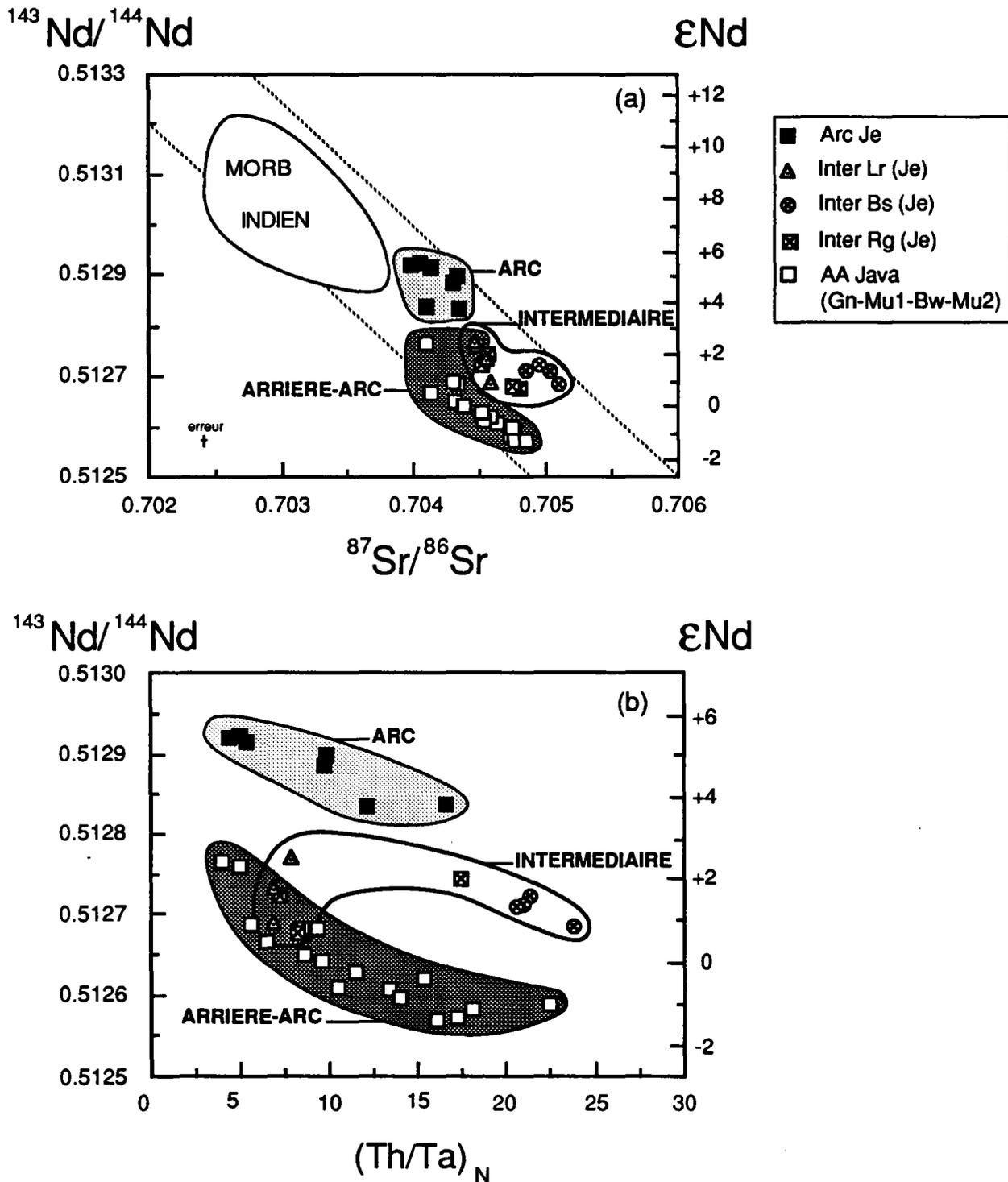


Figure 5.46 : Diagrammes $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (a) et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ (b) des laves du domaine intermédiaire de Java Est comparativement à celles des domaines arc de Java Est et arrière-arc. Le caractère plus radiogénique en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et les rapports $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ plus élevés de ces laves intermédiaires par rapport à celles des domaines arc et arrière-arc (ceci est surtout vrai pour le ^{87}Sr) reflètent soit un échantillonnage incomplet, soit la contribution d'une source supplémentaire à la genèse de ces laves.

Concluons que les paramètres propres à la croûte océanique subductée et susceptibles de contrôler la variabilité en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Java sont : la composition primaire de cette croûte et le paramètre μ (variant beaucoup avec le degré d'altération de la croûte).

V.1d - Les sédiments subductés

Des sédiments légèrement plus radiogéniques en ^{206}Pb participeraient à la genèse des magmas de Java Central, comparativement à ceux contribuant à la source des magmas de Java Est. Nos données sur les sédiments, tous localisés à l'Ouest de Java, ne permettent pas de vérifier cette hypothèse. Une étude portant sur un plus grand nombre de sédiments, prélevés en avant de l'arc, parallèlement à l'île de Java, préciserait l'origine de la variation en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Java Est et de Java Central.

V.1e - Conclusion

En résumé, il ressort de cette discussion, que ce sont probablement les composants subductés (croûte océanique et sédiments) et peut-être également le manteau primaire des domaines arc, intermédiaire et arrière-arc qui contrôlent la variabilité des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Java Central et de Java Est.

V.2 - Sources des laves intermédiaires. Problème des laves de Java Est

Tout au long de ce chapitre, nous avons fait remarquer sur divers diagrammes ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, ϵNd , $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-(\text{Nb}/\text{Zr})_{\text{N}}$, $(\text{U}/\text{Nb})_{\text{N}}-\text{Nb}_{\text{N}}$,...) la position intermédiaire des laves des édifices "intermédiaires" entre celles du domaine arc et celles du domaine arrière-arc. Cette position traduirait une composition intermédiaire de la source de ces laves entre la source du domaine arc et celle du domaine arrière-arc. Autrement dit, un mélange entre ces deux sources mantelliques (manteau appauvri plus ou moins métasomatisé et manteau enrichi plus ou moins métasomatisé) rendrait compte des caractéristiques géochimiques de ces laves.

Cependant, remarquons que ce mélange ne suffit pas pour expliquer les compositions isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des laves ultrapotassiques de Java Est. En effet, si nous reportons, sur un diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 5.46a), la source enrichie des magmas arrière-arc (représentée par les laves potassiques du Muria 1 et du Genuk, et plus précisément, par les laves ultrapotassiques de Java Central ayant des valeurs de ϵNd équivalentes à celles des laves de Java Est) et les magmas d'arc de Java Est, nous constatons que certaines laves ultrapotassiques de Java Est ont des compositions isotopiques en Sr trop élevées pour s'expliquer uniquement par un mélange simple entre la source des magmas arrière-arc et la source des magmas d'arc. En effet, sur ce diagramme, les laves ultrapotassiques de Java Est n'occupent pas une position intermédiaire entre les sources des domaines arc et arrière-arc. De même, ceci s'observe également clairement sur le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$ (Fig. 5.46b).

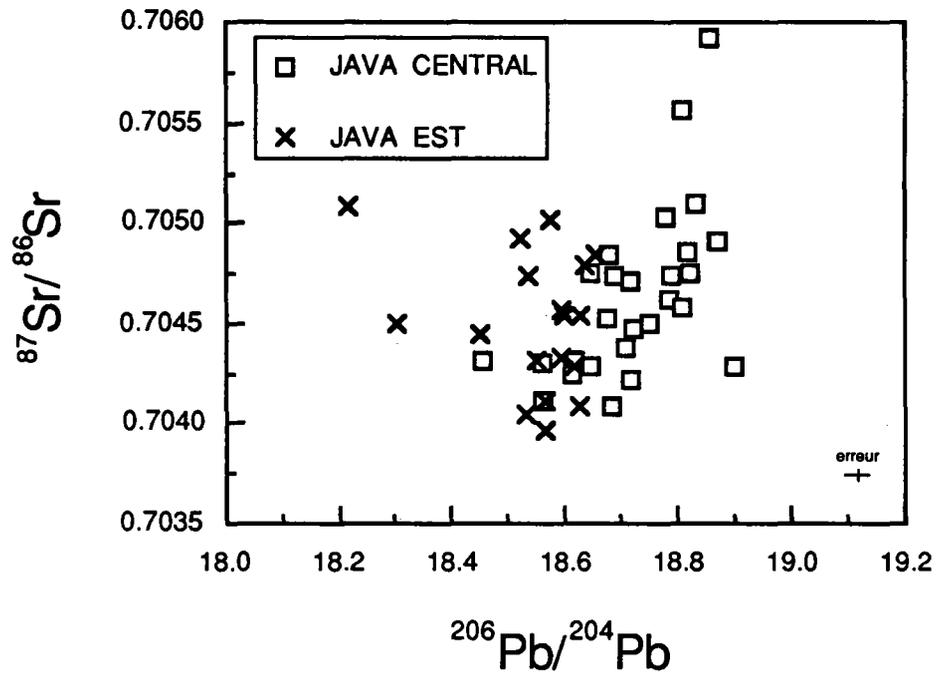


Figure 5.47 : Diagramme isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Java Central et de Java Est. A l'opposition des laves de Java Central qui dessinent une corrélation positive entre ces deux rapports isotopiques, celles de Java Est montrent une évolution apparaissant plutôt négative.

Par conséquent, soit il existe des échantillons d'arc de Java Est plus radiogéniques en Sr et de rapports $(Th/Ta)_N$ plus élevés que ceux analysés ($^{87}Sr/^{86}Sr > 0.7051$; $(Th/Ta)_N > 24$), soit il est nécessaire d'envisager la contribution d'un composant supplémentaire à la genèse des laves ultrapotassiques de Java Est.

Une compilation des données bibliographiques (Whitford, 1975) nous apprend que le rapport moyen $^{87}Sr/^{86}Sr$ des laves d'arc de Java Est n'excède pas 0.70455 (n=20). Par ailleurs, les seuls rapports Th/Ta des laves d'arc de Java Est disponibles sont ceux des laves étudiées au cours de ce travail. Cependant, J.L. Joron a mesuré les concentrations Th, Ta d'échantillons supplémentaires des laves de ces volcans d'arc, indiquant des rapports $(Th/Ta)_N$ de l'ordre de 18.

Ces rapports demeurent tout de même inférieurs à ceux de certaines laves ultrapotassiques de Java Est ($(Th/Ta)_N$ allant jusqu'à 24).

Si on fait l'hypothèse qu'il n'existe pas de laves d'arc de Java Est plus radiogéniques en $^{87}Sr/^{86}Sr$ et de rapports $(Th/Ta)_N$ au moins égaux à 24, il est nécessaire de définir un composant autre que les sources arc et arrière-arc déjà évoquées pour rendre compte des caractéristiques géochimiques des laves ultrapotassiques de Java Est.

Nous avons rapporté et discuté, au paragraphe précédent, l'existence de compositions isotopiques $^{206}Pb/^{204}Pb$ moins radiogéniques pour les laves de Java Est comparativement à celles de Java Central (pour des compositions isotopiques $^{207}Pb/^{204}Pb$ et $^{208}Pb/^{204}Pb$ semblables) (Fig. 5.45). Nous en avons conclu que des composants subductés (croûte océanique hydrothermalement altérée et sédiments) de nature différente seraient responsables de cette différence.

En fait, si l'on considère, à la fois, les rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ et $^{206}Pb/^{204}Pb$ des laves de Java Est, il s'avère que cette conclusion doit être révisée.

En effet, nous remarquons que les échantillons ultrapotassiques de Java Est, plus radiogéniques en Sr sont moins radiogéniques en $^{206}Pb/^{204}Pb$ par rapport à ceux de Java Central. De telles caractéristiques isotopiques rappellent fortement les caractéristiques propres au manteau subcontinental (Hawkesworth et al., 1990). Selon ces auteurs, un fractionnement de phlogopite serait responsable de ce découplage entre les rapports Rb/Sr et U/Pb. Au cours du temps, un tel manteau présentera donc des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ élevés et $^{206}Pb/^{204}Pb$ faibles.

Ce composant interviendrait essentiellement au cours de la genèse des magmas de Java Est. Effectivement, les magmas arc et potassiques arrière-arc de Java Central montrent une corrélation globalement positive entre les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{206}Pb/^{204}Pb$, ce qui n'est pas le cas des laves de Java Est (Fig. 5.47).

Les caractéristiques géochimiques de ce manteau subcontinental sont définies par les laves du Beser, à savoir :

$^{143}Nd/^{144}Nd$: environ 0.51272

$^{87}Sr/^{86}Sr \geq 0.7051$

$^{206}Pb/^{204}Pb \leq 18.2$

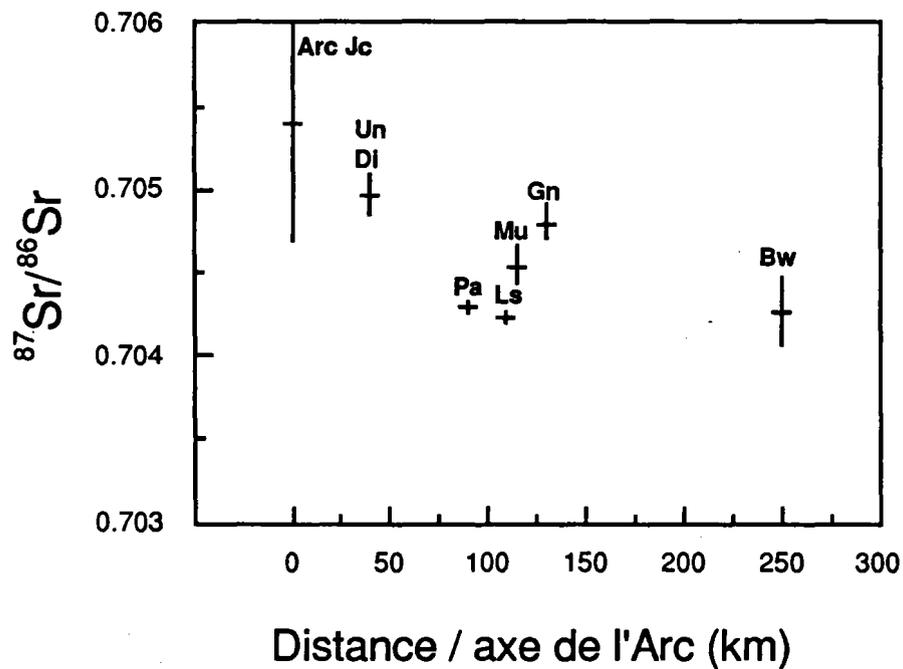
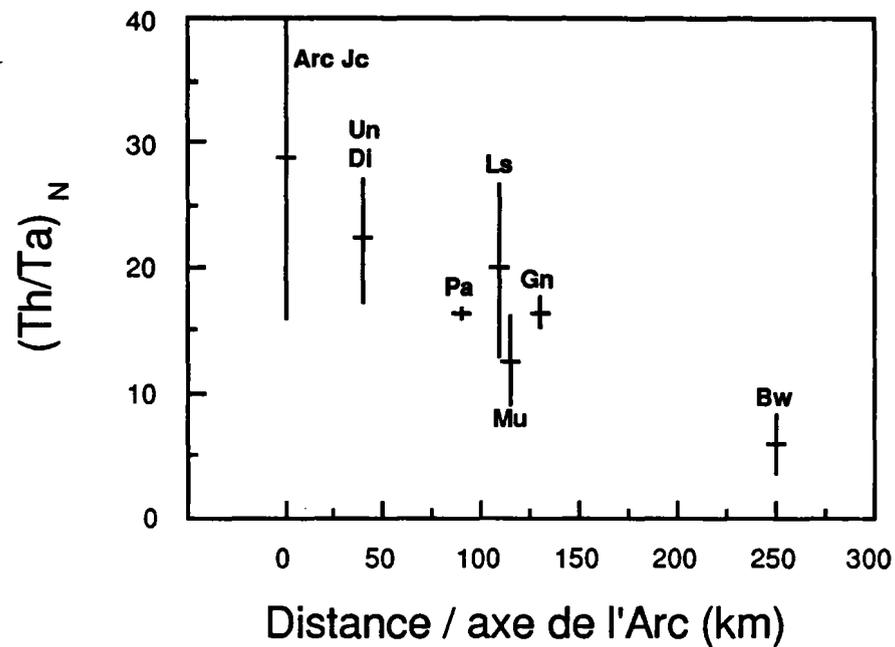


Figure 5.48 : Variation des rapports $(Th/Ta)_N$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ des laves des volcans de Java Central en fonction de leur distance à l'axe de l'arc (les barres verticales représentent l'intervalle $[(y)_{moyen}-2\sigma, (y)_{moyen}+2\sigma]$, y correspondant à $(Th/Ta)_N$ ou $^{87}Sr/^{86}Sr$ suivant le diagramme; les barres verticales permettent de localiser la valeur moyenne $(y)_{moyen}$.

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: environ 15.65

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: environ 38.4

$(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}} \geq 24$

Il s'agirait, en fait, comme le montrent les rapports $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$, d'un manteau subcontinental fortement influencé par la subduction. Cette contamination par des composants subductés aurait pu être produite au cours des divers épisodes de subduction qui ont affecté l'île de Java depuis le Crétacé terminal.

En résumé, les magmas de Java Est résulteraient du mélange de quatre sources : manteau océanique appauvri, manteau océanique enrichi, fluides et/ou liquides dérivés de la plaque de subduction et manteau subcontinental. Les autres magmas intermédiaires de Java seraient le résultat d'un mélange entre un manteau de type MORB (appauvri (arc) ou enrichi (arrière-arc)) et de fluides et/ou liquides issus de la lithosphère subductée.

Cependant, nous comprenons mal la raison pour laquelle, seuls, les magmas de Java Est subiraient l'influence de ce manteau subcontinental. Aussi, il faut être très prudent vis-à-vis de cette hypothèse de manteau subcontinental. Les caractéristiques isotopiques de ces magmas sont peut-être uniquement le reflet d'un trop faible nombre d'analyses de laves des édifices de Java Est. De plus, l'examen de la figure 5.47 indique qu'à l'exception de deux échantillons, l'ensemble des laves de Java Est présente des compositions isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plutôt homogènes ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.54 \pm 0.05$ (2σ ; $n=18$)) ne décrivant pas de corrélation négative avec les rapports isotopiques du Sr. Une étude géochimique (traces et isotopes) d'un plus grand nombre de ces laves permettrait de différencier une variabilité en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ causée par des composants subductés (croûte océanique et sédiments) ou résultant de la contribution d'un manteau subcontinental.

V.3 - Corrélation géographie-géochimie?

Dans l'ensemble des diagrammes, nous avons observé une dispersion plus ou moins importante des données de ces laves intermédiaires. Etant donné que ce caractère intermédiaire semble s'appliquer à la fois à la géographie et à la géochimie, regardons de manière détaillée, au sein de chaque édifice, s'il existe une règle : distance volcan intermédiaire-axe de l'arc en fonction des caractéristiques géochimiques des roches de ces édifices intermédiaires.

V.3a - Diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -distance à l'axe de l'arc et $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$ -distance à l'axe de l'arc

Nous avons vu que les rapports permettant la meilleure discrimination entre laves du domaine arc et laves du domaine arrière-arc sont le rapport d'éléments en trace Th/Ta et le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Effectivement, dans les diagrammes $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -distance à l'axe de l'arc (Fig. 5.48-5.49), on observe bien globalement une diminution progressive des paramètres géochimiques en fonction de la distance à l'axe de l'arc; cependant, ce résultat est plus ou moins biaisé par la densité d'échantillonnage à l'origine d'importants intervalles de variation en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$ observés au sein des laves d'un même édifice.

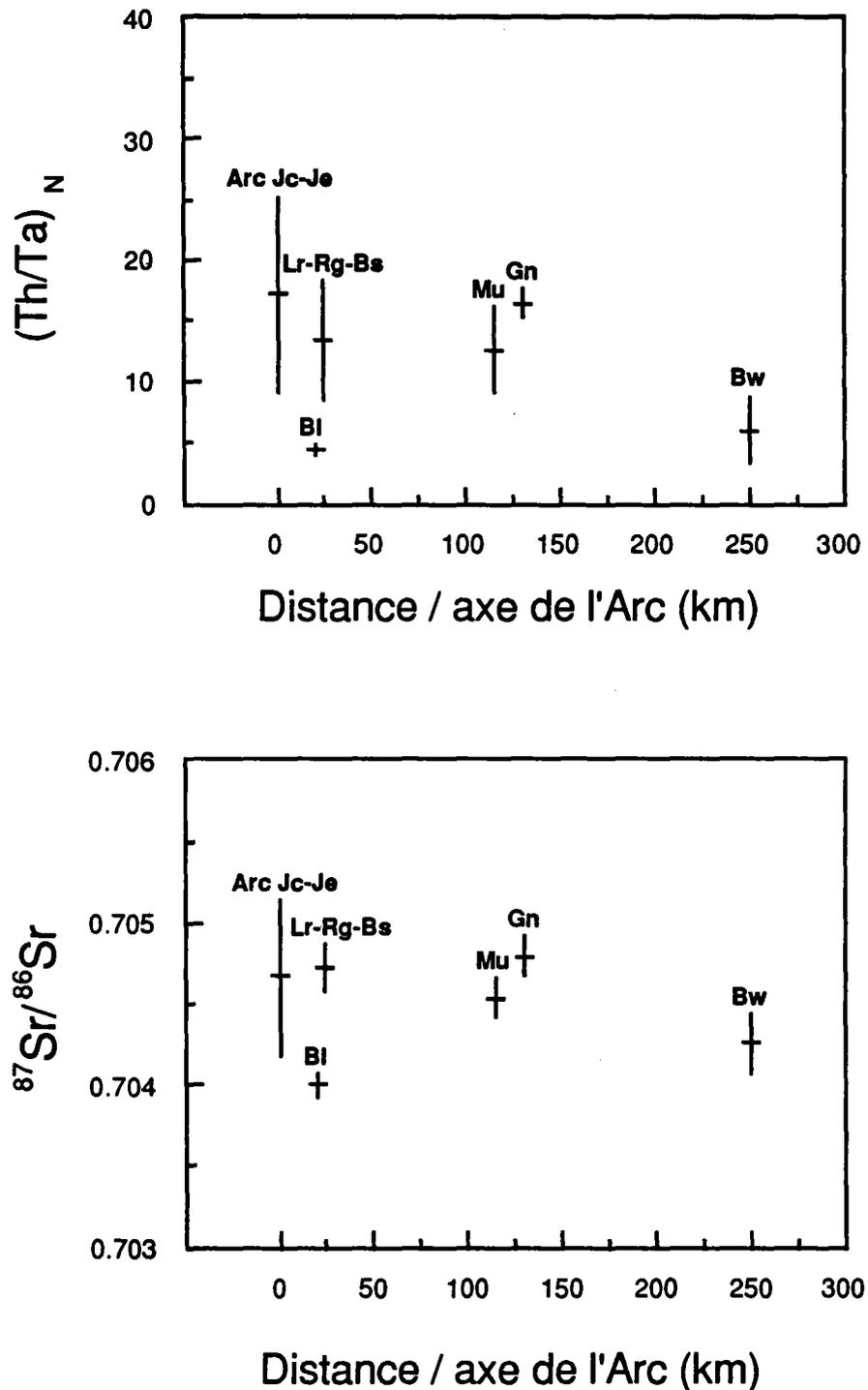


Figure 5.49 : Variation des rapports $(Th/Ta)_N$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ des laves des volcans de Java Est en fonction de leur distance à l'axe de l'arc volcanique. (Par comparaison, ont été reportées les laves des domaines arc et arrière-arc de Java Central) (pour la signification des barres verticales et horizontales, cf. Fig. 5.48).

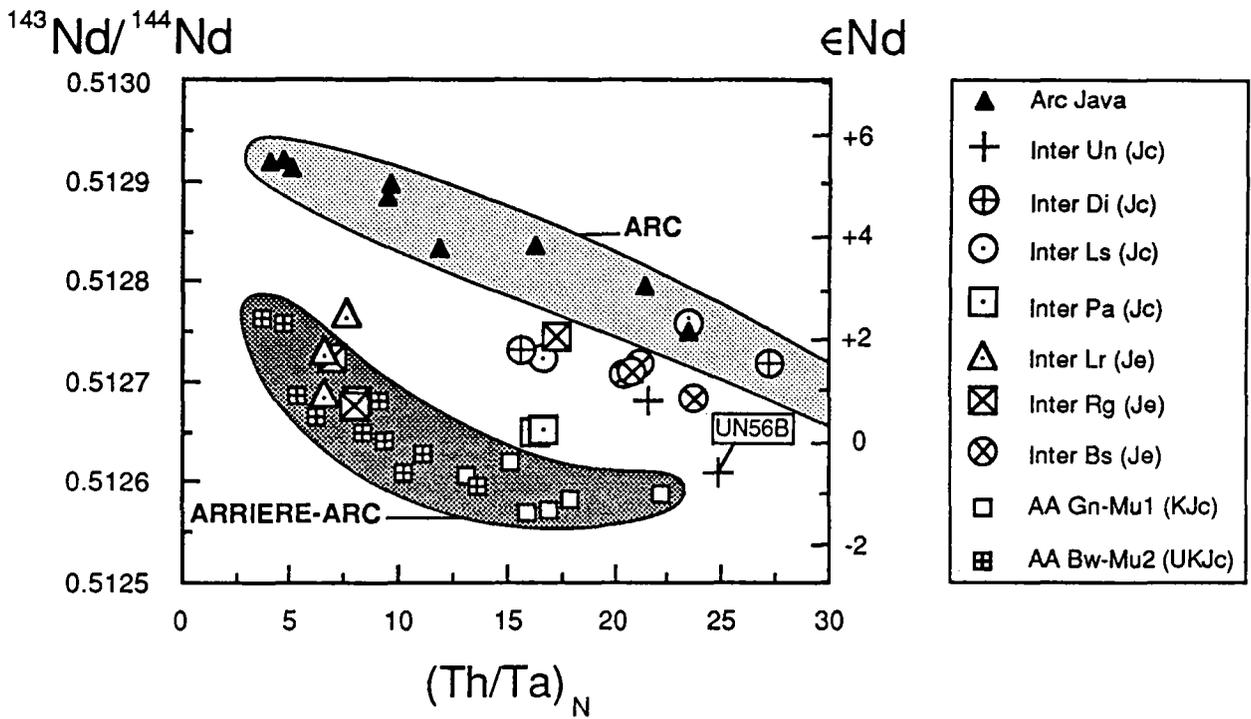


Figure 5.50 : Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ des laves du domaine intermédiaire de Java comparativement à celles des domaines arc et arrière-arc.

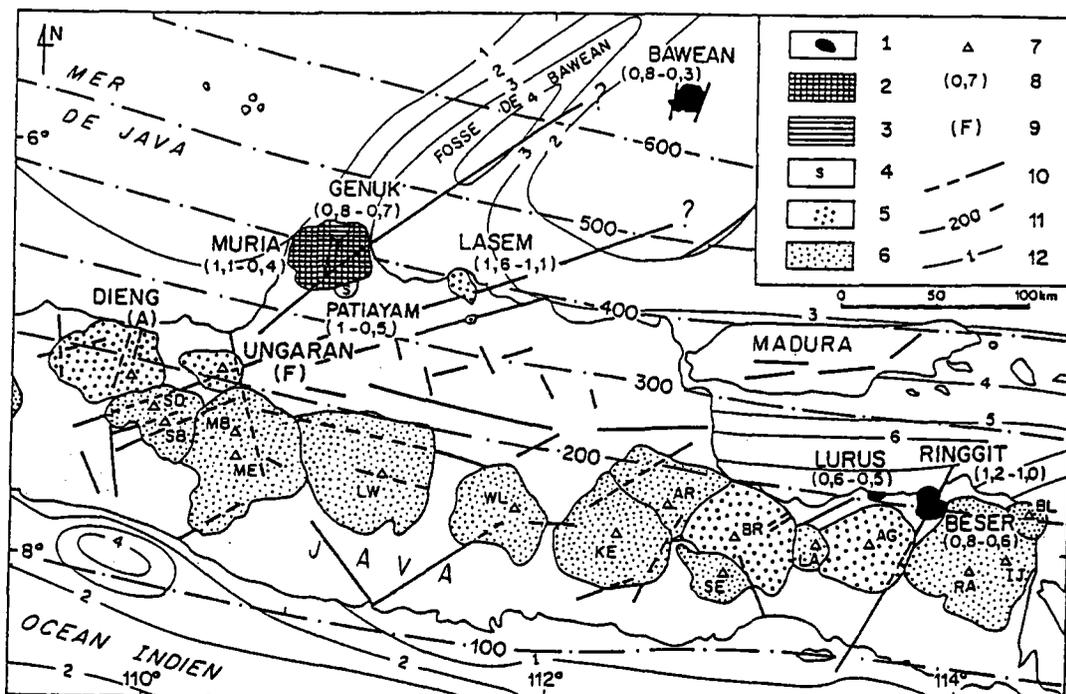


Figure 5.51 : Carte de localisation des volcans étudiés au niveau de l'île de Java.

Aussi, afin de s'affranchir de toute influence liée au nombre d'échantillon, il paraît plus judicieux d'utiliser le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$. Ce diagramme, qui met clairement en évidence l'existence de trois domaines géochimiques, identiques à ceux définis par la géographie, permet d'apprécier l'éventuel contrôle de la géochimie des laves par la géographie. On comparera, en particulier, la position des laves de type intermédiaire par rapport aux domaines géochimiques arc et arrière-arc et la localisation géographique du volcan ayant émis ces laves par rapport aux volcans de l'axe de l'arc et aux volcans arrière-arc.

V.3b - Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$

Sur ce diagramme (Fig. 5.50), la corrélation arc matérialise l'axe de l'arc volcanique et la corrélation arrière-arc, le domaine arrière-arc, et notamment celui de Java Central (Muria-Genuk-Bawean) qui nous intéresse plus particulièrement dans le cas présent.

Nous pouvons faire, sur ce diagramme, un certain nombre de remarques :

- Les édifices calco-alcalins potassiques Ungaran et Dieng, très proches de l'arc (Fig. 5.51), ont émis des laves dont les caractéristiques géochimiques sont très proches de celles des laves d'arc, excepté peut-être l'échantillon UN56B.

- Les volcans ultrapotassiques Lurus, Ringgit, Beser sont également géographiquement très proches de ceux de l'arc (Fig. 5.51). Les laves du Beser sont géochimiquement proches de celles du domaine arc, celles du Lurus proches de celles du domaine arrière-arc et celles du Ringgit intermédiaires entre ces deux domaines. Pourquoi ces édifices très proches de l'arc volcanique, ne présentent-ils pas tous des caractéristiques géochimiques voisines de celles des laves des volcans d'arc?

L'examen de la carte géologique de l'île de Java montre clairement l'existence d'un accident structural majeur de direction SO-NE, recoupant l'axe de l'arc volcanique et les édifices Ringgit-Beser (Fig. 5.51). La présence de cette zone de fractures profonde expliquerait une contribution plus importante de la source des magmas d'arc à la genèse des laves du Ringgit et du Beser, comparativement au Lurus, qui n'a pas été affecté par cet accident. Aussi, les laves de ce dernier volcan sont-elles géochimiquement quasiment analogues à celles du Muria 2 et du Bawean. L'exemple des laves du Lurus et de certaines laves du Ringgit indique donc, au niveau du secteur Est de Java, que la corrélation géographie-géochimie ne semble pas clairement établie. N'oublions pas non plus qu'au niveau des magmas de ce secteur interviendrait peut-être le manteau subcontinental.

- Patiayam est un centre éruptif situé immédiatement au Sud du complexe volcanique du Muria et à une distance importante de l'axe de l'arc volcanique (90km). Aussi, le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$ révèle-t-il clairement les caractéristiques très voisines des laves de ce volcan avec celles du Muria.

- Le Lasem se localise à la même distance de l'axe de l'arc volcanique que Patiayam. Pourtant, les laves de cet édifice sont géochimiquement nettement plus proches de celles du domaine arc. Là encore, le Lasem semble se situer sur un accident structural majeur de direction OSO-ENE, se poursuivant au niveau de l'édifice Ungaran et des volcans de l'axe de l'arc. Par conséquent, cette faille aurait permis une contribution plus importante de la source des magmas d'arc à la genèse des laves du Lasem, comparativement à celles de Patiayam.

En résumé, il apparaît clairement que la géochimie des laves des édifices dits "intermédiaires" est fonction de deux paramètres :

- la géographie (distance volcan intermédiaire-axe de l'arc). Ceci s'applique surtout aux édifices intermédiaires de Java Central.

- la géologie au niveau, notamment, d'accidents structuraux majeurs obliques par rapport à l'axe de l'arc (cas du Lasem et des édifices Ringgit et Beser).

Il semble également que les magmas alcalins potassiques et ultrapotassiques de Java représentent géochimiquement le domaine arrière-arc, et ceci quelque soit leur distance à l'axe de l'arc volcanique. Il existe toutefois une exception à cette suggestion : les édifices ultrapotassiques recoupés par des zones de fractures se poursuivant jusqu'aux volcans de l'arc (Ringgit, Beser). Dans ce cas, les laves ultrapotassiques présenteront des caractéristiques géochimiques intermédiaires entre celles des laves d'arc et celles du domaine arrière-arc.

V.4 - Conclusion

Au terme de cette discussion concernant les laves des édifices "intermédiaires", résumons les points essentiels :

- La variabilité en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Java Central et de Java Est semble être causée par la contamination de matériaux subductés de composition différente au niveau de ces deux secteurs, à moins qu'elle ne résulte de la contribution d'un manteau subcontinental au niveau des laves de Java Est.

- D'une manière générale, les magmas de ces volcans présentent une composition intermédiaire entre ceux du domaine arc et ceux du domaine arrière-arc. Les sources impliquées au niveau de leur genèse seraient, par conséquent : manteau enrichi (E-MORB), manteau appauvri en éléments HYG et fluides et/ou liquides issus de la plaque subductée. Des analyses isotopiques et d'éléments en trace d'échantillons d'arc de Java Est supplémentaires permettraient de confirmer ou d'infirmer la contribution d'un manteau subcontinental à la genèse des magmas ultrapotassiques de Java Est.

- La géochimie des laves des édifices "intermédiaires" de Java Central est contrôlée, d'une part, par la géographie, et, d'autre part, par des accidents tectoniques majeurs, obliques à l'axe de l'arc.

- Les magmas ultrapotassiques de Java Est appartiendraient, au même titre que ceux de Java Central, au domaine arrière-arc de Java, exception faite pour les complexes Beser et Ringgit dont les caractéristiques géochimiques intermédiaires des laves s'expliqueraient par l'existence d'une zone de fracture majeure recoupant ces édifices et se prolongeant jusqu'aux volcans d'arc.

VI - CONCLUSION : ESTIMATION DU TAUX DE SEDIMENTS IMPLIQUE DANS LA GENESE DES LAVES

Jusqu'ici nous n'avons évoqué la contribution de sédiments que d'un point de vue qualitatif. Aussi, en guise de conclusion à ce paragraphe, nous proposons de quantifier cette participation de sédiments.

En faisant un certain nombre d'hypothèses sur les caractéristiques géochimiques des différents pôles, nous pouvons calculer la quantité de sédiments requise pour produire les compositions isotopiques observées au niveau des laves arc et arrière-arc de Java-Sumatra.

Etant donné les nombreuses incertitudes relatives à l'identification et à la composition des pôles, ce calcul doit être considéré uniquement comme une illustration d'un mélange simple entre une source appauvrie et des sédiments.

Pour définir géochimiquement les pôles des corrélations arc et arrière-arc, nous avons établi un certain nombre d'hypothèses simplificatrices :

1 - Nous avons envisagé un mélange simple n'impliquant pas de fractionnement d'éléments. Autrement dit, nous considérons une contamination en masse de sédiments, alors qu'une contamination sélective par l'intermédiaire de fluides ou liquides (à l'origine de fractionnements importants au niveau des rapports d'éléments en trace) est fortement préconisée.

2 - Les concentrations en Pb, Sr, Nd des deux domaines mantelliques sont dix fois supérieures à celles des MORB; ceci est basé sur l'hypothèse que les MORB sont générés par un degré de fusion partielle de 10% et n'ont pas subi de cristallisation fractionnée.

3 - Le manteau appauvri du domaine arc a des compositions isotopiques Sr-Nd-Pb équivalentes à la moyenne de celles des MORB Indien les plus radiogéniques en Pb (cf. paragraphe B-II).

Les concentrations et rapports isotopiques supposés pour le manteau appauvri du domaine arc sont :

Pb=0.049ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70319$
Sr=13.4ppm	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.51299$
Nd=0.96ppm	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.34$
	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.51$
	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38.25$

4 - Les limites des compositions isotopiques du pôle appauvri du domaine arrière-arc sont fixées par les échantillons :

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \leq 0.70374$
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \geq 0.51298$
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \leq 18.16$
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \leq 15.48$
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \leq 38.13$

Au cours de la discussion du paragraphe C-III, nous avons conclu que cette source est isotopiquement appauvrie, et enrichie en éléments en traces. En fait, elle correspond plus précisément à un mélange entre un manteau de type E-MORB et la croûte océanique altérée subductée. Ici, nous ne tenons pas vraiment compte de la contribution de cette dernière dans notre modèle. En effet, excepté le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ce matériel récemment recyclé est isotopiquement semblable au manteau océanique. Par ailleurs, le comportement très hétérogène des éléments en traces Sr, Nd, Pb lors du processus d'altération d'une croûte océanique ne permet pas d'estimer correctement les concentrations de ces éléments.

Aussi, avons-nous pris en compte la moyenne des rapports isotopiques Nd, Pb des MORB Indien, en y apportant cependant quelques modifications.

