



TROISIÈME CYCLE : STRUCTURE ET ÉVOLUTION
GÉOLOGIQUES DES OCÉANS

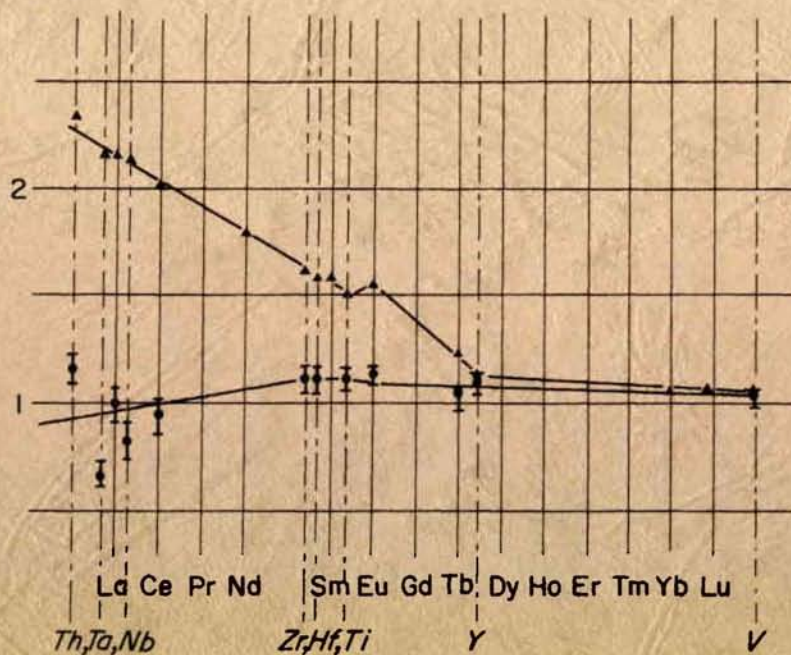


M'hammed EL AZZOUZI

GEOCHIMIE COMPAREE DE QUELQUES
ELEMENTS HYGROMAGMAPHILES DANS DES ROCHES
VOLCANIQUES DE CONTEXTES GEODYNAMIQUES VARIES

(Leg 60 du Glomar Challenger : bassin marginal et arc des
Mariannes ; volcanisme intraplaque de la chaîne des Puys,
Massif Central français)

THÈSE DE DOCTORAT DE TROISIÈME CYCLE



T 214

THESE
présentée pour l'obtention
du
DIPLOME DE DOCTEUR DE 3ème CYCLE
à l'Université de Bretagne Occidentale

MENTION : Sciences de la Terre
SPECIALITE : Structure et Evolution géologiques des Océans

par M'hammed EL AZZOUZI

SUJET

GEOCHIMIE COMPAREE DE QUELQUES ELEMENTS HYGROMAGMAPHILES
DANS LES ROCHES VOLCANIQUES DE CONTEXTES GEODYNAMIQUES VARIES

(Leg 60 du Glomar Challenger : bassin marginal et arc des
Mariannes; volcanisme intraplaque de la chaîne des Puys ,
Massif Central français)

Présenté le 29 janvier 1981, devant la commission composée de :

MM. R. BLANCHET, Université de Bretagne Occidentale Président
H. BOUGAULT, Centre Océanologique de Bretagne Rapporteur
R. MAURY, Université de Bretagne Occidentale Examineur
G. PAUTOT, Centre Océanologique de Bretagne Examineur
Ph. VIDAL, Université de Rennes Examineur
B. VILLEMANT, Université de Paris VI Invité

A ma mère

AVANT-PROPOS

Il m'est particulièrement agréable d'exprimer ma profonde reconnaissance à toutes les personnes qui m'ont permis la réalisation de ce mémoire.

J'adresse mes plus vifs remerciements au Professeur R. Blanchet qui m'a accueilli dans son Laboratoire d'Océanologie et de Géodynamique à l'Université de Bretagne Occidentale (U.B.O.) pour préparer le D.E.A. et la thèse de 3ème Cycle, en me confiant ce travail et qui a bien voulu le juger aujourd'hui.

A H. Bougault, responsable du service de géochimie et de lithologie au C.O.B. (Centre Océanologique de Bretagne), qui a bien voulu accepter la direction de ce travail, qui m'a suivi de très près tout au long de sa réalisation et qui m'a initié aux problèmes de la géochimie des roches océaniques. Qu'il trouve ici toute ma profonde gratitude.

Je dois également remercier le Professeur R. Maury (U.B.O.) qui n'a pas cessé de m'alimenter par ses conseils précieux lors des nombreuses discussions que nous avons eues.

C'est avec un grand plaisir que j'exprime ma plus vive reconnaissance à Messieurs G. Pautot, directeur scientifique au C.O.B.-C.N.E.X.O. (Centre National de l'Exploitation des Océans), qui m'a permis de découvrir les secrets du monde marin ; Ph. Vidal, chargé de recherche au C.N.R.S. à l'Université de Rennes et B. Villemant, de l'Université de Paris VI, qui m'ont fait l'honneur d'être présents aujourd'hui pour juger ce travail.

Je n'oublierai pas de remercier la D.S.D.P. (Deep Sea Drilling Project) qui a mis à ma disposition quelques échantillons du Leg 60.

Je dois également ma grande reconnaissance au gouvernement marocain qui m'a accordé une bourse pour mener à bien le présent travail.

Il m'est très difficile d'oublier l'aide technique et le soutien moral que Messieurs P. Cambon et J. Etoubleau n'ont cessé de me fournir. Je tiens à leur exprimer ici mon amitié et les remercier du climat agréable et "propice" qu'ils entretiennent au Laboratoire de Fluorescence X du C.O.B. où j'ai passé la majeure partie de ces deux années.

Enfin, j'adresse mes remerciements à Messieurs Ph. d'Arco, J.-L. Joron, M. Bohn, Madame J. Rolet et à tous ceux qui m'ont soutenu matériellement et moralement lors de cet apprentissage de la recherche concrétisé par ce manuscrit.

PLAN

INTRODUCTION

I - LA METHODE D'ANALYSE : SPECTROMETRIE DE FLUORESCENCE X.....	2
A - Emission des rayons X.....	2
B - Absorption des rayons X.....	5
1) Variation de μ/ρ en fonction de la longueur d'onde	5
2) Variation de μ/ρ en fonction du numéro atomique Z.	7
C - Intensité de fluorescence X et effet de matrice.....	7
D - Analyse des éléments traces.....	9
E - Appareillage.....	11
II - LA DEMARCHE : GEOCHIMIE COMPAREE.....	15
A - Notion d'éléments hygromagphiles.....	15
B - Définition du coefficient de partage.....	16
C - Classement des éléments hygromagphiles.....	19
D - Valeurs de normalisation.....	22
E - Place des éléments hygromagphiles non terres rares parmi les terres rares.....	23
F - Classement théorique des éléments hygromagphiles...	28
III - APPLICATIONS AUX MARGES ACTIVES : LE SYSTEME DES MARIANNES (OUEST PACIFIQUE).....	31
Généralités.....	31
A - Le bassin marginal inter-arc des Mariannes.....	33
1) Le site 453.....	33
a) Généralités.....	33
b) Les roches magmatiques et métamorphiques.....	37
c) Minéralogie et composition chimique.....	37

2) Le site 454.....	38
a) Généralités.....	38
b) Les unités basaltiques.....	40
c) Minéralogie et composition chimique.....	41
d) Spinelle, olivine et verre tholéïitique (échantillon : 454, 8-1, 35-37).....	44
e) Plagioclases et pyroxènes (échantillon : 454, 11-2, 41-43).....	48
3) Le site 456.....	48
a) Généralités.....	48
b) l'unité basaltique.....	51
c) Minéralogie et composition chimique.....	52
4) Conclusion.....	55
B - L'arc insulaire des Mariannes et l'espace arc-fossé...	55
1) Le site 458.....	55
a) Généralités.....	55
b) La séquence basaltique.....	56
c) Minéralogie et composition chimique.....	57
2) Le site 459.....	73
a) Généralités.....	73
b) La séquence magmatique.....	75
c) Minéralogie et composition chimique.....	75
3) Conclusion.....	76
C - Le système des Mariannes : les éléments hygromagma- philes.....	79
1) Eléments à faible coefficient de partage.....	79
a) Le couple Y-Tb.....	87
b) Le couple Zr-Hf.....	87
c) Le couple Nb-Ta.....	90
d) conclusions.....	90
2) Comportement des éléments hygromagmaphiles : l'uti- lisation du diagramme de Coryell-Masuda "élargi".	93

IV - APPLICATION AU DOMAINE CONTINENTAL : LA CHAINE DES PUY..... 105

A - Généralités.....	105
B - Eléments à faible coefficient de partage.....	108
1) Le couple Y-Tb.....	108
2) Le couple Zr-Hf.....	108
3) Le couple Nb-Ta.....	115
4) Conclusions.....	115

C - Comportement des éléments hygromagmaphiles.....	117
1) Les basaltes alcalins.....	117
2) La série évolutive.....	118
V - DISCUSSIONS ET COMPARAISONS.....	128
A - Basaltes alcalins océaniques.....	128
B - Tholéiites océaniques et basaltes alcalins continen- taux.....	131
C - Basaltes alcalins continentaux et basaltes alcalins océaniques.....	131
CONCLUSIONS.....	135
BIBLIOGRAPHIE.....	138
ANNEXES.....	150

INTRODUCTION

— Ce travail a été réalisé dans un esprit de géochimie comparée des éléments de transition hygromagmatophiles (Treuil, 1973) ou hygromagmaphiles, éléments traces ayant une affinité pour le liquide silicaté. Ces éléments présentent certaines propriétés physicochimiques voisines, la structure électronique externe de leurs ions de degré d'oxydation courant correspond à celle des gaz rares. Ce sont : Ti, V (éléments de la 1ère série de transition) et Y, Zr, Nb (éléments de la 2ème série de transition) analysés par spectrométrie de fluorescence X; terres rares, Hf et Ta (éléments de la 3ème série de transition) et Th, analysés par activation neutronique (Villemant, 1979).

Les études effectuées sur les basaltes provenant des rides médio-océaniques (Bougault, 1980) montrent que les couples d'éléments Y-Tb, Zr-Hf et Nb-Ta ont des rapports constants ; dans un diagramme Coryell-Masuda "élargi", les éléments de transition hygromagmaphiles non terres rares, ont le même comportement que les éléments terres rares.

On se propose d'examiner les propriétés et le comportement de ces éléments hygromagmaphiles de transition lors de la genèse des roches ignées dans des contextes géodynamiques différents : le bassin inter-arc et la fosse de subduction des Mariannes (Leg 60 D.S.D.P.) et le volcanisme intra-conti-
nental (Massif Central français : Chaîne des Puys). Les rapports des concentrations Y/Tb, Zr/Hf, Nb/Ta restent-ils constants et gardent-ils les mêmes valeurs qu'en milieu océanique (zone d'accrétion) ? Est-il possible d'obtenir une courbe continue dans un diagramme Coryell-Masuda "élargi" en utilisant les valeurs de normalisation des éléments non terres rares calculées à partir des données relatives aux tholéiites océaniques ? Des anomalies par rapport à la continuité d'une telle courbe ont-elles une signification ?

CHAPITRE I

LA METHODE D'ANALYSE : SPECTROMETRIE DE FLUORESCENCE X

Le but primordial de la géochimie est de mettre en évidence la répartition des éléments et les lois de leur comportement dans les roches lors des processus géologiques. Les chercheurs n'ont commencé à s'intéresser à cette science que pendant ces dernières quarante ou cinquante années, après l'établissement des premières lois du comportement des éléments par Goldschmidt. Quatre méthodes principales sont utilisées pour analyser les éléments dans les roches : l'absorption atomique, la spectrométrie de masse, l'analyse par activation et la spectrométrie de fluorescence X. Cette dernière méthode est celle pratiquée au C.O.B. (Centre Océanologique de Bretagne), elle présente plusieurs avantages :

- une simple préparation des échantillons : perles ou pastilles ;
- une analyse possible sur un morceau de la roche, des poudres, voire même sur des solutions liquides ;
- une analyse qualitative qui se traduit par un graphique le long duquel se succèdent les spectres des différents éléments présents dans l'échantillon depuis le fluor jusqu'à l'uranium ;
- c'est une méthode non distinctive du fait de la courte durée d'analyse, par conséquent de la faible durée d'irradiation de l'échantillon ;
- le même échantillon peut servir à l'analyse de plusieurs éléments : les perles pour les majeurs et les pastilles pour les traces.

Les analyses de tous les majeurs et d'une dizaine de traces présents dans ce mémoire ont été effectuées par cette dernière méthode.

A - EMISSION X

Un atome est constitué par un noyau chargé positivement et par un ensemble d'électrons qui gravitent sur des couches concentriques autour de ce noyau, ce sont, du centre vers la périphérie, les couches K, L, M, N, ...

Mais il se peut, que sous l'effet du choc d'une particule (proton, électron, photon X, ...) un électron passe d'une couche à une autre, ou même soit complètement expulsé de l'atome, ce dernier devient instable et tend à retrouver son état normal par saut d'électrons des couches supérieures vers la couche déficitaire (située plus près du noyau), il se produit alors une libération d'énergie $h\nu = E_2 - E_1$ qui se traduit par l'émission d'un rayonnement de fluorescence X caractéristique de l'atome étudié.

h : constante de Planck

ν : fréquence de la radiation

$E_2 - E_1$: différence d'énergie entre la couche 1 et la couche 2

Tous les sauts d'électrons ne sont pas permis, ils doivent satisfaire aux règles de sélection qui limitent en conséquence le nombre d'émission X d'énergie différente d'un élément donné. Ces règles sont :

- $\Delta n \neq 0$ (n : nombre quantique principal désignant le numéro de la couche électronique sur laquelle se trouve l'électron) ;
- $\Delta \ell = \pm 1$ (ℓ : nombre quantique secondaire désignant les sous-couches, $0 < \ell < n-1$) ;
- $\Delta j = 1, 0, + 1$ (j : moment cinétique, $j : \ell \pm \frac{1}{2}$ et toujours positif).

Quand l'atome perd un électron de la couche K, il va être remplacé par un électron d'une couche supérieure :

ex. : si cet électron vient de la couche :

L vers la couche K : on aura la raie K_α

M " " " K : " " " " K_β

N " " " K : " " " " K_γ

Quand l'ionisation a lieu dans la couche L, on a saut de :

couche M vers la couche L : raie L_α

" N " " " L : " L_β

L'ensemble de ces raies forme le spectre de rayonnement X (fig. 1).

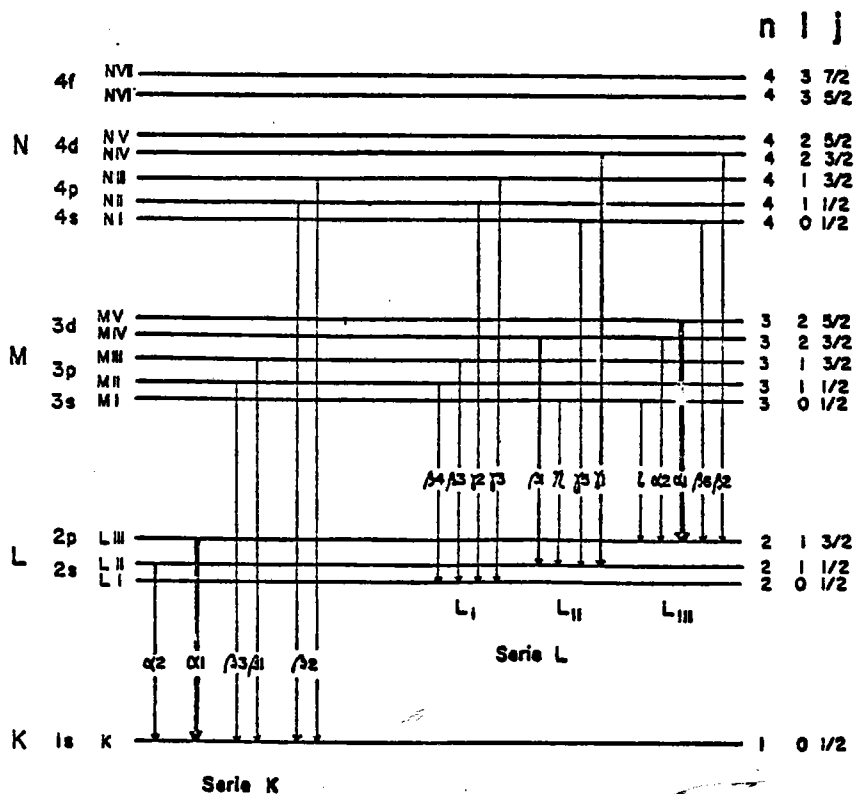


Figure 1 : Transitions permises entre électrons des couches N et K.

La probabilité de transition d'un électron d'une couche sur une autre est une fonction exponentielle décroissante de la différence d'énergie mise en jeu. De plus la couche K étant la plus profonde, il y aura une plus grande probabilité pour qu'un déficit électronique dans cette couche soit comblé.

Ainsi, pour un élément, les raies caractéristiques les plus intenses sont d'abord les K_{α} puis les K_{β} . C'est en général ces raies qui servent à effectuer des mesures quantitatives.

Chaque saut d'électron est accompagné de l'émission d'une raie, dont la relation avec l'atome s'exprime par la loi de Moseley :

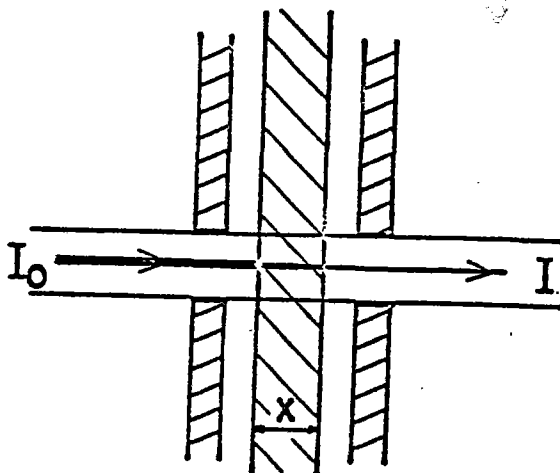
$$\nu = c (Z - a)^2$$

où ν = fréquence de la raie émise
 Z = numéro atomique de l'élément
 c et a = constantes.

B - ABSORPTION DES RAYONS X

Quand le faisceau de rayons X primaires arrive sur l'échantillon, il est absorbé par ce dernier selon la loi de Beer-Lambert (fig. 2) :

$$I = I_0 e^{-\mu x}$$



$$I = I_0 e^{-\mu x}$$

Figure 2 : Absorption d'un faisceau X parallèle

où I_0 = intensité initiale avant absorption ,

I = intensité transmise après absorption ,

x = épaisseur de l'échantillon ,

μ = coefficient global d'absorption.

Habituellement, on utilise le "coefficient d'absorption massique" μ/ρ qui est indépendant de l'état de "compacité" de la matière, et peut être calculé à partir de la composition du produit.

$$\mu/\rho = \sum (\mu/\rho)_i P_i$$

P_i = proportion de l'élément i dans le produit ,

μ/ρ = est exprimé en cm^2g^{-1} .

Ce coefficient peut varier en fonction de deux paramètres : la longueur d'onde du rayonnement et le numéro atomique Z de l'élément.

1) Variation de μ/ρ en fonction de la longueur d'onde

L'absorption d'un rayonnement varie avec la longueur d'onde comme on peut le constater sur la figure 3. Elle augmente avec λ (décroît

avec l'énergie E) puis tombe brutalement pour un certain élément, et réaugmente de nouveau en fonction de λ . Au niveau de la discontinuité d'absorption on a atteint une longueur d'onde appelée λ_{AE} (AE : Absorption Edge) qui correspond à une énergie suffisante pour arracher un électron, de ce fait l'intensité du faisceau X incident diminue et la discontinuité d'absorption est atteinte.

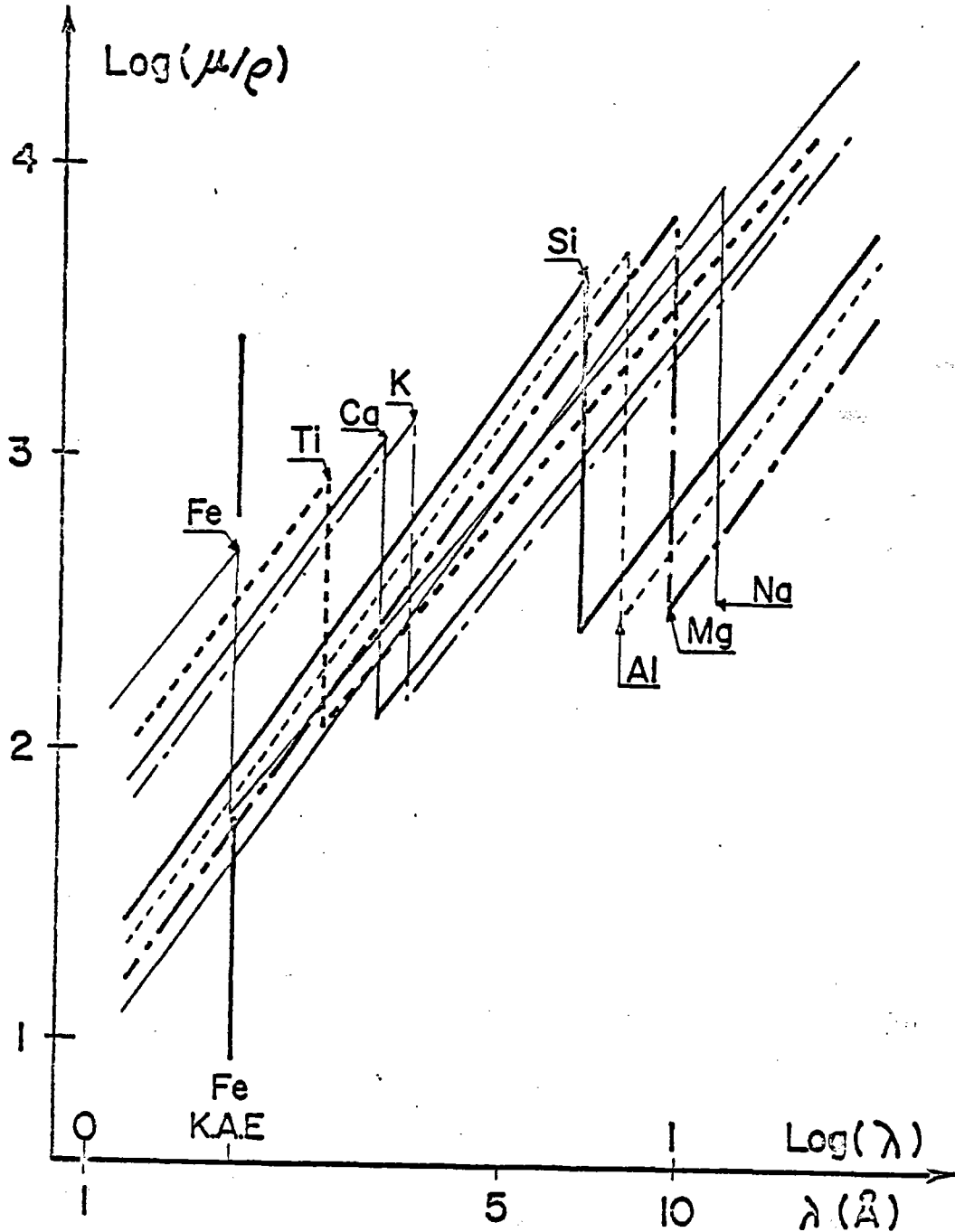


Figure 3 : $\log (\mu / \rho) = f (\log (\lambda))$: variation des coefficients d'absorption massique des éléments constitutifs des roches en fonction de la longueur d'onde.