La moyenne des compositions isotopiques Sr, Nd, Pb des MORB Indien est :

$$\begin{aligned} ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} &= 0.70302 \pm 7 \\ ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} &= 0.51305 \pm 1 \\ ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} &= 18.02 \pm 0.12 \\ ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} &= 15.48 \pm 0.01 \\ ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} &= 37.89 \pm 0.10 \end{aligned}$$

Nous considérons un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, au niveau du pôle arrière-arc appauvri, supérieur au rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{moyen}}$ calculé au niveau des MORB Indien; ceci, afin de tenir compte de la contribution de cette croûte océanique altérée. Nous avons pris en compte la valeur maximale envisageable pour ce rapport, à savoir 0.7037.

De même, le rapport $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{moyen}}$ des MORB Indien ne peut être utilisé dans ce modèle, étant donné qu'il présente la même valeur qu'un échantillon arrière-arc de Sukadana. Aussi, avons-nous défini une valeur plus faible (15.45) correspondant environ à la valeur minimale de l'intervalle de variation en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des MORB Indien.

5 - Concernant les éléments en traces, nous avons montré (paragraphe B-III), que cette source est enrichie en ces éléments. Aussi, avons-nous considéré les concentrations moyennes en Sr, Nd, Pb des E-MORB déterminées par Sun et McDonough (1989) que nous avons divisé par 10 pour les rapporter à la source. En effet, les mesures des teneurs Pb, trop peu nombreuses au niveau des E-MORB Indien, ne nous autorisent pas à considérer ces matériaux pour définir les concentrations en Pb du pôle arrière-arc appauvri. Par souci d'homogénéité, nous avons également considéré les concentrations en Sr, Nd des E-MORB rapportées par Sun et McDonough (1989) pour caractériser ce pôle.

En résumé, les caractéristiques géochimiques de cette source appauvrie du domaine arrière-arc sont :

Pb=0.06ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7037$
Sr=15.5ppm	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.51305$
Nd=0.9ppm	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.02$
	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.45$
	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.89$

Comme pôle sédimentaire pour les laves d'arc, nous devons prendre en compte des sédiments très radiogéniques en Pb ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 15.8$), plus radiogéniques que les laves d'arc. Un seul échantillon, parmi les sédiments étudiés, peut tenir ce rôle de pôle sédimentaire. Il s'agit de l'échantillon 211-9-1 présentant les caractéristiques géochimiques suivantes :

Pb=24ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.73868$
Sr=113ppm	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511882$
Nd=35ppm	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=19.23$
	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.82$
	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=39.69$

La concentration en Pb de ce sédiment a été estimée à la suite de comparaison avec des analyses chimiques de sédiments de même nature effectuées par Ben Othman et al. (1989) et McLennan et al. (1990).

Les calculs indiquent qu'une contribution variant entre 0.07% et 3% de sédiments permet de rendre compte des caractéristiques isotopiques Pb des laves d'arc de Java-Sumatra (Fig. 5.52a). Les rapports isotopiques Sr-Nd de ces roches nécessitent environ 1% de sédiments (Fig. 5.52b).

Concernant les échantillons arrière-arc, nous devons considérer un autre sédiment. En effet, sur le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 5.53a), l'hyperbole de mélange entre ce sédiment (échantillon 211-9-1) et le pôle appauvri ne passe pas par les échantillons arrière-arc. Aussi, avons-nous choisi l'échantillon de boues carbonatées 211-13-1, dont les caractéristiques sont :

Pb=18ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.71439$
Sr=157ppm	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512137$
Nd=46ppm	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.98$
	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.78$
	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=39.62$

Excepté l'andésite UN58, qui nécessiterait la contribution de sédiments plus radiogéniques en Pb, les autres échantillons arrière-arc exigent une contribution sédimentaire maximale de 3% (Fig. 5.53b). Les isotopes Sr-Nd révèlent un taux maximal d'environ 2% (Fig. 5.53a).

En résumé, retenons de ces calculs que les caractéristiques géochimiques des laves arc et arrière-arc de Java-Sumatra requièrent une contribution maximale de quelques % (3%) de sédiments. Nous concevons bien que cette valeur n'est que le reflet d'un modèle de mélange simple entre source appauvrie et sédiments pour lequel nous avons défini de nombreuses hypothèses simplificatrices. Par ailleurs, les deux pôles sédimentaires définis ci-dessus sont basés uniquement sur les caractéristiques géochimiques de deux sédiments. A l'avenir, des analyses plus nombreuses de sédiments prélevés en avant des îles Java-Sumatra permettront de déterminer plus précisément et de manière plus représentative, un pôle moyen, notamment parmi les échantillons les plus radiogéniques en Pb. Cette variation de la composition du pôle sédimentaire est, entre

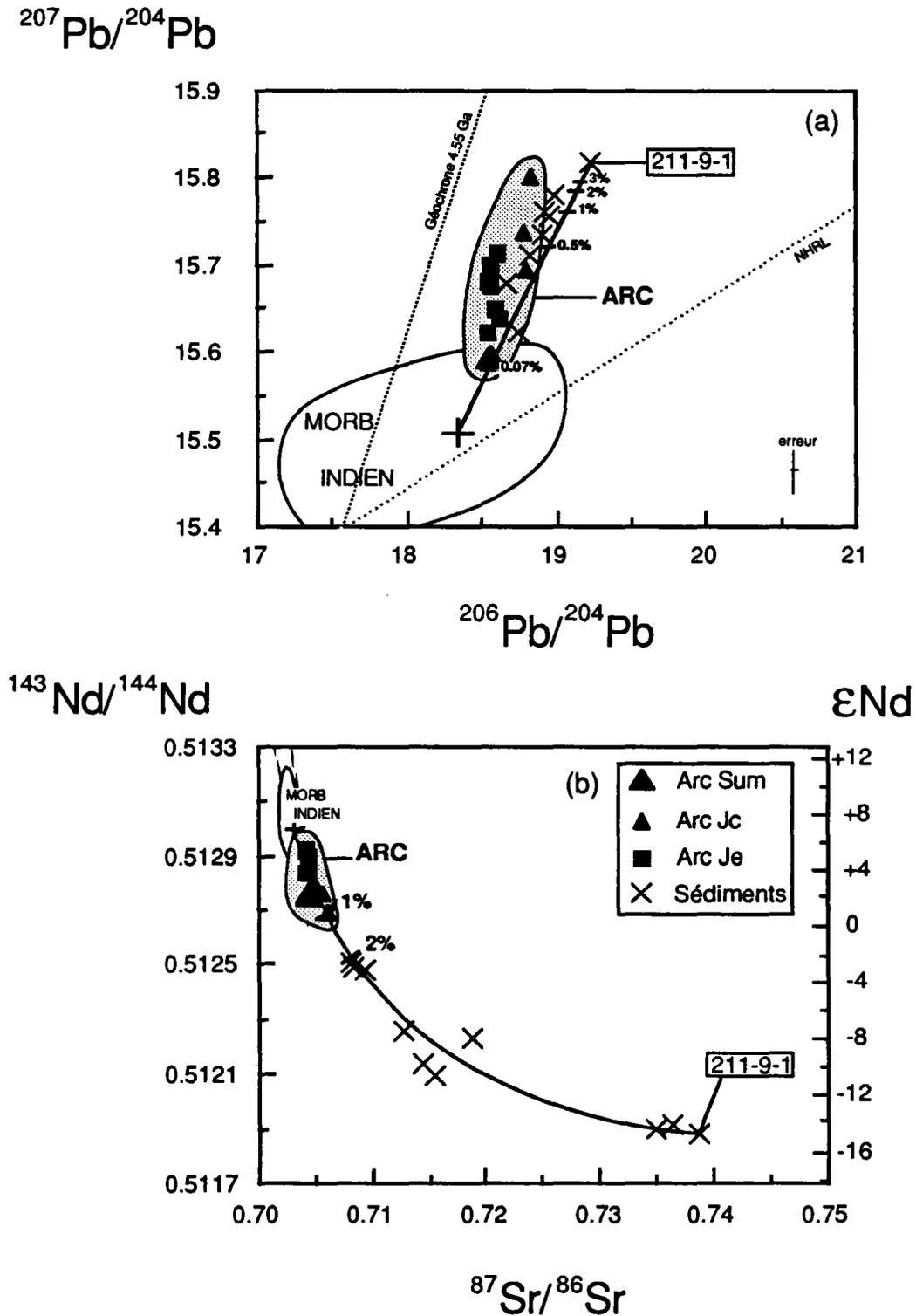


Figure 5.52 : Diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a) et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b) des laves d'arc de Java-Sumatra et des sédiments situés en avant de Java. Les calculs de mélange entre un pôle MORB Indien et le sédiment 211-9-1 indiquent une contribution maximale de sédiments de environ 3% à la genèse de ces laves d'arc.

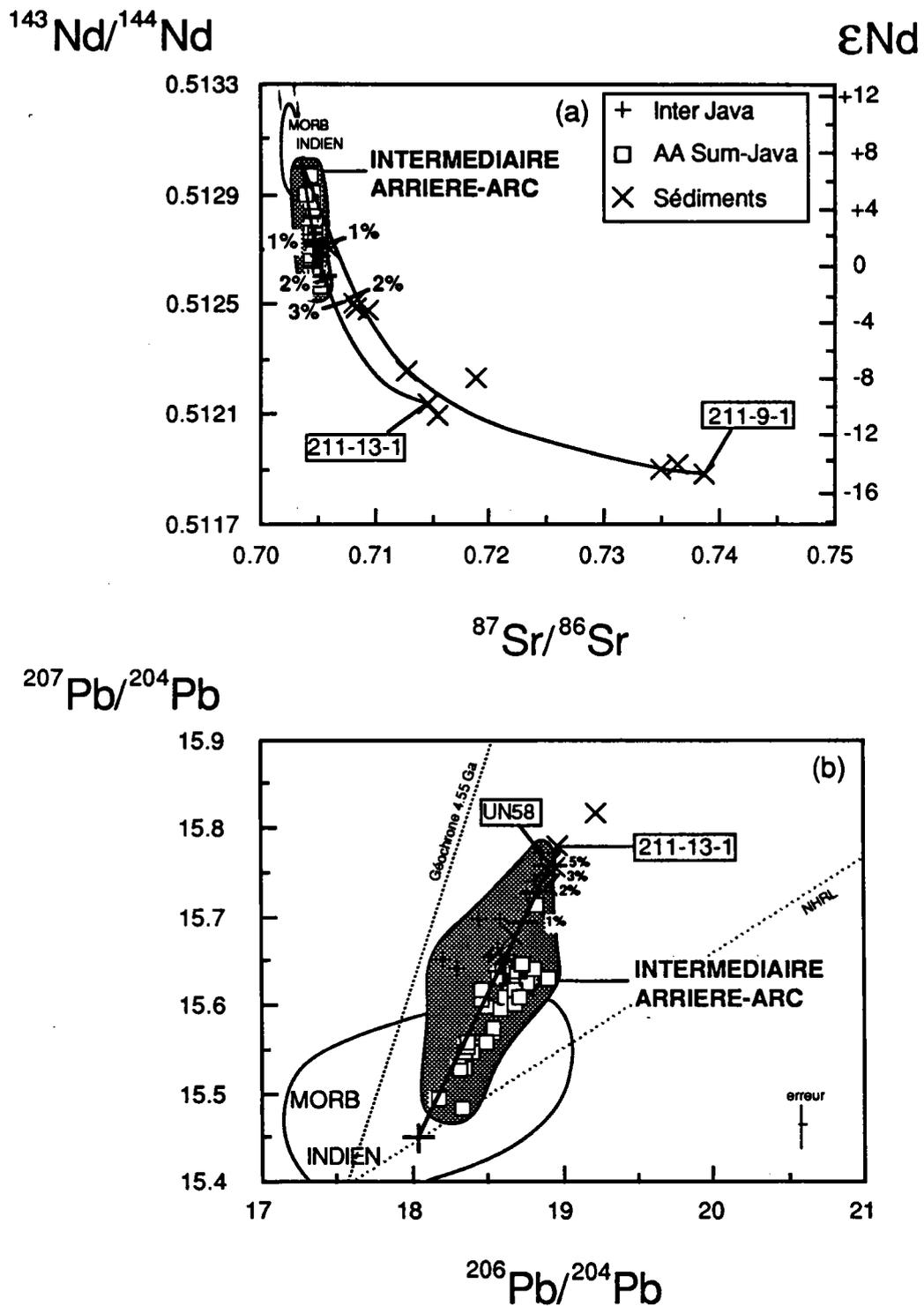


Figure 5.53 : Diagrammes $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (a) et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) des laves arrière-arc de Java-Sumatra et des sédiments. Les calculs de mélange entre un pôle MORB Indien et le sédiment 211-13-1 indique un taux maximal de 3% de sédiments à la genèse des laves arrière-arc (à l'exception de l'échantillon UN58 qui nécessite la contribution de sédiments plus radiogéniques en ^{207}Pb).

autres, responsable de la diversité des taux de sédiments, impliqués dans la genèse des magmas de Java, rapportés par la bibliographie. Citons, notamment, Ben Othman et al. (1989) qui ont déterminé un taux maximal de 5% de sédiments à partir de compositions isotopiques Sr-Nd de matériaux, très différentes de celles des sédiments du site 261.

C - ORIGINE DU VOLCANISME ULTRAPOTASSIQUE AU NIVEAU DE L'ARC JAVA-SUMATRA

I - GENERALITES

La mise en place de magmas alcalins ultrapotassiques au niveau des zones de subduction (type III de Barton, 1979 et de Foley et al., 1987) est peu commune. Au niveau d'un certain nombre de ces zones, il s'agit en fait de l'association : magmatisme calco-alcalin - magmatisme alcalin intraplaque : citons les exemples de la Cordillère des Andes (Munoz et Stern, 1989; Stern et al., 1990), du Mexique (Verma et Nelson, 1989), de la mer du Japon (Nelson et al., 1986; Nakamura et al., 1989), des Aléoutiennes (Menzies et Murthy, 1980; Von Drach et al., 1986), du Costa Rica en Amérique Centrale (Reagan et Gill, 1989), du Nord de la N^{elle} Zélande (Briggs et al., 1990).

Il s'avère, en fait, qu'il existe peu de zones orogéniques présentant une association intime de magmas typiques d'arc (magmas calco-alcalins) et de magmas alcalins potassiques ayant un certain nombre de caractéristiques géochimiques communes avec les premiers (et, notamment, les appauvrissements relatifs en Nb-Ta). Parmi ces zones orogéniques, certaines sont actuellement en régime post-subduction : Province romaine (Rogers et al., 1985), Papouasie-N^{elle} Guinée (Kennedy et al., 1990), Sulawesi (Yuwono, 1987; Leterrier et al., 1990), péninsule Antarctique (Hole, 1988), Azerbaïdjan (Riou et al., 1981); d'autres sont le site d'une subduction encore active : arc Eolien (Rogers et al., 1987; Ellam et al., 1988; Ellam et al., 1989; Peccerillo, 1990; Vollmer, 1989, 1990; ...), arc de la Sonde (Whitford, 1975; Whitford et Nicholls, 1976; Nicholls et Whitford, 1983; Varne, 1985; Yuwono, 1987; Wheller et al., 1987; Soeria-Atmadja et al., 1988; Stolz et al., 1988; ...).

Avant d'aborder plus précisément l'étude du magmatisme alcalin potassique de Java, rappelons les principales origines proposées pour ce type de magmatisme dans les zones orogéniques. Nous insisterons également sur les relations entre les environnements géodynamiques et les processus pétrologiques liés à leur genèse.

L'origine des roches ultrapotassiques au niveau des zones orogéniques demeure très controversée. D'après Box et Flower (1989), les processus pétrologiques susceptibles de contribuer à l'alcalinité des magmas sont :

- *Le processus AFC (Assimilation pendant la Cristallisation Fractionnée)*, facilement détectable grâce à l'existence de corrélation entre les éléments en trace, les rapports isotopiques et les indices de différenciation (Verma et Nelson, 1989 : cas du Nord-Ouest du Mexique).
- *Le processus de fusion partielle à faible degré*, pouvant accroître l'alcalinité des magmas par concentration préférentielle des éléments hygromagmaphiles (Riou et al., 1981).
- *Une source de caractère enrichi.*

Cet enrichissement a pu être acquis avant la subduction : l'origine des magmas alcalins potassiques serait donc liée, par exemple, à un manteau de type OIB (cas du Nord-Ouest du Mexique : Verma et Nelson, 1989; cas de

l'Italie : Vollmer, 1976, 1989, 1990; cas de la Sonde : Stolz et al., 1990) ou alors à un manteau subcontinental (cas de l'arc de la Sonde : Foden et Varne, 1980, Varne, 1985; Varne et Foden, 1986). D'ailleurs, ce dernier composant plus ou moins métasomatisé est généralement considéré comme principal composant de la source des magmas potassiques en domaine continental stable (Vollmer et Norry, 1983; Fraser et al., 1985, Hawkesworth et al., 1990; Pegram, 1990).

L'enrichissement de la source a également pu se produire au cours de la subduction. L'origine de cet enrichissement serait alors à rechercher au niveau des fluides et/ou liquides métasomatiques issus de la plaque subductée et des sédiments récemment recyclés. Cette dernière hypothèse a été proposée par de très nombreux auteurs, notamment au niveau de l'arc Eolien (Edgar, 1980; Rogers et al., 1985; Rogers et al., 1987; Luhr et al., 1989; Ellam et al., 1989).

Récemment, Wheller et al. (1987) et Foley et Wheller (1990) ont suggéré que des liquides intramantelliques saturés en phases titanifères, enrichis en potassium et issus de très faibles degrés de fusion partielle à des pressions élevées (>30 kbar) formeraient, une fois remontés, des veines solidifiées dans le manteau subarc. Leur fusion engendrerait la naissance des magmas ultrapotassiques de l'arc de la Sonde.

- *Une combinaison de ces divers processus.*

Le processus AFC étant facilement détectable, le problème fondamental consiste donc à distinguer les effets du processus de fusion partielle des effets de l'enrichissement de la source. L'existence de corrélation entre éléments en trace et rapports isotopiques constitue un argument fort convaincant en faveur du second processus. Cependant, la plupart des sources sont probablement des mélanges de composants physiquement (veines, "plumes"...) et isotopiquement distincts. La proportion des divers composants de la source, dans un magma issu de celle-ci, et, par conséquent, ses caractéristiques isotopiques peuvent être modifiées avec des variations du degré de fusion partielle.

Alternativement, la non-existence de corrélation entre rapports d'éléments en trace et rapports isotopiques peut éventuellement être considérée comme le résultat d'une variation de paramètres liée à la fusion (degré de fusion, minéralogie de la source).

Cependant, l'addition récente (<200Ma) de composants de nature enrichie (en éléments en trace) ne modifie pas les compositions isotopiques Sr, Nd, Pb de la source (à condition qu'elles aient toutes les deux des compositions isotopiques Sr, Nd, Pb similaires), et sa la fusion générera néanmoins des liquides enrichis en éléments en trace.

Le problème majeur consiste donc à bien faire la distinction entre les processus de fusion et la nature de la source.

Pourquoi ce type de magmatisme est-il aussi peu courant au niveau des zones de subduction?

Le contrôle de la mise en place de ce magmatisme par la tectonique locale répond à cette question. A ce propos, Box et Flower (1989) concluent que ce magmatisme particulier est généralement associé à des perturbations de l'environnement tectonique "normal" du magmatisme d'arc.

Le magmatisme alcalin potassique d'arc est communément associé à 4 environnements tectoniques:

- *le rifting en domaine continental* : cas du Mexique (Luhr et al., 1989; Verma et Nelson, 1989) et de l'Italie (rifting post-collision d'après Peccerillo, 1990). Remarquons également qu'en contexte de rifting océanique, peuvent se mettre en place des roches riches en alcalins. Ceci est le cas du Nord des Mariannes où on rencontre des laves shoshonitiques (Lin et al., 1989; Bloomer et al., 1989).
- *un contexte de collision arc-continent* : ceci est le cas de l'arc Eolien au Sud de l'Italie (Rogers et al., 1987; Ellam et al., 1989; Varekamp et Kalavamides, 1989) et de l'Est de l'arc de la Sonde (Rogers et al., 1987; Varekamp et al., 1989; Van Bergen et al., 1989; Stolz et al., 1990) où des rétrochevauchements identifiés en domaine arrière-arc indiquent un début de collision (Hamilton, 1979, 1988, Letouzey et al., 1990). Enfin, citons Corriveau (1990) qui a récemment établi un parallèle entre le contexte de mise en place du volcanisme ultrapotassique dans la province précambrienne de Greenville, au Canada, et celui du volcanisme ultrapotassique actuel de l'arc de la Sonde. Selon cet auteur, une phase de subduction suivie d'une collision arc-continent serait responsable de la mise en place de ces roches ultrapotassiques dans ces deux régions.
- *la proximité de la terminaison des arcs volcaniques* : dans ces zones se met en place du magmatisme alcalin intraplaque : cas du Costa Rica (Reagan et Gill, 1989), du Nord-Ouest du Mexique (Verma et Nelson, 1989) et du Japon (Nakamura et al., 1989).
- *des fractures récentes ou anciennes réactivées* (contexte géodynamique distensif) : ceci est le cas de la Papouasie-N^{elle} Guinée (Kennedy et al., 1990), de l'Azerbaïdjan (Riou et al., 1981), de Sumatra (Soeria-Atmadja, 1985), de Java (Ferrara et al., 1981; Foden et Varne, 1981; Nicholls et Whitford, 1983; Calanchi et al., 1983; Soeria-Atmadja et al., 1988; Leterrier et al., 1990).

Il apparaît donc que le problème de l'origine du magmatisme potassique d'arc est compliqué par la diversité des sources et des processus pétrogénétiques, combiné avec différents environnements géodynamiques. Il n'existe fort probablement pas une solution unique au problème de l'origine des magmas alcalins potassiques d'arc. Chaque occurrence de ce magmatisme constitue un cas particulier qu'il faut étudier avec beaucoup d'attention et qui est souvent difficilement comparable avec d'autres zones.

II - LE MAGMATISME ALCALIN POTASSIQUE ET ULTRAPOTASSIQUE DE JAVA

Avant tout, rappelons les volcans ayant émis ce type de magmatisme au niveau de Java : il s'agit du Genuk, du Muria, de Bawean situés au niveau de Java Central et du Lurus, du Ringgit et du Beser à l'Est de Java. Comme nous l'avons décrit au chapitre 3, ces édifices se localisent à des profondeurs très variables du plan de Benioff : de l'isobathe 200 km (Lurus, Ringgit, Beser) à l'isobathe 650 km (Bawean). Cette variabilité ne signifie pas pour autant que la genèse de ces laves est indépendante du processus de subduction. Au contraire, comme nous l'avons précédemment évoqué, sur la base des éléments en trace (anomalies négatives en Nb-Ta; anomalies positives en Pb-Sr) et des compositions isotopiques du Pb, ces magmas potassiques présentent des caractéristiques géochimiques communes avec les magmas d'arc. Ces analogies suggèrent la

participation de composants communs à la genèse de ces deux magmas, même si ces composants résultent de processus de subduction d'âge différent (âge récent pour les laves d'arc; âge ancien pour les laves arrière-arc).

L'étude géochimique de roches de ces deux types de magmas nous incite à suggérer l'intervention de fluides et/ou liquides issus de la croûte océanique et des sédiments subductés. Ces fluides ou liquides transféreraient dans le manteau subarc les caractéristiques isotopiques de ces matériaux subductés. Ces fluides ou liquides joueraient donc un rôle non négligeable, tant au niveau de la genèse des magmas d'arc que de celle des magmas potassiques arrière-arc. Ces fluides métasomatiques sont-ils suffisants pour rendre compte de l'existence de magmas potassiques et ultrapotassiques en domaine arrière-arc? Afin de répondre à cette question, nous allons tout d'abord discuter les autres alternatives possibles : fusion partielle, manteau océanique enrichi, manteau subcontinental, fluides intramantelliques.

II.1 - Fusion partielle

Au paragraphe B-III.2, nous avons montré que de faibles degrés de fusion partielle à partir d'une source N-MORB ne suffisent pas, à eux seuls, à rendre compte de l'enrichissement en éléments hygromagmaphiles qui caractérise les laves arrière-arc du plateau de Sukadana. Les laves potassiques arrière-arc de Java, bien plus enrichies en éléments hygromagmaphiles, confirment cette conclusion. Par ailleurs, il est clair qu'un tel processus ne peut rendre compte de l'existence d'anomalies en Nb-Ta-Pb... au niveau des spectres hyperétendus de ces laves.

II.2 - Manteau océanique enrichi

Certains auteurs attribuent la présence de magmatisme ultrapotassique au niveau des zones de subduction à l'existence d'un manteau enrichi en éléments hygromagmaphiles à l'aplomb de ces zones. Celui-ci peut être soit de nature océanique, soit de nature continentale. Ce dernier cas est discuté plus amplement au paragraphe suivant. Dans notre modèle, nous proposons l'existence d'un manteau océanique enrichi (manteau de type E-MORB) pour rendre compte de la géochimie des laves arrière-arc de Sumatra, des îles Karimunjawa, et des roches alcalines potassiques et ultrapotassiques des édifices de Java Central. Dans le paragraphe B-III.2, nous avons vu que la fusion partielle d'un manteau appauvri ne peut produire des magmas enrichis en éléments hygromagmaphiles. Mais, une fusion partielle à faible degré de ce manteau enrichi peut-elle être responsable de l'occurrence de magmas ultrapotassiques au niveau de Java?

Les calculs indiquent que de très faibles degrés de fusion partielle à partir d'une source mantellique de type E-MORB ne peuvent engendrer des liquides magmatiques aussi riches en alcalins que les magmas primitifs ultrapotassiques de Java. Ces derniers ont, par exemple, des teneurs en Rb comprises entre 180 et 560ppm (pour des roches dont les rapports $(100\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ sont compris entre 65 et 72). Un manteau de type E-MORB se caractérise par une teneur de 0.504ppm (Sun et McDonough, 1989). Au cours d'un processus de fusion fractionnée, un taux de fusion de 0.1%, à partir de cette source mantellique, produira des liquides magmatiques ayant des teneurs en Rb de l'ordre de 24ppm (coefficient de partage du Rb estimée à 0.02).

L'enrichissement en éléments incompatibles de ces magmas ultrapotassiques ne peut donc provenir de la fusion partielle d'une source mantellique enrichie.

Une source mantellique de type OIB, encore plus enrichie en éléments hygromagmaphiles, a récemment été proposé par Stolz et al. (1990) comme étant à l'origine des magmas potassiques et ultrapotassiques du Muria. Là encore, les calculs (la teneur en Rb d'une roche issue de 0.1% d'une source OIB (Rb=3.1ppm) est environ de 150ppm) et l'ensemble des données concernant les échantillons arrière-arc potassiques de Java-Sumatra sont en désaccord avec ce modèle.

II.3 - Manteau subcontinental

L'hypothèse d'un vieux manteau subcontinental a été proposée par Foden et Varne (1980), Varne (1985) et Varne et Foden (1986) pour expliquer l'existence de roches ultrapotassiques au niveau de l'Est de l'arc de la Sonde (de l'île Bali à l'île Wetar). L'un des principaux arguments réside dans l'alignement de pente faiblement positive que dessinent ces roches dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Cette caractéristique implique la participation d'un composant très ancien, présentant des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevés, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ modérément élevés et des compositions isotopiques radiogéniques en Sr et peu radiogéniques en Nd. Ces roches évoluent, dans les diagrammes isotopiques, vers le champ des laves de Banda Sud (Morris et Hart, 1980), souvent cité comme exemple de l'implication de lithosphère continentale (lithosphère continentale de l'Australie) (Magaritz et al., 1978).

Cette hypothèse ne peut être retenue dans le cas des magmas ultrapotassiques de Java. En effet, dans les diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 5.27), les échantillons ultrapotassiques de Java définissent un champ évoluant vers des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus élevés et plus faibles en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ comparativement à ceux des laves des édifices de l'Est de l'arc de la Sonde. Il semble plus vraisemblable de suggérer que ce sont des sédiments détritiques issus d'une vieille croûte continentale (indienne ou australienne) qui sont responsables des caractéristiques isotopiques des laves alcalines ultrapotassiques de Java.

Un autre problème posé par la participation d'un manteau subcontinental à la genèse des laves ultrapotassiques de Java, et toujours actuellement débattu, réside dans l'origine de l'appauvrissement relatif en Nb-Ta qui caractérise ces magmas. Pour s'affranchir de ce problème, Varne (1985) propose la présence de perovskite résiduelle au niveau du manteau subcontinental. Rogers et al. (1987) remarquent que plusieurs autres minéraux comme : phlogopite titanifère, kaersutite et pyroxène présents dans les roches continentales (lamproïtes) contrôlent également la distribution du titane au cours des processus mantelliques. Des expérimentations futures permettront d'apporter des contraintes supplémentaires sur le rôle de minéraux comme la perovskite dans la distribution des éléments Nb-Ta-Ti. Remarquons que le manteau subcontinental intervient peut-être au cours de la genèse des laves ultrapotassiques de Java Est, mais pas au niveau de celles de Java Central (ceci demande à être vérifié comme nous l'avons vu au paragraphe B-IV.2). Si tel est le cas, ceci constitue un argument convaincant en faveur de l'hypothèse d'une origine du potassium (et autres éléments alcalins) indépendante de la contribution de ce manteau subcontinental.

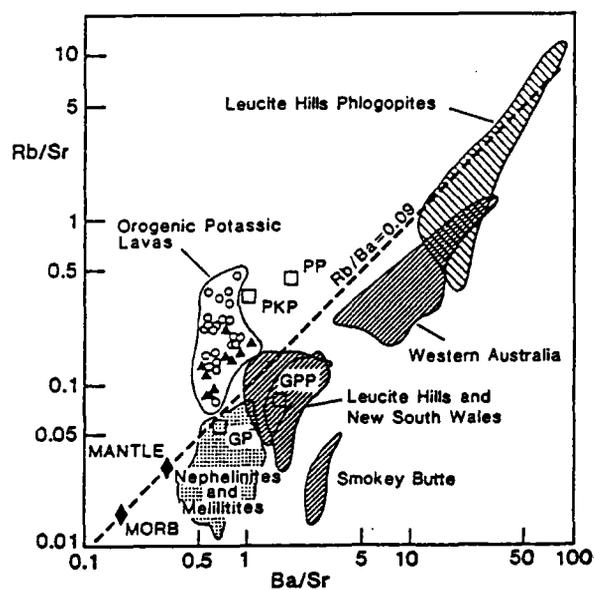


Figure 5.54 : Variation des rapports Ba/Sr et Rb/Sr dans les roches volcaniques enrichies en éléments en trace (Hawkesworth et al., 1985). Les roches potassiques continentales (néphélinites, méliilitites et lamproïtes) se caractérisent par des rapports Rb/Ba variant peu (de 0.03 à 0.1). Les MORB, le manteau primitif, ainsi que les péridotites à grenat (péridotites à grenat [GP] et péridotites à grenat et phlogopite [GPP]) présentent le même intervalle de variation en Rb/Ba. Par contre, les laves potassiques orogéniques d'Indonésie (Whitford, 1975) (triangles pleins) et d'Italie (Rogers et al., 1985; Civetta et al., 1981) (cercles ouverts) révèlent un enrichissement en Rb relativement au Ba et Sr, enrichissement similaire à celui observé dans les xénolites de péridotites à phlogopite [PP] et à richtérite potassique [PKP].

Par ailleurs, les études de Hawkesworth et al. (1985) montrent que les lamproïtes, généralement considérées comme issues du manteau subcontinental (Fraser et al., 1985; Hawkesworth et al., 1990) présentent des rapports Rb/Ba peu variables et peu élevés (0.03-0.1). Par contre, les roches volcaniques ultrapotassiques de l'arc indonésien présentent des rapports Rb/Ba atteignant des valeurs bien plus élevées (0.07-0.34) que celles des lamproïtes. Des études de xénolites de péridotites par Erlank et al. (1982), Erlank et al. (1987) et plus récemment par Hawkesworth et al. (1990) ont mis en évidence des rapports Rb/Ba constants et relativement faibles au niveau de péridotites à grenat et des rapports nettement plus élevés au niveau de péridotites à phlogopite (Fig. 5.54). Ce second groupe comprend des péridotites hydratées à richtérite potassique et autres minéraux potassiques à faibles teneurs en titane. Ceci encourage l'idée d'une métasomatose de ces xénolites par des liquides ou fluides hydratés (Erlank et al., 1982; Hawkesworth et al., 1984). Le contexte géodynamique de subduction est propice à de tels processus métasomatiques.

En fait, les fluides responsables de cette métasomatose peuvent avoir deux origines :

- soit intramantelliques (Foley et Wheller, 1990)
- soit extramantelliques : ils sont alors liés à la subduction (Rogers et al., 1987).

Considérons successivement ces deux cas.

II.4 - Fluides intramantelliques

Dans leur modèle pétrogénétique, Wheller et al. (1987) et Foley et Wheller (1990) proposent, pour l'origine des laves de l'arc de la Sonde, un mélange de trois composants. Un tel modèle a également été récemment repris par Varekamp et al. (1989) pour rendre compte de l'enrichissement en potassium des laves de volcans de l'Est de l'arc de la Sonde.

Outre un composant mantellique appauvri (de type MORB) et du matériel crustal enrichi isotopiquement, ces auteurs attribuent l'enrichissement en potassium de ces laves à un composant correspondant à des veines mantelliques enrichies en potassium, d'origine profonde et isotopiquement similaire aux OIB Indien (DUPAL). Il s'agirait de liquides issus de faibles degrés de fusion partielle à partir d'un matériel mantellique, à des profondeurs importantes ($P > 30$ kbar). D'après ces auteurs, l'apport du potassium, au niveau des laves ultrapotassiques d'arc et des roches ultrapotassiques mises en place en domaine continental stable, présente une origine commune. L'argument proposé repose sur une continuité des caractéristiques géochimiques de ces deux types de roches. Cependant, l'observation des diagrammes éléments en trace-K montre, selon ces auteurs, le manque de continuité entre ces deux types de roches pour l'élément Ti (Fig. 5.55). Concernant Nb-K, Foley et Wheller (1990) notent une corrélation positive, depuis les laves ultrapotassiques de la Sonde aux lamproïtes continentales. Sur la base d'un découplage entre Ti et Nb (existence d'une corrélation entre Nb et K et absence de corrélation entre Ti et K), Foley et Wheller (1990) suggèrent l'existence de deux phases titanifères résiduelles : l'une (rutile) au niveau du manteau contaminé par la subduction et responsable des déficits en Nb-Ta observés dans les laves ultrapotassiques arrière-arc, et l'autre (ilménite), plus enrichie en Ti par rapport au Nb-Ta, et, par conséquent, responsable du déficit en Ti de ces laves. Cette dernière phase serait présente dans les liquides mantelliques enrichis en K.

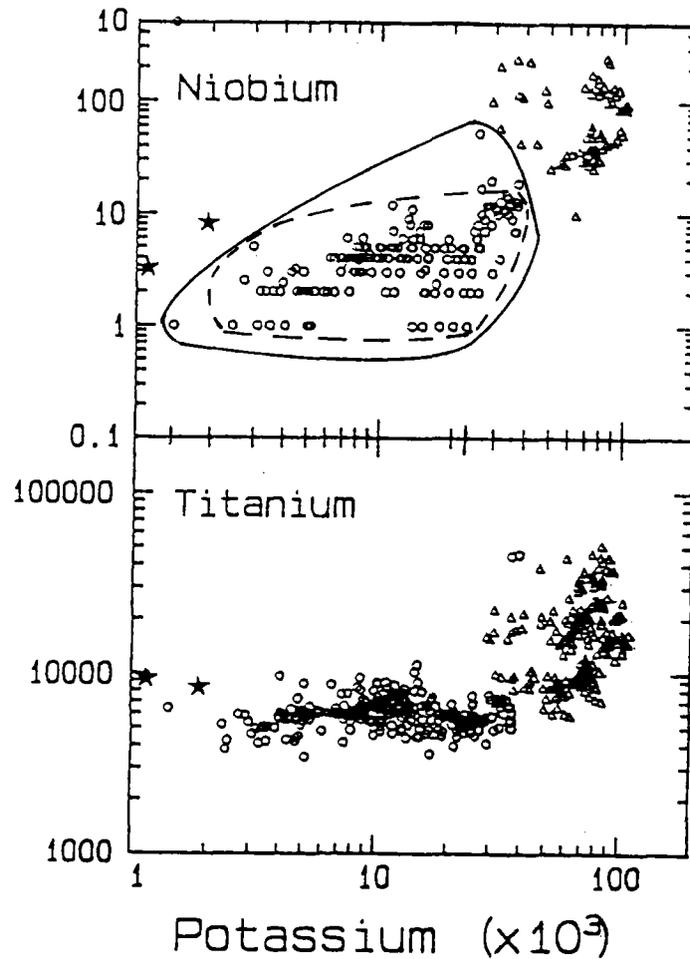


Figure 5.55

Variation des teneurs en Nb (a) et Ti (b) en fonction des concentrations en K dans les laves des volcans de l'Est de l'arc de la Sonde (cercles) et dans les roches potassiques continentales (lamproïtes) (triangles) (Foley et Wheller, 1990). Ces auteurs s'appuient sur la continuité des caractéristiques géochimiques de ces deux types de roches pour proposer, à leur sujet, une origine commune. De plus, au sein des laves de l'arc de la Sonde, ces auteurs observent un découplage entre les éléments Nb et Ti : en effet, d'après ces auteurs, ces laves décrivent une corrélation positive Nb-K (qui n'apparaît plus aussi évidente si on fait abstraction de seulement quatre échantillons), tandis que le diagramme Ti-K ne met en évidence aucune corrélation au sein de ces laves.

Ce modèle n'est pas très convaincant pour plusieurs raisons :

- le découplage entre les deux éléments Nb et Ti, observé par Foley et Wheller (1990), n'apparaît pas clairement. En effet, ces deux éléments semblent présenter un comportement similaire vis-à-vis du K : ils montrent tous deux une évolution plutôt plate lors de l'augmentation des teneurs en K. Effectivement, si on fait abstraction de seulement quatre échantillons de la Sonde (le plus appauvri en K et les trois plus enrichis en Nb), la corrélation Nb-K n'apparaît plus. De plus, nous notons que des échantillons ayant des teneurs en Nb de l'ordre de 1ppm présentent des concentrations en K très variables, comprises entre 1500 et 22000 ppm (variation des teneurs en K de près d'un facteur 15). (Dans ce diagramme, l'imprécision sur la mesure de teneurs aussi faibles en Nb doit également être prise en compte).