2) Variation de μ/ρ en fonction du numéro atomique Z

En général, plus l'élément absorbant est lourd, plus μ/ρ est élevé, mais du fait des discontinuités d'absorption, ceci n'est pas toujours vérifié. La figure 3 nous montre que dans le cas des roches, si l'on considère des $\lambda < \lambda_{AE}$ du fer, les discontinuités d'absorption ne se produisent plus. Bougault (1980) a proposé une loi de la forme $\mu/\rho = \beta^{2\alpha}$ qui nous permet de s'affranchir des tables donnant les valeurs de $\mu/\rho = f(\lambda)$ (Leroux et Thinh, 1977 ; Liebhafsky, 1971 et Jenkins et Devries, 1970) pour l'analyse des roches et pour des longueurs d'ondes inférieures à la longueur d'onde correspondant à la discontinuité d'absorption K du fer ($\lambda_{K.A.E.} = 1.743 \text{ \AA}$), (α et β sont des constantes).

C - INTENSITE DE FLUORESCENCE X ET EFFET DE MATRICE

Lorsque le rayonnement primaire issu d'un tube X, irradie l'échantillon, l'atome étudié (ou l'élément étudié) situé à une profondeur x dans l'échantillon se trouve excité, pour retrouver son état de stabilité il émet un rayonnement de fluorescence X qui est en partie absorbé par les autres éléments présents dans l'échantillon (fig. 4).

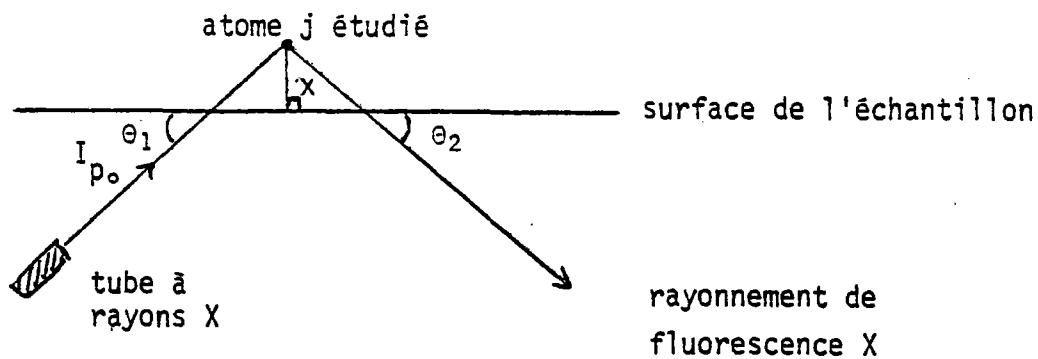


Figure 4 : Emission d'un rayonnement de fluorescence X.

I_{p_0} = intensité du faisceau primaire

x = distance de l'atome j étudié à la surface de l'échantillon.

L'intensité du faisceau excitant l'élément j est :

$$I_{p_j} = I_{p_0} e^{-\alpha_p \frac{x}{\sin \theta_1}}$$

α_p = coefficient d'absorption du rayonnement incident par l'échantillon

θ_1 = angle d'incidence du rayonnement primaire sur l'échantillon.

A la suite de cette excitation, l'atome j va émettre un rayonnement d'intensité :

$$i_j = K I_{p_j} e^{-\alpha_e \frac{x}{\sin \theta_2}}$$

α_e = coefficient d'absorption du rayonnement émis par l'échantillon

K = coefficient d'efficacité des photons.

L'intensité d'une raie caractéristique de l'élément étudié présent dans l'échantillon à la concentration C_j sera :

$$I_j = C_j \int_0^\infty i \, dx$$

On peut intégrer de 0 à ∞ en considérant l'épaisseur de l'échantillon infinie vis-à-vis du phénomène d'absorption :

$$I_j = C_j K I_p \int_0^\infty e^{-x \left(\frac{\alpha_p}{\sin \theta_1} + \frac{\alpha_e}{\sin \theta_2} \right)} \cdot dx$$

Après le calcul de l'intégrale, on a :

$$I_j = \frac{K I_p \cdot C_j}{\frac{\alpha_p}{\sin \theta_1} + \frac{\alpha_e}{\sin \theta_2}}$$

$\alpha_p = \sum \alpha_{pi} c_i$ = absorption du rayon excitant

$\alpha_e = \sum \alpha_{ei} c_i$ = absorption du rayonnement émis par l'échantillon.

$$\theta_1 \text{ étant égal à } \theta_2, \text{ on obtient : } I_j = \frac{AC_j}{\alpha_p + \alpha_e} = \frac{AC_j}{X_{MAT}}$$

$$\text{On pose } X_{MAT} = \sum \alpha_i c_i$$

X_{MAT} = effet de matrice, c'est un coefficient qui tient compte de l'absorption du rayonnement émis par l'élément étudié, par les autres éléments présents dans l'échantillon.

α_i = coefficient global d'absorption massique pour l'élément i, il dépend de la longueur d'onde efficace d'excitation pour la transition étudiée et de la longueur d'onde de cette transition.

c_i = teneur en éléments majeurs et mineurs dans l'échantillon.

A = constante qui dépend de l'intensité du faisceau primaire.

$$A = K I_p \sin \theta; (\theta = \theta_1 = \theta_2)$$

Pour trouver la valeur de C_j , on trace une courbe d'étalonnage à partir de standards géochimiques internationaux ($I.XMAT = f(C)$).

La correction de l'effet de matrice est nécessaire pour chaque standard et chaque échantillon étudié.

Dans le cas des éléments majeurs et mineurs, le signal obtenu est suffisamment intense, et la correction d'effet de matrice peut se faire soit en diluant la roche en solution solide dans la préparation, soit en ajoutant un élément lourd, très absorbant et en proportion constante dans tous les échantillons. Le coefficient d'effet de matrice devient alors :

$$\sum \alpha_i c_i + \alpha_0 c_0 \text{ avec } \alpha_0 c_0 \gg \sum \alpha_i c_i$$

Cette méthode a un inconvénient : elle diminue la réponse de l'élément (éléments traces).

Dans le cas des éléments en traces, le signal obtenu est beaucoup plus faible que dans le cas des éléments majeurs et mineurs, on ne peut pas utiliser la méthode précédente. Il est donc nécessaire de travailler sur le matériel lui-même, il faut donc connaître le coefficient d'effet de matrice pour chaque échantillon.

Le coefficient d'effet de matrice peut s'exprimer également par une nouvelle expression :

$$XMAT = \sum Z_i^\alpha c_i$$

Z_i = numéro atomique de l'élément majeur ou mineur i présent dans l'échantillon,

c_i = concentration de l'élément majeur ou mineur i dans la roche ,

α = constante (= 2.807 ou 2.65).

Cette nouvelle méthode de calcul de XMAT est semi-empirique ; elle n'est valable que pour les éléments dont le numéro atomique est supérieur ou égal à celui du Fer.

On a trouvé une proportionnalité entre Z^α et α_i , donc XMAT peut être calculé de deux façons différentes, mais la nouvelle méthode est plus avantageuse et plus pratique que l'ancienne.

D - ANALYSE DES ELEMENTS TRACES

Dans le cas des éléments traces, la difficulté provient de leur grande dispersion dans l'échantillon, le signal où l'information que donne l'élément trace étudié est faible et peut subir de nombreuses interférences.

La raie d'émission d'un élément se présente sous la forme d'un pic gaussien. Les intensités qu'on mesure sont :

- l'intensité du fond à droite du pic ;
- l'intensité au sommet du pic ;
- l'intensité du fond à gauche du pic.

L'intensité nette de fluorescence est égale à l'intensité au sommet du pic diminuée de l'intensité du fond de part et d'autre du pic.

Elle est en fait la somme de plusieurs contributions :

$$I = I_e + I_l + I_t + I_o$$

I = intensité nette de fluorescence

I_e = intensité due uniquement à l'élément analysé dans l'échantillon de roche.

On peut la mettre sous la forme :

$$I_e = \frac{AC}{XMAT}$$

A = constante de l'élément

$XMAT$ = coefficient d'effet de matrice

C = concentration de l'élément

$I_l = \frac{l}{XMAT}$ = intensité due à l'élément analysé présent éventuellement dans le liant utilisé dans l'échantillon

l = constante du liant

$I_t = \frac{t}{XMAT}$ = intensité due à l'élément analysé présent en impuretés dans l'anticathode, ou à l'élément constitutif de l'anticathode lui-même s'il émet dans la même région du spectre.

t = constante du tube

$$I_l + I_t = \frac{l + t}{XMAT} = \frac{B}{XMAT}$$

I_o = intensité due à l'appareil lui-même par émissions secondaires ou réflexions sur le porte-échantillon, les diaphragmes, fentes de Sollet, etc ... Cette intensité est constante.

On peut écrire en définitive :

$$I = \frac{AC}{XMAT} + \frac{B}{XMAT} + I_o$$

ou : $(I - I_o) XMAT = AC + B$ est l'intensité corrigée.

A et B sont les paramètres de la droite d'étalonnage : intensité corrigée en fonction de la concentration ($I_{XMAT} = f(C)$?).

A côté des interférences instrumentales, existent d'autres types d'interférences, notamment spectrales.

Ce type d'interférence est dû à l'émission d'une raie voisine de la raie d'émission de l'élément analysé par un autre élément présent dans l'échantillon.

ex. : Interférence de la K_{β} du strontium (Sr) sur le K_{α} du zirconium :

- K_{α} de Zr = 0.78593 Å
- K_{β} de Sr = 0.78347 Å



1) Spectre de la K_{β} de Zr 2) Spectre de la K_{α} de Zr

La formule de l'intensité corrigée devient alors :

$$(I - I_0)_{XMAT} = AC + A'C' + B \quad C' = \text{concentration de l'élément interférent.}$$

E - APPAREILLAGE (fig. 5)

Il existe deux types de dispositif de fluorescence X :

1) *non dispersif* : ce type d'appareil nécessite l'emploi d'un détecteur à pouvoir de résolution élevé en énergie pour permettre une séparation satisfaisante des raies émises par un échantillon géologique.

2) *dispersif* : appareil qui, par l'intermédiaire de différents cristaux et différents angles de bombardement, permet d'analyser les éléments constitutifs de la roche les uns après les autres. Il comporte essentiellement (voir schéma) :

- un générateur de haute tension qui délivre de 0 à 60 KV pour des intensités allant de 0 à 80 mA.
- un tube émetteur :
 - . filament producteur d'électrons en tungstène
 - . anticathode creuse en or, refroidie par eau
 - . fenêtre d'émission en beryllium
 - . puissance maximale : 2,8 KW.