Ces observations semblent indiquer l'indépendance de l'origine des variations des teneurs en Nb-Ti et K.

- Les travaux de Green et Pearson (1986b) et de Ryerson et Watson (1987) vont à l'encontre de la stabilisation d'une phase titanifère au niveau du manteau contaminé par la subduction (cf. chapitre 1).

- Jusqu'à présent, rien ne nous permet d'affirmer que les déficits en Ti dans les laves d'arc sont liés à la présence d'une phase résiduelle titanifère au niveau de la source.

En effet, les laves primitives d'arc ne présentent pas systématiquement des anomalies négatives en Ti, alors que celles en Nb-Ta sont toujours présentes. Il est probable que la distribution du Ti dans les laves d'arc soit plutôt contrôlée par la cristallisation fractionnée, et, plus précisément, par le fractionnement de minéraux opaques (Briqueu et al., 1984), tandis que les anomalies en Nb-Ta seraient une caractéristique de la source des magmas (cf. chapitre 1).

- Foley et Wheller (1990) concluent, d'après une extrapolation des travaux expérimentaux de Green et Pearson (1986b) et de Ryerson et Watson (1987), que de faibles niveaux de saturation en TiO_2 peuvent être atteints dans des conditions de faibles températures, haute pression (>30kbar), teneur élevée en SiO_2 , en alcalins et TR et sous forte fugacité d'oxygène. Mais, pour les raisons indiquées ci-dessus, il est peu probable que l'ilménite soit présente dans ces veines mantelliques. Foley et Wheller (1990) s'appuient sur les travaux de Meen et al. (1989) qui montrent la cristallisation de l'ilménite à 14kbar. Or, les pressions auxquelles se formeraient ces veines mantelliques seraient supérieures à 30kbar. L'ilménite est-elle toujours stable à de telles profondeurs? De futures expérimentations permettront éventuellement de conforter cette hypothèse.

- La formation de ces liquides enrichis, intramantelliques apparaît complètement indépendante du processus de la subduction. On peut donc penser que ces liquides métasomatiques peuvent intervenir, non seulement au niveau de la genèse des roches continentales et des roches orogéniques, mais également au niveau des roches océaniques, étant donné que ces liquides sont présents dans le manteau océanique. Or, il n'existe pas de roche océanique ultrapotassique.

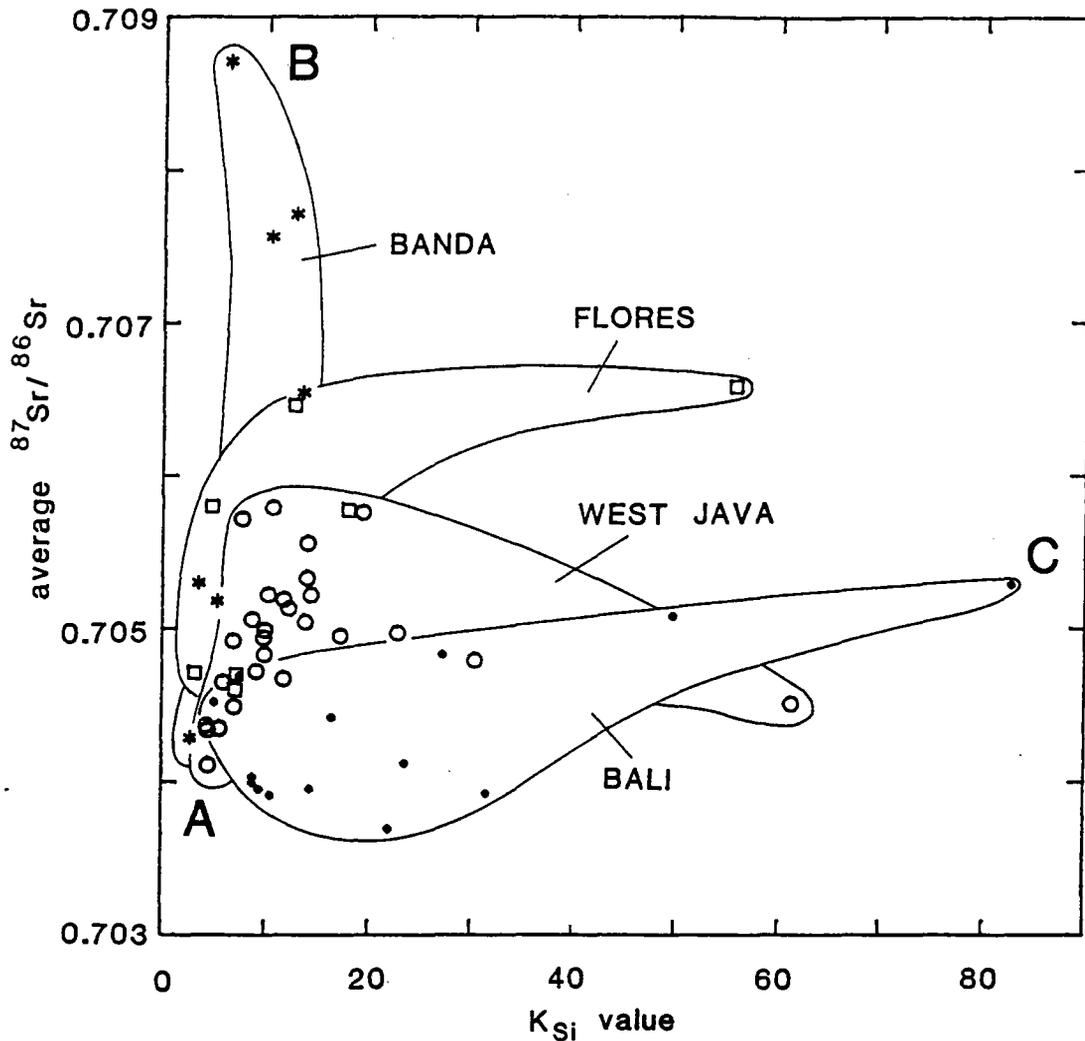


Figure 5.56 : Variation des compositions isotopiques du Sr des laves de l'arc de la Sonde et de Banda en fonction de K_{Si} (K_{Si} équivaut au rapport $100K_2O/(SiO_2-40)$) (Wheller et al., 1987). Ces auteurs proposent la contribution de trois sources différentes pour expliquer la genèse de ces roches : un pôle appauvri A (manteau océanique), un pôle enrichi B (matériaux crustaux) et, enfin, un pôle C enrichi en K et isotopiquement similaire à un manteau comportant l'anomalie DUPAL. Ce dernier composant serait à l'origine des magmas ultrapotassiques de l'arc de la Sonde.

De nouveaux travaux expérimentaux sont nécessaires pour mieux contraindre ce modèle. Si l'on considère que l'origine des déficits en Nb-Ti des magmas de Java est indépendante de l'enrichissement en K, l'intervention des liquides mantelliques décrits par Foley et Wheller (1990) (enrichis en ilménite et en alcalins) n'apparaît plus convaincante. Par ailleurs, remarquons que la détermination des trois composants définis par Wheller et al. (1987) et Foley et Wheller (1990) (A : manteau subocéanique, B : matériel crustal, C : veines mantelliques enrichies en K) repose essentiellement sur le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\text{K}_2\text{O}$ de Wheller et al. (1987). Dans ce type de diagramme (Fig. 5.56), il est tout à fait évident que les laves potassiques et ultrapotassiques arrière-arc se situent à droite, tandis que les laves d'arc se situent à gauche de la figure. Wheller et al. (1987) ont interprété l'importante variabilité en potassium qui caractérise les laves de l'arc de la Sonde, par l'intervention d'un composant riche en potassium. Or, le composant B peut se caractériser par un fractionnement très variable en potassium, ce qui ne nécessite pas l'existence d'une source C supplémentaire. En effet, la contribution de matériel crustal subducté (composant B) à la genèse des magmas de l'arc de la Sonde s'effectue probablement sous la forme de fluides et/ou liquides issus de la plaque subductée. Les travaux de Tatsumi et al. (1986) montrent que ces fluides ou liquides peuvent présenter des enrichissements relatifs plus ou moins importants en alcalins, fonction, notamment, de la composition des sédiments qui subductent. Ce modèle plus simple met donc en jeu deux composants : le manteau sus-jacent à la plaque subductée et les matériaux issus de la plaque subductée (croûte océanique et sédiments) subissant géochimiquement un fractionnement lors de la genèse de fluides. L'apport du potassium serait alors effectué par les fluides métasomatiques issus de la plaque subductée, fluides probablement très hétérogènes dans leurs teneurs en éléments incompatibles.

La contribution de matériaux crustaux, recyclés dans le manteau au cours d'un épisode de subduction antérieur, a également été suggérée pour rendre compte des caractéristiques géochimiques des magmas ultrapotassiques émis en domaine continental stable (Rowell et Edgar, 1982; Collerson et McCulloch, 1983; Nelson et al., 1986; McCulloch, 1989); ceci expliquerait également la continuité des caractéristiques géochimiques des roches mises en place dans ces deux contextes différents (arc et domaine continental stable), décrite par Foley et Wheller (1990).

II.5 - Fluides issus de la plaque subductée

La déshydratation de la plaque subductée engendrerait la formation de fluides transférant les caractéristiques isotopiques de cette plaque (croûte océanique et sédiments) dans le manteau sus-jacent. D'après Wheller et al. (1987) et Foley et Wheller (1990), de très faibles quantités de sédiment seraient impliquées dans la genèse des laves de l'arc de la Sonde. Ils suggèrent plusieurs arguments en faveur de cette hypothèse :

- Tout d'abord, ils évoquent les faibles valeurs de ^{10}Be mesurées par Tera et al. (1986) sur les laves d'un certain nombre de volcans javanais. Mais, restons prudents vis-à-vis de toute interprétation trop hâtive de ces données. Effectivement, la mesure dupliquée d'un échantillon du Papandajan (volcan d'arc de Java) donne deux valeurs très différentes de ^{10}Be , variant de plus d'un facteur 2. Les concentrations très faibles de cet

isotope dans les matériaux terrestres, d'une manière générale (de $<10^6$ à $>10^9$ atomes/gramme), expliquent la difficulté de la mesure et donc cette variabilité importante. Par ailleurs, cet isotope d'origine atmosphérique n'est présent, en grande quantité, que dans les matériaux situés à la surface de la Terre. La présence de ^{10}Be en quantité assez importante au niveau des laves d'arc impliquerait la participation de sédiments subductés. Mais, de faibles concentrations de ^{10}Be dans de telles roches ne signifient pas pour autant : l'absence de contribution de ces sédiments à la genèse des roches. En effet, ces teneurs élevées en ^{10}Be ne concernent que les matériaux les plus superficiels de la colonne sédimentaire subductée. Les sédiments situés au-dessus de la croûte océanique, en voie de subduction sous l'île de Java, ont un âge voisin de 70Ma, ce qui est largement supérieur à la demi-vie du ^{10}Be ($T=1.5 \cdot 10^6$ ans, Yiu et Raisbeck, 1972). Autrement dit, les sédiments situés aux profondeurs comprises approximativement entre 60m et plus de 400m dans la colonne sédimentaire ont perdu plus de la moitié du nombre d'atomes initial de ^{10}Be . De plus, il est possible que les sédiments les plus superficiels soient accrétés au niveau du prisme situé en avant de l'arc. Une situation analogue a déjà été mise en évidence au niveau de l'arc des Antilles (Westbrook, 1982; Moore et al., 1982; Westbrook et al., 1984). La participation de sédiments profonds rendrait compte des teneurs faibles en ^{10}Be mesurées au niveau des laves de Java. Nous constatons donc que les faibles valeurs de ^{10}Be des laves d'édifices de Java ne constituent pas un argument décisif allant à l'encontre de la contribution de sédiments subductés à la genèse de ces magmas orogéniques.

- D'après Wheller et al. (1987), la similitude des rapports Th/U élevés rencontrés dans la source des laves de la Sonde (4.3) et de ceux de basaltes de certaines îles océaniques comme Samoa et Tristan da Cunha indiquerait une origine mantellique commune aux basaltes de ces zones de l'hémisphère Sud, à savoir un manteau enrichi de type DUPAL. Or, les études de Weaver et al. (1986, 1987) et de Wright et White (1986/87) sur des basaltes de ces îles concluent à la contribution de petites quantités de sédiments pélagiques à la genèse de ces OIB.

Par ailleurs, les rapports Th/U de la source des laves d'arc sont généralement élevés : citons le cas de l'arc Eolien où le rapport Th/U de la source est de 3.3 (Capaldi et al., 1983), valeur élevée liée à la contribution de fluides issus de la plaque subductée.

On peut suggérer une origine similaire pour le rapport Th/U de la source des laves de l'arc de la Sonde.

- Foley et Wheller (1990) prétendent qu'un composant crustal ne peut introduire des quantités appréciables de potassium et autres alcalins dans la source des magmas. Effectivement, un tel matériel n'est peut-être pas fortement enrichi en ces éléments hygromagmaphiles. Cependant, comme nous l'avons rappelé au chapitre 1, il existe de nombreux arguments allant à l'encontre d'une contamination en masse des sédiments. Une contamination sélective par l'intermédiaire de fluides est fortement préconisée. Comme l'ont prouvé les travaux expérimentaux de Tatsumi et al. (1986), ces fluides seraient à l'origine de fractionnements importants, et notamment seraient remarquablement enrichis en éléments hypermagmaphiles comme les alcalins. Une participation indirecte de sédiments subductés peut donc contribuer à l'enrichissement en potassium et en alcalins de la source.

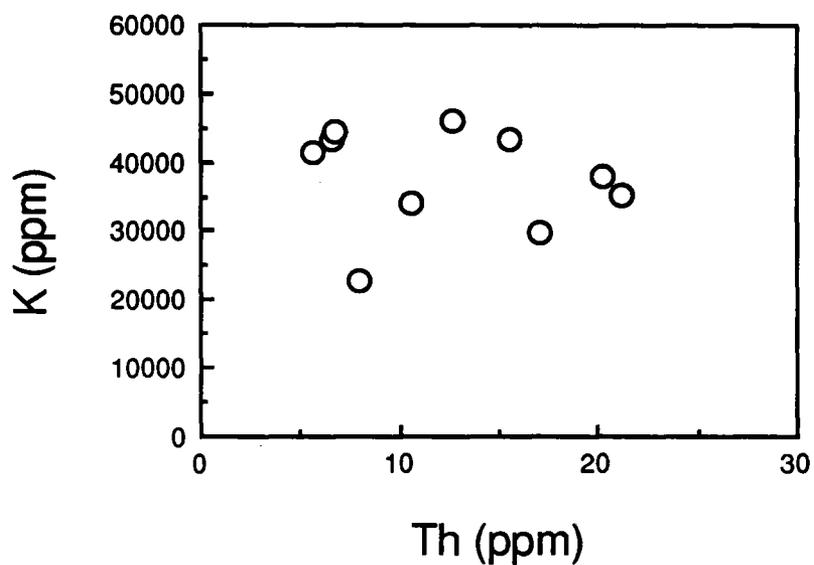


Figure 5.57 : Variation des teneurs en K en fonction du Th dans les laves alcalines ultrapotassiques primitives étudiées. Le manque de variation des concentrations en K lors de l'augmentation de celles du Th indique l'existence d'une phase résiduelle enrichie en K (pouvant être la phlogopite) au niveau de la source de ces magmas. La dispersion assez importante en K de ces laves reflète probablement le fait que ces quelques laves sont issues de cinq édifices différents, donc appartenant au moins à autant de séries pétrologiques différentes.

Les différents points discutés ci-dessus justifient notre désaccord avec le modèle de Foley et Wheller (1990). Nous suggérons que la participation de sédiments subductés à la genèse des laves alcalines potassiques et ultrapotassiques de Java est fortement envisageable : la présence d'anomalies positives en Pb, Sr, d'anomalies négatives en Nb-Ta, les compositions isotopiques radiogéniques en ^{207}Pb et ^{208}Pb constituent autant d'arguments en faveur de cette hypothèse. Aussi, nous proposons que l'origine du potassium de ces laves soit liée à cette contribution de sédiments, contribution indirecte s'effectuant par l'intermédiaire de fluides ou liquides issus de la plaque subductée.

Genèse des magmas alcalins potassiques et ultrapotassiques de Java

Il est fort probable que la phase hydroxylée présente dans ces veines métasomatiques, nécessaires à la formation de ces laves arrière-arc, soit la phlogopite. D'une manière générale, tous les magmas émis au niveau des zones de subduction sont très hydratés. Cette eau doit être liée à un minéral, et, la phlogopite ainsi que l'amphibole constituent des phases hôtes possibles.

Dans notre modèle, nous favorisons la phlogopite pour la genèse des magmas alcalins potassiques et ultrapotassiques pour plusieurs raisons :

- la phlogopite est présente en phénocristaux dans les roches alcalines ultrapotassiques de Java (cf. chapitre 3). Ceci montre que ces magmas sont saturés en phlogopite.
- Les magmas alcalins potassiques et ultrapotassiques se caractérisent par des rapports $\text{K/Na} > 1$, indiquant un enrichissement de leur source en potassium.
- Dans le diagramme $\text{K}_2\text{O}-\text{Th}$ (Fig.5.57), les laves alcalines ultrapotassiques primitives (dont les rapports $(100\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ sont compris entre 60 et 72) dessinent un champ montrant une évolution plutôt plate, dénotant un tamponnement des teneurs en K_2O des magmas par de la phlogopite résiduelle présente au niveau de la source (Sun et Hanson, 1975).
- la présence de phlogopite au niveau de la source des magmas alcalins potassiques et ultrapotassiques permet de rendre compte du caractère sous-saturé en SiO_2 de ces magmas. En effet, il est clair que ces magmas ne proviennent pas directement de la fusion de sédiments subductés, qui sont généralement enrichis en SiO_2 et en K_2O et qui généreraient plutôt des liquides potassiques saturés en silice (Green et Ringwood, 1968). Il est nécessaire d'évoquer des processus intermédiaires permettant la production de ces magmas alcalins. Les résultats expérimentaux de Wenlandt et Eggler (1980) révèlent que le degré de saturation en silice d'un liquide dépend de la proportion de phlogopite entrant dans le liquide. En effet, le degré de sous-saturation en silice du liquide augmente avec la proportion de phlogopite fondant. La source des magmas alcalins ultrapotassiques est, par conséquent, plus potassique, plus enrichie en phlogopite et plus sous-saturée en silice que les magmas alcalins potassiques. Une fusion incongruente de la phlogopite produirait ces liquides alcalins (Modreski et Boettcher, 1972, 1973; Wenlandt et Eggler, 1980). Par ailleurs, Wenlandt et Eggler (1980) ont également montré que la fusion d'un manteau riche en phlogopite dans des conditions de

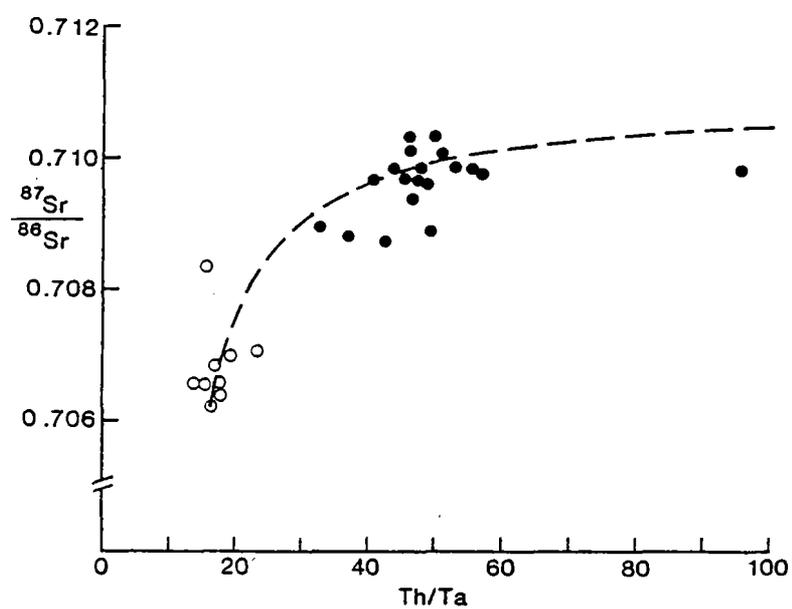


Figure 5.58 : Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Th/Ta des laves du Vulsini (Italie Centrale) (Rogers et al., 1985).

P_{H_2O} élevées (ce qui est le cas au niveau des zones de subduction) produit des liquides riches en K_2O mais relativement pauvre en MgO . Ceci est le cas des laves étudiées.

La phlogopite mantellique se caractérise par des rapports Th/Ta voisins de 2 (R.C. Maury et J.L. Joron, communication personnelle). On observe, au niveau de la corrélation arrière-arc $\epsilon Nd-(Th/Ta)_N$, que les laves ultrapotassiques de Java présentent des rapports Th/Ta plus faibles que les laves alcalines potassiques (ceci est particulièrement apparent au niveau des deux associations du Muria) (Fig. 5.18). Une contribution plus importante du manteau enrichi environnant, présentant des rapports Th/Ta élevés, au niveau des magmas alcalins potassiques expliquerait cette différence entre laves alcalines potassiques et laves alcalines ultrapotassiques de Java Central. Autrement dit, si la phlogopite est responsable de l'enrichissement en alcalins et du caractère sous-saturé en SiO_2 de ces magmas ultrapotassiques, elle ne peut rendre compte des rapports Th/Ta élevés et surtout des compositions isotopiques moins radiogéniques en Nd pour les laves alcalines potassiques de Java. Ceci s'accorde avec l'article récent de Sun et McDonough (1989) indiquant que les éléments les plus fortement compatibles vis-à-vis de ce minéral sont le K, Rb, Ba, et Cs, les éléments Th et Ta l'étant moins.

Une variation des rapports Th/Ta a également été observée au niveau des laves du Vulsini en Italie Centrale, mais en sens inverse : les magmas ultrapotassiques présentent les rapports Th/Ta les plus élevés et sont plus radiogéniques en Sr comparativement aux magmas alcalins potassiques (Fig. 5.58) (Rogers et al., 1985). D'après ces auteurs, les caractéristiques des magmas ultrapotassiques sont liées à la stabilisation de phlogopite au niveau de la source, tandis que les magmas alcalins potassiques seraient produits par la fusion de sédiments. Cependant, ces auteurs n'expliquent pas clairement comment la fusion de sédiments peut engendrer des liquides sous-saturés en silice. Cet exemple indique bien, qu'au niveau de Java, un composant, différent de la phlogopite, doit être évoqué pour rendre compte du fait que les magmas alcalins potassiques ont des rapports Th/Ta plus élevés et des compositions isotopiques en Nd plus faibles que les magmas alcalins ultrapotassiques. Ce composant correspondrait au manteau enrichi, profond, contaminé par ces matériaux subductés. Ceci est en accord avec les travaux de Vidal et al. (1989) sur les péridotites de Batan (Philippines), péridotites métasomatisées dont les rapports $(Th/Ta)_N$ peuvent atteindre 60 (R.C. Maury et J.L. Joron, communication personnelle) et dans lesquelles l'anomalie négative en Ta n'est pas liée à la phlogopite.

Les effets de la phlogopite sur la distribution des éléments en trace dans le manteau sont plus difficiles à contraindre. Cependant, comme nous l'avons montré au paragraphe C-II.3, les péridotites à phlogopite et à richtérite potassique ont des caractéristiques communes avec les laves ultrapotassiques de Java. Nous avons vu, en effet, que ces péridotites se caractérisent par des rapports élevés en Rb/Ba comme les laves alcalines de Java. Par contre, les péridotites à grenat montrent une gamme beaucoup plus restreinte de ces rapports Rb/Ba. Ceci suggère que les rapports Rb/Ba, mais aussi Rb/Sr, K/Ti... élevés des magmas alcalins potassiques et ultrapotassiques de Java sont liés à une stabilisation de phlogopite au niveau de la source des magmas.

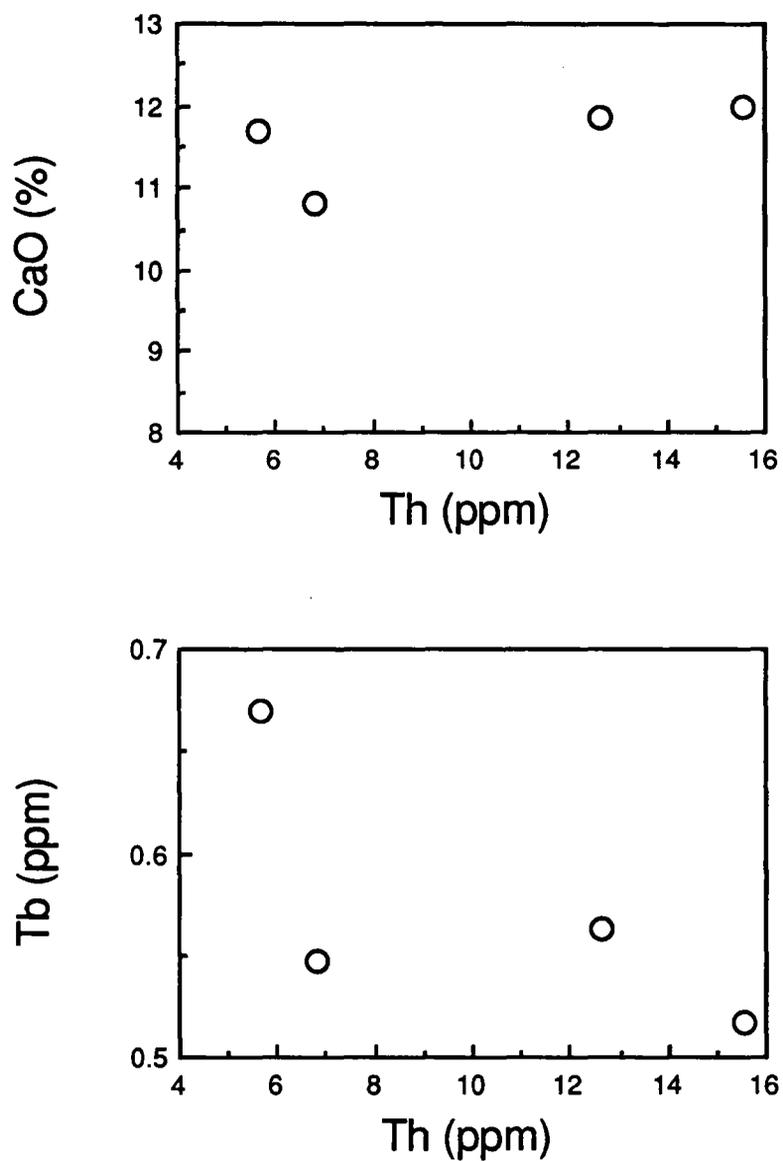


Figure 5.59 : Variation des teneurs en CaO et Tb en fonction des concentrations en Th dans les laves alcalines ultrapotassiques primitives. Malgré l'insuffisance du nombre de points, remarquons l'évolution plutôt plate CaO-Th et la diminution des teneurs en Tb en fonction du Th au sein de ces laves.

Un mécanisme permettant la stabilisation de phlogopite a été proposée par Sekine et Wyllie (1982a et b), Wyllie et Sekine (1982) et Wyllie et al. (1989). Au cours de ce processus, appelé hybridation du manteau, un liquide siliceux hydraté, issu de la fusion de la plaque subductée, interagit avec le manteau péridotitique sus-jacent pour former une roche hybride riche en phlogopite et en pyroxènes. A des profondeurs relativement peu importantes, des fluides hydratés s'échappent de ces matériaux et provoquent une fusion du manteau sus-jacent. Ce processus est à l'origine des magmas d'arc.

Dans un cas extrême, cette réaction d'hybridation convertit le manteau péridotitique original en une pyroxénite à phlogopite dépourvue d'olivine. Ce matériel constitue une source riche en potassium générant à des profondeurs plus importantes (par rapport à la genèse des magma d'arc), par fusion partielle, les magmas potassiques de Java (cf. chapitre 1). En effet, Kushiro et al. (1967) ont défini la limite de stabilité d'une phlogopite naturelle (environ 165km pour une température de 1100°C). Dans un système péridotitique, la phlogopite est stable à des profondeurs dépassant 200km (Sudo, 1988). On conçoit bien que la décomposition de la phlogopite peut être à l'origine de magmas potassiques dans le domaine arrière-arc, les magmas d'arc étant générés par la déstabilisation de l'amphibole à une profondeur de 110km (Tatsumi, 1989).

Kushiro et al. (1967) ont observé une phase de type amphibole suite à la décomposition de la phlogopite; Sudo (1988) a confirmé que cette phase hydratée correspond à une richtérite potassique. Ces résultats indiquent que le manteau est encore hydraté à des profondeurs supérieures à la profondeur de décomposition de la phlogopite. Ce manteau hydraté, métasomatisé peut alimenter des magmas potassiques dans une région éloignée de la fosse.

L'étude des laves alcalines ultrapotassiques primitives indique de faibles variations de CaO avec les teneurs croissantes du Th, tandis que les concentrations en Tb tendent à décroître avec les teneurs croissantes en Th (Fig. 5.59). De telles évolutions dénoteraient la présence d'un minéral résiduel comme le grenat au niveau de la source. Cependant, il faut être prudent vis-à-vis de cette interprétation reposant uniquement sur les données de quatre laves primitives. Ces laves proviennent des édifices Ringgit et Lurus de Java Est. Au niveau du Muria et de Bawean, on observe également bien des laves primitives; mais seulement deux d'entre elles ont été étudiées. Et, elles ne peuvent figurer sur un même diagramme que les laves ultrapotassiques de Java Est, étant donné la composition différente de leur source mantellique.

Nous nous sommes donc focalisés sur les laves alcalines ultrapotassiques primitives de Java Est qui sont les plus nombreuses. La présence éventuelle de grenat résiduel est confortée par les travaux de Sekine et Wyllie (1982) qui ont démontré, qu'à une pression de 30kbar, le produit d'hybridation obtenu lors de l'interaction liquides siliceux issus de la plaque - péridotite sus-jacente est une pyroxénite à phlogopite et à grenat. Nous envisageons donc au niveau du manteau situé à l'aplomb des zones volcaniques arrière-arc, la présence de veines riches en phlogopite et en grenat. Ces matériaux enrichis seraient probablement communs à l'ensemble du domaine arrière-arc de Java; le trop faible nombre de laves primitives arrière-arc au niveau de Java Central ne permet pas de confirmer la présence de veines à grenat à l'aplomb de cette zone. Ce modèle, faisant intervenir un manteau péridotitique enrichi en phlogopite et grenat, s'accorde avec ceux proposés par Nicholls et Whitford (1978), Whitford et al. (1979), Ferrara et al. (1981), Nicholls et Whitford (1983).

III - CONCLUSION

Le régime tectonique distensif s'exprime, sur l'île de Java, par de nombreuses fractures obliques par rapport à l'axe de l'arc volcanique. Citons, par exemple, la fosse de Bawean, située entre les édifices Muria-Genuk et Bawean, profonde de plus de 4000m (Nicholls et Whitford, 1983) et qui appartient à la même famille de décrochements de direction N70°E mis en évidence par Chotin et al. (1980) au niveau de l'île de Java. Plus particulièrement, un de ces décrochements affecte les complexes Ringgit-Beser, à l'Est de Java. Cette dépendance entre la localisation des volcans ultrapotassiques et les accidents structuraux majeurs est clairement établie au niveau de l'île de Java (Ferrara et al., 1981; Foden et Varne, 1981; Nicholls et Whitford, 1983; Calanchi et al., 1983; Soeria-Atmadja et al., 1988; Leterrier et al., 1990).

Concernant l'origine de ce type de magmatisme, il ressort de cette discussion que ce sont les composants issus de la plaque subductée qui, en intervenant de manière indirecte (veines ou corps hydratés enrichis en phlogopite), seraient responsables de l'origine du potassium (et autres éléments incompatibles) de ces magmas potassiques et ultrapotassiques. L'implication d'un manteau enrichi ainsi que de faibles degrés de fusion partielle ne peuvent également que contribuer à l'enrichissement en éléments hygromagmaphiles de ces magmas.

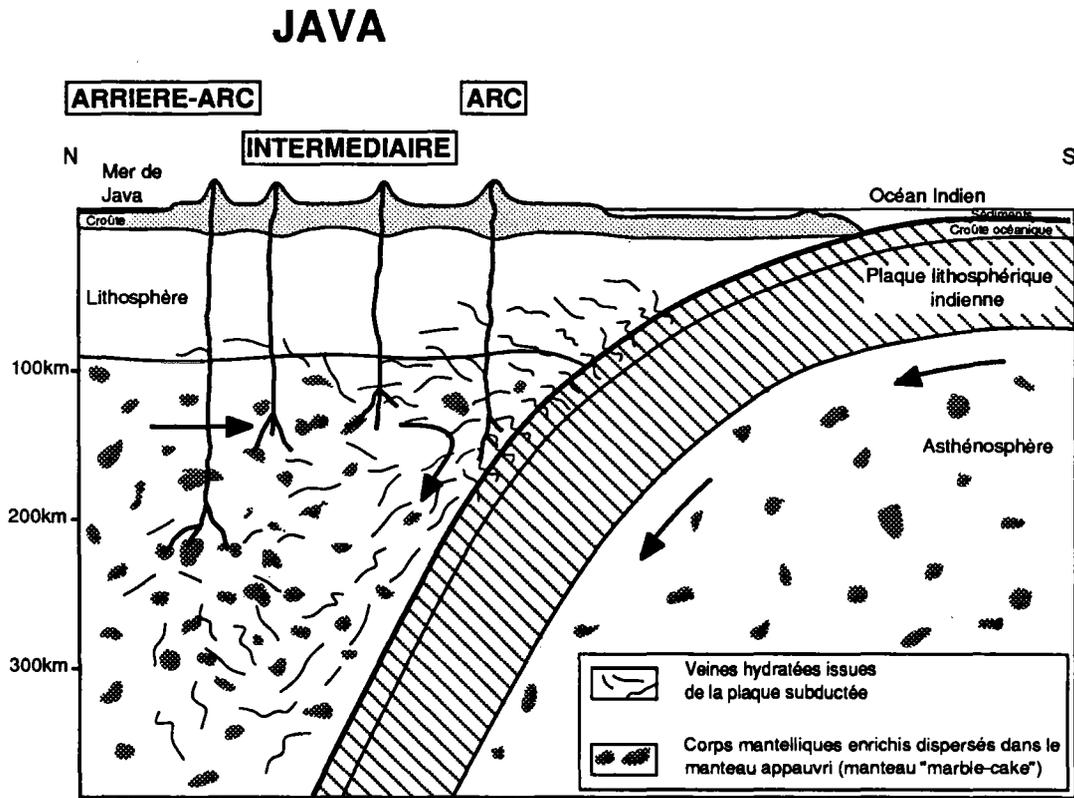


Figure 5.60 : Modèle d'un manteau de type "marble-cake" (Allègre et Turcotte, 1986; Graham et al., 1988; Prinzhofer et al., 1989) à l'aplomb des domaines arc, intermédiaire et arrière-arc de Java.

D - MODELES DE REPARTITION RELATIVE DU MANTEAU ENRICHI (ARRIERE-ARC) ET DU MANTEAU APPAUVRI (ARC)

Avant de discuter les configurations possibles des diverses sources identifiées précédemment, rappelons un certain nombre de contraintes mises en évidence par le diagramme $\text{ENd}-(\text{Th}/\text{Ta})_N$.

En effet, l'existence de deux corrélations arc et arrière-arc bien distinctes autorise les remarques suivantes :

- Les sources des domaines arc et arrière-arc sont isolées. Etant donné que les fluides métasomatiques sont communs à la genèse des laves arc et arrière-arc, cet isolement ne peut concerner que les deux types de manteau, à savoir manteau de type MORB enrichi (arrière-arc) et manteau de type MORB appauvri (arc).
- Cependant, les caractéristiques des laves intermédiaires indiquent qu'elles résultent d'un mélange entre la source des laves du domaine arc et celles du domaine arrière-arc.

Comment se disposent les sources mantelliques appauvries et enrichies, l'une par rapport à l'autre? Doit-on favoriser une zonation horizontale ou une zonation verticale du manteau?

Nous allons proposer divers modèles possibles et les discuter.

I - MODELE 1 : PORTIONS DE MANTEAU ENRICHI DISPERSEES DANS UN MANTEAU APPAUVRI (Fig. 5.60).

Un tel type de manteau correspond au manteau "marble-cake" défini et décrit par Allègre et Turcotte (1986), Graham et al. (1988) et Prinzhofer et al. (1989). Etant donné que le magmatisme arrière-arc est alimenté par un manteau enrichi, nous pouvons proposer que soit ces portions de manteau enrichi sont toutes concentrées au niveau du domaine arrière-arc, soit elles sont dispersées à la fois dans le domaine arc et arrière-arc, mais qu'elles interviennent uniquement dans la genèse des laves arrière-arc. Ce dernier modèle est basé sur une fusion des zones mantelliques enrichies antérieurement (à de plus faibles degrés) à celle des zones plutôt appauvries. Ceci suppose donc que les laves du domaine arrière-arc soient générées par des taux de fusion plus faibles que celles de l'arc. Ceci est d'ailleurs fort probable; néanmoins, il existe de nombreux points en désaccord avec ce modèle :

- dans le cas de degrés de fusion partielle plus importants au niveau de la genèse des laves d'arc (donc participation plus importante de manteau appauvri par rapport aux laves arrière-arc), nous comprenons mal la raison pour laquelle les zones mantelliques enrichies ne contribuent pas du tout à la formation de ces laves. Si tel était le cas, nous n'obtiendrions pas deux corrélations arc et arrière-arc bien distinctes.
- le modèle basé sur une concentration plus importante de zones mantelliques enrichies à l'aplomb du domaine arrière-arc ne convient pas non plus. En effet, les mouvements de convection mantellique auraient tendance à disperser ces portions enrichies aussi bien dans le domaine mantellique arc que le domaine mantellique arrière-arc.

JAVA

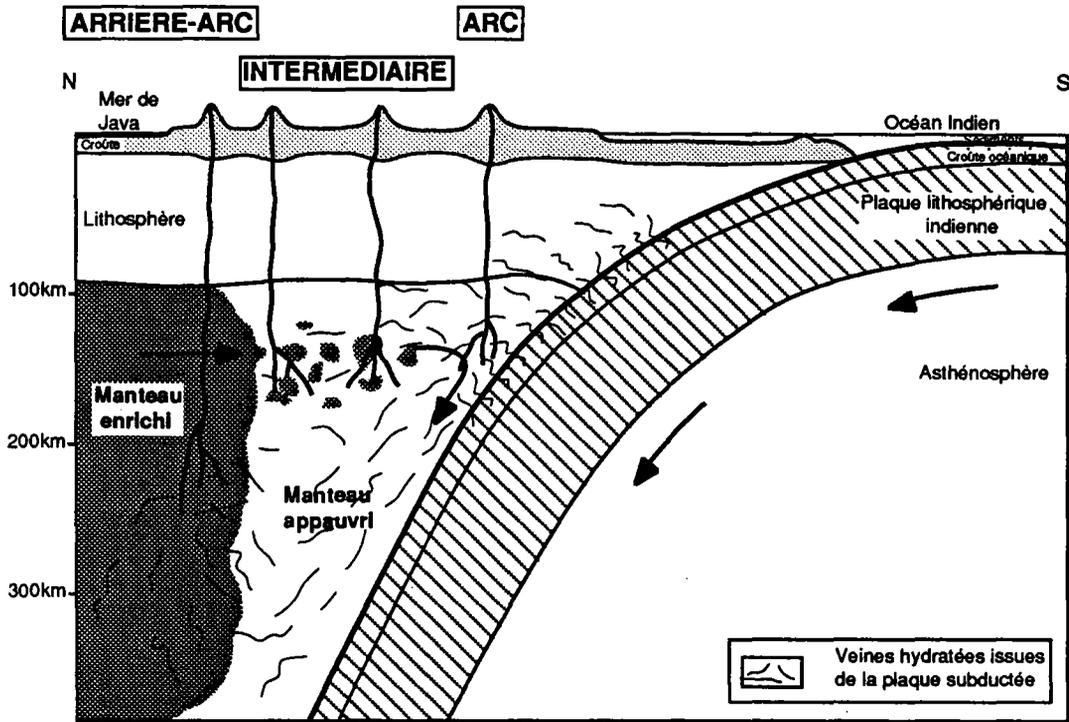


Figure 5.61 : Modèle de zonation verticale du manteau.

JAVA

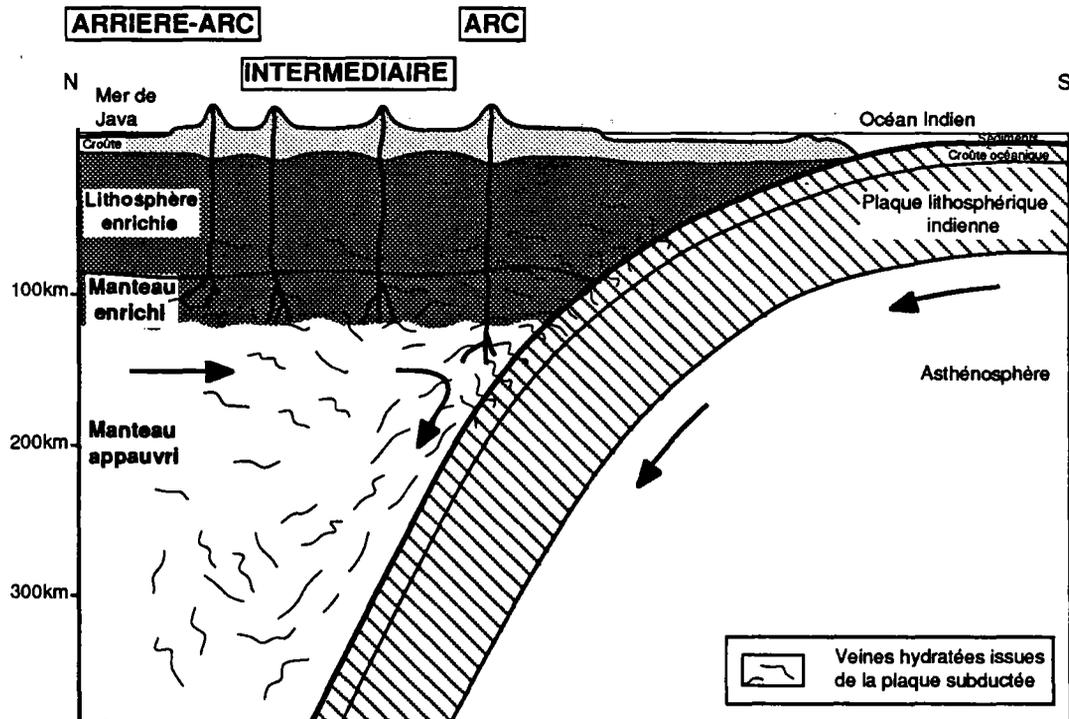


Figure 5.62 : Modèle de zonation horizontale du manteau : manteau enrichi superficiel et manteau appauvri profond.

Pour ces diverses raisons, ce modèle tenant compte d'un manteau chimiquement hétérogène ne peut convenir. Pour répondre aux caractéristiques géochimiques des laves étudiées, il est nécessaire de faire appel à deux zones mantelliques bien séparées, bien délimitées.

II - MODELE 2 : ZONATION VERTICALE DU MANTEAU (Fig. 5.61).

Ce modèle rend compte de la présence d'un manteau enrichi sous le domaine arrière-arc, d'un manteau appauvri sous le domaine arc et d'un manteau intermédiaire (mélange de manteau enrichi et appauvri) à l'aplomb de la zone située en position géographique intermédiaire entre ces deux domaines.

Une telle zonation chimique du manteau ne s'accorde pas avec les caractéristiques physiques du manteau. En effet, outre le fait qu'il est impossible d'établir des limites aussi nettes entre des portions mantelliques de composition différente, les mouvements convectifs du manteau qui auraient tendance à transférer du manteau enrichi dans le manteau subarc, rendent impossible une séparation aussi franche entre ces diverses zones mantelliques. Ce modèle ne peut, par conséquent, convenir pour rendre compte de l'existence de deux corrélations arc et arrière-arc bien distinctes.

III - MODELE 3 : ZONATION HORIZONTALE DU MANTEAU.

III.1 - Modèle 1 : manteau enrichi superficiel et manteau appauvri profond (Fig. 5.62).

Dans ce modèle, le magmatisme arrière-arc serait généré par un manteau enrichi superficiel, tandis que le volcanisme d'arc serait alimenté par un manteau appauvri en position plus profonde. Le magmatisme des volcans situés en position intermédiaire proviendrait d'un manteau hybride (de composition intermédiaire entre manteau appauvri et manteau enrichi), situé à des profondeurs correspondant à la limite manteau supérieur enrichi-manteau inférieur appauvri.

Un tel modèle est impossible pour diverses raisons :

- un manteau enrichi présente une densité plus importante qu'un manteau appauvri et aurait donc plutôt tendance à occuper une position profonde par rapport au manteau appauvri.
- une autre possibilité expliquant la position superficielle de ce manteau enrichi est de proposer que ce manteau enrichi corresponde en fait à un manteau subcontinental. Or, nous avons montré dans les paragraphes précédents, que pour diverses raisons géochimiques, l'hypothèse de l'implication d'un manteau subcontinental à la genèse des laves de Java Central-Sumatra ne peut être envisagée. Au niveau de Java Est, cette hypothèse exige une étude plus approfondie à partir d'un plus grand nombre d'échantillons.

JAVA

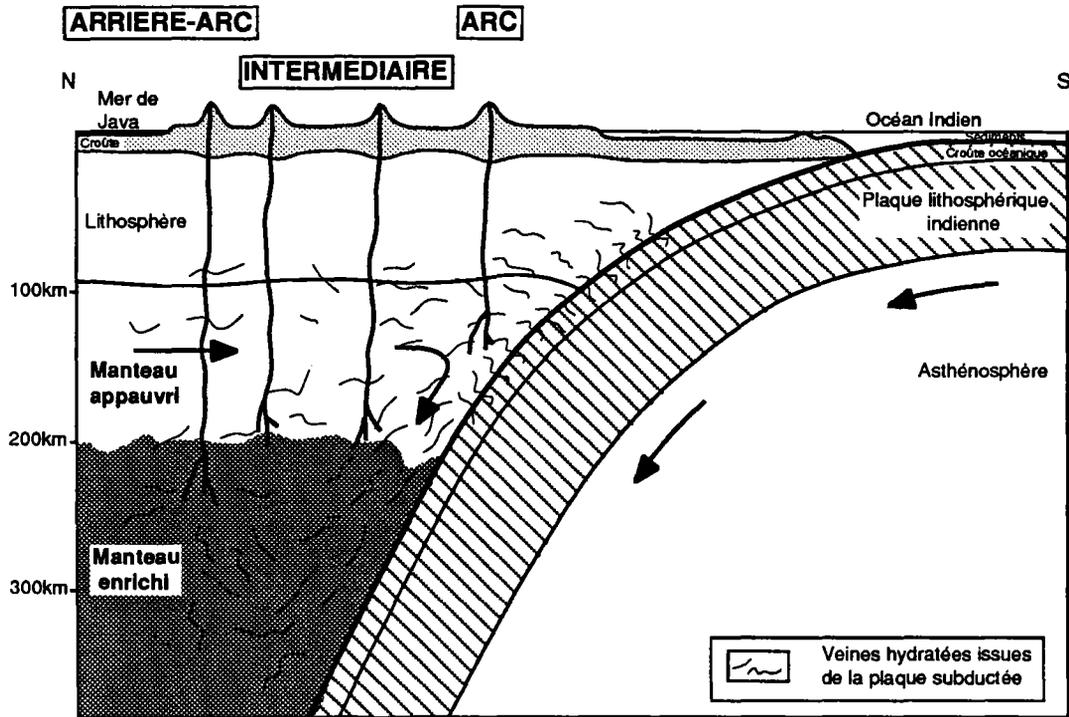


Figure 5.63 : Modèle de zonation horizontale du manteau : manteau enrichi profond et manteau appauvri superficiel.

JAVA

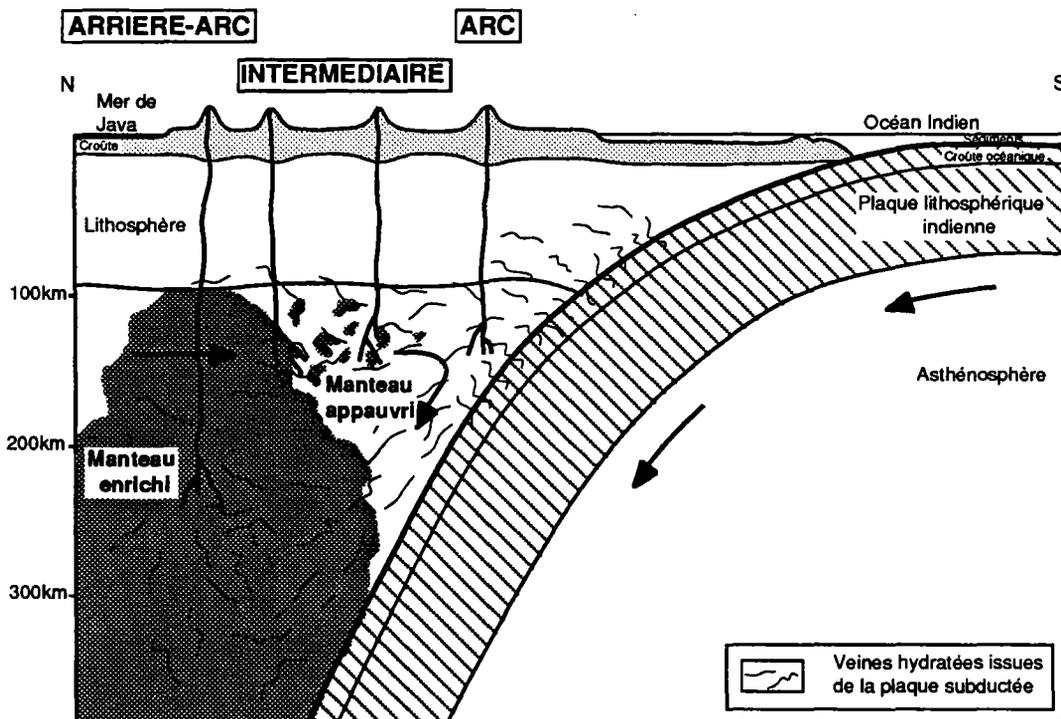


Figure 5.64 : Modèle faisant intervenir un manteau appauvri superficiel et la remontée d'un manteau enrichi, d'origine profonde; l'ensemble étant contaminé par des matériaux subductés.

- De plus, dans l'hypothèse de l'existence d'un manteau enrichi superficiel, comment rendre compte que les magmas d'arc (issus d'un manteau appauvri) ne soient pas contaminés par le manteau enrichi, lors de leur remontée?

III.2 - Modèle 2 : manteau appauvri superficiel et manteau enrichi profond (Fig. 5.63).

Ce modèle est basé sur l'existence d'un manteau appauvri superficiel à l'origine des laves des édifices de l'arc, d'un manteau enrichi plus profond générant les laves des volcans arrière-arc; enfin, les magmas des centres éruptifs situés en position intermédiaire seraient alimentés par un manteau de composition intermédiaire situé à des profondeurs correspondant à la limite manteau appauvri-manteau enrichi.

Un tel modèle est plus plausible. En effet, nous pouvons supposer que les laves issues du manteau enrichi profond sont générées par de plus faibles degrés de fusion partielle. L'enrichissement en éléments hygromagmaphiles des laves arrière-arc est donc le fait de la nature enrichie de la source, de faibles degrés de fusion et surtout, de la participation d'un manteau fortement métasomatisé. Les laves des édifices de l'arc, issues de profondeurs moindres, sont formées par de plus importants degrés de fusion partielle.

III.3 - Modèle 3 : manteau appauvri superficiel et remontée de manteau enrichi (Fig. 5.64).

Ce modèle est similaire au modèle précédent, à la différence près que la limite entre manteau appauvri et manteau enrichi n'est pas aussi régulière que le propose le modèle 3b. Effectivement, une remontée de manteau enrichi au niveau du domaine arrière-arc permettrait la non-contamination des magmas arrière-arc, lors de leur ascension, par le manteau appauvri. Par contre, au niveau du domaine intermédiaire, les mouvements de convection, transférant du matériel mantellique enrichi dans une zone de manteau appauvri, rendraient compte des caractéristiques géochimiques intermédiaires des laves des édifices appartenant à ce domaine. Cette remontée de manteau enrichi serait probablement assez récente, étant donné que le manteau situé à l'aplomb de l'arc n'est pas encore contaminé par ce manteau enrichi, contamination s'effectuant par les mouvements de convection. Par ailleurs, rappelons au niveau des laves des 3 domaines : arc, arrière-arc et intermédiaire, que des matériaux subductés participeraient à leur genèse.

D'où provient ce manteau enrichi? Pourquoi remonte-t-il uniquement à l'aplomb du domaine arrière-arc de Sumatra-Java?

Ce manteau enrichi aurait une origine profonde : sa participation moindre aux processus de formation de la croûte océanique rendrait compte de son enrichissement en éléments HYG par rapport à un manteau de type N-MORB. Quant à l'origine de sa remontée, on peut supposer qu'il existe un lien entre la remontée de ce manteau enrichi au niveau du domaine arrière-arc et le contexte tectonique de distension identifié par la présence de fractures au niveau de ce domaine. On peut également suggérer que la remontée du manteau enrichi serait à l'origine de la réactivation d'un certain nombre de fractures le long desquelles sont disposés les

volcans alcalins de Sumatra-Java. Ce sont ces structures qui, au niveau de Java-Sumatra, ont permis la mise en place de magmas alcalins potassiques et ultrapotassiques. Nous avons vu, en effet, qu'un contexte géodynamique distensif est un des contextes requis expliquant la mise en place de ce type de magmatisme. Le régime à dominante compressive du domaine arc ne permettrait pas la remontée de ce type de source profonde à l'aplomb de l'axe de l'arc.

IV - CONCLUSION

En conclusion à cet essai de modélisation, nous proposons que les schémas les plus fortement envisageables consistent soit en une zonation horizontale du manteau avec un domaine mantellique appauvri superficiel et un domaine mantellique profond, soit en une remontée de manteau enrichi, profond et contaminé par des matériaux issus d'une ancienne subduction dans un manteau plus appauvri, contaminé par des composants récemment recyclés. Le manteau enrichi générerait les magmas arrière-arc, tandis que les laves d'arc proviendraient de la fusion du manteau appauvri. Le mélange de ces deux sources, par l'intermédiaire des mouvements convectifs du manteau, serait à l'origine des magmas intermédiaires.

CONCLUSION GENERALE

L'étude effectuée au cours de ce travail apporte de nouvelles données (éléments en trace et isotopes Sr-Nd-Pb) sur le magmatisme arc et arrière-arc de l'île de Java. Jusqu'ici, les laves de tous ces édifices arrière-arc n'avaient fait l'objet d'aucune étude synthétique, les auteurs s'étant intéressé uniquement à des volcans bien définis. En particulier, ce travail contribue à une meilleure connaissance des processus de genèse des magmas potassiques émis en zone de subduction, ainsi que de leur lien avec l'environnement tectonique.

Plus précisément, cette étude a permis de mettre en évidence une remarquable corrélation entre les caractéristiques géochimiques (rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et rapports $(\text{Th}/\text{Ta})_N$) des laves de Java-Sumatra et la position des édifices, à partir desquels elles sont émises. Cette **corrélation géographie-géochimie** a permis de définir un domaine géochimique arc (représenté par les édifices de l'axe de l'arc volcanique), un domaine géochimique arrière-arc (comprenant les volcans : Jambi, Sukadana, Karimunjawa, Muria, Genuk, Bawean, Lurus) et un domaine géochimique intermédiaire (défini par les centres éruptifs situés en position intermédiaire entre le domaine arc et le domaine arrière-arc : Ungaran, Dieng, Lasem, Patiayam, Beser, Ringgit).

Après cette observation des caractéristiques "superficielles" des laves, nous nous sommes focalisés sur les processus profonds, principaux responsables de l'existence de cette corrélation. Ainsi, nous avons largement discuté la nature des sources impliquées dans la genèse des laves de ces différents domaines géochimiques. Nous avons abouti aux conclusions suivantes :

- **Les laves d'arc** résulteraient du mélange entre un manteau océanique appauvri en éléments HYG et isotopiquement semblable aux MORB Indien les plus radiogéniques en Sr et en Pb (manteau DUPAL) et des fluides et/ou liquides issus de la plaque subductée (croûte océanique et sédiments). Ce processus de métasomatose du manteau est lié au processus de subduction quaternaire.

- **Les laves arrière-arc** seraient générées par une source issue d'un mélange entre deux sources : un manteau hybride correspondant lui-même à un mélange entre croûte océanique altérée subductée et manteau de type MORB enrichi en éléments hygromagmaphiles, et des fluides et/ou liquides issus de la lithosphère subductée (croûte océanique et sédiments). A l'inverse des laves d'arc, cette métasomatose est à relier à un épisode de subduction ancien (probablement d'âge Tertiaire).

- **Les laves des édifices Intermédiaires** seraient le résultat d'un mélange entre les sources des domaine arc et arrière-arc. Une certaine contribution du manteau subcontinental interviendrait peut-être au niveau de la genèse des laves de Java Est.

Les caractéristiques isotopiques des fluides et/ou liquides issus de la plaque subductée reflètent celles des matériaux subductés : croûte océanique et sédiments. Les calculs montrent que les taux de sédiments contribuant à la genèse de l'ensemble de ces laves n'excèdent pas 3%. Cependant, ces calculs ne reposent que sur un choix très limité de sédiments et sur une hypothèse de contamination en masse, alors qu'il s'agit fort probablement d'une contamination sélective par l'intermédiaire de fluides ou liquides. A l'avenir, un plus grand nombre de forages et de carottages le long de Sumatra et de Java permettront un échantillonnage plus important et, par conséquent, plus représentatif des sédiments avant-arc de cette zone. Ceci permettra une meilleure approche de la composition du pôle sédimentaire nécessaire à la compréhension de la genèse des laves de Java-Sumatra, en gardant à l'esprit, malgré tout, que sédiments avant-arc et sédiments subductés peuvent être de composition différente.

Au cours de ce travail, nous avons également largement abordé le problème de l'existence de laves ultrapotassiques au niveau de l'arc de Java. Il ressort de cette discussion que la genèse des laves potassiques et ultrapotassiques, qu'elles appartiennent au domaine arrière-arc ou intermédiaire, nécessite la contribution d'un composant très enrichi en éléments incompatibles qui correspondrait à des veines ou des corps riches en phlogopite, issus de la déshydratation de la plaque subductée. Par ailleurs, la mise en place de ce type de laves dans les arcs insulaires n'est possible que dans les zones comme Java, où des contraintes tectoniques distensives se superposent au régime convergent. Ceci explique la rareté des magmas alcalins ultrapotassiques dans les zones de subduction.

Pour conclure, retenons que la chose la plus remarquable dans toutes les caractéristiques de ces magmas réside dans l'existence de deux corrélations arc et arrière-arc $\epsilon_{Nd}-(Th/Ta)_N$ bien différenciées. Des corrélations de ce type ont déjà été décrites au niveau du magmatisme Mio-Pliocène de la péninsule Antarctique (Hole, 1988) et des laves du Vulsini (Italie Centrale : corrélation $^{87}Sr/^{86}Sr-Th/Ta$) (Rogers et al., 1985), par exemple. Néanmoins, ces dernières montrent une dispersion beaucoup plus importante ou une variation moindre des rapports Th/Ta comparativement aux magmas de Java-Sumatra étudiés au cours de ce travail.

Si nous portons sur un diagramme $\epsilon_{Nd}-(U/Nb)_N$ (équivalent à $\epsilon_{Nd}-(Th/Ta)_N$) (Fig. 1), l'ensemble des échantillons de l'arc de la Sonde étudié par d'autres auteurs (Whitford, 1975; Stolz et al., 1988; Stolz et al., 1990), nous constatons que les trois échantillons ultrapotassiques analysés, en provenance du Muria et du Batu Tara, à l'Est de l'arc de la Sonde, appartiennent à la corrélation arrière-arc. Par contre, une dispersion beaucoup plus importante caractérise les laves de l'arc, dispersion probablement en liaison avec l'hétérogénéité géochimique existant au niveau des fluides métasomatiques issus de la lithosphère subductée actuelle.

Il serait intéressant, à l'avenir, de mesurer le rapport U/Nb (ou Th/Ta) sur un plus grand nombre de laves ultrapotassiques de l'arc de la Sonde, et notamment, celles de volcans de l'île Sumbawa (Foden et Varne, 1980; Varne et Foden, 1986), mais également celles d'édifices situés au niveau d'îles avoisinantes comme

Sulawesi (Yuwono, 1987; Leterrier et al., 1990). Une telle étude apporterait des contraintes supplémentaires permettant une meilleure identification des processus responsables de la mise en place de ce magmatisme ultrapotassique au niveau des zones de subduction.

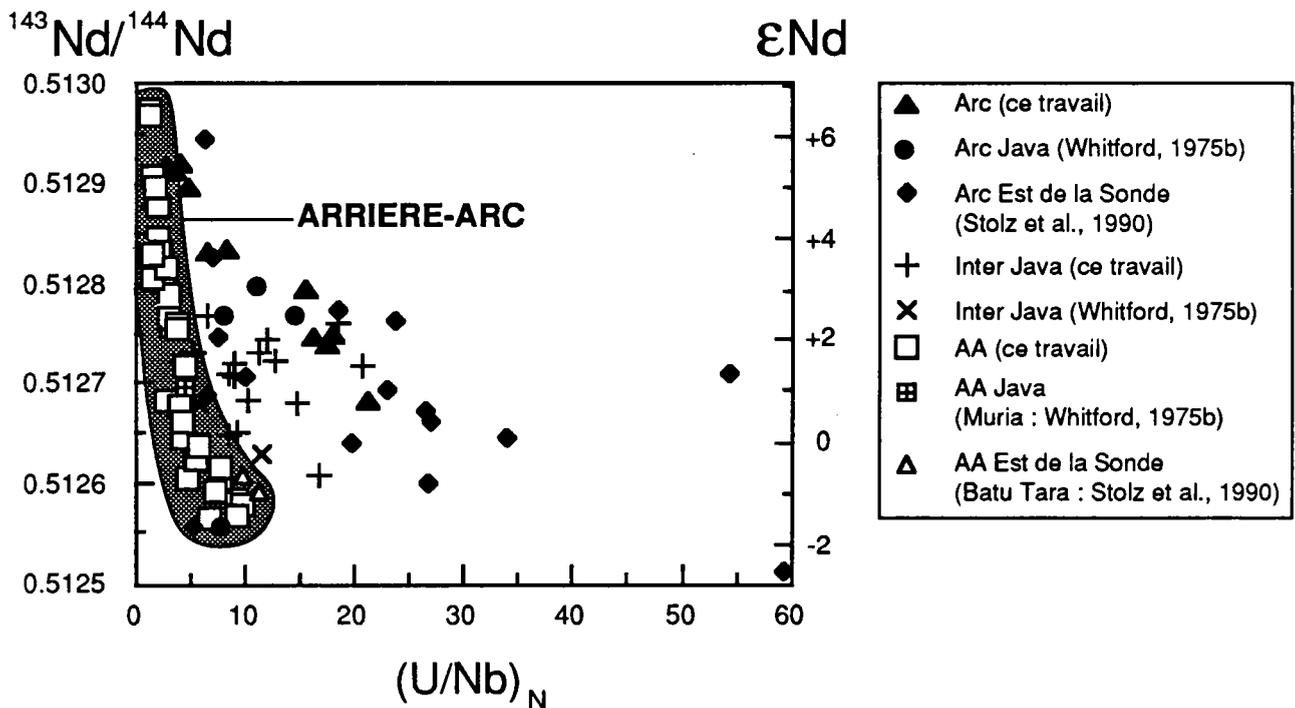


Figure 1 : Variation de la composition isotopique du Nd en fonction du rapport $(U/Nb)_N$ de l'ensemble des laves de l'arc de la Sonde. Les quelques données bibliographiques disponibles sur des laves ultrapotassiques arrière-arc se placent dans la corrélation arrière-arc ϵNd - $(U/Nb)_N$ (ou $(Th/Ta)_N$). Par contre, les laves d'Arc montrent une dispersion plus importante.

Il serait également intéressant de tester le modèle proposé pour la genèse des magmas arc et arrière-arc de Java-Sumatra à l'ensemble des laves de l'arc de la Sonde. Ce modèle, basé sur une remontée de manteau enrichi (à l'aplomb du domaine arrière-arc) dans un manteau appauvri (domaine arc), est-il applicable à l'ensemble des laves de l'arc de la Sonde? Quelle est la dimension de cette zone mantellique enrichie? A l'avenir, une étude géochimique (éléments en trace et isotopes) poussée de ces laves apportera probablement des éléments de réponse à ces questions et permettra de cartographier plus précisément la composition du manteau au niveau de l'arc de la Sonde.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALBAREDE F., MICHARD A. (1989) : Hydrothermal alteration of the oceanic crust. In : "Crust/mantle recycling at convergence zones", S.R. Hart and L. Gülen (eds), Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series C : Mathematical and Physical Sciences, Vol. 258, 29-37.
- ALDERTON D.H.M., PEARCE J.A., POTTS P.J. (1980) : Rare earth element mobility during granite alteration; evidence from southwest England. *Earth Planet. Sci. Letters*, 49, 149-165.
- ALLEGRE C.J. (1982) : Chemical geodynamics. *Tectonophysics*, 81, 109-132.
- ALLEGRE C.J. (1987) : Isotope geodynamics. *Earth Planet. Sci. Letters*, 86, 175-203.
- ALLEGRE C.J., BREVART O., DUPRE B., MINSTER J.F. (1980) : Isotopic and chemical effects produced in a continuously differentiating convecting Earth mantle. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A297, 447-477.
- ALLEGRE C.J., DUPRE B., RICHARD P., ROUSSEAU D., 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. Letters*, 57, 25-34.
- ALLEGRE C.J., HAMELIN B., PROVOST A., DUPRE B. (1987) : Topology in isotopic multispace and origin of mantle chemical heterogeneities. *Earth Planet. Sci. Letters*, 81, 319-337.
- ALLEGRE C.J., OTHMAN D.B., POLVE M., RICHARD P. (1979) : The Nd-Sr isotopic correlation in mantle materials and geodynamic consequences. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 19, 293-306.
- ALLEGRE C.J., TURCOTTE D.L. (1985) : Geodynamic mixing in the mesosphere boundary layer and the origin of oceanic islands. *Geophysical Research Letters*, 12, N° 4, 207-210.
- ALLEGRE C.J., TURCOTTE D.L. (1986) : Implications of two-component marble-cake mantle. *Nature*, Vol. 323, 123-127.
- ANDERSON R.N., DELONG S.E., SCHWARZ W.M. (1977) : Thermal model for subduction with dehydration in the downgoing slab. *J. Geol.*, 86, 731-739.
- ANDERSON R.N., DELONG S.E., SCHWARZ W.M. (1978) : Thermal model for subduction with dehydration in the downgoing slab. *J. Geol.*, 86, 731-739.
- ANDERSON R.N., HASEGAWA A., UMINO N., TAKAGI A. (1980) : Phase changes and the frequency-magnitude distribution in the upper plane of the deep seismic zone beneath Tohoku, Japan. *J. Geophys. Res.*, 85, 1389-1398.
- ANDERSON H.J., JACKSON J.A. (1987) : The deep seismicity of the Tyrrhenian sea. *Geophys. J. R. Ast. Soc.*, 91, 613-637.

- ARCULUS R.J. (1981) : Island arc magmatism in relation to the evolution of the crust and mantle. *Tectonophysics*, 75, 113-133.
- ARCULUS R.J. (1987) : The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 32, 1-12.
- ARCULUS R.J., JOHNSON R.W. (1978) : Criticism of generalised models for the magmatic evolution of arc-trench systems. *Planet. Sci. Lett.*, 39, 118-126.
- ARCULUS R.J., JOHNSON R.W. (1981) : Island arc magma sources : a geochemical assesment of the roles of slab-derived components and crustal contamination. *Geochem. J.*, Vol. 15, 109-133.
- ARCULUS R.J., POWELL R. (1986) : Source component mixing in the regions of arc magma generation. *J. Geophys. Res.*, Vol. 91, N° B6, 5913-5926.
- ARMSTRONG R.L. (1968) : A model for Sr and Pb isotope evolution in a dynamic earth. *Rev. Geophys.*, Vol. 6, 175-199.
- ARMSTRONG R.L. (1971) : Isotopic and chemical constraints on models of magma genesis in volcanic arcs. *Earth Planet. Sci. Letters*, 12, 137-142.
- ARMSTRONG R.L., COOPER J.A. (1971) : Lead isotopes in island arcs. *Bull. Volcanol.*, 35, 27-37.
- AUDLEY-CHARLES M.G. (1985) : The Sumba enigma : is Sumba a diapiric fore-arc nappe in process of formation? *Tectonophysics*, 119, 435-449.
- AUZENDE J.M., BOESPFLUG X., BOUGAULT H., DOSSO L., FOUCHER J.P., JORON J.L., LAFOY Y., RUELLAN E., SIBUET J.C. (1990) : From intracratonic extension to mature spreading in back arc basins : the Okinawa, Lau, North Fiji basins example. *Oceanologica Acta*, Vol. Spe 10, Vol. III, 153-163.
- BAHAR I. (1984) : Contribution à la connaissance du volcanisme indonésien : le Mérapi (Centre Java) : cadre structural, pétrologie-géochimie, et implications volcanologiques. Thèse 3^{ème} cycle, Montpellier.
- BAILEY J.C., FROLOVA T.I., BURIKOVA I.A. (1989) : Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 102, 265-280.
- BAKER P.E. (1984) : Geochemical evolution of St Kitts and Montserrat, Lesser Antilles. *J. geol. Soc. London*, Vol. 141, 401- 411.
- BARLING J., GOLDSTEIN S.L. (1990) : Extreme isotopic variations in Heard Island lavas and the nature of mantle reservoirs. *Nature*, Vol. 348, 59-62.
- BARREIRO B. (1983) : Lead isotopic compositions of South Sandwich oceanic island arcs. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 47, 817-822.

- BARTON M. (1979) : A comparative study of some minerals occurring in the potassium-rich alkaline rocks of the Leucite Hills, Wyoming, the Vico volcano, western Italy, and the Toro Ankole region, Uganda. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 137, 113-134.
- BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT. (1981) : Basaltic volcanism on the terrestrial planets. Pergamon Press, New York, 1286 p.
- BECCALUVA L., ROSSI P.L., SERRI G. (1982) : Neogene to recent volcanism of the southern Tyrrhenian-Sicilian area : implications for the geodynamic evolution of the calabrian arc. *Earth Evolution Science*, 3, 222-238.
- BELLON H., SOERIA-ATMADJA R., MAURY R.C., SUPARKA E., YUWONO Y.S. (1989) : Chronology and petrology of back-arc volcanism in Java. *Proceedings 6 Regional Conference, GEOSEA, Jakarta, Ind. Ass. Geol.*, 245-257.
- BEN AVRAHAM Z., EMERY K.O. (1973) : Structural framework of Sunda shelf. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57, 2323-2366.
- BEN OTHMAN D., WHITE W.M., PATCHETT J. (1989) : The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. *Earth Planet. Sci. Letters*, 94, 1-21.
- BERTRAND H. (1988) : Les diagrammes discriminants permettent-ils de reconstituer le site géodynamique de mise en place de formations paléovolcaniques? *C.R. Acad. Sci. Paris, t.306, Série II*, 33-38.
- BEVINS R.E., ROWBOTHAM G., STEPHENS F.S., TURGOOSE S., WILLIAMS P.A. (1985) : Lanthanite -(Ce), (Ce, La, Nd)₂(CO₃)₃.8H₂O, a new mineral from Wales, UK. *An Mineral*, 70, 411-413.
- BIENVENU P. (1989) : Géochimie comparée des éléments hygromagmaphiles dans le système exogène océanique. Thèse, Université de Bretagne Occidentale, 290 p.
- BIENVENU P., BOUGAULT H., JORON J.L., TREUIL M., DMITRIEV L. (1990) : Morb alteration : rare earth element / no rare earth hygromagmaphile element fractionation. *Chemical Geology*, 82, 1-14.
- BIRCK J.L., ALLEGRE C.J. (1974) : ⁸⁷Rb-⁸⁷Sr systematics of Muntche Tundra pluton (Kola peninsula, USSR). *Earth Planet. Sci. Letters*, 20, 266-274.
- BIRCK J.L., ALLEGRE C.J. (1978) : Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the ⁸⁷Rb-⁸⁷Sr method. *Earth Planet. Sci. Letters*, 39, 37-51.
- BLOOMER S.H., STERN R.J., FISK E., GESCHWIND C.H. (1989) : Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc. Mineralogic and major and trace element characteristics. *J. Geophysic. Research.*, 94, N° B4, 4469-4496.

- BOESPFLUG X. (1990) : Evolution géodynamique et géochimique des bassins arrière-arcs. Exemples des bassins d'Okinawa, de Lau, et Nord-fidjien. Thèse, Université de Bretagne Occidentale, 354 p.
- BOESPFLUG X., DOSSO L., BOUGAULT H., JORON J.L., CALVEZ J.Y. (1989) : Back-arc basin evolution : a geochemical approach (trace elements and Sr-Nd-Pb isotopes). Terra abstracts, Vol. 1, N° 1, EUG V, 335.
- BOUGAULT H. (1977) : Major elements : analytical chemistry on board and preliminary results. In : "Initial reports of the deep-sea Drilling Project", Vol. 37, 643-652.
- BOUGAULT H. (1980) : Contribution des éléments de transition à la compréhension de la génèse des basaltes océaniques. Analyse des éléments traces dans les roches par spectrométrie de fluorescence X. Thèse Sciences, Paris VII, 235 p.
- BOUGAULT H., DMITRIEV L., SCHILLING J.G., SOBOLEV A., JORON J.L., NEEDHAM H.D. (1988) : Mantle heterogeneities from trace elements : MAR triple junction near 14°N. Earth Planet. Sci. Letters, 88, 27-36.
- BOUGAULT H., JORON J.L., DOSSO L. (en préparation) : A new perspective on mantle evolution : K, Nb, Ta in mid-ocean ridge basalt glasses.
- BOUGAULT H., JORON J.L., DOSSO L., ROMEUR M. (1990) : K-Nb-Ta in MORBs. Early characteristics of the earth and large mantle domains. EOS, 71, 43, p 1702.
- BOUGAULT H., JORON J.L., TREUIL M. (1979) : Alteration, fractionnal crystallisation, partial melting, mantle properties from trace elements in basalts recovered in the North Atlantic. In : M. Talwani, C.G. Harrison, D.E. Hayes (eds), "Deep Drilling Results in the Atlantic ocean : ocean crust", Maurice Ewing Series 2, American Geophysical Union, Washington, 352-369.
- BOUGAULT H., JORON J.L., TREUIL M. (1980) : The primordial chondritic nature and large-scale heterogeneities in the mantle : evidence from high and low partition coefficient elements in oceanic basalts. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A297, 203-213.
- BOUGAULT H., TREUIL M. (1980) : Mid-Atlantic Ridge : zero-age geochemical variations between Azores and 22°N. Nature, Vol. 286, 209-212.
- BOWEN N.L. (1928) : The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, Princeton, N.J., 332 p.
- BOX S.E., FLOWER M.F. (1989) : Introduction to special section on alkaline arc magmatism. Journal of Geophysical Research, Vol. 94, N° B4, 4467-4468.
- BOYNTON W.V. (1984) : Cosmochemistry of the rare earth elements meteorites studies. In : Henderson P. (Ed), "Rare earth element geochemistry", Elsevier, 63-114.