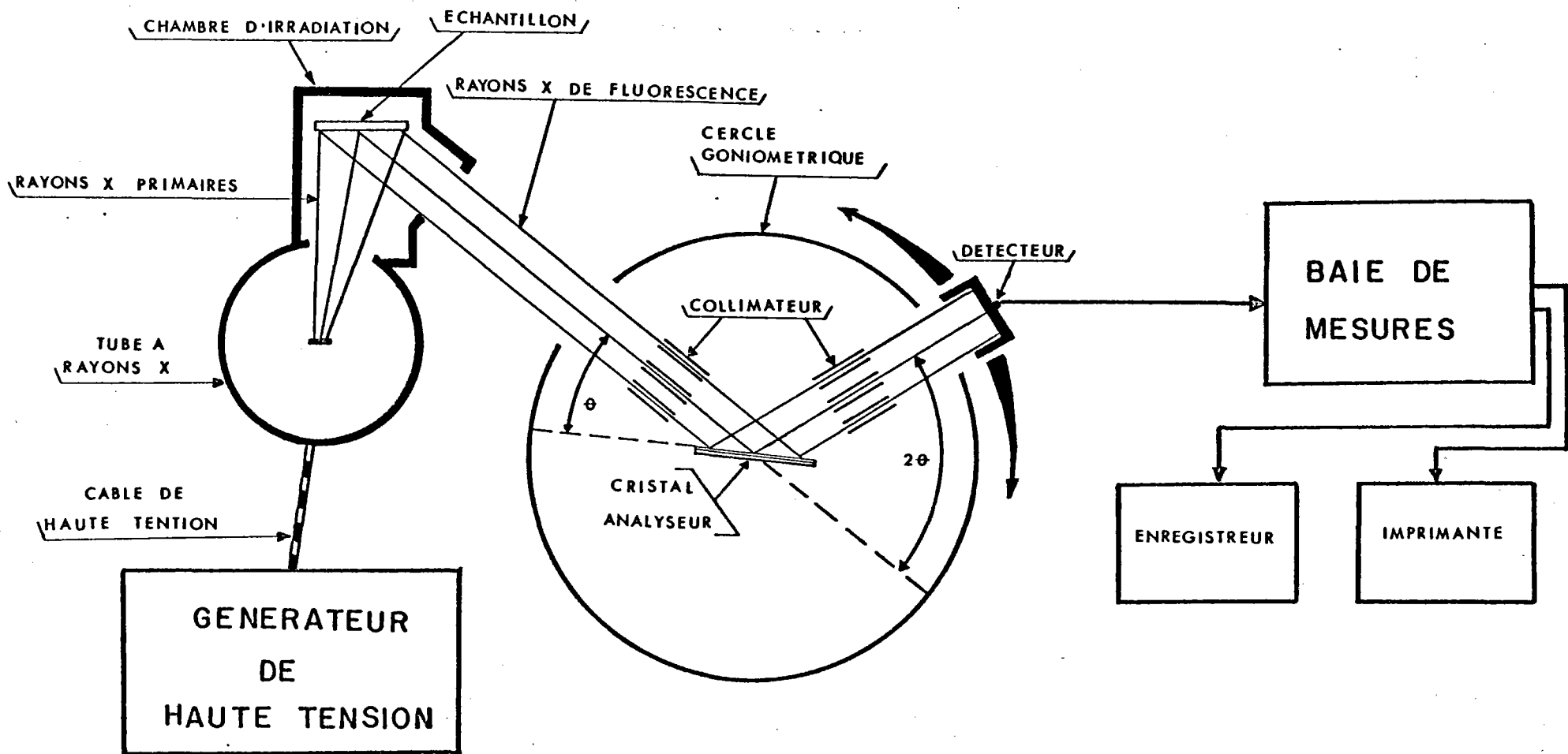


Figure 5: Schéma d'un dispositif de Fluorescence X.

- une chambre d'irradiation des échantillons
- des fenêtres de Soller (collimateurs) : qui servent à focaliser le rayonnement secondaire
- des cristaux analyseurs : qui dispersent le rayonnement suivant la loi de Bragg :

$$n\lambda = 2 d \sin \theta$$

$n = 1, 2, 3 \dots$ ordre de diffraction (les ordres supérieurs sont supprimés par l'électronique)

λ = longueur d'onde du rayonnement secondaire, rayonnement émis par l'élément à analyser

d = distance réticulaire du cristal suivant l'axe cristallographique perpendiculaire à la surface du cristal, et sur laquelle le rayonnement se réfléchit

θ = angle d'incidence et de réflexion du rayonnement sur le cristal.

Sur l'appareil il y a quatre cristaux dispersifs et interchangeables, ils ont chacun une surface de 50 cm² et sont dotés d'un très bon pouvoir réflecteur. Suivant la masse atomique de l'élément à étudier, on utilise tel ou tel cristal :

Elément	Cristal utilisé	Caractéristique du cristal
Sodium (Na)	KAP ($\text{KHC}_8\text{H}_4\text{O}_4$)	$d = 13,31 \text{ \AA}$
Magnesium (Mg)	ADP Ammonium dihydrogenphosphate	$d = 5,324 \text{ \AA}$
Aluminium (Al) Silicium (Si) Phosphore (P)	PET Pentaerythrite	$d = 4,375 \text{ \AA}$
Soufre (S)	LiF Fluorure de lithium	$d = 2,014 \text{ \AA}$
Fer (Fe)		

- Détecteur

Deux détecteurs interchangeables de types différents sont montés sur l'appareil, et dont le rôle est de capter les photons X et de les convertir en signal électronique amplifié, permettent ainsi de mesurer l'intensité du rayonnement.

1) à flux gazeux : type de détecteur dans lequel un photon X ionise une atmosphère d'argon-méthane, ces ions étant captés par un fil à potentiel élevé ($\approx 2 \text{ KV}$)

2) à *scintillation* : type de détecteur dans lequel un cristal d'iodure de sodium activé au thallium, absorbe les photons X incidents. Il produit une quantité proportionnelle (?) de photons de fluorescence.

Le rendement de ce type de compteur est meilleur pour les éléments lourds, tandis que le compteur à flux gazeux est utilisé pour les éléments légers.

- Le vide est utilisé pour l'analyse des rayonnements mous et qui sont partiellement absorbés par l'air. Il n'est pas indispensable pour les éléments plus lourds que le manganèse.

- L'ensemble électronique comporte un amplificateur sinusoïdal et un dispositif de sélection énergétique en hauteur d'impulsion, éliminant les longueurs d'ondes d'ordre supérieur à 1 pour un angle donné. La formule de Bragg devient alors :

$$\lambda = 2 d \sin \theta$$

- la mesure s'effectue sur le nombre d'impulsions à temps fixe ;
- l'affichage numérique est couplé à une imprimante automatique ;
- il est possible de réaliser des enregistrements de spectre sur papier.

CHAPITRE II

LA DEMARCHE : GEOCHIMIE COMPAREE

A - NOTION D'ELEMENTS HYGROMAGMAPHILES

C'est Treuil (1973) qui a été le premier à introduire cet adjectif "hygromagmaphile" pour désigner les éléments qui se concentrent dans la phase liquide en formant des complexes, c'est-à-dire que ce sont des éléments dont le comportement général traduit une affinité pour le liquide. Treuil les a qualifiés au début d'éléments hygromagmatophiles. En plus, les ions de ces éléments ont des dimensions incompatibles de rentrer dans une structure minérale. On groupe dans cette catégorie tous les éléments de transitions : Sc, Ti, V (éléments de la 1^{ère} série de transition); Y, Zr, Nb (éléments de la 2^{ème} série de transition); Hf, Ta, Th, U (éléments de la 3^{ème} série de transition) et à moindre degré, les autres Terres Rares. Tous ces éléments sont des éléments à faible coefficient de partage. Certains d'entre eux se comportent d'une façon identique au cours des processus naturels (fusion partielle, cristallisation fractionnée) ceci est dû à leurs propriétés physicochimiques qui sont voisines, notamment la similitude de leurs rayons ioniques et de leurs nombres de valence qui sont égaux. On doit les trouver alors dans un rapport constant à tout moment de l'évolution magmatique, c'est-à-dire qu'ils ne fractionnent pas l'un vis-à-vis de l'autre.

Parmi ces éléments, on a les trois couples Y-Tb ; Zr-Hf et Nb-Ta.

Groupe III A	Groupe IV A	Groupe V A	
Y 0.92 + 3	Zr 0.79 + 4	Nb 0.69 + 5	← rayon ionique
Tb 0.92 + 3	Hf 0.79 + 4	Ta 0.68 + 5	← valence

Ils nous permettent de mettre en évidence la notion du manteau primaire non différencié (dont la composition est supposée identique à celle

des chondrites) et une comparaison avec les chondrites. Les études faites sur les basaltes océaniques (Bougault et al., 1979) et sur les chondrites (Ahrens et Dauchin, 1970) montrent bien que ces couples d'éléments sont toujours dans un rapport constant :

	Y/Tb	Zr/Hf	Nb/Ta
Basaltes océaniques	40-50	39 ⁺ ₅	17 ⁺ ₂
Chondrites	46	30-40	15-17

On se propose alors de voir le comportement de ces trois couples d'éléments dans quelques échantillons de la campagne n° 60 du bateau foreur le "Glomar Challenger" et du Massif Central français dans la zone de la Chaîne des Puys. Est-ce que ces éléments (pris par couples) fractionnent-ils l'un vis-à-vis de l'autre au cours des processus magmatiques ? (voir chap. III et IV). Mais avant d'attaquer cette étude, il est très souhaitable de définir ce qu'est le coefficient de partage d'un élément.

B - DEFINITION DU COEFFICIENT DE PARTAGE

Pour définir le coefficient de partage d'un élément entre deux phases, il faut supposer un équilibre parfait entre ces deux phases, et que les potentiels chimiques de l'élément dans les deux phases soient égaux. Le potentiel chimique d'un élément μ_i dans la phase i s'écrit :

$$\mu_i = \mu_0 + RT \text{ Log } a_i$$

μ_i = potentiel chimique de l'élément dans la phase i

μ_0 = potentiel chimique "standard" défini par rapport à un état de référence (concentration qui tend vers 0 par exemple)

R = constante des gaz parfaits

T = température absolue

a_i = activité de l'élément dans la phase i .

L'activité et la concentration de l'élément sont liées par la relation suivante :

$$a_i = \gamma_i C_i$$

C_i = concentration de l'élément dans la phase i

γ_i = coefficient d'activité de l'élément dans la phase i et qui traduit l'écart de comportement de l'élément par rapport à "l'idéalité" dans la phase i .

Par hypothèse, l'écart à l'idéalité n'existe pas et les coefficients d'activités sont égaux à 1 pour les éléments en faible concentration, on peut alors assimiler a_i à C_i .

On peut écrire l'égalité des potentiels chimiques dans deux phases (1) et (2) comme suit :

$$\mu_{o1} + RT \text{ Log } C_1 = \mu_{o2} + RT \text{ Log } C_2$$

d'où :

$$\mu_{o2} - \mu_{o1} = RT (\text{Log } C_1 - \text{Log } C_2)$$

$$\text{Log } \frac{C_1}{C_2} = - \frac{\mu_{o1} - \mu_{o2}}{RT}$$

d'où on peut déduire le rapport :

$$\frac{C_1}{C_2} = e^{- \frac{\mu_{o1} - \mu_{o2}}{RT}} = D$$

Ceci est le coefficient de partage de l'élément considéré entre les phases (1) et (2). Il est constant pour une température donnée. La constance de ce rapport correspond à la loi des "grandes dilutions" ou loi de Henry.

Dans le cas des équilibres "minéraux-liquides silicatés", on définit le coefficient de partage d'un minéral comme étant le rapport des concentrations d'un élément trace entre le minéral et le liquide :

$$D_{\text{min}} = \frac{C_{\text{min}}}{C_{\text{Liq}}}$$

D_{min} : coefficient de partage d'un élément dans le minéral

C_{min} : concentration d'un élément dans le minéral

C_{Liq} : concentration d'un élément dans le liquide.

Théoriquement la notion du coefficient de partage n'est valable que pour les éléments à faible concentration, mais il n'existe pas de loi qui permet de définir la limite de concentration d'un élément à partir de laquelle la loi de Henry est valide. Des éléments tels que les Terres Rares, Zr, Hf, ... ont le comportement d'éléments traces, mais le titane (1% en TiO_2) peut avoir un comportement très voisin du zirconium ou de l'Yttrium (quelques dizaines de ppm).