- BRIGGS R.M., UTTING A.J., GIBSON I.L. (1990) : The origin of alkaline magmas in an intraplate setting near a subduction zone : the Ngatutura Basalts, North Island, New Zeland. *J. of Volcanology and Geothermal Research*, 40, 55-70.
- BRIQUEU L., BOUGAULT H., JORON J.L. (1984) : Quantification of Nb, Ta, Ti, and V anomalies in magmas associated with subduction zones : petrogenetic implications. *Earth Planet. Sci. Letters*, 68, 297-308.
- BRIQUEU L., LANCELOT J.R. (1977) : Nouvelles données analytiques et essai d'interprétation des compositions du strontium des laves calco-alkalines plioquaternaires du Pérou. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t.XIX, N° 6, 1223-1232.
- BROOKS C., HART S.R., HOFMANN A., JAMES D.E. (1976b) : Rb-Sr mantle isochrons from oceanic regions. *Earth Planet. Sci. Letters*, 32, 51-61.
- BROOKS C., HART S.R. (1978) : Rb-Sr mantle isochrons and variations in the chemistry of Gondwanaland's lithosphere. *Nature*, Vol. 271, 220-223.
- BROPHY J.G., MARSH B.D. (1986) : On the origin of high-alumina arc basalt and the mechanics of melt extraction. *J. Petrol.*, Vol. 27, Part.4, 763-789.
- BROWN L., KLEIN J., MIDDLETON R., SACKS I.S., TERA F. (1982) : Be in island-arc volcanoes and implications for subduction. *Nature*, 299, 718-720.
- CALANCHI N., LUCCHINO F., ROSSI P.L. (1983) : Considerazioni sui rapporti tra le serie alte in K e l'arco vulcanico indonesiano alla ince dei vulcani Muria e Lasem (Giava). *Miner. Petrogr. Acta*, 27, 15-34.
- CAMERON W.E., MCCULLOCH M.J., WALKER D.A. (1983) : Boninite petrogenesis : chemical and Nd-Sr isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Letters*, 65, 75-89.
- CAPALDI G., CORTINI M., PECE R. (1983) : U and Th decay-series disequilibria in historical lavas from the eolian islands, Tyrrhenian sea. *Isotope Geoscience*, 1, 39-55.
- CARDWELL R.K., ISACKS B.L. (1978) : Geometry of the subducted lithosphere beneath the Banda sea in eastern Indonesia from seismicity and fault plane solutions. *J. Geophys. Res.*, Vol. 83, N° B6, 2825-2838.
- CARLSON R.W., MAC DOUGALL J.D., LUGMAIR G.W. (1978) : Differential Sm/Nd evolution in oceanic basalts. *Geophys. Research Lett.*, 5, 229-232.
- CAWTHORN R.G. (1977) : Petrological aspects of the correlation between potash content of orogenic magmas and earthquake depth. *Mineral. Mag.*, 41, 173-182.
- CHAMALAUN F.H., GRADY A.E. (1978) : The tectonic development of Timor : a new model and its implications for petroleum exploration. *The APEA Journal*, 102-108.

- CHASE C.G. (1981) : Oceanic island Pb : two-stage histories and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Letters*, 52, 277-284.
- CHAUVEL C., JAHN B.M. (1984) : Nd-Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the Massif Central, France. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 93-110.
- CHEN J.H., WASSERBURG G.J., VON DAMM K.L., EDMOND J.M. (1986) : The U-Th-Pb systematics in hot springs on the East Pacific Rise at 21°N and Guaymas Basin. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 2467-2479.
- CHOTIN P., GIRET A., RAMPNOUX J.P., SUMARSO, SUMINTA (1980) : L'île de Java, un enregistreur des mouvements tectoniques à l'aplomb d'une zone de subduction. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 5, 175-177.
- CHOW T.J., PATTERSON C.C. (1962) : The occurrence and significance of lead isotopes in pelagic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 26, 263-308.
- CHURCH S.E., TILTON G.R. (1973) : Lead and strontium studies in the Cascades mountains : bearing on andesites genesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 431-453.
- CIVETTA L., INNOCENTI F., MANETTI P., PECCERILLO A., POLI G. (1981) : Geochemical characteristics of potassic volcanics from Mts. Ernici (Southern Latium, Italy). *Contrib. Mineral., Petrol.*, 78, 37-47.
- COATS R.R. (1962) : Magma type and crustal structure in the Aleutian arc. In : Macdonald G.A. and Kuno H.(eds), "The Crust of the Pacific Basin", American Geophysical Union, Washington, D.C., 92-109.
- COHEN R.S., EVENSEN N.M., HAMILTON P.J., O'NIONS R.K. (1980) : U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr systematics of mid-ocean ridge basalt glasses. *Nature*, 283, 149-153.
- COHEN R.S., O'NIONS R.K. (1982) : The lead, neodymium and strontium isotopic structure of ocean ridge basalts. *J. Petrol.*, Vol. 23, Part.3, 299-324.
- COLLERSON K.D., MCCULLOCH M.T. (1983) : Nd and Sr isotope geochemistry of leucite-bearing lavas from Gaussberg, east Antarctica. In : R.L.Oliver, P.R.James and J.B.Jago (eds), "Antarctic Earth Science", Australian Academy of Science, Canberra, A.C.T., 676-680.
- CORRIVEAU L. (1990) : Proterozoic subduction and terrane amalgamation in the southwestern Grenville province, Canada : evidence from ultrapotassic to shoshonitic plutonism. *Geology*, 15, 614-617.
- CORYELL C.D., CHASE J.W., WINCHESTER J.W. (1963) : A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare earth abundances patterns. *J. Geophys. Research*, 68, 559-566.
- COULON C., THORPE R.S. (1981) : Role of continental crust in petrogenesis of orogenic volcanic associations. *Tectonophysics*, 77, 79-93.

- CRAWFORD A.J., BECCALUVA L., SERRI G. (1981) : Tectono-magmatic evolution of the west Philippine-Mariana region and the origin of boninites. *Earth Planet. Sci. Letters*, 54, 346-356.
- CRC HANDBOOK OF CHEMISTRY AND PHYSICS, 68th Edition (1987-88) : Weast R.C., Astle M.J. and Beyer W.H. (Eds). CRC Press, Inc, Boca Raton, Florida.
- CUNDARI A. (1979) : Petrogenesis of leucite-bearing lavas in the Roman volcanic region, Italy. The Sabatini lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 9-21.
- CUNDARI A. (1980) : Role of subduction in the genesis of leucite-bearing rocks : facts on fashion? *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 432-434.
- CURRAY J.R., SHOR G.G., WAIT R.W., HENRY M. (1977) : Seismic refraction and reflection studies of crustal structure of the eastern Sunda and western Banda arcs. *J. Geophys. Res.*, Vol. 82, N° 17, 2479-2489.
- CYRILLE Y. (1986) : Pétrologie des basaltes d'arrière-arc des îles Karimunjawa (Java, Indonésie) : leur place dans le volcanisme de Java. Comparaison avec les tholéiites d'arrière-arc de Sukadana (sud de Sumatra) et du bassin d'Okinawa. DEA, Université de Bretagne Occidentale, 101p.
- DASCH E.J., HEDGE C.E., DYMOND J. (1973) : Effect of sea water interaction on strontium isotope composition of deep-sea basalts. *Earth Planet. Sci. Letters*, 19, 177-183.
- DAVIDSON J.P. (1983) : Lesser Antilles isotopic evidence of the role of subducted sediments in island arc magma genesis. *Nature*, 306, 253-256.
- DAVIDSON J. (1985) : Mechanisms of contamination in Lesser Antilles island arc magmas from radiogenic and oxygen isotope relationships. *Earth Planet. Sci. Letters*, 72, 163-174.
- DAVIDSON J.P. (1986) : Isotopic and trace element constraints on the petrogenesis of subduction-related lavas from Martinique, Lesser Antilles. *J. Geophys. Res.*, Vol. 91, N° B6, 5943-5962.
- DAVIDSON J.P. (1987) : Crustal contamination versus subduction zone enrichment : examples from the Lesser Antilles and implications for mantle source compositions of island arc volcanic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 51, 2185-2198.
- DAVIDSON J.P., FERGUSON K.M., COLUCCI M.T., DUNGAN M.A. (1988) : The origin and evolution of magmas from the San Pedro-Pellado volcanic complex, S.Chile : multicomponent sources and open system evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 429-445.
- DAVIDSON J.P., HARMON R.S. (1989) : Oxygen isotope constraints on the petrogenesis of volcanic arc magmas from Martinique, Lesser Antilles. *Earth Planet. Sci. Letters*, 95, 255-270.

- DAVIS A.S., PRINGLE M.S., PICKTHORN L.B.G., CLAGUE D.A., SCHWAB W.C. (1989) : Petrology and age of alkalic lava from the Ratak Chain of the Marshall Islands. *J. Geophysical Research*, Vol. 94, N° B5, 5757-5774.
- DEFANT M.J., DRUMOND M.S. (1990) : Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.
- DEFANT M.J., MAURY R.C., RIPLEY E.M., FEIGENSON M.D., JACQUES D. (in press) : Island arc petrogenesis : a petrographic, mineralogic, isotopic (Sr, Nd, O, and H), and trace element study of the southern Luzon arc, the Philippines. submitted to *J. Petrol.*
- DELIENS M., PIRET P. (1982) : Bijvoetite et lepersonnite carbonates hydratés d'uranyle et de terres rares de Shinkolobwe, Zaïre. *Can. Mineral.*, 20, 231-238.
- DE PAOLO D.J. (1981) : Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Letters*, 53, 189-202.
- DE PAOLO D.J., JOHNSON R.W. (1979) : Magma genesis in the New Britain island-arc : constraints from Nd and Sr isotopes and trace-element patterns. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 367-379.
- DE PAOLO D.J., WASSERBURG G.J. (1976) : Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$. *Geophysical Research Letters*, Vol. 3, N° 12, 743-746.
- DE PAOLO D.J., WASSERBURG G.J. (1977) : The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 4, N° 10, 465-468.
- DE PAOLO D.J., WASSERBURG G.J. (1979) : Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 43, 615-627.
- DICKINSON W.R., HATHERTON T. (1967) : Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. *Science*, Vol. 157, 801-803.
- DI GIROLAMO P. (1978) : Geotectonic settings of Miocene-Quaternary volcanism in and around the Eastern Tyrrhenian Sea border (Italy) as deduced from major element geochemistry. *Bull. Volcanol.*, Vol. 41-3, 229-250.
- DONNELLY T.N., ROGERS J.J.W., PUSHKAR P., ARMSTRONG R.L. (1971) : Chemical evolution of the igneous rocks of the eastern west Indies : an investigation of thorium, uranium and potassium distribution and lead and strontium isotopic ratios. *The Geological Society of America Session*, 130, 181-224.
- DOSSO L., BOUGAULT H., BEUZART P., CALVEZ J.Y., JORON J.L. (1988) : The geochemical structure of South-East Indian Ridge. *Earth Planet. Sci. Letters*, 88, 47-59.

- DOSSO L., JORON J.L., MAURY R.C., BOUGAULT H. (1987) : Isotopic (Sr,Nd) and trace element study of back-arc basalts behind the Sunda arc. *TERRA cognita*, 7, 398.
- DOSSO L., MURTHY V.R. (1980) : A Nd isotopic study of the Kerguelen islands : inferences on enriched oceanic mantle sources. *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 268-276.
- DOSSO L., VIDAL P., CANTAGREL J.M., LAMEYRE J., MAROT A., ZIMINE S. (1979) : "Kerguelen : continental fragment or oceanic island?" : petrology and isotopic geochemistry evidence. *Earth Planet. Sci. Letters*, 43, 46-60.
- DUPRE B., ALLEGRE C.J. (1983) : Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature*, 303, 142-146.
- DUPRE B., ALLEGRE C.J. (1989) : Use of multispace technique to determine the contribution of reinjected sediments in the mantle. (EG Lesser Antilles). In : "Crust/Mantle recycling at convergence zones", HART S.R. et GULEN L., Kluwer Academic Publishers, 37-42.
- DUPRE B., WHITE W.B., VIDAL Ph., MAURY R.C. (1985) : Utilisation des traceurs couplés (Pb-Sr-Nd) pour déterminer le rôle des sédiments dans la génèse des basaltes de l'arc des Antilles. *Géodynamique des Caraïbes*, Symposium Paris 5-8/02/1985. Editions Technip-Paris.
- DUPUY C., BARSCZUS H.G., DOSTAL J., VIDAL P., LIOTARD J.M. (1989) : Subducted and recycled lithosphere as the mantle source of ocean island basalts from southern Polynesia, central Pacific. *Chemical Geology*, 77, 1-18.
- DUPUY C., BARSCZUS H.G., LIOTARD J.M., DOSTAL J. (1988) : Trace element evidence for the origin of ocean island basalts : an example from the Austral Islands (French Polynesia). *Contrib. Mineral Petrol.*, 98, 293-302.
- DUPUY C., VIDAL P., BARSCZUS H.G., CHAUVEL C. (1987) : Origin of basalts from the Marquesas Archipelago (south central Pacific Ocean) : isotope and trace element constraints. *Earth Planet. Sci. Letters*, 82, 145-152.
- EDGAR A.D. (1980) : Role of subduction in the genesis of leucite-bearing rocks : discussion. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 429-431.
- EDWARDS C.M.H. (1988) : A multi-component evolutionary history for the high K-low K volcanic rocks of Muriah, Indonesia. *Chemical Geology*, 70, 48.
- EDWARDS C.M.H. (1989) : The transition from calc-alkaline to alkaline volcanics, Ringgit-Besar, Indonesia. *Terra Abstracts*, Vol. 1, N° 1, SY 21-35P, 182 p.

- EGGLER D.H. (1987) : Solubility of major and trace elements in mantle metasomatic fluids : experimental constraints. In : Menzies M.A. and Hawkesworth C.J.(eds), "Mantle metasomatism", Academic Press Geology Series, 21-41.
- ELLAM R., COX K.G. (1989) : A proterozoic lithospheric source for Karoo magmatism : evidence for the Nuanetsi picrites. *Earth Planet. Sci. Letters*, 92, 207-218.
- ELLAM R.M., HAWKESWORTH C.J. (1988) : Is average continental crust generated at subduction zones? *Geology*, V.16, 314-317.
- ELLAM R.M., HAWKESWORTH C.J., MENZIES M.A., ROGERS N.W. (1989) : The volcanism of southern Italy : role of subduction and the relationship between potassic and sodic alkaline magmatism. *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, N° B4, 4589-4603.
- ELLAM R.M., MENZIES M.A., HAWKESWORTH C.J., LEEMAN W.P., ROSI M., SERRI G. (1988) : The transition from calc-alkaline to potassic orogenic magmatism in the Aeolian islands, southern Italy. *Bull. Volcanol.*, 50, 386-398.
- ERLANK R.A.J., ALSOPP H.L., HAWKESWORTH C.J., MENZIES M.A. (1982) : Chemical and isotopic characterization of upper mantle metasomatism in peridotite nodules from the Bullfontein kimberlite. *Terra Cognita*, 2, 261-263.
- ERLANK A.J., KABLE E.J.D. (1976) : The significance of incompatible elements in Mid-Atlantic ridge basalts from 45°N with particular reference to Zr/Nb. *Contrib. Mineral Petrol.*, 54, 281-291.
- ERLANK A.J., WATERS F.G., HAWKESWORTH C.J., HAGGERTY H.L., ALLSOPP R.S., RICKARD R.S., MENZIES M.A. (1987) : Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from the Bullfontein Floors, Kimberley, South Africa. In : "Mantle metasomatism", M.A. Menzies and C.J. Hawkesworth, eds, Academic Press, London, 221-311.
- EVA C., CATTANEO M., MERLANTI F. (1988) : Seismotectonics of the central segment of the Indonesian arc. *Tectonophysics*, 146, 241-259.
- EWART A., HAWKESWORTH C.J. (1987) : The pleistocene recent Tonga-Kermadec arc lavas : interpretation of new isotopic and rare earth data in terms of a depleted mantle source model. *J. of Petrology*, Vol. 28, part. 3, 495-530.
- FAURE G. (1986) : Principles of isotope geology, 2nd edition. John Wiley and sons, Inc, 589p.
- FERRARA G., LUCCHINI F., ROSSI P.L., TONARINI S. (1981) : Dati geologici, petrochimici e isotopici sul vulcano Muria (Central Java, Indonesia). *Rend. Soc. Geol. It.*, 4, 289-299.

- FICHT T.J. (1970) : Earthquake mechanisms and island arc tectonics in the Indonesian-Philippine region. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, Vol. 60, N° 2, 565-591.
- FITCH T.J., MOLNAR P. (1970) : Focal mechanisms along inclined earthquake zones in the Indonesia-Philippine region. *J. Geophys. Res.*, Vol. 75, N° 8, 1431-1444.
- FLEET A.J. (1984) : Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In : Henderson p. (Ed), *Rare earth element geochemistry*, Elsevier, 343-373.
- FLOYD P.A., TARNEY J. (1978) : First-order alteration chemistry of Leg 49 basement rocks. In : Luyendyk B.P., Cann J.R. et al, "Init Repts DSDP 49", Washington (U.S. Govt Printing Office), 693-708.
- FODEN J.D., VARNE R.(1980) : The petrology and tectonic setting of quaternary-recent volcanic centers of Lombok and Sumbawa, Sunda arc. *Chem. Geol.*, 30, 201-226.
- FODEN J.D., VARNE R. (1981) : The geochemistry and petrology of the basalt-andesite-dacite suite from Rinjani volcano, Lombok : implications for the petrogenesis of island arc, calcalkaline magmas. *Geological Research and Development Centre, spec. publ. N° 2*, 115-134
- FOLEY S.F., VENTURELLI G., GREEN D.H., TOSCANI L. (1987) : The ultrapotassic rocks : characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Reviews*, 24, 81-134.
- FOLEY S.F., WHELLER G.E. (1990) : Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks : the role of residual titanates. *Chemical Geology*, 85, 1-18.
- FRASER K.J., HAWKESWORTH C.J., ERLANK A.J., MITCHELL R.H., SCOTT-SMITH B.H. (1985/86) : Sr, Nd and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites. *Earth Planet. Sci. Letters*, 76, 57-70.
- FREY F.A., GREEN D.H. (1974) : The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victoria basanites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 1023-1059.
- FREY F.A., GREEN D.H., ROY S.D. (1978) : Integrated models of basalt petrogenesis : a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. of Petrology*, Vol. 19, part. 3, 463-513.
- FREY F.A., HASKIN M.A., POETZ J.A., HASKIN L.A. (1968) : Rare-earth abundances in some basic rocks. *J. Geophys. Res.*, 73, 6085-6098.
- FREY F.A., RODEN M.F. (1987) : The mantle source for the hawaiians islands : constraints from the lavas and ultramafic inclusions. In : "Mantle Metasomatism", M.A. Menzies and C.J. Hawkesworth (eds), *Academic Press Geology Series (London)*, 423-463.

- GAST P.W. (1960) : Limitations on the composition of the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 65, 1287-1297.
- GAST P.W. (1968) : Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32, 1057.
- GAST P.W., TILTON G.R., HEDGE C. (1964) : Isotopic composition of lead and strontium from Ascension and Gough islands. *Science*, 145, 1181.
- GERBE M.C. (1989) : Evolution d'une chambre magmatique zonée en système clos. Exemple de l'éruption de 1982-83 du Galunggung, Java, Indonésie. Thèse Doc., Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 301 p.
- GERLACH D.C., CLIFF R.A., DAVIES G.R., NORRY M. HODGSON N. (1988) : Magma sources of the Cape Verdes archipelago : Isotopic and trace element constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 2979-2992.
- GERLACH D.C., STORMER Jr J.C., MUELLER P.A. (1987) : Isotopic geochemistry of Fernando de Noronha. *Earth Planet. Sci. Letters*, 85, 129-144.
- GILL R.C.O. (1973) : Mechanism for the silicic magma bias of continental alkaline provinces. *Natura Phys. Sci.*, 242, 41-42.
- GILL J.B. (1976a) : Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks : implications for evolution of an interarc basin and remnant arc. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 1384-1395.
- GILL J.B. (1981) : Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 390 p..
- GILL J.B. (1987) : Early geochemical evolution of an oceanic island arc and backarc : Fiji and the South Fiji Basin. *J. Geol.*, Vol. 95, N° 5, 589-615.
- GILL J.B., GORTON M. (1973) : A proposed geological and geochemical history of eastern Melanesia. In : Coleman P.(ed), "The western Pacific-island arcs, marginal seas, geochemistry", W.Aust.Univ.Press, 543-566.
- GILL J.B., STORK A.L., WHELAN P.M. (1984) : Volcanism accompanying back-arc basin development in the Southwest Pacific. *Tectonophysics*, 102, 207-224.
- GORSHKOV G.S. (1962) : Petrochemical features of volcanism in relation to the types of the earth's crust. In : MacDonald G.A., Kuno H.(eds), "The crust of the Pacific basin", Am. Geophys. Union Monogr., 6, 110-115.
- GORSHKOV G.S. (1970) : Volcanism and the upper mantle. Plenum Press, New York, 385p.
- GORTON M.P. (1977) : The geochemistry and origin of quaternary volcanism in the New Hebrides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, 1257-1270.

- GRAHAM D.W., ZINDLER A., KURZ M.D., JENKINS W.J., BATIZA R., STAUDIGEL H. (1988) : He, Pb, Sr and Nd isotope constraints on magma genesis and mantle heterogeneity beneath young Pacific seamounts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 446-463.
- GREEN T.H. (1972) : Crystallisation of calc-alkaline andesite under controlled high-pressure hydrous conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, 441-450.
- GREEN T.H. (1980) : Island arc and continent-building magmatism-A review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, 63, 367-385.
- GREEN T.H. (1981) : Experimental evidence for the role of accessory phases in magma genesis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 10, 405-422.
- GREEN T.H., PEARSON N.J. (1986b) : Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic-felsic compositions at high P, T. *Chem. Geol.*, 54, 185-201.
- GREEN T.H., PEARSON N.J. (1987) : An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 51, 55-62.
- GREEN T.H., RINGWOOD A.E. (1968) : Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18, 105-162.
- HAMELIN B., ALLEGRE C.J. (1985) : Large-scale regional units in the depleted upper mantle revealed by an isotope study of the South-West Indian Ridge. *Nature*, Vol. 315, 196-199.
- HAMELIN B., DUPRE B., ALLEGRE C.J. (1985/86) : Pb-Sr-Nd isotopic data of Indian Ocean Ridges : new evidence of large-scale mapping of mantle heterogeneities. *Earth and Planetary Science Letters*, 76, 288-298.
- HAMELIN B., LAMBRET B., JORON J.-L., TREUIL M., ALLEGRE C.J. (1979) : Geochemistry of basalts from the Tyrrhenian Sea. *Nature*, Vol. 278, 832-834.
- HAMILTON W.B. (1973) : Tectonics of the Indonesian region. *Geol. Soc. Malaysia, Bull.* 6, 3-10.
- HAMILTON W. (1977) : subduction in the Indonesian region. In : M. Talwani, W.C. Pitman III (eds), "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins", Maurice Ewing, Series 1, American Geophysical Union, 15-33.
- HAMILTON W. (1979) : Tectonics of the Indonesian region. U.S. Geological Survey Professional Paper 1078, 345 p. .
- HAMILTON W. (1988) : Plate tectonics and island arcs. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 100, p. 1503-1527.
- HANSON G.N. (1980) : Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 8, 371-406.

- HART S.R. (1971) : K, Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 268, 573.
- HART S.R. (1984) : A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. *Nature*, Vol. 309, 753-757.
- HART S.R. (1988) : Heterogeneous mantle domains : signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet. Sci. Letters*, 90, 273-296.
- HART S.R., ERLANK A.J., KABLE J.D. (1974) : Sea floor basalt alteration : some chemical and Sr isotopic effects. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 44, 219-230.
- HART S.R., GERLACH D.C., WHITE W.M. (1986) : A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 50, 1551-1557.
- HART S.R., STAUDIGEL H. (1982) : The control of alkalis and uranium in seawater by ocean crust alteration. *Earth Planet. Sci. Letters*, 58, 202-212.
- HART S.R., STAUDIGEL H. (1989) : Isotopic characterization and identification of recycled components. In : "Crust/mantle recycling at convergence zones", S.R. Hart and L. Gülen (eds), Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series, Series C : Mathematical and Physical Sciences, Vol. 258, 15-29.
- HASKIN L.A. (1984) : Petrogenetic modelling-use of rare earth elements. In : "Rare Element geochemistry", (P. Henderson, ed), Elsevier, Amsterdam, 115-152.
- HATHERTON T., DICKINSON W.R. (1969) : The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles, and other island arcs. *J. Geophys. Res.*, Vol. 74, N° 22, 5301-5310.
- HAWKESWORTH C.J. (1979) : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and trace element characteristics of magmas along destructive plate margins. In : Atherton M.P. and Tarney J. (eds), "Origin of granite batholiths : geochemical evidence", Shiva Publishing, Orpington, 76-89.
- HAWKESWORTH C.J. (1982) : Isotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins. In : Thorpe R.S.(ed), "Andesites : orogenic andesites and related rocks", Wiley and Sons, 549-571.
- HAWKESWORTH C.J., ERLANK A.J., KEMPTON P.D., WATERS F.G. (1990b) : Mantle metasomatism : Isotope and trace-element trends in xenoliths from Kimberley, South Africa. *Chemical Geology*, 85, 19-34.
- HAWKESWORTH C.J., FRASER K.J., ROGERS N.W. (1985) : Kimberlites and lamproites : extreme products of mantle enrichment processes. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 88, 439-447.

- HAWKESWORTH C.J., KEMPTON P.D., ROGERS N.W., ELLAM R.M., VAN CALSTEREN P.W. (1990a) : Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Letters*, 96, 256-268.
- HAWKESWORTH C.J., MANTOVANI M.S.M., TAYLOR P.N., PALACZ Z. (1986) : Evidence from the Parana of south Brazil for a continental contribution to Dupal basalts. *Nature*, Vol. 322, 356-359.
- HAWKESWORTH C.J., MARSH J.S., DUNCAN A.R., ERLANK A.J., NORRY M.J. (1984) : The role of continental lithosphere in the generation of the Karoo volcanic rocks : evidence from combined Nd and Sr-isotopic studies. *Geol. Soc. S. Africa Spec. Publ.*, 13, 341-354.
- HAWKESWORTH C.J., NORRY M.J., RODDICK J.C., BAKER P.E., FRANCIS P.W., THORPE R.S. (1979a) : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and incompatible element variations in calc-alkaline andesites and plateau lavas from south America. *Earth Planet. Sci. Letters*, 42, 45-57.
- HAWKESWORTH C.J., O'NIONS R.K., ARCULUS R.J. (1979c) : Nd and Sr-isotope geochemistry of island arc volcanics, Grenada, Lesser Antilles. *Earth Planet. Sci. Letters*, 45, 237-248.
- HAWKESWORTH C.J., O'NIONS R.K., PANKHURST R.J., HAMILTON P.J., EVENSEN N.M. (1977) : A geochemical study of island-arc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36, 253-262.
- HAWKESWORTH C.J., POWELL M. (1980) : Magma genesis in the Lesser Antilles island arc. *Earth Planet. Sci. Letters*, 51, 297-308.
- HAWKESWORTH C.J., VOLLMER R. (1979) : Crustal contamination versus enriched mantle : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evidence from the Italian volcanics. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 151-165.
- HAWKINS J.W. (1976) : Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin. *Earth Planet. Sci. Letters*, 28, 283-297.
- HAWKINS J.W. (1977) : Petrologic and geochemical characteristics of marginal basin basalts. In : M. Talwani, W.C. Pitman III (eds), "Island arcs deep sea trenches and back-arc basins", Maurice Ewing Series 1, American Geophysical Union, Washington, 355-365.
- HAWKINS J.W., MELCHIOR J.T. (1985) : Petrology of Mariana Trough and Lau Basin basalts. *J. Geophys. Res.*, Vol. 90, N° B13, 11431-11468.
- HEDGE C.E. (1966) : Variations in radiogenic strontium found in volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*, 71, 6119.
- HEDGE C.E., KNIGHT R.J. (1969) : Lead and strontium isotopes in volcanic rocks from northern Honshu, Japan. *Geochem. J.*, Vol. 3, 15-24.

- HEDGE C.E., WATKINS N.D., HILDRETH R.A., DOERING W.P. (1973) : $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ ratios in basalts from islands in the Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Letters*, 21, 29.
- HEKINIAN R. (1974) : Petrology of igneous rocks from Leg 22 in the Northeastern Indian Ocean. In : Pimm A.C. (ed), "Init. Repts DSDP, 22", Washington (U.S. GUT. Printing Office), 413-449.
- HICKEY R.L., FREY F.A., GERLACH D.C., LOPEZ-ESCOBAR L.(1986) : Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34°-41°S) : trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. *J. Geophys. Res.*, Vol. 91, N° B6, 5963-5983.
- HICKEY-VARGAS R., MORENO ROA H., LOPEZ ESCOBAR L., FREY F.A. (1989) : Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanin volcanic chain (39.5°S) : an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contrib Mineral Petrol*, 103, 361-386.
- HILDRETH W., MOORBATH S. (1988) : Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 455-489.
- HILTON D.R., CRAIG H. (1989) : A helium isotope transect along the Indonesian archipelago. *Nature*, Vol. 342, 906-908.
- HOFMANN A.W. (1988) : Chemical differentiation of the Earth : the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *E.P.S.L.*, 90, 297-314.
- HOFMANN A.W., JOCHUM K.P., SEUFERT M., WHITE W.M. (1986) : Nb and Pb in oceanic basalts : new constraints on mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Letters*, 79, 33-45.
- HOFMANN A.W., WHITE W.M. (1982) : Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Letters*, 57, 421-436.
- HOFMANN A.W., WHITE W.M. (1983) : Ba, Rb and Cs in the Earth's mantle. *Naturforsch*, 38a, 256-266.
- HOLE M.J. (1988) : Post-subduction alkaline volcanism along the Antarctic Peninsula. *J. Geol. Soc. London*, Vol. 145, 985-998.
- HOLE M.J., SAUNDERS A.D., MARRINER G.F., TARNEY J. (1984) : Subduction of pelagic sediments : implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana islands. *J. Geol. Soc. London*, Vol. 141, 453-472.
- HSUI A.T., TOKSÖZ M.N. (1979) : The evolution of thermal structures beneath a subduction zone. *Tectonophysics*, 60, 43-60.

- HUMPHRIS S.E. (1984) : The mobility of rare earth elements in the crust. In : Henderson p. (Ed), "Rare Earth element geochemistry", Elsevier, 317-342.
- HUTCHISON C.S. (1973) : Tectonic evolution of Sundaland : a phanerozoic synthesis. Geol. Soc. Malaysia, Bulletin 6, 61-86.
- HUTCHISON C.S. (1975) : Correlation of Indonesian active volcanic geochemistry with Benioff zone depth. Geologie en Mijnbouw, Vol. 54(3-4), 157-168.
- HUTCHISON C.S. (1976) : Indonesian active volcanic arc : K, Sr, and Rb variation with depth to the Benioff zone. Geology, V. 4, N° 7, 407-408.
- HUTCHISON C.S. (1981) : Review of the Indonesian volcanic arc. The geology and tectonics of eastern Indonesia. Geological Research and Development Centre, "The Geology and Tectonics of eastern Indonesia", Spec.Publ., N° 2, 65-80.
- HUTCHISON C.S. (1982) : Indonesia. In Thorpe R.S.(ed) : "Andesites : Orogenic andesites and related rocks", Wiley and Sons, 207-224.
- IDDINGS J.P., MORLEY E.W. (1915) : Contributions to the petrography of Java and Celebes. J. of Geol., 23, 231-245.
- IKEDA Y., YUASA M. (1989) : Volcanism in nascent back-arc basins behind the Shichito Ridge and adjacent areas in the Izu-Ogasawara arc, northwest Pacific : evidence for mixing between E-type MORB and island arc magmas at the initiation of back-arc rifting. Contrib. Mineral. Petrol., 101, 377-393.
- ITO E., STERN R.J. (1981) : Oxygen and Strontium isotopic investigations on the origin of volcanism in the Izu-Volcano-Mariana island arc. Carnegie Inst- Washington Yearb, t. 80, 449-455.
- ITO E., STERN R.J. (1985/86) : Oxygen and strontium isotopic investigations of subduction zone volcanism : the case of the volcano arc and the Marianas island arc. Earth Planet. Sci. Letters, 76, 312-320.
- ITO E., WHITE W.M., GÖPEL C. (1987) : The O, Nd and Pb isotope geochemistry. Chemical Geology, 62, 157-176.
- JACOBSEN S.B., WASSERBURG G.J. (1979a) : The mean age of mantle and crustal reservoirs. J. Geophysical Research, Vol. 84, 7411-7427.
- JACOBSEN S.B., WASSERBURG G.J. (1979b) : Nd and Sr isotopic study of the bay of islands ophiolite complex and the evolution of the source of Mid-ocean Ridge Basalts. J. Geophysical Research, Vol. 84, 7429-7445.

- JAKES P., GILL J. (1970) : Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Letters*, 9, 17-28.
- JAKES P., WHITE A.J.R. (1970) : K/Rb ratios of rocks from island arcs. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 34, 849-856.
- JAKES P., WHITE A.J.R. (1972a) : Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 29-40.
- JAMES D.E. (1981) : The combined use of oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 9, 311-344.
- JENNER G.A., CAWOOD P.A., RAUTENSCHLEIN M., WHITE W.M. (1987) : Composition of back-arc basin volcanics, Valu Fa ridge, Lau basin : evidence for a slab-derived component in their mantle source. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 32, 209-222.
- JENNER and al. (en préparation) : in VARNE R. and FODEN J.D.(1986).
- JOCHUM K.P., HOFMANN A.W., ITO E., SEUFERT H.M., WHITE W.M. (1983) : K, U and Th in mid-ocean ridge basalt glasses and heat production, K/U and K/Rb in the mantle. *Nature*, Vol. 306, 431-436.
- JOCHUM K.P., SEUFERT H.M., SPETTEL B., PALME H. (1986) : The solar-system abundances of Nb, Ta and Y, and the relative abundances of refractory lithophile elements in differentiated planetary bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 1173-1183.
- JORDAN T.H. (1988) : Structure and formation of the continental tectosphere. *J. Petrol. Spec. Vol.*, 11-38.
- JORON J.L., BOUGAULT H., WOOD D.A., TREUIL M. (1978) : Applications de la géochimie des éléments en trace à l'étude des propriétés et des processus de génèse de la croûte océanique et du manteau supérieur. *Bull. Soc. Geol. France*, XX, 4, 521.
- JORON J.L., 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*, N° spécial Géochimie 19, (6), 1197.
- JORON J.L., TREUIL M. (1989) : Hygromagmaphile element distributions in oceanic basalts as fingerprints of partial melting and mantle heterogeneities : a specific approach and proposal of an identification and modelling method. *Geological Society Special Publication*, N° 42, 277-299.
- JORON J.L., TREUIL M., JAFFREZIC H., VILLEMANT B. (1980a) : Etude géochimique des éléments en traces dans les séries de roches volcaniques du rift d'Asal. Identification et analyse des processus d'accrétion. *Bull. Soc. Géol. France*, 22, 851-861.

- JORON J.L., TREUIL M., JAFFREZIC H., VILLEMANT B., RICHARD O. (1980b) : Géochimie des éléments en traces du magmatisme de l'Afar et la mégastucture Mer Rouge-Afar-golfe d'Aden. Implications pétrogénétiques et géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 22, 945-957.
- KATILI J.A. (1971) : A review of the geotectonic theories and tectonic maps of Indonesia. *Earth Science Reviews*, 7, 143-163.
- KATILI J.A. (1975) : Volcanism and plate tectonics in the Indonesian island arcs. *Tectonophysics*, 26, 165-188.
- KATILI J.A., HARTONO H.M.S. (1983) : Complications of Cenozoic tectonic development in eastern Indonesia. In : Hilde H.C. and Uyeda S. : "Geodynamics of the western Pacific-Indonesian region", 387-399.
- KATO T., RINGWOOD A.E., IRIFUNE T. (1988) : Experimental determination of element partitioning between silicate perovskites, garnets and liquids : constraints on early differentiation of the mantle. *Earth Planet. Sci. Letters*, 89, 123-145.
- KATSUI Y. (1959) : Chemical compositions of the lavas from Quaternary volcanoes of Hokkaido. *Geol. Com. Hokkaido Bull.*, 38, 27-47.
- KAY R.W. (1980) : Volcanic arc magmas : implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust-upper mantle. *J. Geol.*, 88, 497-522.
- KAY R.W. (1984) : Elemental abundances relevant to identification of magma sources. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A310, 535-547.
- KAY R.W., GAST P.W. (1973) : The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. *J. Geol.*, 81, 653.
- KAY R.W., SUN S.-S., LEE-HU C.-N. (1978) : Pb and Sr isotopes in volcanic rocks from the Aleutian islands and Pribilof islands, Alaska. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 42, 263-273.
- KELEMEN P.B., JOHNSON K.T.M., KINZLER R.J., IRVING A.J. (1990) : High-field-strength element depletions in arc basalts due to mantle magma interaction. *Nature*, Vol. 345, 521-524.
- KELLER J. (1974) : Petrology of some volcanic rock series of the Aelian Arc Southern Tyrrhenian Sea : calc-alkaline and shoshonitic associations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 46, 29-47.
- KELLER J. (1983) : Potassic lavas in the orogenic volcanism of the Mediterranean area. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, 321-335.
- KENNEDY A.K., HART S.R., FREY F.A. (1990) : Composition and isotopic constraints on the petrogenesis of alkaline arc lavas : Lihir island, Papua New Guinea. *J. Geoph. Research*, Vol. 95, N° B5, 6929-6942.

- KLEIN E.M., LANGMUIR C.H. (1987) : Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *J. of Geophys. Research*, Vol. 92, N° B8, 8089-8115.
- KLEIN E.M., LANGMUIR C.H., ZINDLER A., STAUDIGEL H., HAMELIN B. (1988) : The Australian-Antarctic discordance : a convective boundary between the Indian and Pacific ocean isotopic provinces? *Nature*, Vol. 333, 623-629.
- KRAMERS J.D., RODDICK J.C.M., DAWSON J.B. (1983) : Trace element and isotope studies on veined, metasomatic and "MARID" xenoliths from Bultfontein, South Africa. *Earth Planet. Sci. Letters*, 65, 90-106.
- KUNO H. (1959) : Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volcanol.*, t.20, 37-76.
- KUNO H. (1966) : Lateral variation of the basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, 29, 195-222.
- KURASAWA H. (1968) : Isotopic composition of lead and concentrations of uranium, thorium, and lead in volcanic rocks from Dogo of the Oki islands, Japan. *Geochem. J.*, Vol. 2, 21-68.
- KUSHIRO J., SHONO Y., AKIMOTO S.I. (1967) : Stability of phlogopite at high pressures and possible presence of phlogopite in the Earth's upper mantle. *Earth Planet. Sci. Letters*, 3, 197-203.
- LANCELOT J.R., BRIQUEU L., WESTPHAL B., TATSUMOTO M. (1978) : Sr and Pb isotopic data bearing on the origin of calcalkaline lavas of Pliocene and Quaternary age from Peru and New Hebrides active margins. *U.S. Geol. Surv. Open file report*, N° 78-701, 240-241.
- LANGMUIR C.H., VOCKE R.D., HANSON G.N. (1978) : A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth Planet. Sci. Letters*, 37, 380-392.
- LEEMAN W.P. (1983) : The influence of crustal structure on compositions of subduction-related magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, 561-588.
- LEMARCHAND F., VILLEMANT B., CALAS G. (1987) : Trace element distribution coefficients in alkaline series. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, Vol. 51, 1071-1081.
- LE PICHON X. (1968) : Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, Vol. 73, N° 12, p. 3661-3697.
- LE ROEX A.P. (1987) : Source regions of mid-ocean ridge basalts : evidence for enrichment processes. In : "Mantle metasomatism", Menzies M.A., Hawkesworth C.J.(eds), Academic Press Inc. (London), 389-422.

- LETERRIER J., YUWONO Y.S., SOERIA-ATMADJA R., MAURY R.C. (1990) : Potassic volcanism in Central Java and South Sulawesi, Indonesia. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, Vol. 4, N° 3, 171-187.
- LETOUZEY J., WERNER A., MARTY A. (1990) : Fault reactivation and structural inversion. Backarc and intraplate compressive deformations. Example of the eastern Sunda shelf (Indonesia). *Tectonophysics*, 183, 341-362.
- LIGHTFOOT P., HAWKESWORTH C.J. (1988) : Origin of Deccan Trap lavas : evidence from combined trace element and Sr-, Nd- and Pb-isotope studies. *Earth Planet. Sci. Letters*, 91, 89-104.
- LIN P.N., STERN R.J., BLOOMER S.H. (1989) : Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc. II. Large ion lithophile and rare earth element abundances : evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs. *J. of Geophys. Research*, Vol. 94, N° B4, 4497-4514.
- LOUBET M., SASSI R., DI DONATO G. (1988) : Mantle heterogeneities : a combined isotope and trace element approach and evidence for recycled continental crust materials in some OIB sources. *Earth Planet. Sci. Letters*, 89, 299-315.
- LUAIS B. (1987) : Pétrologie et géochimie du magmatisme associé aux zones de subduction. Exemples du bassin méditerranéen et des îles de la Sonde. Thèse, Université de Montpellier, 229 p.
- LUGMAIR G.W., MARTI K. (1978a) : Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Letters*, 39, 3349-3357.
- LUHR J.F., ALLAN J.F., CARMICHAEL I.S.E., NELSON S.A., HASENAKA T. (1989) : Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the western mexican volcanic belt. *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, N° B4, 4515-4530.
- MAGARITZ M., WHITFORD D.J., JAMES D.E. (1978) : Oxygen isotopes and the origin of high- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ andesites. *Earth Planet. Sci. Letters*, 40, 220-230.
- MAHONEY J.J., MACDOUGALL J.D., LUGMAIR G.W., GOPALAN K. (1983) : Kerguelen hotspot source for Rajmahal Traps and Ninetyeast Ridge? *Nature*, Vol. 303, 385-389.
- MAHONEY J.J., NATLAND J.H., WHITE W.M., POREDA R., BLOOMER S.H., FISHER R.L., BAXTER A.N. (1989) : Isotopic and geochemical provinces of the western indian ocean spreading centers. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, N° B4, 4033-4052.
- MASUDA A. (1962) : Regularities in variation of relative abundances of lanthanide elements and an attempt to analyse separation-index patterns of some minerals. *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, 10, 173-187.
- MAURY R.C., SOERIA-ATMADJA R., BELLON H., JORON J.L., YUWONO Y.S., SUPARKA E. (1987) : Nouvelles données géologiques et chronologiques sur les deux associations magmatiques du volcan Muria (Java, Indonésie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.304, série II, n° 4, 175-180.

- MCCAFFREY R., MOLNAR P., ROECKER S.W., JOYODIWIRYO Y.S. (1985) : Microearthquake seismicity and fault plane solutions related to arc-continent collision in the eastern Sunda arc, Indonesia. *J. of Geophysical Research*, Vol. 90, N° B6, 4511-4528.
- MCCAFFREY R., NABELEK J. (1984) : The geometry of back-arc thrusting along the eastern Sunda arc, Indonesia : constraints from earthquake and gravity data. *J. Geophys. Res.*, Vol. 89, N° B7, p. 6171-6179.
- MCCULLOCH M.T. (1989) : Crust mantle recycling : inputs and outputs. In S.R.Hart and L.Gülen (eds), "Crust / mantle recycling at convergence zones", Kluwer Academic Publishers, 203-213.
- MCCULLOCH M.T., PERFIT M.R. (1981) : $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ and trace element constraints on the petrogenesis of Aleutian island arc magmas. *Earth Planet. Sci. Letters*, 56, 167-179.
- MCDONOUGH W.F., MCCULLOCH M.T. (1987) : The southeast Australian lithospheric mantle : isotopic and geochemical constraints on its growth and evolution. *Earth Planet. Sci. Letters*, 86, 327-340.
- MCDONOUGH W.F., SUN S.S., RINGWOOD A.E., JAGOUTZ E. (1987) : Rb and Cs in the Earth and Moon. *Lunar and Planetary Science Conference Abstracts*, Vol. 18, 610-611. Lunar and Planetary Institute, Houston.
- MCDONOUGH W.F., MCCULLOCH M.T., SUN S.-S. (1985) : Isotopic and geochemical systematics in Tertiary-Recent basalts from south eastern Australia and implications for the evolution of the sub-continental lithosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 10, 2051-2067.
- MCKENZIE D., O'NIONS R.K. (1983) : Mantle reservoirs and ocean island basalts. *Nature*, Vol. 301, 229-231.
- MCKENZIE D. (1984) : The generation and compaction of partially molten rock. *J. Petrol.*, 25, 713-765.
- MCKENZIE D. (1985) : The extraction of magma from the crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Letters*, 74, 81-91.
- MCLENNAN S.M., TAYLOR S.R., MCCULLOCH M.T., MAYNARD J.B. (1990) : Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites : crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 54, 2015-2050.
- MEEN J.K., AYERS J.C. (1989) : New. Mex .Bur. Min. miner. Resour. Bull 131, 185 (abstr).
- MEEN J.K., AYERS J.C., FREGEAU E.J. (1989) : A model of mantle metasomatism by carbonated alkaline melts : trace-element and isotopic compositions of mantle source regions of carbonatite and other continental igneous rocks. In : K. Bell (editor), "Carbonatites", Unwin-Hyman, London, 464-499.
- MEIJER A. (1976) : Pb and Sr isotopic data bearing on the origin of volcanic rocks from the Mariana island-arc system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 87, 1358-1369.
- MENZIES M.A., HAWKESWORTH C.J. (1987) : Mantle metasomatism. *Academic Press Geology Series*, London, 472 p.

- MENZIES M., MURTHY V.M. (1980) : Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their host alkali basalts : implications for local heterogeneities in metasomatically veined mantle. *Earth Planet. Sci. Letters*, 46, 323-334.
- MICHARD A., ALBAREDE F., MICHARD G., MINSTER J.F., CHARLOU J.L. (1983) : Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N). *Nature*, 303, 795-797.
- MICHARD A., ALBAREDE F. (1985) : Hydrothermal uranium uptake at ridge crests. *Nature*, 317, 244-246.
- MICHARD A., MONTIGNY R., SCHLICH R. (1986) : Geochemistry of the mantle beneath the Rodriguez triple junction and the south-east indian ridge. *Earth Planet. Sci. Letters*, 78, 104-114.
- MITCHELL A.H.G., HERNANDEZ F., DELA CRUZ A.P. (1986) : Cenozoic evolution of the Philippine archipelago. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, Vol. 1, N° 1, p. 3-22.
- MIYASHIRO A. (1974) : Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, Vol. 274, 321-355.
- MODRESKY P.J., BOETTCHER A.L. (1972) : The stability of phlogopite + eustatite at high pressures : a model for micas in the interior of the Earth. *American Journal of Science*, Vol. 272, 852-869.
- MODRESKY P.J., BOETTCHER A.L. (1973) : Phase relationships of phlogopite in the system K₂O-MgO-CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O to 35 kilobars : a better model for micas in the interior of the earth. *American Journal of Science*, Vol. 273, 385-414.
- MONAGHAN M.C., KLEIN J., MEASURES C.I. (1988) : The origin of ¹⁰Be in island-arc volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Letters*, 89, 288-298.
- MOORE J.C., BIJU DUVAL B., BERGEN J.A., BLACKINGTON G., CLAYPOOL G.E., COWAN D.S., DUENNEBIER F., GUERRA R.T., HEMLEBEN C.H.J., HUSSONG D., MARLOW M.S., NATLAND J.H., PUDSEY C.J., RENZ G.W., TARDY M., WILSON M.E., WILSON D., WRIGHT A.A. (1982) : Offscraping and underthrusting of sediment of the deformation front of the Barbados ridge : D.S.D.P. leg 78A. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, 1065-1077.
- MORRIS J.D., HART S.R. (1980) : Lead isotope geochemistry of the Banda arc. In : *EOS*, Vol. 61, 1157.
- MORRIS J.D., HART S.R. (1983) : Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc volcanics from Cold Bay and Amak island, Aleutians and implications for mantle structure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 47, 2015-2030.
- MORRIS J., TERA F. (1989) : ¹⁰Be and ⁹Be in mineral separates and whole rocks from volcanic arcs : implications for sediment subduction. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 53, 3197-3206.

- MORRIS J., TERA F., SACKS I.S., BROWN L., KLEIN J., MIDDLETON R. (1989) : Sediment recycling at convergent margins : constraints from the cosmogenic isotope ^{10}Be . In S.R. Hart and L. Gülen (eds), "Crust / mantle recycling at convergence zones", Kluwer Academic Publishers, 81-88.
- MUKASA S.B., MCCABE R., GILL J.B. (1987) : Pb-isotopic compositions of volcanic rocks in the West and East Philippine island arcs : presence of the Dupal isotopic anomaly. *Earth Planet. Sci. Letters*, 84, 153-164.
- MULYANA R. (1989) : Pétrologie et géochimie du volcan Lamongan, Java, Indonésie. DEA Université. Bretagne Occidentale, 78 p.
- MUNOZ J.B., STERN C.R. (1988) : The quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America : transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *J. South Am. Earth Sci.*, Vol. 1, N° 2, 147-161.
- MUNOZ J.B., STERN C.R. (1989) : Alkaline magmatism within the segment 38°-39°S of the plio-quaternary volcanic belt of the southern south american continental margin. *J. Geophys. Research*, Vol. 94, N° B4, 4545-4560.
- MURTON B.J. (1989) : Tectonic controls on boninite genesis. *Geol. Society Special Publication*, N° 42, 347-377.
- MYERS J.D., MARSH B.D. (1987) : Aleutian lead isotopic data : additional evidence for the evolution of lithospheric plumbing systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 51, 1833-1842.
- NAKAMURA E., CAMPBELL I.H., MCCULLOCH M.T. (1989) : Chemical geodynamics in a back arc region around the Sea of Japan : implications for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea, and China. *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, N° B4, 4634-4654.
- NAKAMURA Y., TATSUMOTO M. (1988) : Pb, Nd, and Sr isotopic evidence for a multicomponent source for rocks of Cook-Austral Islands and heterogeneities of mantle plumes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 2909-2924.
- NAVON O., STOLPER E. (1987) : Geochemical consequences of melt percolation : the upper mantle as a chromatographic column. *Journal of Geology*, 95, 285-307.
- NELSON D.R., MCCULLOCH M.T., SUN S.S. (1986) : The origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 231-245.
- NESBITT R.W., SUN S.S. (1976) : Geochemistry of Archean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites. *Earth Planet. Lett.*, 31, 435.

- NEWSON H.E., WHITE W.M., JOCHUM K.P., HOFMANN A.W. (1986) : Siderophile and chalcophile element abundances in oceanic basalts, Pb isotope evolution and growth of the Earth's core. *Earth Planet. Sci. Letters*, 80, 299-313.
- NICHOLLS I.A., RINGWOOD A.E. (1973) : Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica-saturated magmas in the island-arc environment. *J. Geol.*, Vol. 81, 285-300.
- NICHOLLS I.A., WHITFORD D.J. (1976) : Primary magmas associated with Quaternary volcanism in the western Sunda arc, Indonesia. In : R.W. Johnson (Editor), "Volcanism in Australasia", Elsevier, Amsterdam, 77-90.
- NICHOLLS I.A., WHITFORD D.J. (1978) : Geochemical zonation in the Sunda volcanic arc and the origin of K-rich lavas. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, V. 9, N° 3, 93-99.
- NICHOLLS I.A., WHITFORD D.J. (1983) : Potassium-rich volcanic rocks of the Muriah complex, Java, Indonesia : products of multiple magma sources? *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, 337-359.
- NICHOLLS I.A., WHITFORD D.J., HARRIS K.L., TAYLOR S.R. (1980) : Variation in the geochemistry of mantle sources for tholeiitic and calc-alkaline mafic magmas, western Sunda arc, Indonesia. *Chem. Geol.*, 30, 177-199.
- NIELSON D.R., STOIBER R.E. (1973) : Relationship of potassium content in andesitic lavas and depth to the seismic zone. *J. Geophys. Res.*, 78, 6887-6892.
- NINKOVICH D., HAYS J.D. (1972) : Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes. *Earth Planet. Sci. Letters*, 16, 331-345.
- NYE C.J., REID M.R. (1986) : Geochemistry of primary and least fractionated lavas from Okmok Volcano, Central Aleutians : implications for arc magmagenesis. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, N° B10, 10271-10287.
- O'NIONS R.K., CARTER S.R., COHEN R.S., EVENSEN N.M., HAMILTON P.J. (1978) : Pb, Nd and Sr isotopes in oceanic ferromanganese deposits and ocean floor basalts. *Nature*, Vol. 273, 435-438.
- O'NIONS R.K., EVENSEN N.M., HAMILTON P.J. (1979a) : Geochemical modeling of mantle differentiation and crustal growth. *J. of Geophysical Research*, Vol. 84, N° B11, 6091-6101.
- O'NIONS R.K., HAMILTON P.J., EVENSEN N.M. (1977) : Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Letters*, 34, 13-22.
- OVERSBY V.M. (1972) : Genetic relations among the volcanic rocks of Reunion : chemical and lead isotopic evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 36, 1167-1179.

- OVERSBY V.M., EWART A. (1972) : Lead isotopic compositions of Tonga-Kermadec volcanics and their petrogenetic significance. *Contr. Mineral and Petrol*, 37, 181-210.
- PALACZ Z.A., SAUNDERS A.D. (1986) : Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands, southwest Pacific. *Earth Planet. Sci. Letters*, 79, 270-280.
- PALMER M.R., EDMOND J.M. (1989) : The strontium isotope budget of the modern ocean. *Earth Planet. Sci. Letters*, 92, 11-26.
- PEARCE J.A., CANN J.R. (1973) : Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Letters*, 19, 290-300.
- PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979) : Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33.
- PECCERILLO A. (1990) : On the origin of the Italian potassic magmas. *Comments. Chemical Geology*, 85, 183-196.
- PECCERILLO A., TAYLOR S.R. (1976) : Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
- PEGRAM W.J. (1990) : Development of continental lithospheric mantle as reflected in the chemistry of the Mesozoic Appalachian Tholeiites, USA. *Earth Planet. Sci. Letters*, 97, 316-331.
- PERFIT M.R., GUST D.A., BENCE A.E., ARCULUS R.J., TAYLOR S.R. (1980) : Chemical characteristics of island-arc basalts : implications for mantle sources. *Chem. Geol.*, 30, 227-256.
- PLANCK T., LANGMUIR C.H. (1988) : An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. *Earth Planet. Sci. Letters*, 90, 349-370.
- POWELL R. (1984) : Inversion of the assimilation and fractional crystallisation (AFC) equations; characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites. *J. geol. Soc. London*, Vol. 141, 447-452.
- POWELL J.L., DELONG S.E. (1966) : Isotopic composition of strontium in volcanic rocks from Oahu. *Science*, 153, 1239.
- POWELL J.L., FAURE G., MURLEY P.M. (1965) : Strontium-87 abundance in a suite of Hawaiian volcanic rocks of varying silica content. *J. Geophys. Res.*, 70, 1509.
- PRICE R.C., KENNEDY A.K., RIGGS-SNEERINGER M., FREY F.A. (1986) : Geochemistry of basalts from the Indian Ocean triple junction : implications for the generation and evolution of Indian Ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Letters*, 78, 379-396.

- PRINZHOFER A., LEWIN E., ALLEGRE C.J. (1989) : Stochastic melting of the marble cake : evidence from local study of the East Pacific Rise at 12°50'N. *Earth Planet. Sci. Letters*, 92, 189-206.
- RANGIN C. (1989) : The Sulu sea, a back-arc basin setting within a Neogene collision zone. *Tectonophysics*, 161, 119-141.
- RANGIN C., PUBELLIER M., JOLIVET L., MAURY R., STEPHAN J.F., CHOTIN P., FONTAINE H., MULLER C., TOURNON J., HUCHON P., AZEMA J., RAMPNOUX J.P., BRIAIS A. (sous presse) : Paleogeodynamics maps of Indonesia and western Pacific regions during Cenozoic; the quest for Thetys. Volume spécial Thetys, Scotese (Ed).
- RAUTENSCHLEIN M., JENNER G.A., HERTOGEN J., HOFMANN A.W., KERRICH R., SCHMINCKE H.U., WHITE W.M. (1985) : Isotopic and trace element composition of volcanic glasses from the Akali Canyon, Cyprus : implications for the origin of the Troodos ophiolite. *Earth Planet. Sci. Letters*, 75, 369-383.
- RAYLEIGH J.W.S. (1896) : Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Mhil. Mag.*, 42, 77-107.
- REAGAN M.K., GILL J.B. (1989) : Coexisting calcalkaline and high-niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica : implications for residual titanates in arc magma sources. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, N° B4, 4619-4633.
- RICHARD P., SHIMIZU N., ALLEGRE C.J. (1976) : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, a natural tracer : an application to oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Letters*, 31, 269-278.
- RICHARDS J.P., CHAPPELL B.W., MCCULLOCH M.T. (1990) : Intraplate-type magmatism in a continent-island-arc collision zone : Porgera intrusive complex, Papua New Guinea. *Geology*, Vol. 18, 958-961.
- RICHARDSON S.H., GURNEY S.H., ERLANK A.J., HARRIS J.W. (1984) : Origin of diamonds in old enriched mantle. *Nature*, 310, 198-202.
- RICHTER F.M. (1988) : A major change in the thermal state of the Earth at the Archaean-Proterozoic boundary : consequences for the nature and preservation of continental lithosphere. *J. Petrol. Spec. Vol.*, 39-52.
- RINGWOOD A.E. (1974) : The petrological evolution of island arc systems. *J. geol. Soc. Lond.*, Vol. 130, 183-204.
- RINGWOOD A.E. (1990) : Slab-mantle interactions. III. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chemical Geology*, 82, 187-207.
- RIOU R., DUPUY C., DOSTAL J. (1981) : Geochemistry of coexisting alkaline and calc-alkaline volcanic rocks from northern Azerbaijan (N.W. Iran). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 11, 253-275.

- RITTMANN A. (1953) : Magmatic character and tectonic position of the Indonesian volcanoes. *Bull. Volcanol.*, Serie II, 14, 45-58.
- RITTMANN A. (1958) : Determination of a serial index of volcanic rocks. *Bull. Volcanol.*, Vol. 19, 41-42.
- ROBINSON P.T., WHITFORD D.J. (1974) : Basalts from the eastern Indian Ocean, DSDP Leg 27. In : Robinson P.T., Bolli H.M. (eds), "Init. Repts DSDP, 27", Washington (U.S. Govt Printing Office), 551-561.
- ROGERS G., HAWKESWORTH C.J. (1989) : A geochemical traverse across the north Chilean Andes : evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth Planet. Sci. Letters*, 91, p. 271-285.
- ROGERS G., HAWKESWORTH C.J. (1990) : Reply to comment of C.R. Stern on "A geochemical traverse across the North Chilean Andes : evidence for crust generation from the mantle wedge". *Earth Planet. Sci. Letters*, 101, 134-137.
- ROGERS N.W., HAWKESWORTH C.J., PARKER R.J., MARSH J.S. (1985) : The geochemistry of potassic lavas from Vulsini, central Italy and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman region. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90, 244-257.
- ROGERS N.W., HAWKESWORTH C.J., MATTEY D.P., HARMON R.S. (1987) : Sediment subduction and the source of potassium in orogenic leucitites. *Geology*, 15, 451-453.
- ROMEUR M. (1987) : Variabilité locale de la composition des MORB. Etude du rapport K/Ti dans les verres basaltiques des axes des rides médio-Atlantique et Est-Pacifique. DEA, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 52 p.
- ROWELL W.F., EDGAR A.D. (1982) : Cenozoic potassium-rich mafic volcanism in the western U.S.A. : its relationship to deep subduction. *Journal of Geology*, Vol. 91, 338-341.
- ROWELL W.F., EDGAR A.D. (1983) : Cenozoic potassium-rich mafic volcanism in the western U.S.A : its relationship to deep subduction. *J. Geol.*, 91, 338-341.
- ROYER J.-Y., SANDWELL D.T. (1989) : Evolution of the eastern Indian ocean since the late Cretaceous : constraints from Geosat altimetry. *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, N° B10, 13755-13782.
- RYAN J.G., LANGMUIR C.H. (1987) : Beryllium systematics in young volcanic rocks : implications for Be. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 237-244.
- RYERSON F.J., WATSON E.B. (1987) : Rutile saturation in magmas : implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth Planet. Sci. Letters*, 86, 225-239.
- SACKS I.S., SATO H., MORRIS J. (1989) : Magma generation in subduction zones. In S.R. Hart and L. Gülen (eds), "Crust/mantle recycling at convergence zones", Kluwer Academic Publishers, 139-144.

- SALTERS V.J.M. (1989) : Anhydrous HFSE depleted peridotite as a ubiquitous mantle component.
- SAUNDERS A.D., NORRY M.J., TARNEY J. (1988) : Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs : trace element constraints. *J. Petrol.*, Special Lithosphere Issue, 415-445.
- SAUNDERS A.D., TARNEY J. (1984) : Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In : Kokelaar B.P. and Howells M.F. (eds), "Marginal Basin Geology : volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins", Blackwell Scientific Publications, 59-76.
- SAUNDERS A.D., TARNEY J. (in press, 1989) : Back-Arc Basins. In : P.A. Floyd (editor), "Oceanic Basalts".
- SAUNDERS A.D., TARNEY J., WEAVER S.D. (1980) : Transverse geochemical variations across the Antarctic peninsula : implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Letters*, 46, 344-360.
- SCHILLING J.G. (1986) : Geochemical and isotopic variation along the mid-atlantic ridge axis from 79°N to 0°N. In : Vogt P.R. and Tucholke B.E. (Eds), "The western atlantic region", 137-156.
- SCHILLING J.G., WINCHESTER J.W. (1966) : Rare earths in hawaiian basalts. *Science*, 153, 867-869.
- SCHILLING J.G., WINCHESTER J.W. (1967) : Rare-earth fractionation and magmatic processes. *Mantles of the earth and terrestrial planets*, Interscience Publishers, 267-283.
- SCHNETZLER C.C., PHILPOTTS J.A. (1970) : Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts. II. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 34, 331-340.
- SCLATER J.G., FISHER R.L. (1974) : Evolution of the East Central Indian Ocean, with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 85, p. 683-702.
- SEKINE T., WYLLIE P.J. (1982a) : Phase relationships in the system $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-Mg}_2\text{SiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ as a model for hybridization between hydrous siliceous melts and peridotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 368-374.
- SEKINE T., WYLLIE P.J. (1982b) : Synthetic systems for modeling hybridization between siliceous magmas and peridotite in subduction zones. *Jour. Geol.*, 90, 734-741.
- SIGMARSSON O., CONDOMINES M., MORRIS J.D., HARMON R.S. (1990) : Uranium and ^{10}Be enrichments by fluids in Andean arc magmas. *Nature*, Vol. 346, 163-165.
- SILVER P.G., CARLSON R.W. (1988) : Deep slabs, geochemical heterogeneity and the large-scale structure of mantle convection : investigation of an enduring paradox. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Letters*, 16, 477-541.
- SINHA A.K., HART S.R. (1972) : A geochemical test of the subduction hypothesis for generation of island arc magmas. *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, 71, 309-312.

- SOERIA-ATMADJA R., MAURY R.C., BELLON H., JORON J.L., CYRILLE Y., BOUGAULT H., HASANUDDIN (1985) : The occurrence of back-arc basalts in western Indonesia. Proceedings PIT XIV Ikatan Ahli Geologi Indonesia, Jakarta, 10-11 december 1985, 125-132.
- SOERIA-ATMADJA R., MAURY R.C., BELLON H., YUWONO Y.S., COTTEN J. (1988) : Remarques sur la répartition du volcanisme potassique quaternaire de Java (Indonésie). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 307, Série II, 635-641.
- STEIGER R.H., JAGER E. (1977) : Subcommittee on geochronology : convention on the use of decay constants in geo- and cosmo- chronology. Earth Planet. Sci. Letters, 36, 359-362.
- STERN R.J. (1981) : A common mantle source for western pacific island arc and "hot-spot" magmas-implications for layering in the upper mantle. Carnegie Inst. Washington Yearb., 80, 455-461.
- STERN C.R. (1990) : Comment on "A geochemical traverse across the North Chilean Andes : evidence for crust generation from the mantle wedge" by G. Rogers and C.J. Hawkesworth. Earth Planet. Sci. Letters, 101, 129-133.
- STERN R.J., BIBEE L.D. (1980) : Esmeralda bank : geochemistry of an active submarine volcano in the Mariana island arc and its implications for magmagenesis in island arcs. Carnegie Inst. Washington Yearb., 79, 465-472.
- STERN C.R., FREY F.A., FUTA K., ZARTMAN R.E., PENG Z., KYSER T.K. (1990) : Trace element and Sr, Nd, Pb and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. Contrib. Mineral. Petrol., 104, 294-308.
- STERN R.J., ITO E. (1983) : Trace element and isotopic constraints on the source of magmas in the active volcano and Mariana island arcs, western Pacific. J. Volcanol. Geotherm. Res., 18, 461-482.
- STERN C.R., WYLLIE P.J. (1978) : Phase compositions through crystallization intervals in basalt-andesite-H₂O at 30 Kbar with implications for subduction zone magmas. Am. Mineral., 63, 641-663.
- STOLZ A.J., VARNE R., DAVIES G.R., WHELLER G.E., FODEN J.D. (1990) : Magma source components in an arc-continent collision zone : the Flores-Lembata sector, Sunda Arc, Indonesia. Contrib. Mineral. Petrol., 105, 585-601.
- STOLZ A.J., VARNE R., WHELLER G.E., FODEN J.D., ABBOTT M.J. (1988) : The geochemistry and petrogenesis of K-rich alkaline volcanics from the Batu Tara volcano, eastern Sunda arc. Contrib. Mineral. Petrol., 98, 374-389.

- STOREY M., SAUNDERS A.D., TARNEY J., LEAT P., THIRLWALL M.F., THOMPSON R.N., MENZIES M.A., MARRINER G.F. (1988) : Geochemical evidence for plume-mantle interactions beneath Kerguelen and Heard Islands, Indian Ocean. *Nature*, Vol. 336, 371-374.
- SUBBARAO K.V., HEDGE C.E. (1973) : K, Rb, Sr and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in rocks from the mid-indian oceanic ridge. *Earth Planet. Sci. Letters*, 18, 223-228.
- SUDO A. (1988) : Stability of phlogopite in the upper mantle : implication for subduction zone magmatism. M. Sc. thesis Kyoto Univ., Kyoto, Japan.
- SUGIMURA A. (1959) : Zonal arrangement of some geophysical and petrological features in Japan and its environs. *J. Fac. Sci. Tokyo Univ., Ser. 212*, p. 133-153.
- SUGIMURA A. (1960) : Zonal arrangement of some geophysical and petrological features in Japan and its environs. *J. Fac. Sci. Tokyo Univ., ser. 212, sect. 2*, 133-153.
- SUGIMURA A. (1968) : Spatial relations of basaltic magmas in island arcs. In : Hess H.H., Poldevaart A. (Eds), "Basalts", Vol. II, Wiley Interscience Publ., New York, 537-571.
- SUGIMURA A. (1973) : Multiple correlation between composition of volcanic rocks and depth of earthquake foci. In : Coleman P. (ed), "The western Pacific, island arcs, marginal seas and geochemistry", W. Aust. Univ. Press, p. 471-482.
- SUN S.-S. (1980) : Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A297, 409-445.
- SUN S.S., HANSON G.N. (1975) : Origin of Ross Island basanitoïds and limitations upon the heterogeneity of mantle source for alkalibasalts and nephelinites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52, 77-106.
- SUN S.S., MCDONOUGH W.F. (1989) : Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. In : Saunders A.D. and Norry M.J. (eds), "Magmatism in the ocean basins", Geological Society Special Publication, N° 42, 313-345.
- SUN S.S., NESBITT R.W. (1977) : Chemical heterogeneity of the archaean mantle. Composition of the earth and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Letters*, 35, 429-448.
- SUN S.S., NESBITT R.W., SHARASKIN A.Ya. (1979) : Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth. Planet. Sci. Letters*, 44, 119-138.
- TAPPONIER P., PELTZER G., ARMIJO R. (1986) : On the mechanics of the collision between India and Asia. In : Cowart M.P. and Ries A.C. (eds), "Collision Tectonics", Geological Society Special Publication, N° 19, p. 115-157.

- TARNEY J., SAUNDERS A.D., WEAVER S.D. (1977) : Geochemistry of volcanic rocks from the island arcs and marginal basins of the Scotia arc region. In : Talwani M. and Pitman III W.C. (eds), "Islands Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins", Maurice Ewing Series 1, American Geophysical Union, Washington, 367-377.
- TATSUMI Y. (1986) : Formation of the volcanic front in subduction zones. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 13, N° 8, 717-720.
- TATSUMI Y. (1989) : Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, N° B4, 4697-4707.
- TATSUMI Y., HAMILTON D.L., NESBITT R.W. (1986) : Chemical characteristics of fluid released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas : evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, 293-309.
- TATSUMI Y., MURASAKI M. (1990) : Role of the subducted lithosphere in arc-magma genesis.1. Contribution from phase petrology and trace element geochemistry. *EOS*, Vol. 71, N° 28, 949.
- TATSUMI Y., SAKUYAMA M., FUKUYAMA H., KUSHIRO I. (1983) : *J. Geophysical Research*, Vol. 88, N° B7, 5815-5825.
- TATSUMOTO M. (1966a) : Isotopic composition of lead in volcanic rocks from Hawaiï, Iwo Jima, and Japan. *J. Geophys. Res.*, Vol. 71, N° 6, 1721-1733.
- TATSUMOTO M. (1966b) : Genetic relations of oceanic basalts as indicated by lead isotopes. *Science*, 153, 1094-1101.
- TATSUMOTO M. (1969) : Lead isotopes in volcanic rocks and possible ocean-floor thrusting beneath island arcs. *Earth Planet. Sci. Letters*, 6, 369-376.
- TATSUMOTO M. (1978) : Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Letters*, 38, 63-87.
- TATSUMOTO M., KNIGHT R.J. (1969) : Isotopic composition of lead in volcanic rocks from central Honshu with regard to basalt genesis. *Geochem. J.*, Vol. 3, 53-86.
- TAYLOR H.P. (1980) : The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Letters*, 47, 243-254.
- TAYLOR H.P., GIANNETTI B., TURI B. (1979) : Oxygen isotope geochemistry of the potassic igneous rocks from the Roccamonfina volcano, roman comagmatic region, Italy. *Earth Planet. Sci. Letters*, 46, 81-106.
- TAYLOR S.R., MCLENNAN S.M. (1981) : The composition and evolution of the continental crust : rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A301, 381-399.

- TAYLOR R.S., MCLENNAN S.M. (1985) : The continental crust : its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications LTD, 312p.
- TAYLOR H.P., TURI B. (1976) : High-¹⁸O igneous rocks from the Tuscan magmatic province, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 55, 33-54.
- TERA F., BROWN L., MORRIS J., SACKS I.S., KLEIN J., MIDDLETON R. (1986) : Sediment incorporation in island-arc magmas : inferences from ¹⁰Be. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 535-550.
- THIRLWALL M.F., GRAHAM A.M. (1984) : Evolution of high-Ca, high-Sr C-series basalts from Grenada, Lesser Antilles : the effects of intra-crustal contamination. *J. geol. Soc. London*, Vol. 141, 427-445.
- THOMPSON G., BRYAN W.B., FREY F.A., SUNG C.M. (1974) : Petrology and geochemistry of basalts and related rocks from sites 214, 215, 216, DSDP Leg 22, Indian Ocean. In : Pimm A.C. (eds), "Init Repts DSDP, 22", Washington, (U.S. Govt Printing Office), 459-468.
- THOMPSON R.N., MORRISON M.A., DICKIN A.P., HENDRY G.L. (1983) : Continental Flood basalts... Arachnids rule OK? In : "Continental basalts and mantle xenoliths", Hawkesworth G.J. et Norry M.J. Eds, 158-185.
- TILTON G.R., BARREIRO B.A. (1980) : Origin of lead in Andean calc-alkaline lavas, southern Peru. *Science*, Vol. 210, 1245-1247.
- TOKSÖZ M.N., HSUI A.T. (1978) : Numerical studies of back-arc convection and the formation of marginal basins. *Tectonophysics*, 50, 177-196.
- TOKSÖZ M.N., HSUI A.T. (1989) : A review of the thermal-mechanical structures at convergent plate boundaries and their implications for crust / mantle recycling. In : S.R. Hart et L. Gülen (eds), "Crust / Mantle Recycling at convergence zones", Kluwer Academic Publishers, 75-80.
- TOKSÖZ M.N., MINEAR J.W., JULIAN B.R. (1971) : Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. *J. Geophys. Res.*, 76, 1113-1138.
- TOMITA T. (1935) : On the chemical compositions of the cenozoic alkaline suite of the circum-Japan Sea region. *J. Shangai Sci. Inst. Sect.II*, 1, XII, 227-306.
- TOMKEIFF S.I. (1949) : The volcanoes of Kamchatka. *Bull. Volcanol.*, 8, 87.
- TREUIL M. (1973) : Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la génèse et de la différenciation des magmas basaltiques. Exemple de l'Afar. Thèse Sciences, Orléans, 491 p.

- TREUIL M., JAFFREZIC H., VILLEMANT B. (1980a) : Etude géochimique des éléments en traces dans les séries volcaniques du rift d'Asal. Identification et analyse des processus d'acréation. Bulletin de la Société Géologique de France 22 (7), 6, 851-862.
- TREUIL M., JAFFREZIC H., VILLEMANT B, RICHARD O. (1980b) : Géochimie des éléments en traces du magmatisme de l'Afar et de la mégastucture Mer Rouge-Afar-Golfe d'Aden. Implications pétrogénétiques et géodynamiques. Bulletin de la Société Géologique de France 22 (7), 6, 945-957.
- TREUIL M., JORON J.L. (1975) : Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la dorsale médio-atlantique. Societa Italiana Mineralogica e Petrologia, Vol. XXXI, 125-174.
- TREUIL M., JORON J.L., JAFFREZIC H., VILLEMANT B., CALAS G. (1979) : Géochimie des éléments hygromagmaphiles, coefficients de partage minéraux / liquides et propriétés structurales de ces éléments dans les liquides magmatiques. Bull. Mineral., 102, 402-409.
- TURI B., TAYLOR H.P. (1976) : Oxygen isotopes studies of potassic volcanic rocks of the Roman province, central Italy. Contrib. Mineral. Petrol., 55, 1-31.
- UNTUNG , WIRYASUDARMO (1975). Geology Indonesia, 2, 15-24.
- VAN BEMMELEN (1949) : The geology of Indonesia. Martinus Nijhoff, Den Haag, 1, 732 p. .
- VAN BERGEN M.J., ERFAN R.D., SRIWANA T., SUHARYONO K., POORTER R.P.E., VAREKAMP J.C., VROON P.Z., WIRAKUSUMAH A.D. (1989) : Spatial geochemical variations of arc volcanism around the Banda sea. Netherlands Journal of Sea Research, 24, 313-322.
- VAREKAMP J.C., KALAMARIDES R.I. (1989) : Hybridization processes in leucite tephrites from Vulsini, Italy, and the evolution of the italian potassic suite. J. G. R., Vol. 94, N° B4, 4603-4619.
- VAREKAMP J.C., VAN BERGEN M.J., VROON P.Z., POORTER R.P.E., WIRAKUSUMAH A.D., ERFAN R., SUHARYONO K., SRIWANA T. (1989) : Volcanism and tectonics in the eastern Sunda arc, Indonesia. Netherlands Journal of Sea Research, 24, 303-312.
- VARNE R. (1985) : Ancient subcontinental mantle : a source for K-rich orogenic volcanics. Geology, 13, 405-408.
- VARNE R., FODEN J.D. (1986) : Geochemical and isotopic systematics of eastern Sunda arc volcanics : implications for mantle sources and mantle mixing processes. In : Wezel F.C.(ed), "The origin of arcs", Elsevier, Amsterdam, 159-189.