On a pu obtenir des valeurs des coefficients de partage de certains éléments de la première série de transition (Co, Ni, Cr) pour certains miné-

	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn
olivine / verre tholéiite	0.04	0.09	1	0.92	1	3	12.5	0.1	0.9
cpX / matrice tholéiite	0.2	0.7	13	0.82	0.86	1.3	4.4	0.2	0.5
/ matrice J.Mayen	0.25	0.5	13	0.54	0.4	0.6	1.6	0.2	0.2
ol x cpX ol							2.5		
opX									
cpX x opX cpX	0.07	0.3	7.3	1.4	1.5	2	3.5	0.2	0.7
ol x opX ol	0.3		12.6			1.3	3.5	0.1	0.6
Spinelle									
cpX x Sp cpX	0.1	1.3	220	0.4	2.6	5.1	11.2	0.2	8
ol x Sp ol	0.4		400	0.3	1.1	4.1	11.6	.1	7
plagioclases / ma- trice tholéiitique	0.04	0.1	0.02	0.07	0.1	0.1	0.06	0.17	0.11

d'après concentration péridotite.

d'après Evans (1969), Hakli (1967), Gast (1968), et rapport de concentrations trouvées dans les péridotites.

Tab.1: Coefficients de partage des éléments de la première série de transition.

raux (olivine, orthopyroxène, clinopyroxène et spinelle) dans des tholéiites océaniques prélevées sur la rive médio-atlantique (à 36°N), des basaltes alcalins de l'île Jan Mayen et dans une péridotite de l'Hérault. Les résultats obtenus (voir tableau 1) sont en bon accord avec les quelques valeurs disponibles dans la littérature (Henderson and Dale, 1969 ; Taylor et al., 1969 ; Dale and Henderson, 1972 ; Gill, 1974 ; Delong, 1974 ; Onuma et al., 1968 ; Leeman, 1976 ; Andriambololona et al., 1975 ; Andriambololona, 1978). Hormis les coefficients de partage des Terres Rares, les coefficients de partage des autres éléments hygromagmaphiles sont peu ou pas connus. Ceci est dû au :

- 1) *problème analytique* : teneurs très faibles dans certains minéraux ;
- 2) *problème de séparation des phases*, d'autant plus critique que la valeur des coefficients de partage minéral/liquide est très faible (ou très grande).

C - CLASSEMENT DES ELEMENTS HYGROMAGMAPHILES

Il a été montré que l'ensemble des éléments, éléments de la 2ème série de transition (Cann, 1979 et Pearce et Cann, 1971), et éléments de la 3ème série de transition (Treuil, 1973) dans les basaltes type tholéitique, ont un comportement d'éléments à faible coefficient de partage. Treuil (1973) a été le premier à proposer une classification des éléments de la troisième série de transition.

On se propose (Bougault et al., 1979) de classer ces éléments suivant leur coefficient de partage trouvé à partir de la mesure de leurs concentrations dans des basaltes tholéitiques. On prend alors les éléments par couple et la variation de leur rapport permettra d'établir leur classification. Les éléments des couples Y-Tb, Zr-Hf et Nb-Ta ne fractionnent pas ou très peu l'un vis-à-vis de l'autre au cours des processus pétrogénétiques (fig. 7). Le Ta fractionne peu par rapport à La. De la figure 8 on déduit que le coefficient de partage global moyen de Zr est compris entre celui de Nb et celui de Y. De tout ça, on peut déduire que le coefficient de partage de Ta (ou Nb) est très voisin de celui de La, et que le coefficient de partage de Zr (ou Hf) est compris entre celui du Nb (ou Ta) et celui de Y (ou Tb). On aboutit alors à la classification suivante :

$$Y \simeq Tb \text{ (T.R. lourdes)} > Zr \simeq Hf > Nb \simeq Ta \simeq La$$

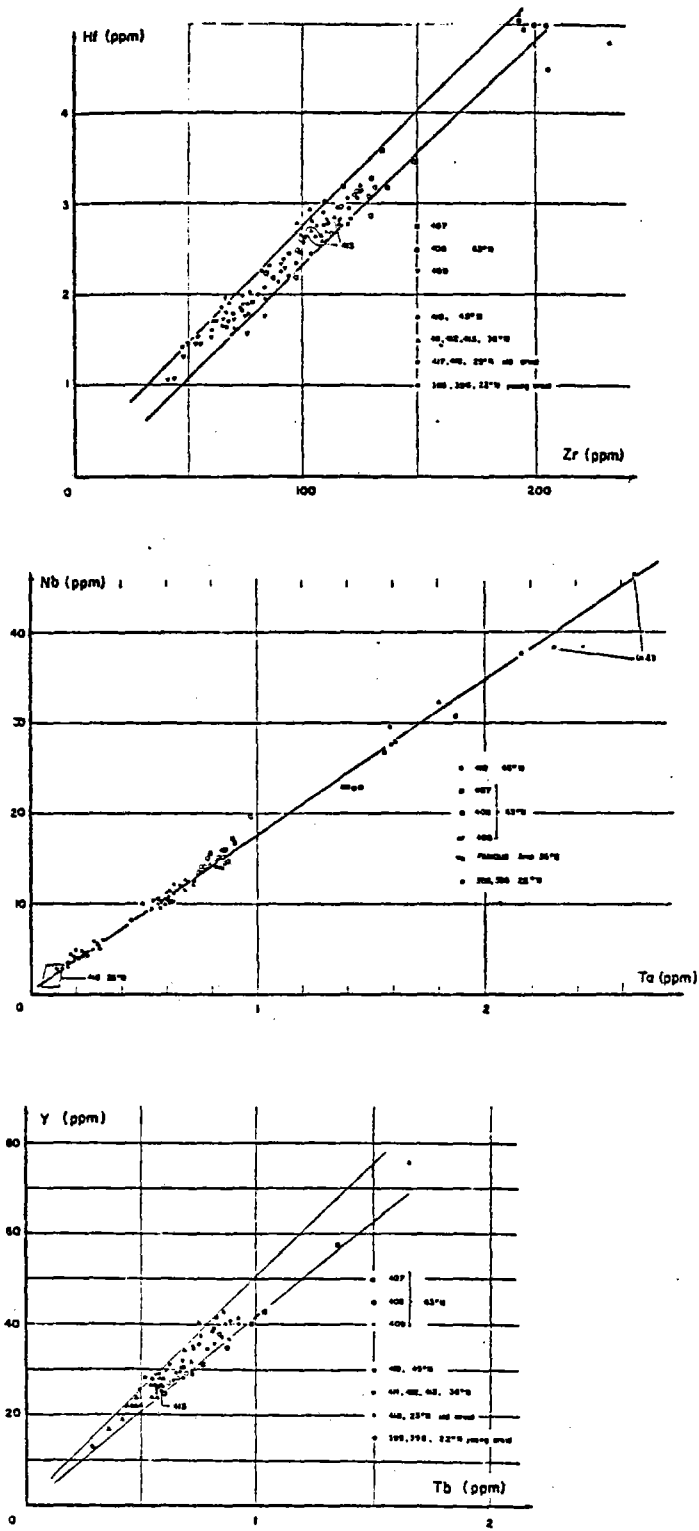


Figure 7: Absence de fractionnement ou fractionnement très faible de Y-Tb, Zr-Hf et Nb-Ta.

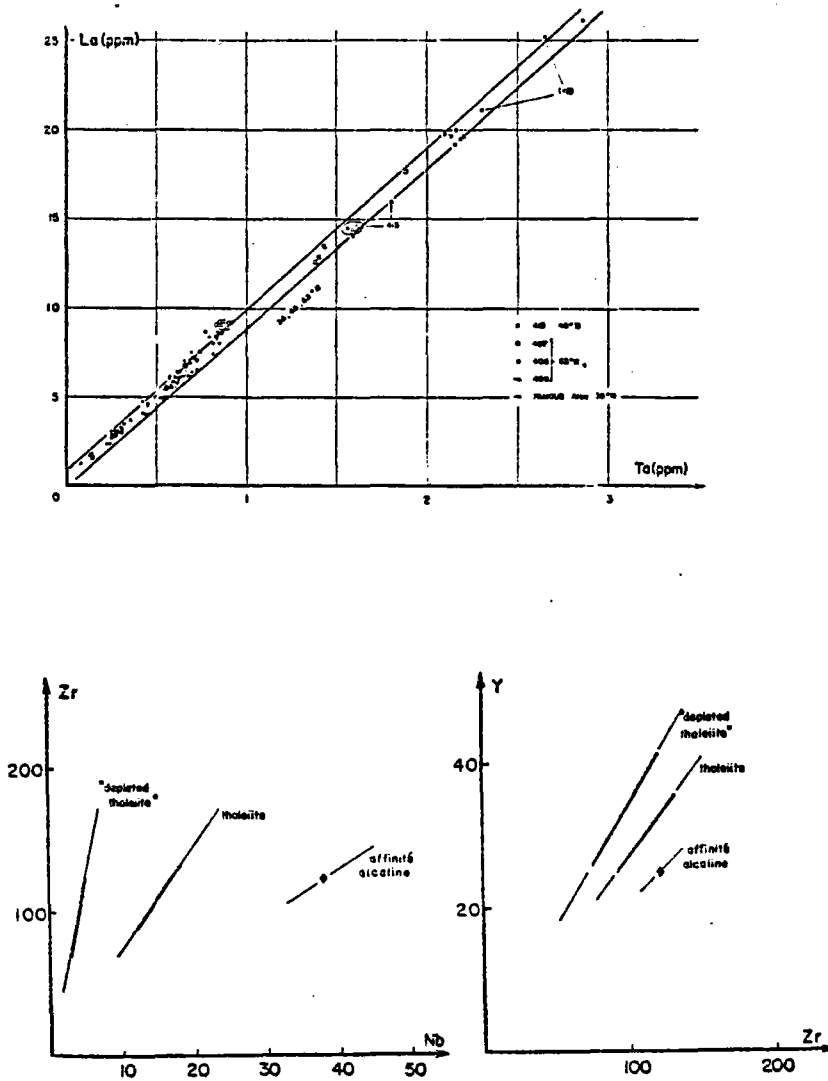


Figure 8: Fractionnement très faible La-Ta.
 La comparaison des trois séries basaltiques dans les diagrammes Zr-Nb et Y-Zr permet de classer la possibilité de fractionnement de Zr par rapport à Nb et Y. La série "depleted" tholéiite correspond au site 395, tholéiite au site 408 et affinité alcaline au site 410.

Le coefficient de partage global moyen est un paramètre qui définit la possibilité d'un élément de fractionner vis-à-vis d'un autre, et permet de prévoir qualitativement l'appauvrissement ou l'enrichissement d'un élément dans un liquide au cours d'un processus magmatique.

Pearce et Cann (1971) ont proposé un diagramme triangulaire Zr, Ti, Y se basant sur l'observation des données et non pas sur les propriétés de ces éléments. Erlank et Kable (1976) ont discuté le comportement de Zr et Nb. Treuil (1973) a travaillé sur le comportement de Hf, Ta et Th. Bougault et al. (1979) ont proposé une classification de ces éléments suivant leur affinité hygromagmaphile.

Pour avoir des renseignements sur la nature du matériau source des roches analysées (basaltes, tholéiites, ...) et sur les processus pétrogénétiques (fusion partielle et cristallisation fractionnée), on se propose d'introduire ces éléments hygromagmaphiles non Terres Rares dans un diagramme Terres Rares de Coryell et Masuda (1962-1963) ($\log C/ch = f(Z)$; C : concentration de l'élément dans l'échantillon ; ch : concentration du même élément dans chondrites et Z : n° atomique de l'élément) qui s'appellera diagramme de Coryell-Masuda "élargi". Mais avant tout, il faut trouver des valeurs de "normalisation" (concentration de référence dans les chondrites) pour ces éléments et ensuite chercher leur place parmi les Terres Rares.

D - VALEUR DE NORMALISATION

La valeur de normalisation pour chaque élément Terre Rare qui correspond à sa concentration dans les chondrites est en général une moyenne obtenue à partir de l'analyse de plusieurs chondrites différentes (Frey et al., 1968). Leur abondance varie de plus d'un facteur deux pour le même élément et dans la même chondrite. Ceci est dû à trois raisons essentielles qui sont :

- les faibles concentrations de ces éléments dans les chondrites.
- la précision analytique.
- la quantité d'échantillons disponibles pour les analyses.

Que faire alors en face de toutes ces difficultés ? On a eu l'idée de calculer les concentrations de normalisation de ces éléments avec l'hypothèse que ces éléments ont un comportement voisin de celui des Terres Rares. Cette idée ou cette méthode se déroule en deux étapes :

- 1ère étape : on prend un échantillon basaltique A pour lequel le diagramme Terres Rares est plat, c'est-à-dire que toutes les lanthanides de cet échantillon ont un rapport normé aux chondrites R_A constant ou à peu près constant. En tenant compte de l'hypothèse faite ci-dessus pour les éléments hygromagmaphiles, ces éléments devraient avoir le même rapport "normé aux chondrites" R_A . On peut alors déduire facilement la concentration de normalisation pour l'élément hygromagmaphile i à partir du rapport R_A .

$$R_A = \frac{C_{Ai}}{C_{hi}} \implies C_{hi} = \frac{C_{Ai}}{R_A}$$

C_{Ai} : concentration de l'élément hygromagmaphile i dans l'échantillon basaltique A.

C_{hi} : concentration de normalisation de l'élément hygromagmaphile i .

- 2ème étape : une fois qu'on a trouvé les valeurs C_{hi} , il faut vérifier si on trouve bien les mêmes valeurs de C_{hi} pour d'autres échantillons B, C, ..., pour lesquels les courbes Terres Rares sont également plates (échantillons pour lesquels les concentrations en Terres Rares sont différentes, donc des rapports R_A, R_B, R_C ..., différents). Il faut signaler tout de même que le nombre d'échantillons qui ont des courbes Terres Rares plates, avec des R différents est réduit (voir fig. 9 et tableau 2).

E - PLACE DES ELEMENTS HYGROMAGMAPHILES NON TERRES RARES PARMI LES TERRES RARES

Ayant trouvé les valeurs de normalisation des éléments hygromagmaphiles dans les chondrites, il faut pouvoir les placer dans le diagramme de Coryell-Masuda et trouver exactement la place qu'ils doivent occuper par rapport aux Terres Rares, ainsi on aura le diagramme "Terres Rares élargi" ou diagramme "Coryell-Masuda élargi". Pour se faire, on ne va pas considérer comme avant des distributions de Terres Rares plates ou à peu près plates, mais des diagrammes "enrichis" ou "appauvris" en Terres Rares légères. Prenons l'exemple d'un échantillon qui montre une distribution enrichie en Terres Rares légères. On calcule pour chaque élément non Terres Rares, le rapport R_i en se servant des valeurs de normalisation trouvées précédemment (voir tableau 2). A partir des valeurs de R_i ainsi trouvées, on cherche la position que doit occuper l'élément hygromagmaphile non Terres Rares parmi les Terres Rares (cf. fig. 10). Après, on procède à une vérification des positions des

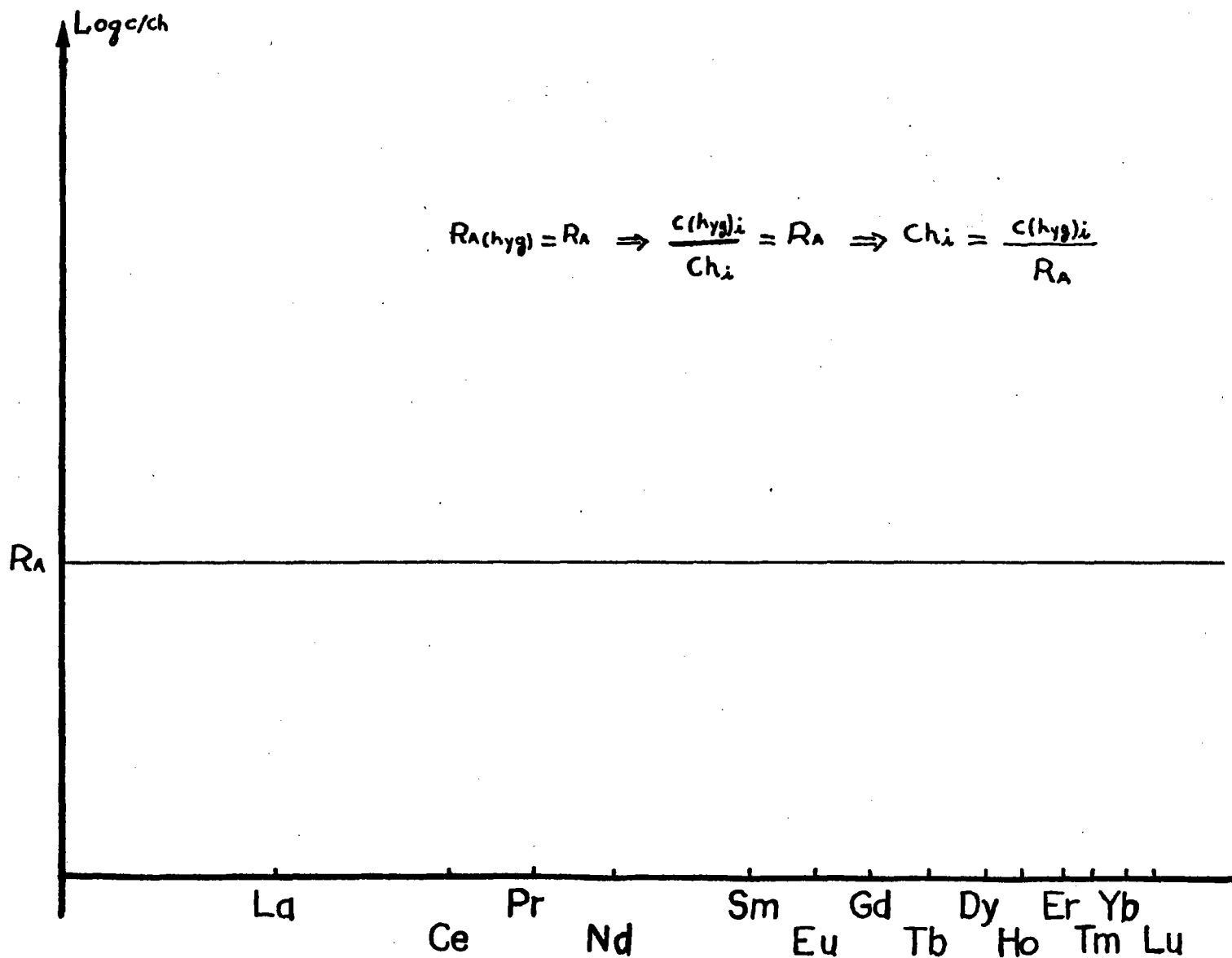


Figure 9: Détermination des valeurs de normalisation

Th	Ta	La	Nb	Ce	Pr	Nd	Zr	Hf	Sm	Ti
.028	.031	.315	.53	.81	.112	.60	5.13	.128	.19	460
Eu	Ga	Tb	Y	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	V
.072	.26	.047	2.16	.32	.07	.21	.03	.20	.032	22

Tableau 2: Valeurs de normalisation des éléments hygromagnaphiles terres rares et non terres rares.

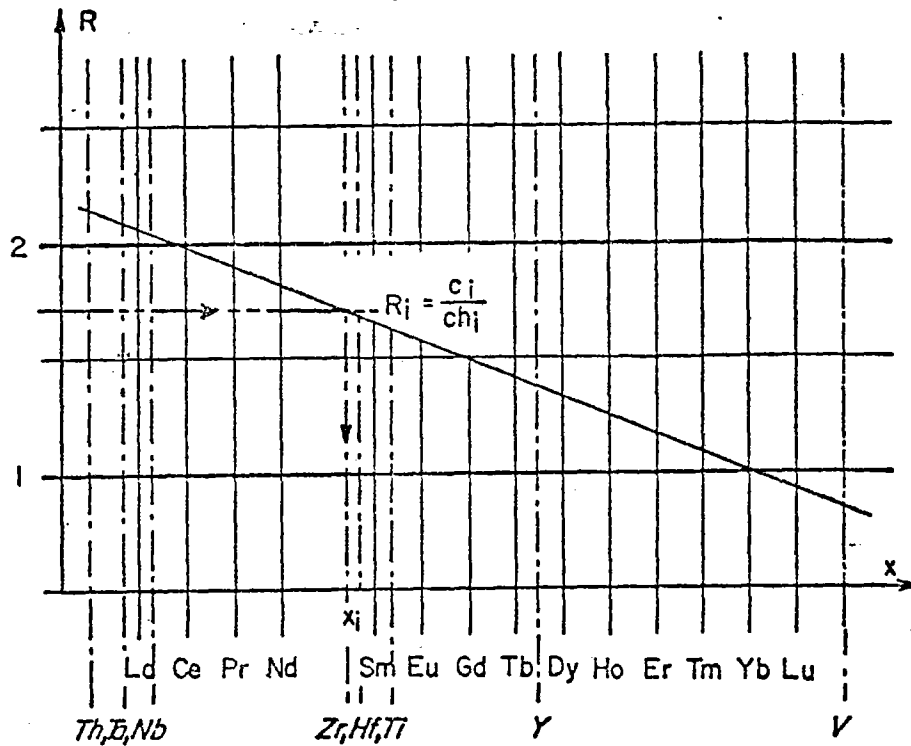


Figure 10 : Détermination de la "position" d'un élément hygromagnaphile non terre rare par rapport aux terres rares, en utilisant des concentrations normées.

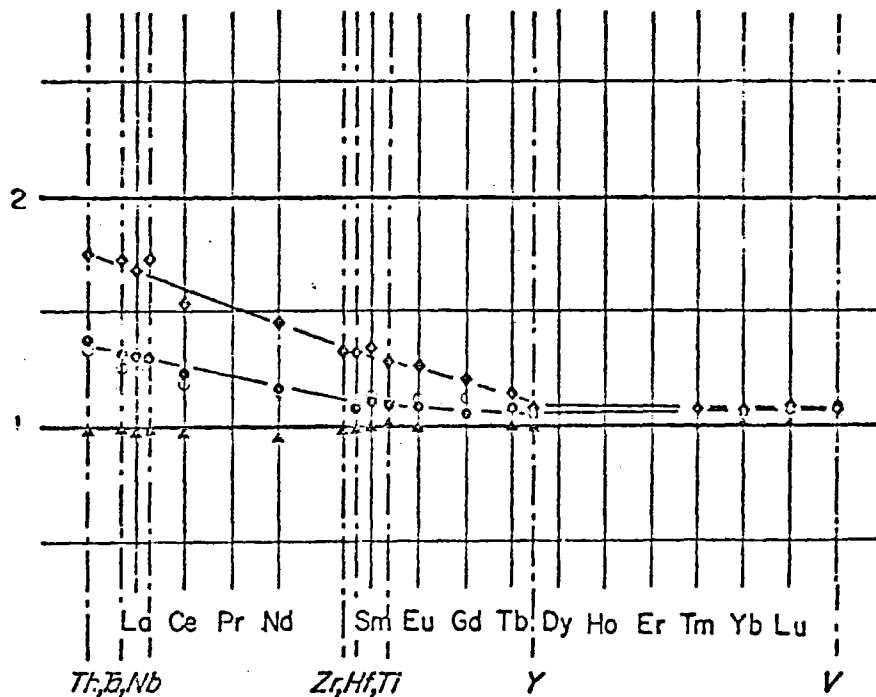


Figure 11 : Diagramme terres rares "élargi"; zone FAMOUS.
 ◆ forage 413, 3-1; ⊙ forage 411, 5-1; ○ forage 412, 15-1;
 ▲ forage 332B, 25-3.