- VENKATARATHNAM K. (1974) : Mineralogical data from sites 211, 212, 213, 214 and 215 of deep-sea drilling project leg 22 and origin of noncarbonate sediments in the equatorial indian ocean. Initial Reports of the deep-sea Drilling project, Vol. XXII, 489-501.
- VERMA S.P., NELSON S.A. (1989) : Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of alkaline and calc-alkaline magmas in the northwestern mexican volcanic belt. J. Geophys. Res., Vol. 94, N° B4, p. 4531-4544.
- VIDAL P., CLAUER N. (1981) : Pb and Sr isotopic systematics of some basalts and sulfides from the East Pacific Rise at 21°N (project RITA). Earth Planet. Sci. Letters, 55, 237-246.
- VIDAL P., DOSSO L. (1978) : Core formation : catastrophic or continuous? Sr and Pb isotope geochemistry constraints. Geophys. Res. Lett., 5, 169-172.
- VIDAL P., DUPUY C., BARSCZUS H.G., CHAUVEL C. (1987) : Hétérogénéités du manteau et origine des basaltes des Marquises (Polynésie). Bull. Soc. géol. France, t. III, N° 4, 633-642.
- VIDAL P., DUPUY C., MAURY R., RICHARD M. (1989) : Mantle metasomatism above subduction zones : trace element and radiogenic isotope in xenoliths from Batan island (Philippines). Geology, V.17, 1115-1118.
- VIERECK L.G., FLOWER M.F.J., HERTOGEN J., SCHMINCKE H.U., JENNER G.A. (1989) : The genesis and significance of N-MORB sub-types. Contrib. Mineral. Petrol., 102, 112-126.
- VILLEMANT B., JAFFREZIC H., JORON J.L., TREUIL M. (1981) : Distribution coefficients of major and trace elements; fractional crystallization in the alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 45, 1997-2016.
- VOLLMER R. (1976) : Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of alkaline rocks : the alkaline rocks from Italy. Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 40, 283-295.
- VOLLMER R. (1977) : Terrestrial lead isotopic evolution and formation time of the Earth's core. Nature, Vol. 270, 144-147.
- VOLLMER R. (1989) : On the origin of the italian potassic magmas. A discussion contribution. Chemical Geology, 74, 229-239.
- VOLLMER R. (1990) : On the origin of the italians potassic-magmas Reply. Chemical Geology, 85, 191-192.
- VOLLMER R., NORRY M.J. (1983) : Possible origin of K-rich volcanic rocks from Virunga, East Africa, by metasomatism of continental crustal material : Pb, Nd and Sr isotopic evidence. Earth Planet. Sci. Letters, 64, 374-386.

- VOLPE A.M., MACDOUGALL J.D., HAWKINS J.W. (1988) : Lau Basin basalts (LBB) : trace element and Sr-Nd isotopic evidence for heterogeneity in backarc basin mantle. *Earth Planet. Sci. Letters*, 90, 174-186.
- VOLPE A.M., MACDOUGALL J.D., LUGMAIR G.W., HAWKINS J.W., LONSDALE P. (1990) : Fine-scale isotopic variation in Mariana Trough basalts : evidence for heterogeneity and a recycled component in backarc basin mantle. *Earth. Planet. Sci. Letters*, 100, 251-264.
- VON DRACH V., MARSH B.D., WASSERBURG G.B. (1986) : Nd and Sr isotopes in the Aleutians : multicomponent parenthood of island-arc magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 13-34.
- VUKADINOVIC D., NICHOLLS I.A. (1989) : The petrogenesis of island arc basalts from Gunung Slamet volcano, Indonesia. Trace element and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contents. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 53, 2349-2363.
- WASSERBURG G.J., DE PAOLO D.J. (1979) : Models of earth structure inferred from neodymium and strontium isotopic abundances. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, Vol. 76, N° 8, 3594-3598.
- WASSERBURG G.J., JACOBSEN S.B., DE PAOLO D.J., MCCULLOCH, WEN T. (1981) : Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 2311-2323.
- WEAVER S.D., SAUNDERS A.D., PANKHURST R.J., TARNEY J. (1979) : A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 151-169.
- WEAVER B.L., WOOD D.A., TARNEY J., JORON J.L. (1986) : Role of subducted sediment in the genesis of ocean-island basalts : Geochemical evidence from South Atlantic Ocean islands. *Geology*, v. 14, 275-278.
- WEAVER B.L., WOOD D.A., TARNEY J., JORON J.L. (1987) : Geochemistry of ocean island basalts from the South Atlantic : Ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunha. In : Fitton J.G. and Upton B.G.J. (eds), "Alkaline Igneous Rocks", Geological Society Special Publication, N° 30, 253-267.
- WEIS D., BASSIAS Y., GAUTIER I., MENNESSIER J.P. (1989) : Dupal anomaly in existence 115 Ma ago : evidence from isotopic study of the Kerguelen plateau (South Indian Ocean). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 53, 2125-2131.
- WENLANDT R.F., EGGLEER D.H. (1980) : The origin of potassic magmas, 2. *Am. J. Sci.*, 280, 421-458.
- WENSINK H., HARTOSUCKO HARDJO S. (1990) : Paleomagnetism of younger volcanics from western Timor, Indonesia. *Earth Planet. Sci. Letters*, 100, 94-107.
- WESTBROOK G.K. (1982) : The Barbados ridge complex : tectonics of a mature forarc system. In : "Trench and forarc geology", (ed J.K. Legett), Special publication of the geological society of London, 10, 275-290.

- WESTBROOK G.K., MASCLE A., BIJU-DUVAL B. (1984) : Geophysics and structure of the Lesser Antilles Forarc. In : "Init. Repts. DSDP 78A", (eds Biju-Duval, Moore et al), 23-28.
- WHELLER G.E., VARNE R., FODEN J.D., ABBOTT M.J. (1987) : Geochemistry of quaternary volcanism in the Sunda-Banda arc, Indonesia, and three-component genesis of island-arc basaltic magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 32, 137-160.
- WHITE W.M. (1985) : Sources of oceanic basalts : radiogenic isotopic evidence. *Geology*, Vol. 13, 115-118.
- WHITE W.M. (1989) : Geochemical evidence for crust-to-mantle recycling in subduction zones. In : "Crust / Mantle recycling at convergence zones", S.R. Hart et L. Gülen eds, Kluwer Academic Publishers, 43.
- WHITE W.M., DUPRE B. (1986) : Sediment subduction and magma genesis in the Lesser Antilles : isotopic and trace element constraints. *J. Geophys. Res.*, Vol. 91, N° B6, 5927-5941.
- WHITE W.M., DUPRE B., VIDAL P. (1985) : Isotope and trace element geochemistry of sediments from the Barbados Ridge-Demarara Plain region, Atlantic ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 49, 1875-1886.
- WHITE W.M., HOFMANN A.W. (1982) : Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature*, Vol. 296, 821-825.
- WHITE W.M., PATCHETT J. (1984) : Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs : implications for magma origins and crust-mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Letters*, 67, 167-185.
- WHITFORD D.J. (1975a) : Strontium isotopic studies of the volcanic rocks of the Sunda arc, Indonesia, and their petrogenetic implications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 39, 1287-1302.
- WHITFORD D.J. (1975b) : Geochemistry and petrology of volcanic rocks from the Sunda arc, Indonesia. PhD., Australie, 449 p.
- WHITFORD D.J., JEZEK P.A. (1982) : Isotopic constraints on the role of subducted sialic material in Indonesian island-arc magmatism. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 93, 504-513.
- WHITFORD D.J., NICHOLLS I.A. (1976) : Potassium variation in lavas across the Sunda arc in Java and Bali. In : R.W. Johnson (ed.), "Volcanism in Australasia", Elsevier, Amsterdam, 63-76.
- WHITFORD D.J., NICHOLLS I.A., TAYLOR S.R. (1979) : Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 341-356.
- WHITFORD D.J., WHITE W.M., JEZEK P.A. (1981) : Neodymium isotopic composition of quaternary island arc lavas from Indonesia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 45, 989-995.
- WITTKE J.H., SMITH D, WOODEN L. (1989) : Origin of Sr, Nd and Pb isotopic systematics in high-Sr basalts from central Arizona. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 57-68.

- WOOD D.A. (1980) : The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Letters*, 50, 11-30.
- WOOD D.A., JORON J.L., TREUIL M. (1979a) : A re-appraisal of the use of trace-elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Letters*, 45, 326-336.
- WOOD D.A., JORON J.L., TREUIL M., NORRY M., TARNEY J. (1979b) : Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 319-339.
- WOOD D.A., MATTEY D.P., JORON J.L., MARSH N.G., TARNEY J., TREUIL M. (1979c) : A geochemical study of 17 selected samples from basement cores recovered at sites 447, 448, 449, 450, and 451, deep sea drilling project leg 59. In : Kroenke L., Scott R. et al, "Init Repts DSDP 59", Washington (U.S. Govt Printing Office), 743-752.
- WOODEN J.L., MUELLER P.A. (1988) : Pb, Sr, and Nd isotopic compositions of a suite of late Archean, igneous rocks, eastern Beartooth Mountains : implications for crust-mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Letters*, 87, 59-72.
- WRIGHT E., WHITE W.M. (1986/87) : The origin of Samoa : new evidence from Sr, Nd, and Pb isotopes. *Earth Planet. Sci. Letters*, 81, 151-162.
- WOODEN, MUELLER (1988) : *Earth Planet. Sci. Letters*, 87, 59-72.
- WOODHEAD J.D., FRASER D.G. (1985) : Pb, Sr and ^{10}Be isotopic studies of volcanic rocks from the Northern Mariana Islands : implications for magma genesis and crustal recycling in the Western Pacific. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 49, 1925-1930.
- WOODHEAD J.D., HARMON R.S., FRASER D.G. (1987) : O, S, Sr and Pb isotope variations in volcanic rocks from the Northern Mariana Islands : implications for crustal recycling in intra-oceanic arcs. *Earth Planet. Sci. Letters*, 83, 39-52.
- WYLLIE P.J., CAROLL M.R., JOHNSTON A.D., RUTTER M.J., SEKINE T., VAN DER LAAN S.R. (1989) : Interactions among magmas and rocks in subduction zone regions : experimental studies from slab to mantle crust. *Eur. J. Mineral.*, 1, 165-179.
- WYLLIE P.J., SEKINE T. (1982) : The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 375-380.
- YIOU F., RAISBECK G.M. (1972) : Half-life of ^{10}Be . *Phys. Rev. Lett.*, 29, 372-375.

YUWONO Y.S. (1987) : Contribution à l'étude du volcanisme potassique de l'Indonésie. Exemples du sud-ouest de Sulawesi et du volcan Muria (Java). Thèse de doctorat, Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 285 p.

ZINDLER A., HART S. (1986) : Chemical Geodynamics. *Ann. Rev. E. P. S.*, 14, 493-571.

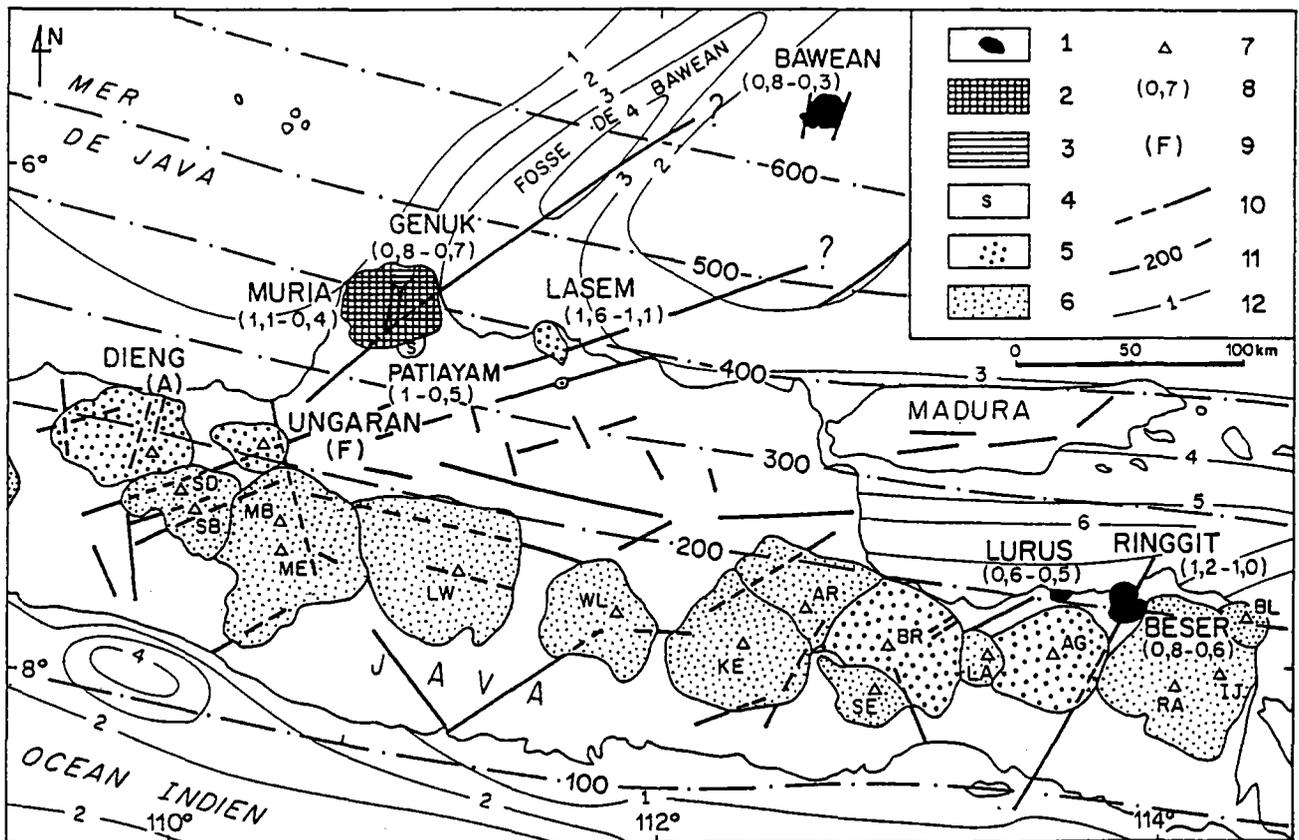
ZINDLER A., JAGOUTZ E., GOLDSTEIN S. (1982): Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle : a new perspective. *Nature*, Vol. 298, 519-523.

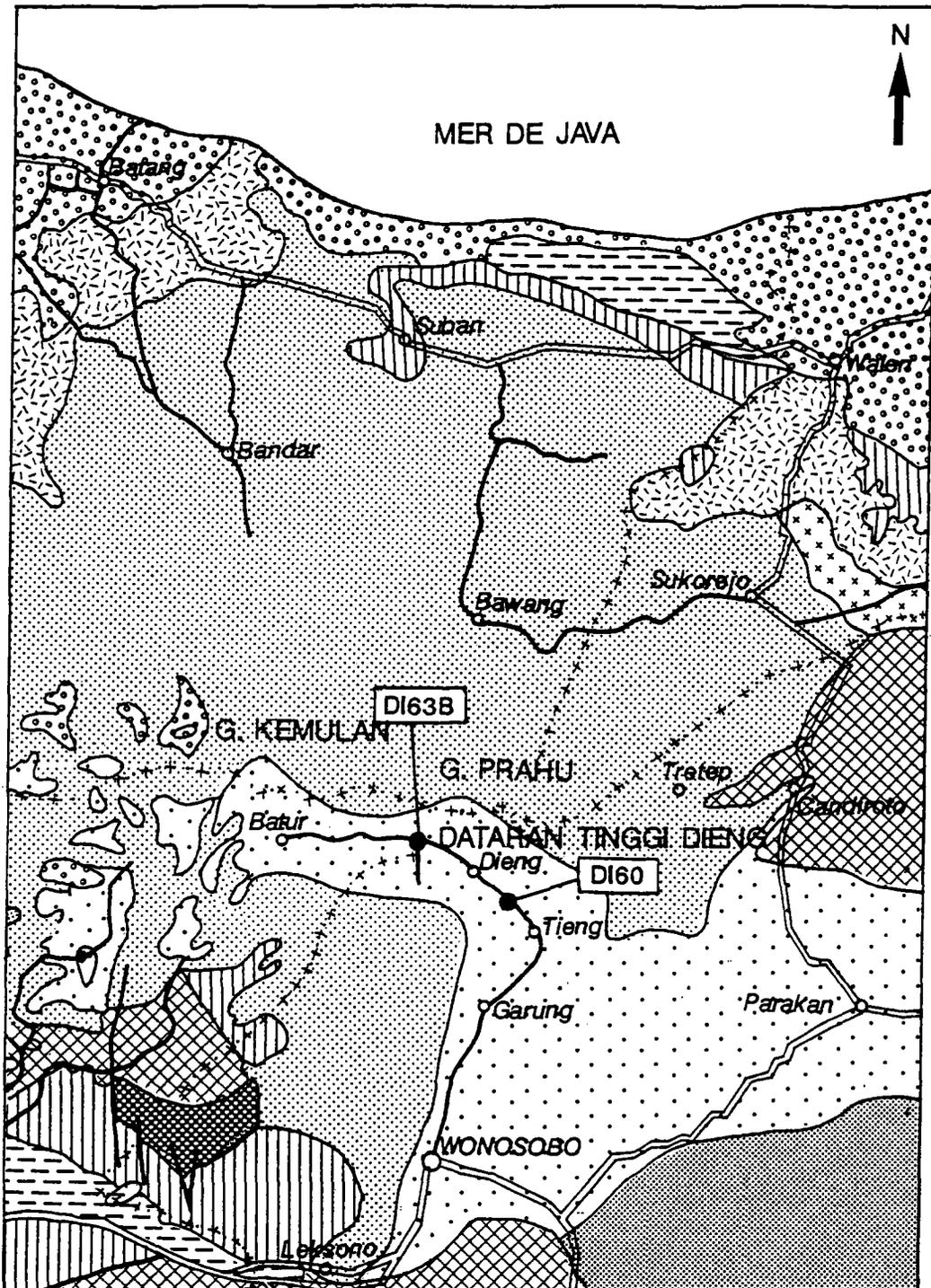
ANNEXE 1 :

CARTES DE LOCALISATION

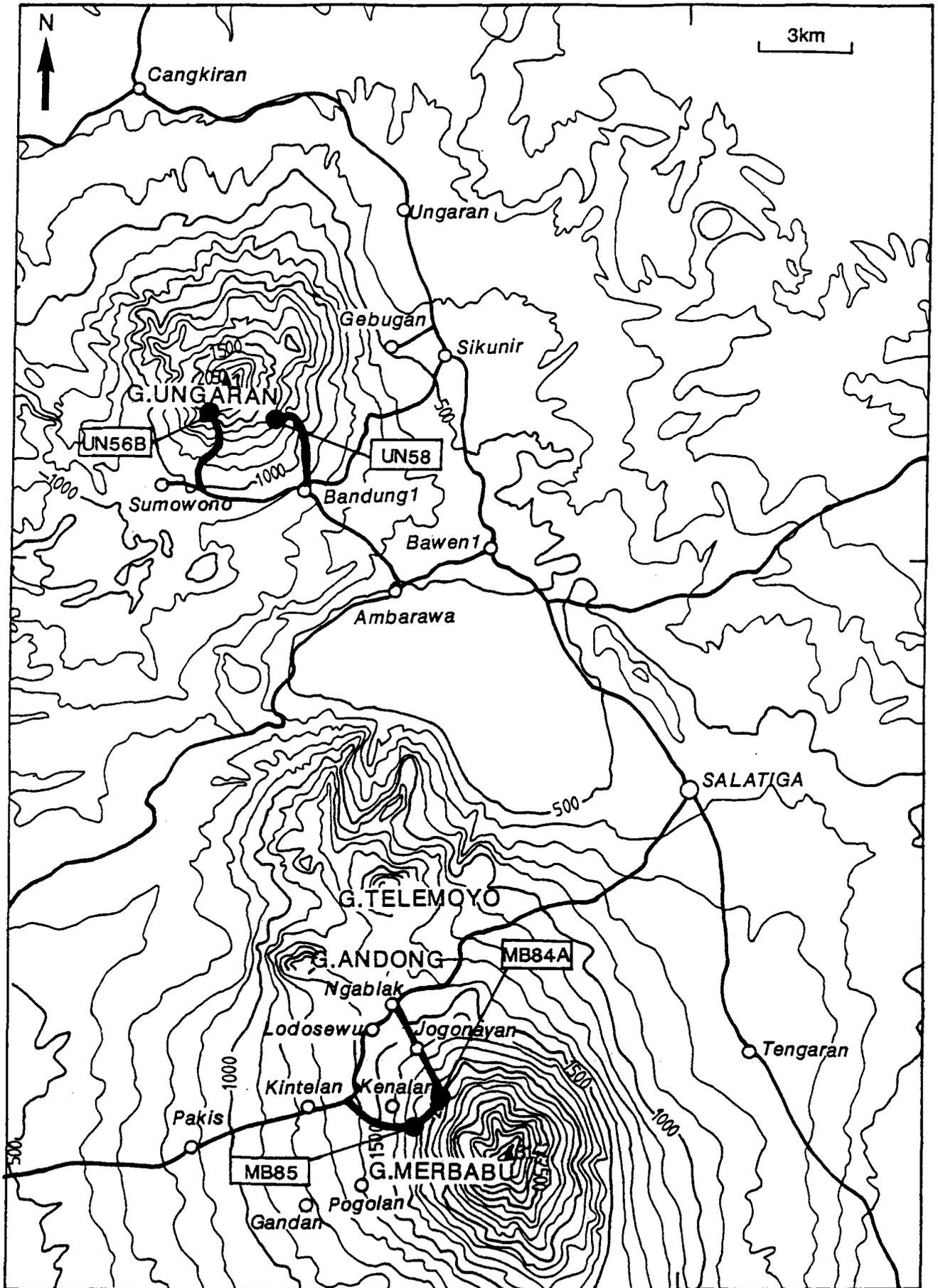
DES ECHANTILLONS

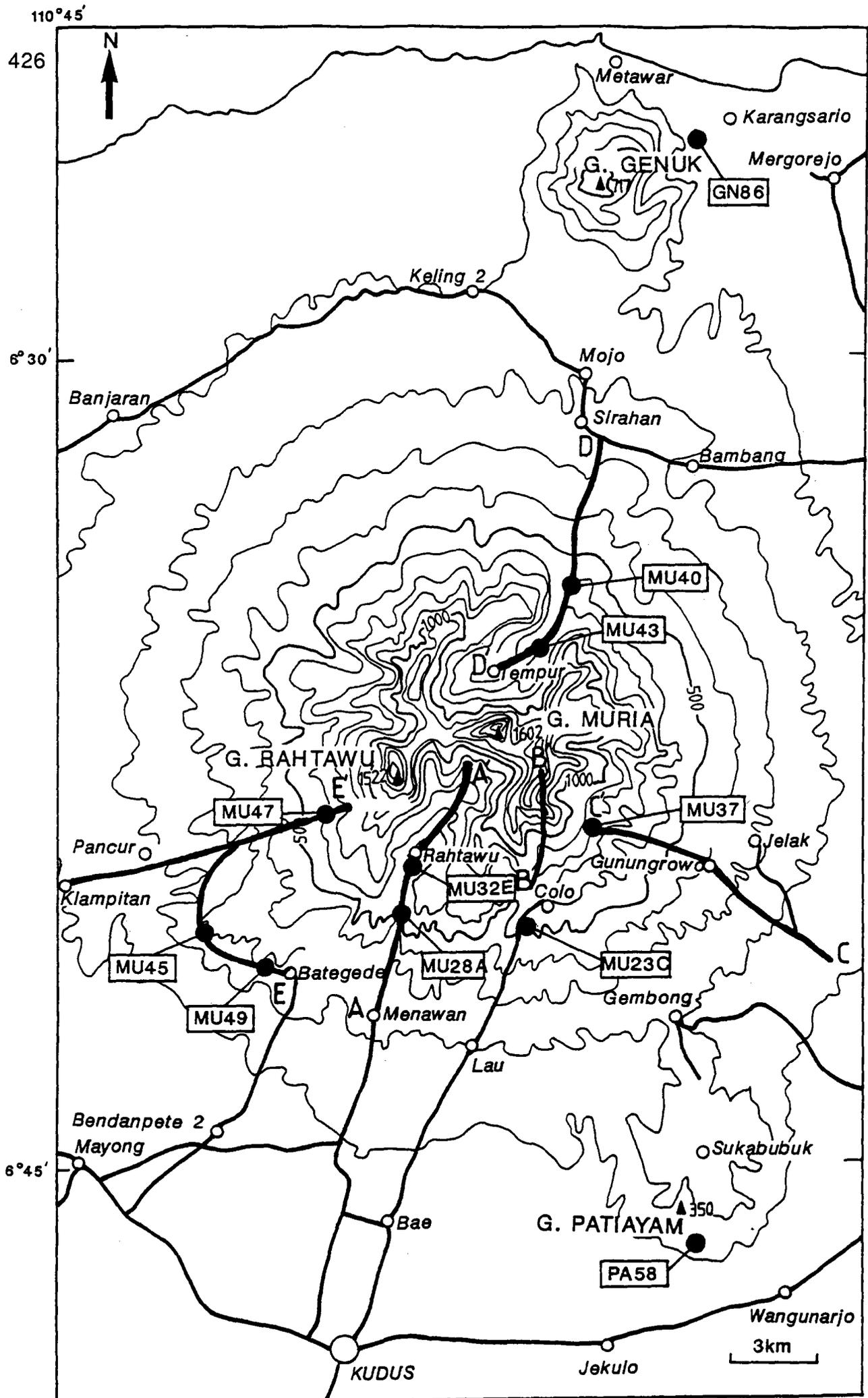
Dans cette annexe, est présentée la position des laves étudiées au niveau de chaque édifice. Concernant le Muria, deux cartes sont représentées : d'une part, celle indiquant la localisation des échantillons étudiés au cours de ce travail (carte de gauche), et, d'autre part, celle indiquant la position des laves du Muria prélevées lors de la mission effectuée en septembre 1989 par S. Yuwono et moi-même (carte de droite). Enfin, la carte ci-dessous rappelle la position relative des différents édifices.

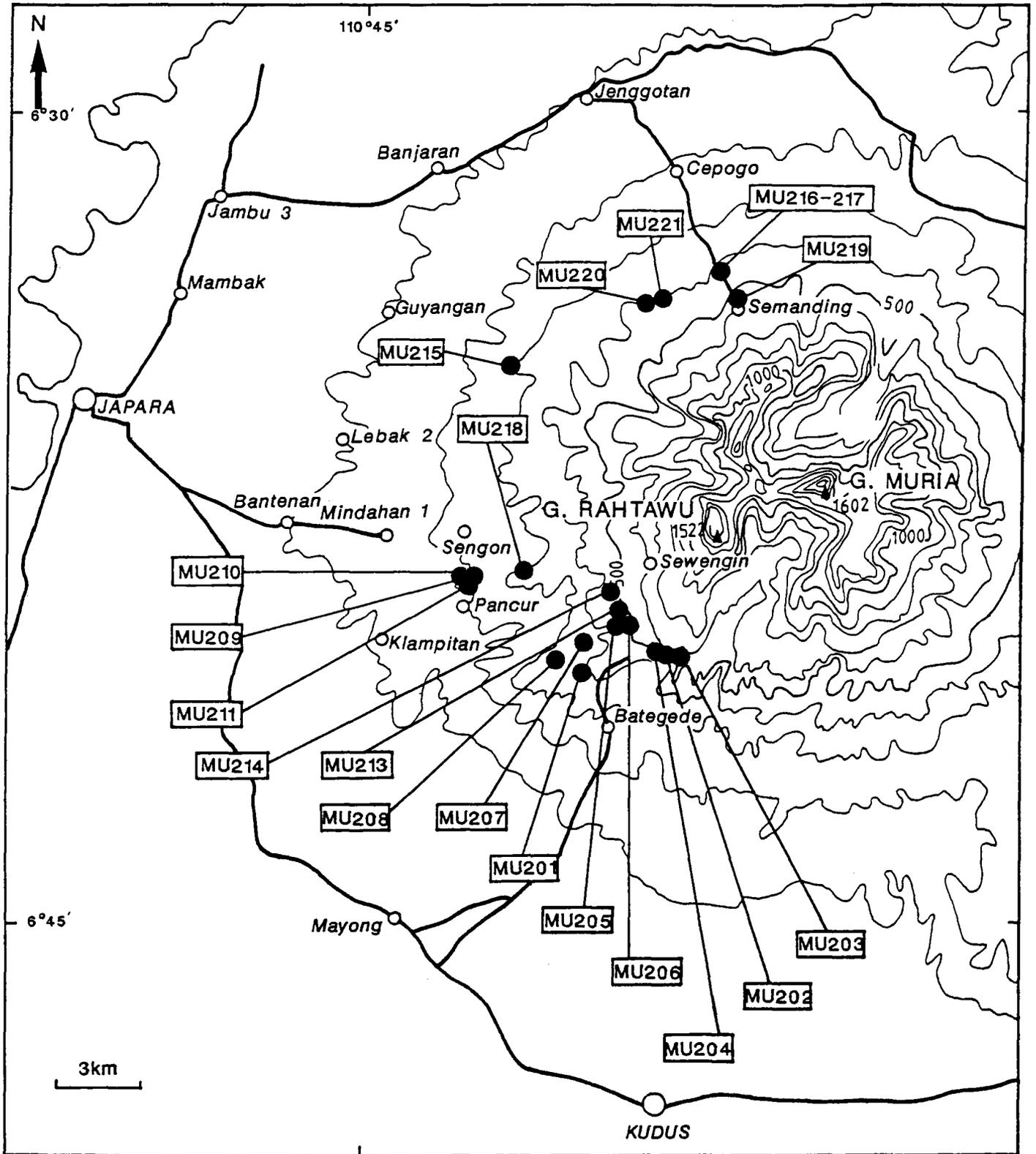


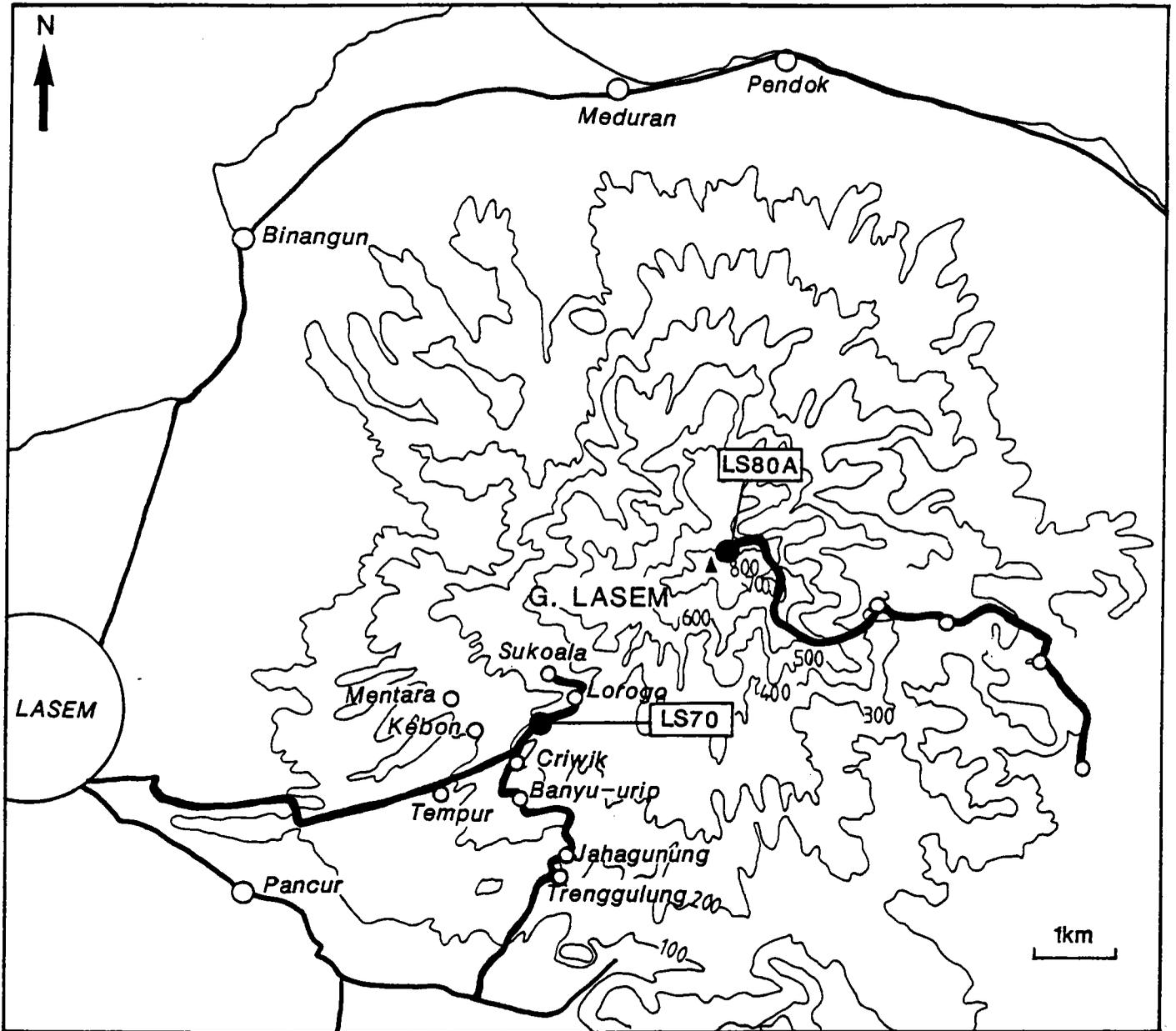


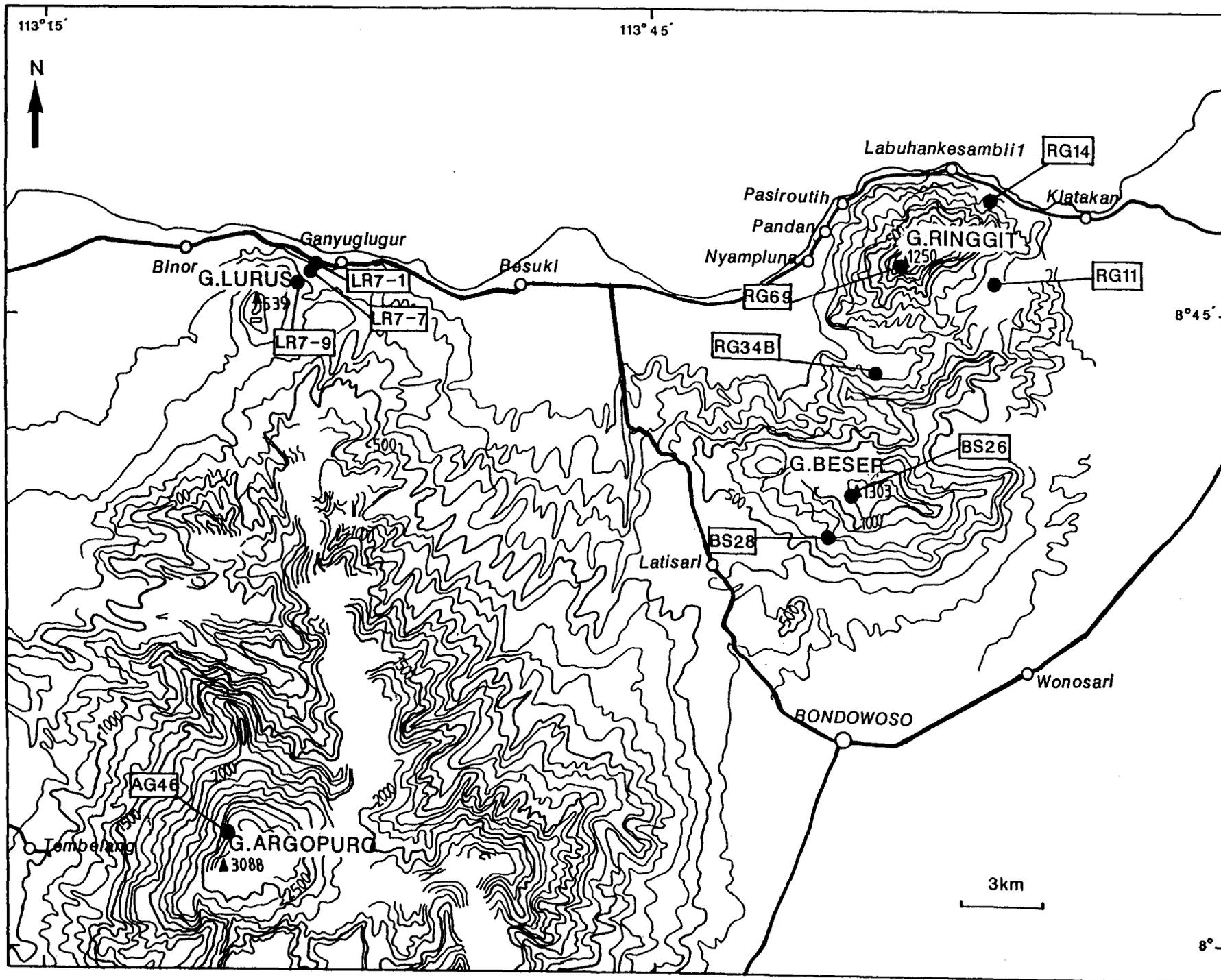
- | | | | |
|---|---|---|---|
|  | Alluvions (Holocène) |  | Faciès sédimentaire (Miocène) |
|  | Alluvions, faciès volcanique (Holocène) |  | Eocène |
|  | Faciès sédimentaire (Pléistocène) |  | Produits volcaniques indifférenciés (Quaternaire) |
|  | Faciès volcanique (Pléistocène) |  | Récents produits volcaniques quaternaires |
|  | Faciès sédimentaire (Pliocène) |  | Anciens produits volcaniques quaternaires |