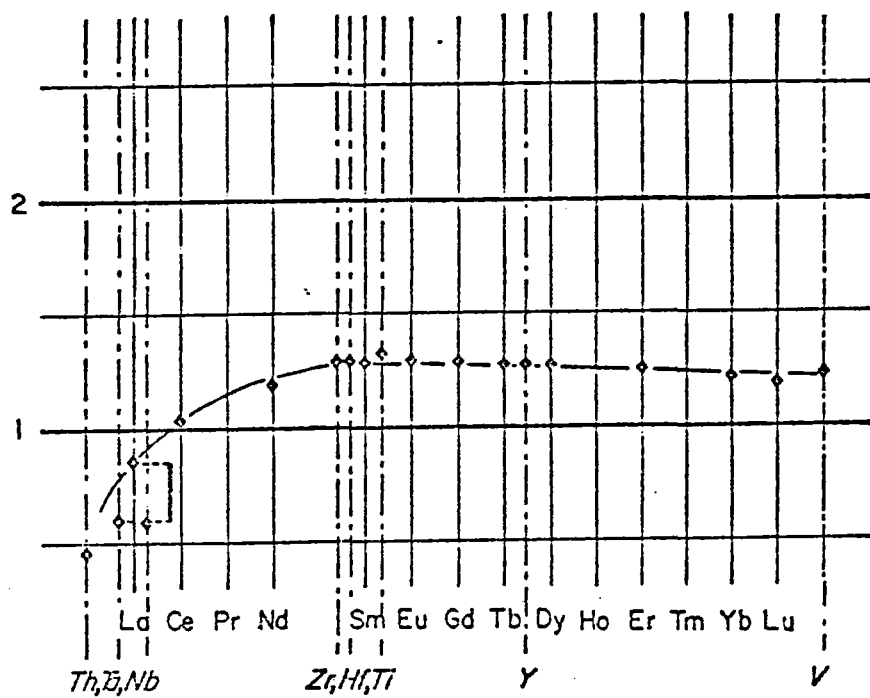


Figure 12: Diagramme terres rares "élargi"; 25°N, 110 millions d'années. Forage 417D.

différents éléments non Terres Rares en considérant des échantillons dont les courbes Terres Rares sont différentes, c'est-à-dire qu'elles soient enrichies ou appauvries en Terres Rares légères (fig. 11 et 12).

Les résultats obtenus à partir d'échantillons basaltiques (MARB) nous permettent d'affirmer que les éléments hygromagmaphiles non Terres Rares ont un comportement global identique à celui des Terres Rares. Sur l'axe des abscisses du diagramme de Cornyell-Masuda ont été rapporté les numéros atomiques (ou rayons ioniques) des éléments hygromagmaphiles Terres Rares, ce qui ne convient pas tellement bien avec les éléments hygromagmaphiles non Terres Rares; dire par exemple que le zirconium de numéro atomique 40 (ou de rayon ionique 0.79Å) a le même comportement que le samarium de numéro atomique 62 (ou de rayon ionique 0.96Å) paraît un peu abstrait. Il faut alors remplacer ce paramètre (numéro atomique ou rayon ionique) par un autre qui peut rendre mieux compte du classement obtenu.

F - CLASSEMENT THEORIQUE DES ELEMENTS HYGROMAGMAPHILES

Le paramètre qui va nous permettre de porter les éléments hygromagmaphiles (Terres Rares et non Terres Rares) sur l'axe des abscisses du diagramme Coryell-Masuda "élargi" est un paramètre qui tient compte de la notion d'incompatibilité (difficulté à rentrer dans une structure cristalline) et de la possibilité de formation de complexes dans le liquide, c'est le paramètre ϕ proposé par Treuil (1973) qui rend compte du partage des éléments et qui s'exprime sous la forme suivante (c'est une relation semi-empirique):

$$\phi = (a (\Delta R_i)^2 + 1) \frac{n}{R_i}$$

ΔR_i = différence entre rayon ionique de l'élément hygromagmaphile et rayon ionique de l'élément majeur substituable, il représente l'incompatibilité vis-à-vis d'une structure.

n = charge ionique de l'élément hygromagmaphile.

R = rayon ionique de l'élément hygromagmaphile.

$\frac{n}{R_i}$ = potentiel ionique, il représente l'affinité de l'élément hygromagmaphile pour le liquide, c'est-à-dire la possibilité de former un complexe dans le liquide.

a = paramètre définissant le "poids" relatif de l'incompatibilité par rapport à la possibilité de formation de complexe.

La valeur de "a" a été calculée à partir de plusieurs échantillons qui présentent des distributions Terres Rares plates ou enrichies en Terres légères et dans lesquelles un fractionnement La, Ta, Nb n'est pas observé. La valeur du rayon ionique du majeur substituable a été choisie égale à 0.68\AA (Fe^{++} et Mg^{++}) $\Rightarrow a = 11.07$.

On voit alors que ϕ nous permet une classification des éléments (fig. 10, tableau 3) relativement mieux que dans le cas où on ne tient compte que des numéros atomiques (ou rayons ioniques).

Avec cette nouvelle méthode on pourra visualiser le fractionnement des éléments hygromagmaphiles les uns par rapport aux autres. On va alors utiliser ce type de représentation pour voir dans quelle mesure Terres Rares et non Terres Rares fractionnent les uns par rapport aux autres dans deux contextes différents, à savoir un milieu océanique représenté par le bassin des Mariannes dans l'Ouest Pacifique et un milieu continental représenté par la Chaîne des Puys dans le Massif Central français.

NB : Dans le diagramme Coryell-Masuda "élargi", l'échelle des ordonnées est une échelle logarithmique : la valeur 1 correspond à $\log 10$ et 2 à $\log 100$.

	Th	La	Ta	Nb	Ce	Pr	Nd		
R	0.99	1.06	0.68	0.69	1.03	-	0.99		
n	4	3	5	5	3	3	3		
Φ	8.34	7.35	7.35	7.25	6.86	-	6.25		
	Zr	Hf	Sm	Ti	Eu	Gd	Tb		
R	0.79	0.79	0.96	0.68	0.95	0.94	0.92		
n	4	4	3	4	3	3	3		
Φ	5.74	5.74	5.83	5.88	5.71	5.56	5.34		
	Y	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	V	Sc
R	0.92	0.90	-	0.88	-	0.86	0.85	0.59	0.73
n	3	3	3	3	3	3	3	5	3
Φ	5.34	5.12	-	4.93	-	4.74	4.66	9.23	4.22

Tableau 3: Rayons ioniques (R), charge des ions (n), et valeurs du paramètre (Φ) pour l'ensemble des éléments hygromagmaphiles.

CHAPITRE III

APPLICATIONS AUX MARGES ACTIVES : LE SYSTEME DES MARIANNES (OUEST PACIFIQUE)

GENERALITES

La bordure ouest pacifique est un vaste domaine où sont installés plusieurs bassins marginaux, bassins qui se divisent en deux groupes :

1) *Un premier groupe* de bassins marginaux qui se trouvent actuellement sur la marge continentale du continent asiatique ; ils sont compris entre ce dernier et l'Océan Pacifique. Ces bassins sont alors installés entre le continent asiatique à l'Ouest et un archipel de type arc insulaire à l'Est duquel se développe l'Océan Pacifique ou plus précisément la Mer des Philippines.

2) *Un deuxième groupe* de bassins marginaux qui se situent plus à l'Est que les précédents, ces nouveaux bassins sont dans un domaine plus franchement océanique, ils forment l'ensemble des bassins de la Mer des Philippines (Marianne, Parece Vela, bassin Ouest Philippines) et les bassins du Pacifique méridional (Nouvelles-Hébrides, Fiji, Lau).

Parmi ces bassins marginaux, on distingue selon Karig (1971) des bassins marginaux actifs (bassins inter-arcs) comme ceux des Mariannes, des Nouvelles-Hébrides, de Lau, ... des bassins marginaux inactifs, à flux de chaleur élevé (Mer du Japon, Mer de Chine méridionale, bassin de Parece Vela) et bassins marginaux inactifs à flux de chaleur normal (bassin Ouest Philippines, Sud Fiji, Nouvelle-Calédonie).

La morphologie du fond des bassins marginaux est composée d'un ensemble de hauts fonds et de sillons qui sont plus ou moins parallèles à la bordure du continent asiatique et à la direction d'allongement des arcs insulaires, leur topographie peut changer longitudinalement.

Le fond de ces bassins est tapissé par des sédiments : silts, argiles, sédiments carbonatés, sédiments siliceux et sédiments détritiques (Mer du Japon, Skornyakova, 1960). Ces sédiments reposent sur une croûte typique-

ment océanique ou intermédiaire dont l'épaisseur peut varier très rapidement et peut montrer des passages relativement brusques d'aire à croûte continentale (au niveau des rides) à des secteurs à croûte océanique ou sub-océanique, ceci est une caractéristique des bassins marginaux (Blanchet, 1976).

Les bassins de la Mer des Philippines (bassin Ouest Philippines, bassin de Shikoku, bassin de Parece Vela et bassin des Mariannes) sont allongés suivant une direction Nord-Sud. Le bassin Ouest Philippines est considéré comme étant le bassin le plus vieux et le bassin des Mariannes comme étant le plus jeune et est même en cours de formation. Plusieurs hypothèses ont été émises à propos de l'origine du bassin Ouest Philippines (Karig, 1971 ; Uyeda et Ben Avraham, 1972 ; Londen, 1976 ; Erlandston et al., 1976 et Watts et al. 1977). La plupart des modèles proposés sont d'accord sur la formation de ce bassin à la manière des fonds océaniques pendant l'Eocène ou même pendant l'Oligocène. Les directions des linéations magnétiques (WNW - ESE) dans ce bassin nous donnent la direction de son développement. Par contre, les bassins les plus jeunes (bassin de Shikoku, bassin de Parece Vela et bassin des Mariannes) se sont étendus suivant une direction approximativement EW, parallèlement aux rides qui les séparent. L'ouverture des bassins de Shikoku et de Parece Vela a commencé de l'Oligocène supérieur jusqu'au Miocène moyen (Watts et Weissal, 1975 ; Kobayashi et Isezaki, 1976 ; Leg 58 et 59), alors que l'ouverture du bassin des Mariannes n'a commencé qu'après le Miocène et se poursuit actuellement (Karig, 1971).

Karig (1971) a émis l'hypothèse suivant laquelle ces bassins se sont formés au cours de deux processus d'ouverture épisodiques associés à la subduction de la plaque pacifique. Il suggère que l'ouverture du bassin des Mariannes s'est amorcée au Pliocène supérieur (≈ 3 M.a.B.P.), et c'est pourquoi la vitesse d'expansion est de l'ordre de 8cm/an. Une analyse des linéations magnétiques de la partie centrale de la dépression des Mariannes (Bibee, communication personnelle) montre une certaine corrélation des différents types d'anomalie d'ouverture, et suggère une vitesse d'expansion de 3cm/an. Si l'on tient compte de cette vitesse pour toute la largeur de la dépression des Mariannes, il faut suggérer que l'ouverture a commencé au Miocène supérieur ou au Pliocène inférieur (≈ 6 M.a.B.P.). L'âge le plus ancien du début d'ouverture donne un rapport âge/profondeur inférieur à celui estimé par Sclater et al. (1976).

Après ce grand tour d'horizon sur la partie ouest pacifique, on va faire une étude plus détaillée du système des Mariannes d'un point de vue pétrographique et surtout géochimique.

A - LE BASSIN MARGINAL INTER-ARC DES MARIANNES

Le système des Mariannes se trouve dans l'Ouest Pacifique. C'est un système complet de marge active, où l'on distingue:

- un bassin marginal actif : le bassin des Mariannes
- un arc insulaire actif : l'arc insulaire des Mariannes
- un fossé avant d'arriver à la plaque pacifique en subduction.