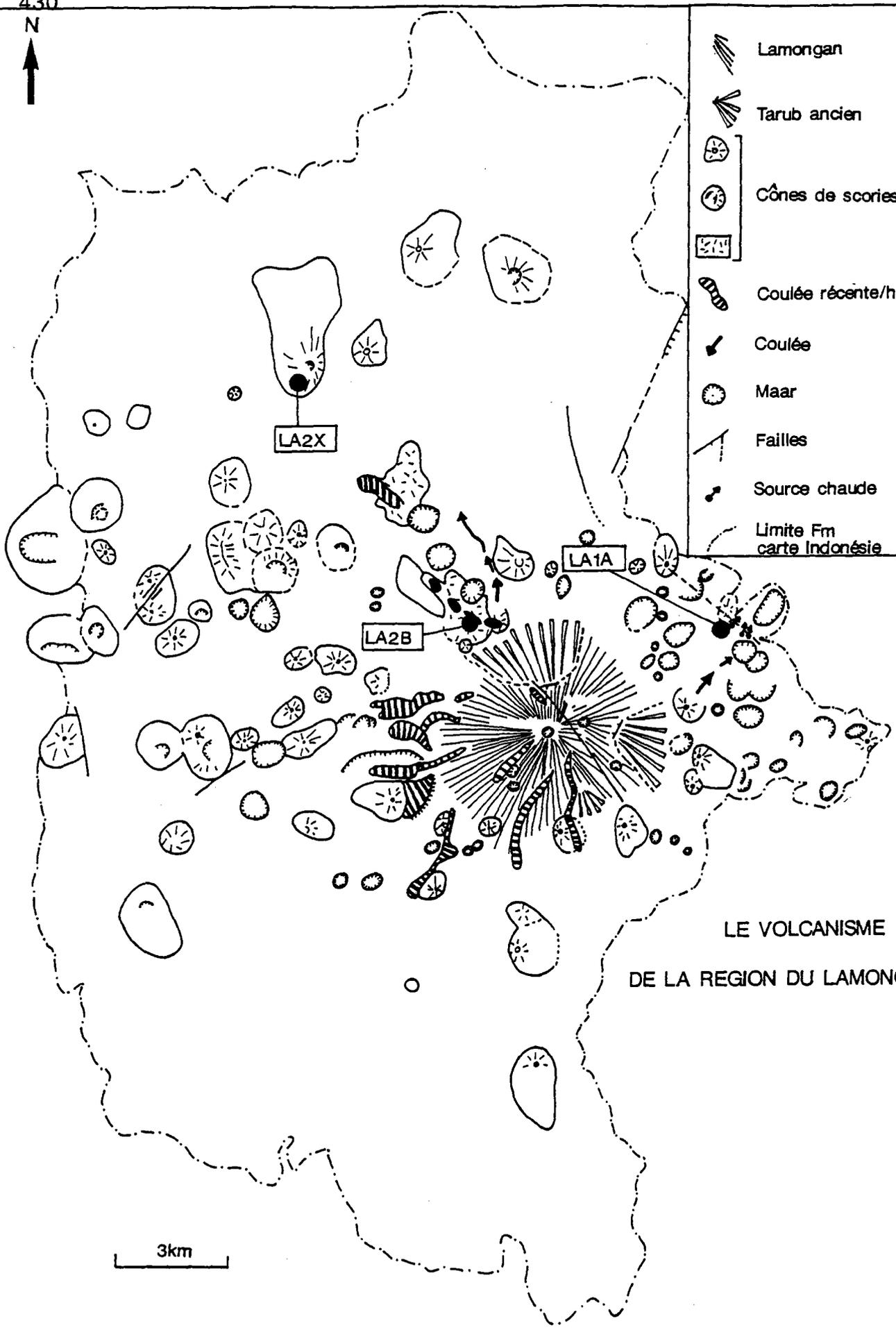






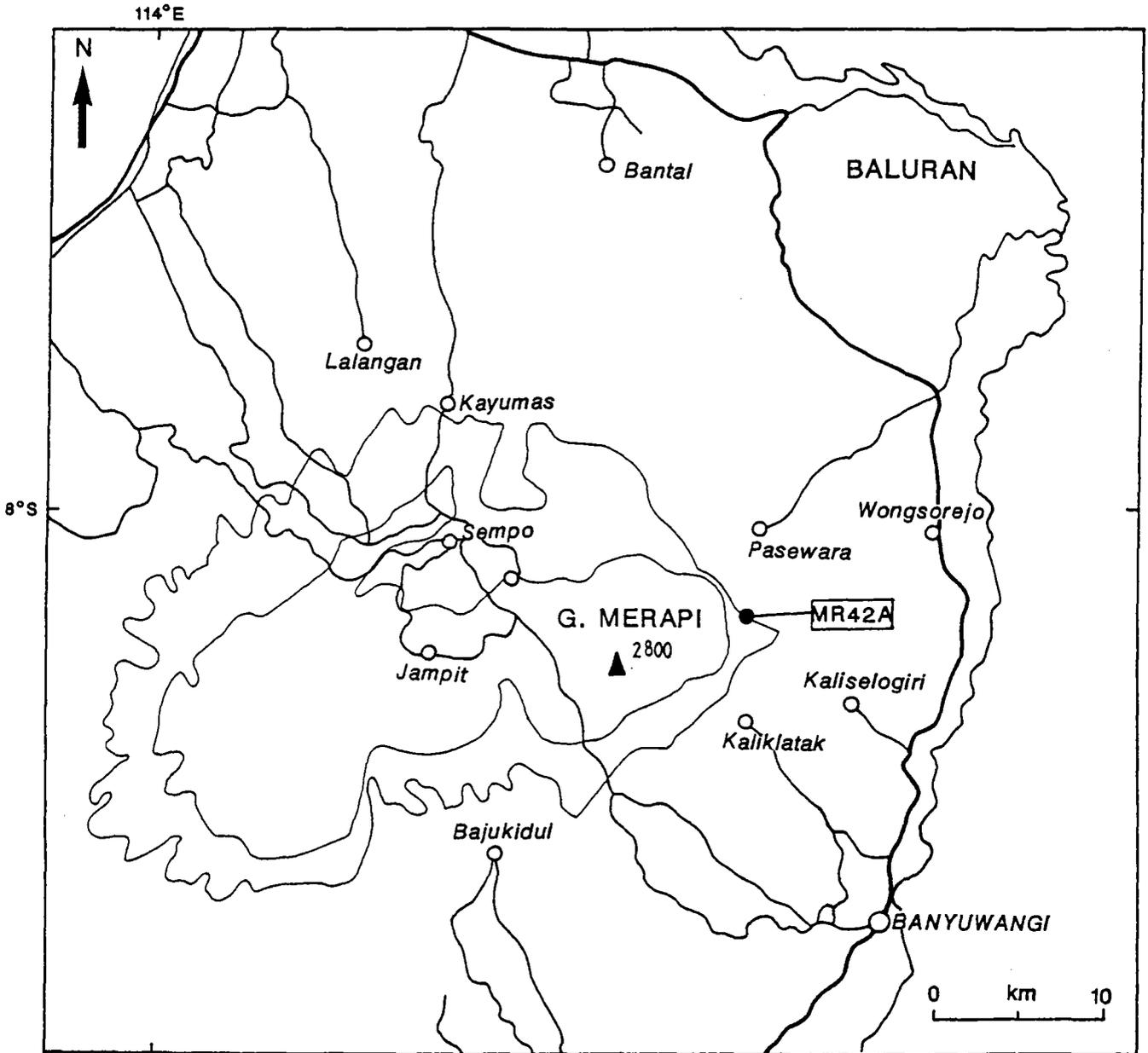


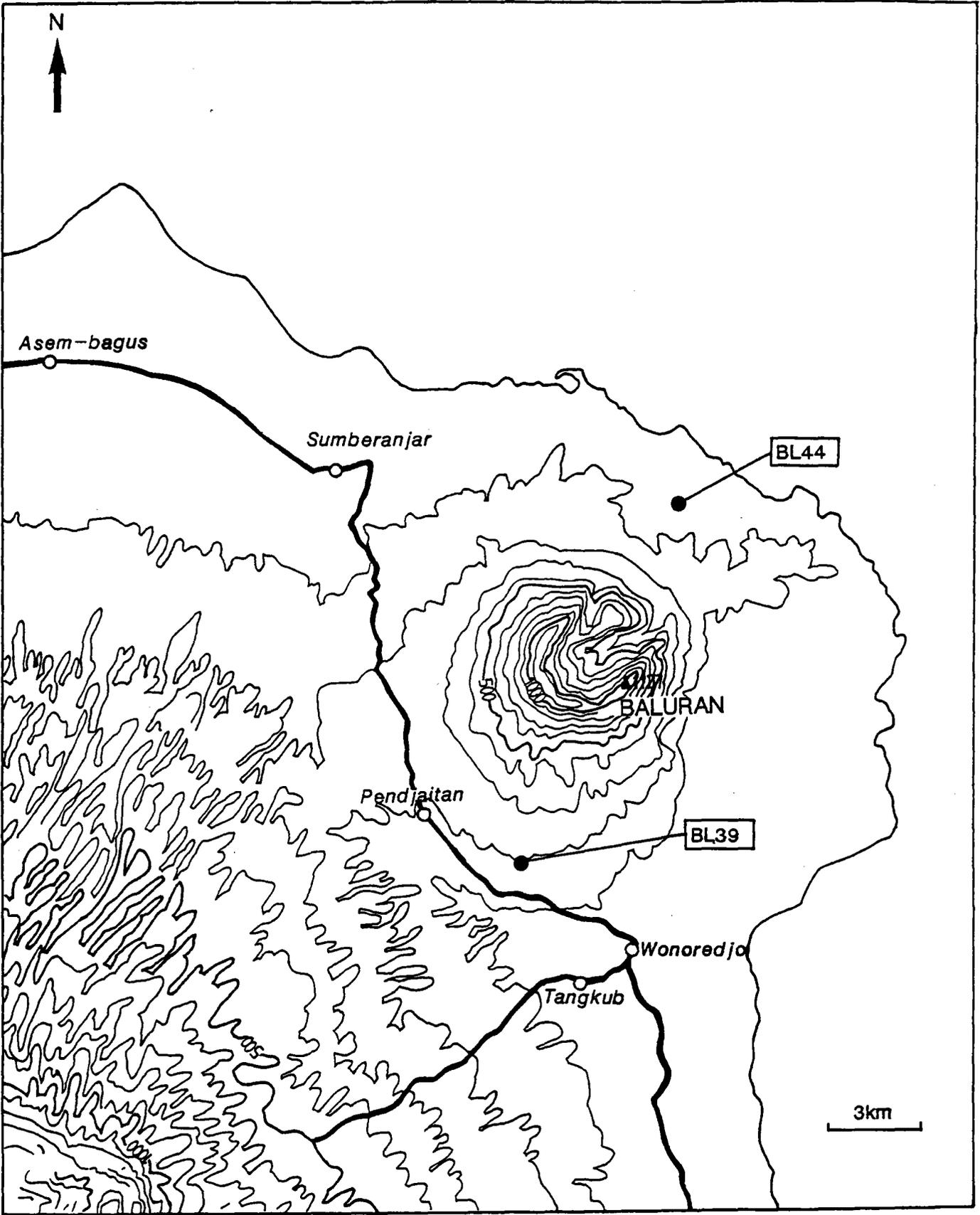
-  Lamongan
-  Tarub ancien
-  Cônes de scories
-  Coulée récente/historique
-  Coulée
-  Maar
-  Failles
-  Source chaude
-  Limite Fm
carte Indonésie



LE VOLCANISME
DE LA REGION DU LAMONGAN

3km





ANNEXE 2 :

TECHNIQUES ANALYTIQUES

REACTIFS	BLANCS
Eau ultrapure	0.154 ng/g 0.141 ng/g
HBr (suprapur)	0.300 ng/g 0.270 ng/g
HBr subboiling1	0.128 ng/g 0.102 ng/g
HF ultrex	0.410 ng/g 0.446 ng/g
Hf subboiling1	0.11 ng/g
HNO ₃	0.438 ng/g 0.747 ng/g
HNO ₃ subboiling1	0.56 ng/g 0.57 ng/g
HCl subboiling1	0.172 ng/g 0.116 ng/g
Blancs de dépôt	0.070 ng 0.053 ng 0.071ng 0.057 ng

Tableau 1 : Blancs de réactifs mettant en évidence le caractère négligeable des concentrations en Pb dans ces produits. D'une manière générale, le processus de distillation subboiling améliore les valeurs de ces blancs.

La détermination de la composition isotopique d'un élément donné dans des matériaux géologiques nécessite une séparation chimique de l'élément étudié par la technique de chromatographie échangeuse d'ions suivie de la mesure de sa composition isotopique au spectromètre de masse. Au cours de ce chapitre, nous allons brièvement décrire ces deux étapes pour les éléments Sr-Nd-Pb.

I - SEPARATION CHIMIQUE

Les séparations chimiques des éléments sont effectuées dans des conditions de propreté maximum, afin d'éviter toute pollution :

- Ainsi, ces manipulations sont opérées dans une salle blanche de classe 10000 (comportant moins de 10000 particules d'un diamètre inférieur à 0.3 microns par pied cubique). Le Pb étant en quantité importante dans l'atmosphère ambiante (comparativement à sa teneur dans les roches terrestres), une salle, à l'intérieur de la salle blanche, est spécialement réservée à la séparation chimique de cet élément.
- Les acides utilisés sont purifiés par la méthode de distillation "subboiling". La comparaison des blancs de réactifs obtenus avec les blancs de la solution initiale non distillée (Tableau 1) indiquent l'efficacité de ce procédé.
- Le matériel utilisé, essentiellement en téflon et en quartz, fait l'objet d'un nettoyage très rigoureux (eau pure et bains d'acide).

I - 1. Extraction et séparation du Pb (d'après Manhès et al., 1978)

Une fois broyés (et séchés), les échantillons sont attaqués par un mélange d'acides HF-HBr (1ml de HBr 8N pour 4ml de HF environ) dans des béchers hermétiquement fermés et placés pendant au moins 24H à l'étuve (70°C).

Une fois évaporé dans des boîtes à gants (où l'air est purifié au moyen de filtre de classe 100), le résidu est repris en HBr 1N à 70°C (étuve) pendant au moins une douzaine d'heures. La centrifugation de cette solution permet de dissocier un culot et un surnageant contenant le Pb.

L'élution du Pb s'effectue sur une seringue munie d'un filtre contenant, au niveau de son embout, une petite quantité (200µl) de résine anionique AG1-X8 (100-200 mesh) préalablement lavée avec HCl 6N, rincée à l'eau ultrapure et conditionnée en HBr 1N.

Une fois le surnageant chargé, le lavage de la colonne en HBr 1N permet de récupérer tous les éléments hormis le Pb, l'élution du Pb s'effectuant en HCl 6N. La fraction contenant le Pb est évaporée puis reprise pour une

purification dont la procédure est identique à l'éluion décrite ci-dessus. La solution contenant les autres éléments est évaporée puis reprise en HCl 6N et en HCl 2.5N avant la séparation Sr-TR.

I - 2. Extraction et séparation du Sr et Nd

La méthode utilisée est basée sur celle décrite par Birck et Allègre (1974, 1978) et Richard et al. (1976). La séparation Sr-TR est réalisée sur des colonnes échangeuses d'ions cationiques de type AG 50 W-X8 200-400 mesh. Les fractions de Sr (éluées en HCl 2.5N) et TR (éluées en HNO₃ 4N) sont récupérées puis évaporées.

Reprise en HCl 0.125N, la solution de TR est éluee sur une seconde résine (poudre de téflon recouverte de Di(2-Ethyl Hexyl) Phosphate) afin de récupérer le Nd (élué avec HCl 0.18N).

Avant que la méthode de séparation du Pb ne soit au point, les acides utilisés pour l'attaque des échantillons correspondaient à un mélange HF-HClO₄ concentré. Une fois évaporés, les résidus étaient repris en HCl 2.5N et la solution obtenue était éluee en Sr-TR suivant la même procédure que celle décrite ci-dessus.

I - 3. Principe de la dilution isotopique (cas du Pb)

La concentration d'un élément donné peut être calculée à partir de la mesure d'un rapport isotopique. Pour ce faire, l'échantillon dissous est mélangé à une solution contenant un traceur isotopique ou "spike" dont la propriété essentielle est d'avoir une composition isotopique très différente de celle de l'élément naturel. Ainsi, dans le cas du Pb, l'isotope le plus abondant du spike (²⁰⁶Pb) correspond à un isotope plutôt minoritaire au niveau de l'élément naturel.

La concentration en Pb recherchée dans un échantillon (C_e) équivaut à :

$$C_e = C_s * (M_e/M_s) * (m_s/m_e) * (Ab_s/Ab_e) * (R_s - R_m) / (R_m - R_e)$$

C_s : concentration en Pb du spike

C_e : concentration en Pb de l'échantillon

m_s : masse de spike

m_e : masse de l'échantillon

M_s : masse atomique du Pb dans le spike

M_e : masse atomique du Pb dans l'échantillon

R_s : rapport isotopique ²⁰⁶Pb/²⁰⁸Pb dans le spike

R_e : rapport isotopique ²⁰⁶Pb/²⁰⁸Pb dans l'échantillon

R_m : rapport isotopique ²⁰⁶Pb/²⁰⁸Pb dans le mélange spike-échantillon

II - MESURE

Le spectromètre de masse utilisé dans le cadre de cette étude est un spectromètre de masse FINNIGAN MAT 261. Il s'agit d'un spectromètre à source solide, à ionisation thermique et à multi-collection.

Le principe de cette technique analytique peut être résumé simplement de la façon suivante : l'élément, déposé sur un filament de Rhénium dégazé au préalable, est chauffé à une température appropriée. Ce chauffage permet d'ioniser positivement l'élément étudié. Ces ions sont ensuite accélérés par un champ électrique développé par des plaques d'accélération, puis focalisés, également par un système de plaques, à travers une fente. Ce faisceau d'ions est ensuite soumis à un champ magnétique créé par un électro-aimant. Suivant la charge et la masse des ions, ceux-ci sont déviés par ce champ magnétique suivant des trajectoires semi-circulaires de différents rayons de courbure. Le rôle de ce secteur magnétique est donc de séparer les isotopes d'un élément donné.

Ces isotopes sont ensuite collectés au niveau de cinq cages à positionnement variable situées de part et d'autre d'une sixième cage fixe. Chacune d'entre elles reçoit le faisceau d'un isotope, proportionnellement à son abondance.

La séparation isotopique et l'analyse sont effectuées sous vide (inférieur à 10^{-6} mbar), assuré par une pompe turbomoléculaire et deux pompes ioniques.

Un micro-ordinateur HP 9816 pilote le spectromètre de masse et effectue les opérations nécessaires à l'acquisition des données. En particulier, il procède directement aux corrections de fractionnement de masse (augmentation des rapports isotopes lourds/isotopes légers au cours de la mesure) pour les éléments Sr et Nd et aux corrections d'interférences isobariques (par exemple, ^{87}Rb et ^{87}Sr ; ^{144}Sm et ^{144}Nd). La méthode de correction utilisée pour le Pb est une méthode de correction externe : le fractionnement linéaire et régulier des rapports isotopiques du Pb au cours de la mesure, permet, par la méthode de régression linéaire et par extrapolation, de définir le rapport isotopique du Pb correspondant au temps $t=0$ de la mesure. Ce rapport isotopique est ensuite multiplié par un coefficient f (coefficient de fractionnement par unité de masse), déterminé en comparant les valeurs "vraies" et les valeurs mesurées du standard. Au cours de ce travail, 37 mesures du standard NBS 981 ont été effectuées, à partir desquelles nous avons obtenu une valeur moyenne pour le coefficient de correction du fractionnement f de 0.00124 ± 6 par unité de masse.

L'analyse des compositions isotopiques Sr-Nd-Pb comporte 10 blocs de 10 mesures chacun (au total 100 rapports). Dans le cas de la mesure de la composition isotopique du Pb, a été prise en compte uniquement la seconde série de mesures acquises à des températures (entre 1.6A et 2.3A) et des intensités plus élevées (entre 0.8V et 1V pour le ^{208}Pb) par rapport à la première série (températures comprises entre 1.5A et 2.0A; intensités variant entre 0.4V et 0.6V pour le ^{208}Pb).

Le tableau 2 donne les résultats des rapports isotopiques des standards mesurés (NBS 987, LA JOLLA, NBS 981) au cours de ce travail. Ceux-ci ont des valeurs tout à fait comparables à celles des rapports isotopiques rencontrés dans la bibliographie. La mesure répétée de ces standards permet d'apprécier la précision des mesures exprimée par la reproductibilité externe 2σ . Celle-ci est inférieure à 1.10^{-5} (en valeur

STANDARDS	MESURE	MOYENNE \pm 2Sigma (n)	BIBLIOGRAPHIE
NBS 987	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.710257 ± 7 (26)	0.71015 ± 3 (<i>Hawkesworth et al., 1990b</i>) 0.710197 (<i>McDonough et McCulloch, 1987</i>) 0.710230 (<i>Manuel Technique FINNIGAN MAT</i>) 0.71024 (<i>Cohen et O'Nions, 1982</i>) 0.710260 ± 26 (<i>Volpe et al., 1990</i>) 0.71030 ± 4 (<i>Collerson et McCulloch, 1983</i>)
La Jolla	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.511841 ± 3 (27)	0.511833 ± 12 (<i>Verma et Nelson, 1989</i>) 0.511843 ± 20 (<i>Collerson et McCulloch, 1983</i>) 0.511859 (<i>Manuel Technique FINNIGAN MAT</i>) 0.511869 ± 2 (<i>Woodhead et McCulloch, 1989</i>) 0.511873 (<i>McDonough et McCulloch, 1987</i>)
NBS 981	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	16.941 ± 3 (37)	16.905 ± 6 (<i>Volpe et al., 1990</i>) 16.927 ± 9 (<i>Nelson et al., 1986</i>) 16.94 ± 2 (<i>Hawkesworth et al., 1990b</i>)
	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.499 ± 3 (37)	15.449 ± 9 (<i>Volpe et al., 1990</i>) 15.486 ± 13 (<i>Nelson et al., 1986</i>) 15.49 ± 1 (<i>Hawkesworth et al., 1990b</i>)
	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	36.724 ± 9 (37)	36.565 ± 26 (<i>Volpe et al., 1990</i>) 36.486 ± 13 (<i>Nelson et al., 1986</i>) 36.72 ± 4 (<i>Hawkesworth et al., 1990b</i>)

STANDARDS	MESURE	MOYENNE \pm 2Sigma	BIBLIOGRAPHIE
BCR1 (roche totale)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704959 \pm 14	0.70494 (<i>McDonough et al., 1985</i>)
		0.705049 \pm 10	0.704992 (<i>White et Patchett, 1984</i>)
		0.705042 \pm 09	0.705010 (<i>Rautenschlein et al., 1985</i>)
	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512621 \pm 6	0.51262 \pm 2 (<i>Hawkesworth et al., 1990b</i>)
			0.512647 (<i>White et Patchett, 1984</i>)
			0.512653 (<i>McDonough et McCulloch, 1987</i>)
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.823 \pm 3	18.815 (<i>Wooden et Mueller, 1988</i>)
			18.82 (<i>Witke et al., 1989</i>)
			18.829 (<i>Myers et Marsh, 1987</i>)
	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.634 \pm 3	15.628 (<i>Wooden et Mueller, 1988</i>)
15.63 (<i>Witke et al., 1989</i>)			
15.646 (<i>Myers et Marsh, 1987</i>)			
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.723 \pm 7	38.698 (<i>Wooden et Mueller, 1988</i>)	
		38.70 (<i>Witke et al., 1989</i>)	
		38.752 (<i>Myers et Marsh, 1987</i>)	
Pb (ppm)	13.407 \pm 2	13.0 (<i>Myers et Marsch, 1987</i>)	
		13.429 \pm 3	12.2 (<i>Myers et Marsch, 1987</i>)

Tableau 2 : Mesures des compositions isotopiques Sr-Nd-Pb des standards effectuées au cours de ce travail. Rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ normalisé à 0.7219; rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ corrigés avec un facteur de correction du fractionnement de 0.00124%/uma; (n) : nombre de mesures. Dans le premier tableau, le 2σ correspond à la reproductibilité externe de la mesure, et dans le deuxième tableau, à la reproductibilité interne effectuée sur 100 mesures (10 mesures par bloc).

	BLANCS (ng)	DATES
Sr	0.42	décembre 87
	0.57	mai 89
	1.36	mai 89
	0.61	décembre 89
Nd	0.46	décembre 87
	0.063	mai 89
	0.048	mai 89
	0.17	décembre 89
Pb	1.54	juin 88
	1.44	juin 88
	1.69	juin 88
	1.33	juin 88
	0.78	mai 89
	0.51	mai 89
	1.58	novembre 89
	1.21	décembre 89

Tableau 3 : Blancs de chimie totale attestant de l'apport négligeable en Pb par la chimie.

absolue) pour le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Pour les compositions isotopiques du Pb, la reproductibilité externe est de ± 0.003 pour le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, ± 0.003 pour le rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et de ± 0.009 pour le rapport $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. L'analyse de la roche naturelle BCR-1 permet de s'assurer de la justesse de l'instrument, mais aussi d'apprécier la validité de la méthode de manière globale.

Des duplicata ont été effectués (cf. Tableaux 4.2, 4.3 et 4.4 du chapitre 4) afin de tester la reproductibilité des mesures. Il s'agit d'analyses reproduites à partir de deux attaques chimiques différentes. Les résultats sont présentés au chapitre 4 dans les tableaux 4.2, 4.3, 4.4. Ils montrent que la reproductibilité est satisfaisante, à l'exception de certains échantillons comme MU32E et, d'une manière générale, les sédiments qui présentent des écarts plus importants entre deux mesures d'un même rapport isotopique. Ceci peut être attribué à un problème d'hétérogénéité au niveau de la poudre de roche.

Enfin, la composition des blancs de chimie analysés (Tableau 3) témoigne du caractère négligeable de la contamination introduite dans les échantillons au cours de leur préparation. Remarquons l'amélioration globale, dans le temps, de ces valeurs de blancs, depuis le moment de la mise au point de la méthode jusqu'aux dernières mesures effectuées au cours de ce travail.

ANNEXE 3 :

DONNEES GEOCHIMIQUES

DES LAVES DU MURIA

(mission septembre 1989)

Echantillon	MU201	MU201	MU203	MU204A	MU20B	MU205	MU206	MU207	MU208	MU209	MU210	MU211
SiO ₂	49.55	48.00	48.40	48.20	48.40	51.00	51.60	48.20	52.20	45.50	46.70	45.90
Al ₂ O ₃	15.92	17.00	16.84	17.00	16.89	17.95	16.59	17.75	16.55	14.67	13.86	14.66
Fe ₂ O ₃	9.26	8.40	8.35	8.50	8.50	8.34	9.10	8.23	8.61	9.86	9.58	9.99
MnO	0.18	0.20	0.20	0.20	0.19	0.17	0.20	0.20	0.18	0.20	0.19	0.21
MgO	4.62	3.47	3.51	3.55	3.58	2.54	2.68	2.86	3.74	6.06	7.54	5.97
CaO	9.54	8.36	8.42	8.40	8.55	7.72	8.55	7.27	7.77	11.92	12.21	12.16
Na ₂ O	2.74	4.15	4.14	4.17	4.15	3.09	3.32	4.01	3.45	2.90	2.59	2.86
K ₂ O	4.96	6.58	6.58	6.68	6.56	4.93	3.06	6.68	3.23	4.78	4.64	5.07
TiO ₂	0.97	0.78	0.77	0.79	0.77	0.83	0.95	0.73	0.89	1.04	0.99	1.03
P ₂ O ₅	0.97	0.70	0.70	0.75	0.70	0.65	0.65	0.60	0.80	1.00	0.80	1.10
P. Feu	0.97	1.28	1.17	0.91	0.97	2.16	2.86	2.00	1.86	1.18	0.98	0.73
Total	99.61	98.92	99.08	99.15	99.26	99.38	99.56	98.53	99.28	99.11	99.08	99.48
Qz												
Ne	7.96	19.59	19.49	19.57	19.46	4.03		19.15		13.63	12.18	13.33
Lc		11.37	10.05	12.17	10.97			4.39		15.70	17.26	17.95
Ol							3.33		5.64			
Hy							5.57		6.36			
D.I.	46.80	56.52	56.67	56.63	56.11	53.78	48.06	59.08	49.84	38.28	35.56	38.86
Li (AA)	16	15	15	12	12	17	12	15	15	10	9	9
Rb (AA)	600	238	210	225	256	350	86	536	252	166	167	190
Sr (AA)	1320	2170	2150	2140	2150	1485	1050	2190	1066	1418	1324	1350
Ba (AA)	1200	2382	2400	2425	2425	925	595	3200	735	1405	1410	1480
V (AA)	255	250	245	240	245	190	190	205	215	305	300	320
Cr (AA)	47	44	53	44	54	9	28	34	28	99	180	70
Co (AA)	24	21	22	22	22	18	22	21	22	30	32	29
Ni (AA)	19	14	15	15	15	7	16	11	12	34	60	30
Cu (AA)	109	79	75	76	75	62	37	71	23	157	110	97
Zn (AA)	89	92	93	92	93	93	100	93	93	88	83	86

Echantillon	MU212	MU213	MU214	MU215A	MU215B	MU216	MU217	MU218A	MU218B	MU219	MU220	MU221
SiO ₂	46.20	46.75	47.00	48.00	48.00	45.60	46.25	55.40	49.80	46.70	48.00	48.50
Al ₂ O ₃	13.71	15.79	16.02	16.95	17.16	15.52	17.05	19.13	18.28	15.31	18.14	17.50
Fe ₂ O ₃	9.68	9.42	9.45	8.96	9.00	10.68	10.56	5.50	7.81	8.85	8.79	8.88
MnO	0.20	0.20	0.18	0.19	0.21	0.21	0.26	0.15	0.21	0.18	0.23	0.23
MgO	7.61	5.82	5.70	4.70	3.84	5.17	3.32	1.53	2.46	6.93	2.79	3.00
CaO	12.05	10.79	10.86	10.20	9.43	12.03	10.47	4.96	7.71	10.50	8.44	8.81
Na ₂ O	2.63	3.00	3.07	3.25	3.27	2.70	3.81	3.33	3.28	3.27	4.55	4.41
K ₂ O	4.64	4.57	4.39	5.32	5.42	4.43	4.19	5.41	4.83	4.83	5.88	5.46
TiO ₂	0.98	1.14	1.16	0.97	0.88	1.14	0.97	0.60	0.74	1.00	0.79	0.79
P ₂ O ₅	0.90	0.80	0.85	0.85	0.80	1.00	0.70	0.30	0.50	0.70	0.60	0.70
P. Feu	1.14	0.58	0.70	0.33	1.38	0.71	1.87	3.27	3.55	0.78	0.49	0.60
Total	99.74	98.86	99.38	99.72	99.39	99.19	99.45	99.58	99.17	99.05	98.70	98.88
Qz								0.68				
Ne	12.30	14.08	14.35	15.07	15.00	12.66	17.77		6.66	15.34	21.37	20.28
Lc	14.04	3.11	0.17	3.57		9.21				9.22	5.34	
Ol												
Hy								9.88				
D.I.	36.43	40.88	40.76	45.91	48.59	36.89	43.82	63.38	53.57	42.03	55.50	54.08
Li (AA)	9	11	11	12	13	10	12	14	14	11	12	14
Rb (AA)	178	210	183	178	178	188	266	282	358	182	177	188
Sr (AA)	1330	1205	1265	1590	2150	1420	2460	1590	2220	1135	2340	2280
Ba (AA)	1430	845	845	1330	1600	675	1300	1305	1330	895	1390	1285
V (AA)	290	290	280	275	240	320	295	96	210	250	240	240
Cr (AA)	185	117	117	61	32	51	11	11	11	251	10	8
Co (AA)	32	28	28	26	24	30	24	3	13	29	17	18
Ni (AA)	59	36	34	18	13	15	6	2	3	82	7	6
Cu (AA)	114	113	103	39	30	146	107	14	56	92	25	31
Zn (AA)	83	88	87	86	88	96	118	94	105	85	111	109



Centre de Brest

DOCUMENTATION

B.P. 70 - 29263 PLOUZANE
Tél. 98 22 42 71-Télex 940 627

Département Géosciences Marines

FRANCE

ABSTRACT

In Java island, a number of quaternary volcanoes are located in a back-arc position relative to the Sunda arc volcanic axis. These volcanic centers show an important variability in the petrologic composition of their products (potassic calc-alkali, shoshonitic, alkali potassic and alkali ultrapotassic leucitic series). These back-arc volcanoes, located along major faults oblique to the arc axis, outcrop at highly variable distances away from the trench (Benioff plane depths between 200 and 650 km). The aim of this work is the geochemical characterization (trace elements and Sr-Nd-Pb isotopes) of back-arc lavas of this area, their comparison with those of arc axis magmas, and the discussion about the origin of the observed variations.

The back-arc lavas exhibit "orogenic" trace element characteristics : negative Nb-Ta anomalies, high alkali/Ree, U/Ree, Pb/Ree ratios ... compatible with a subduction-related origin. They have a little lower Pb and Sr isotopic compositions than arc magmas, but the Nd isotopic compositions are similar in the two magma types. Two striking correlations are displayed when Nd isotopic compositions are plotted against Th/Ta ratios : one includes back-arc lavas and the second one arc samples.

With these correlations, three geochemical zones have been recognized with these correlations : an arc domain, a back-arc domain and an intermediary domain which includes all volcanoes geographically located between the arc axis and the back-arc volcanic centers.

These geochemical characteristics have led us to discuss the nature of sources involved in arc, intermediary and back-arc lava genesis. It is proposed that arc magmas result from mixing between a depleted MORB source (with DUPAL characteristics) and fluids derived from the subducted plate. Mixing between an hygromagmaphile enriched MORB mantle (contaminated by melting of altered subducted oceanic crust, Sumatra) and subducted sediments (via metasomatic fluids) (Java) generate back-arc magmas. The intermediary type of magmas is the result of mixing between arc and back-arc magma sources.

The identification of these two types of sources allows us to propose a model of their spatial distribution compatible with the geographic location of arc, intermediary and back-arc domains. In particular, the distribution of these two sources is compatible with enriched mantle uprise (back-arc domain) in a depleted superficial mantle (arc domain) or with mantle horizontal zonation (enriched deep mantle (back-arc domain) and depleted superficial mantle (arc domain)).

RESUME

L'île de Java comporte, à l'arrière de l'axe volcanique de l'arc de la Sonde, un grand nombre de volcans quaternaires dont les laves présentent une grande diversité pétrologique (séries calco-alcalines potassiques, shoshonitiques, alcalines potassiques, alcalines ultrapotassiques à leucite). Ces édifices arrière-arc, mis en place à la faveur de fractures majeures obliques par rapport à l'axe de l'arc, se situent à des distances très variables de la fosse (profondeurs du plan de Benioff comprises entre 200 et 650 km). Le but de ce travail est la caractérisation géochimique (éléments en trace et isotopes Sr-Nd-Pb) des laves arrière-arc de cette région, leur comparaison avec celles des magmas de l'axe de l'arc, et la discussion de l'origine des variations observées.

L'étude des éléments en trace révèle, au sein des magmas arrière-arc, un certain nombre de caractéristiques communes avec les laves de l'axe de l'arc (bien que d'amplitude moindre pour certaines) : anomalies négatives en Nb-Ta, enrichissements (par rapport aux terres rares) en alcalins, alcalino-terreux, U, Th, Pb, typiques des magmas des zones de subduction. Du point de vue isotopique, les laves arrière-arc présentent des compositions isotopiques du Nd analogues à celles des laves d'arc, les rapports isotopiques du Sr et du Pb étant globalement légèrement moins radiogéniques. Cependant, la caractéristique la plus remarquable réside dans l'existence de deux corrélations de mélange $\epsilon_{Nd}-(Th/Ta)_N$: l'une définie par les échantillons des volcans de l'arc et l'autre par ceux de la zone arrière-arc. Ces deux corrélations permettent de cartographier précisément trois domaines géochimiques : un domaine arc, un domaine arrière-arc et un domaine intermédiaire auquel appartiennent tous les volcans situés en position géographique intermédiaire entre les volcans de l'axe de l'arc et ceux du domaine arrière-arc.

L'ensemble de ces caractéristiques géochimiques nous a permis de discuter la nature des sources impliquées dans la genèse des différents types de magmas. Les sources des magmas de l'axe de l'arc résultent du mélange entre une source de type MORB, appauvrie en éléments en trace et isotopiquement enrichie (manteau DUPAL), d'une part, et des composants issus de la plaque actuellement subductée (sédiments sous la forme de fluides métasomatiques), d'autre part. Les caractéristiques géochimiques des magmas du domaine arrière-arc sont compatibles avec une source mantellique de type MORB, enrichie en éléments hygromagmaphiles. Cette source aurait été contaminée soit par des sédiments (Java), soit par des produits de fusion de la croûte océanique subductée (Sumatra). Enfin, les laves de type intermédiaire représentent le résultat d'un mélange entre les sources respectives des magmas d'arc et des magmas arrière-arc.

La répartition des deux types de sources (MORB appauvri et MORB enrichi en éléments en trace) est compatible avec un modèle de remontée de manteau enrichi en éléments hygromagmaphiles (domaine arrière-arc) au niveau d'un manteau appauvri superficiel (domaine arc) ou alors un modèle de zonation horizontale du manteau (manteau enrichi profond (domaine arrière-arc) et manteau appauvri superficiel (domaine arc)).