Ce système est limité à l'Est par le bassin de Parece Vela, à l'Ouest et au Nord par l'Océan Pacifique, et au Sud par la ride de Caroline. Il a fait l'objet de la campagne n° 60 du "Glomar Challenger" pour terminer le profil complet Est-Ouest déjà commencé par le Leg 59 dans la Mer des Philippines. A environ 18° de latitude Nord, dix-sept forages sur dix sites différents (fig. 13 et 14) ont été implantés suivant un profil Ouest-Est, et où on a pu distinguer selon les données de géophysique les différents domaines morphologiques caractéristiques d'une marge active. Ces sites ont été répartis comme suit :

- quatre sites dans le bassin marginal actif des Mariannes (sites 453 à 456)
- cinq sites sur l'arc insulaire des Mariannes, dans l'espace arc-fossé et dans le fossé (sites 457 à 461)
- un site sur la plaque pacifique (site 452).

On va procéder de la manière suivante pour chaque site étudié :

- donner sa position géographique
- description sommaire de la série sédimentaire
- donner l'âge des séquences sédimentaires et volcaniques, les types d'anomalies magnétiques rencontrées
- description des unités basaltiques
- descriptions pétrologique, minéralogique et géochimique des séquences basaltiques.

1) Le site 453

a - Généralités

Le site 453 (17°54.42'N, 143°40.95'E) se situe à 10 kilomètres à l'Est de la bordure Est de la ride Ouest des Mariannes, dans une dépression

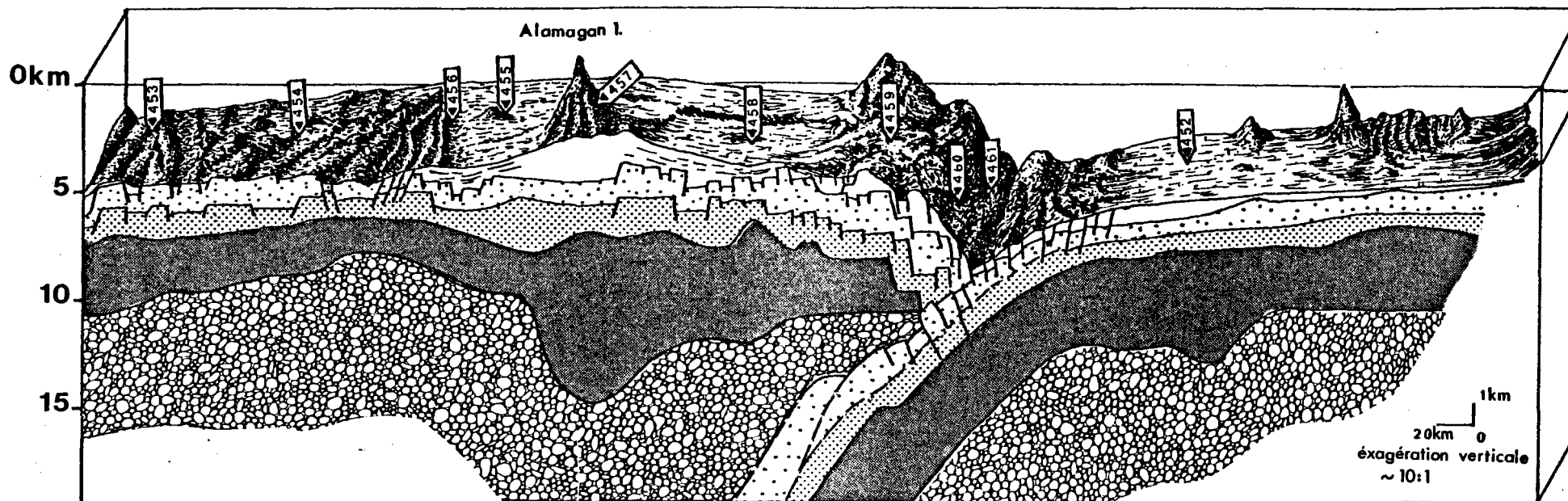


Figure 14: Coupe schématique de la marge active des Mariannes, d'après Hussong (op.cit.).

- Sédiments
- ⋯ Couche 2a (3.0-4.5 km/sec)
- ▨ Couche 2b (4.5-5.5 km/sec)
- Couche 3 (5.5-7.4 km/sec)
- ⦿ Manteau (>8.0 km/sec)

sédimentaire qui fait à peu près 20 kilomètres de long sur 3 à 4 kilomètres de large, qui a une direction de 30°. Ce site est à environ 120 kilomètres de l'axe apparent de l'ouverture du bassin des Mariannes.

Dans le bassin des Mariannes, les anomalies magnétiques ont une direction NS et une amplitude de 200 gammas. Les profils magnétiques obtenus par le "Glomar Challenger" montrent que le site 453 est situé sur l'anomalie 4, ce qui donne un âge de la croûte océanique à cet endroit de l'ordre de 8 M.a. L'épaisseur de la croûte océanique dans cette zone est de 5,5 kilomètres.

Au cours de ce forage, 605 mètres de sédiments et roches magmatiques ont été pénétrés : 455,5 mètres de sédiments et 149,5 mètres de brèches magmatiques hétérogènes (114 m) et de gabbro-cataclastique et de serpentinite tectonisée (35,5 m).

La valeur du flux de chaleur mesurée à une profondeur de 75,5 mètres est de 2,4 HFU.

Les nannofossiles abondants et les rares radiolaires rencontrés dans les sédiments prouvent que la sédimentation a commencé à partir du Pliocène inférieur (5.6 M.a.) et s'est arrêtée au Pleistocène supérieur (0.9 M.a.) (voir D.S.D.P. initial report, Leg 60). L'âge des sédiments donné par le paléomagnétisme (5.4 M.a.) est en parfait accord avec celui donné par la paléontologie (5 M.a.). Il est donc très raisonnable de conclure de ces données que l'ouverture du bassin des Mariannes a commencé bien avant le Pliocène inférieur (5 M.a.).

Les sédiments rencontrés dans ce site sont des boues, des silts et des sables qui ont une origine principalement volcanique. Ces sédiments ne sont pas lités dans les premiers 120 mètres, semi-lités entre 120 et 290 mètres et bien lités au-dessous de 290 mètres. Les sédiments sont hémipélagiques où l'on distingue plusieurs cycles de lits bioturbés et de lits non-bioturbés. Les couches non-bioturbées ont été déposées par des courants de turbidité provenant des sommets topographiques environnants et sont interrompus par des périodes de dépôts pélagiques ou hémipélagiques durant lesquelles sont intervenus des bioturbations importantes.

La source du matériel volcanoclastique est probablement l'arc insulaire des Mariannes et non pas la ride Ouest des Mariannes parce que l'activité volcanique de cette dernière était terminée au Pliocène inférieur (D.S.D.P. initial report, Leg 59, site 451). La diminution de la vitesse de

sédimentation du site 453 au Pléistocène inférieur peut être due soit à une diminution de l'activité volcanique de l'arc insulaire des Mariannes, soit à un éloignement du site par rapport à l'arc, soit à la combinaison de ces deux phénomènes.

b. - Les roches magmatiques et métamorphiques

Sous les séries sédimentaires, les roches trouvées sont :

1) des brèches hétérogènes constituées principalement de fragments angulaires de gabbros, de méta-gabbros et de quelques basaltes. Cette série couvre 85,5 m d'épaisseur.

2) des brèches hétérogènes constituées essentiellement de débris méta-volcaniques atteignant 31,5 m de puissance.

3) une série constituée de serpentinite très tectonisée, de nori-te et de gabbro cataclastiques. Son épaisseur est de 35,5 m.

Beaucoup de fragments gabbroïques et basaltiques renferment des assemblages minéralogiques (stilpnomélane/biotite, hercynite/pléonaste, lawsonite, prehnite-pumpellyite) associés généralement à un métamorphisme de fort degré qui ne se manifeste pas ici dans la minéralogie de la matrice reliant les débris bréchifiés. Certains de ces fragments montrent des textures tectoniques que l'on ne retrouve pas dans la matrice. Ceci suggère que ces fragments ont subi des déformations internes et un métamorphisme sous des températures et pressions élevées (faciès schiste vert à faciès d'amphibole à épidote) avant leur incorporation dans la matrice, cette dernière a été soumise à des conditions de métamorphisme plus faibles que celles qui ont affecté les fragments (faciès zéolitique à faciès schiste vert).

c - Minéralogie et éléments majeurs

Dans ce site on ne disposait que de quatre échantillons qu'on a étudiés au microscope polarisant et dans lesquels ont été analysées les teneurs en éléments majeurs par la méthode de spectrométrie de fluorescence X. Cette étude nous a permis de les classer parmi les gabbros. Leur description pétrographique et minéralogique sommaire est la suivante :

- 453 53-3 44-47 : dans cet échantillon on trouve des plagioclases très abondants, des olivines et des clinopyroxènes. C'est un gabbro assez frais à grain grossier.

- 453 53-5 77-88 : beaucoup d'olivine, les plagioclases sont moins abondants que dans l'échantillon précédent, tandis que les pyroxènes sont plus nombreux. Dans cet échantillon existent également quelques minéraux opaques (Ilménite ?). C'est un gabbro peu altéré.

- 453 55-1 36-48 : on retrouve les mêmes minéraux que dans l'échantillon précédent : olivines, plagioclases, clinopyroxènes et minéraux opaques, mais il faut signaler que les olivines sont moins abondantes et les pyroxènes sont en très fort pourcentage, et de taille plus grande. Il s'agit là aussi d'un gabbro à olivine, plagioclase et clinopyroxène.

- 453 55-4 118-123 : les plagioclases sont abondants et de grande taille. Les autres minéraux présents sont : pyroxène, amphibole, spinelle verte (type hercynite ?) et chlorite. C'est un gabbro qui est très différent des précédents, il a été soumis à de fortes conditions de métamorphisme (amphibole et chlorite). Ces derniers minéraux sont concentrés dans la matrice reliant les phénocristaux de plagioclase.

Tous ces échantillons (voir tableau n° 4) ont des teneurs faibles en SiO_2 (43,60 à 45,35 %), mais par contre des concentrations élevées en Al_2O_3 (19,38 à 28,99 %), en CaO (13,38 à 18,59 %) et en MgO (8,90 à 10,81 %), sauf pour l'échantillon 453,55-4,118-123 qui a une teneur en MgO = 6,64 %. Ceci vient donc confirmer les observations au microscope pour classer ces échantillons dans le groupe des gabbros.

Pour l'échantillon 453,55-4,118-123, sa forte teneur en Al_2O_3 est vraisemblablement due à la grande abondance des plagioclases et à la présence de spinelle verte (hercynite ?) et la faible concentration en MgO (6,64 %) à l'absence de l'olivine.

2) Le site 454

a - généralités

Le site 454 est situé à $18^\circ 00.78'N$, $144^\circ 31.92'E$ (cf fig. 13). Il se trouve au centre d'une dépression sédimentaire large de 2 km et longue de 5 km qui est allongée suivant une direction N-S, et qui se trouve à 3815,5 m de profondeur. Le site est à environ 28 km à l'Ouest de l'axe d'ouverture du bassin des Mariannes.

	453 53-3 44-47	453 53-5 77-88	453 55-1 36-48	453 55-4 118-123
SiO ₂	44.64	45-35	45-35	43.62
TiO ₂	0.14	0.17	0.23	0.05
Al ₂ O ₃	19.86	19.64	19.38	28.99
Fe ₂ O ₃	7.36	5.87	5.75	6.32
MnO	0.118	0.101		0.113
MgO	10.81	9.03	8.90	6.64
CaO	16.13	18.25	18.59	13.38
Na ₂ O	0.64	0.52	0.65	0.71
K ₂ O	0.20	0.11	0.23	0.62
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.03	0.03
P.F. _{110°C}	0.32	0.23	0.32	0.34
P.F. _{1050°C}	2.02	1.98	2.07	2.94
Total	99.94	99.07	99.11	100.4

Tableau 4: Teneurs des éléments majeurs(en%)
des échantillons du site 453.

Deux forages ont été effectués sur ce site : le forage 454 et le forage 454 A. Dans le premier, 38,5 m de sédiments pélagiques du Pléistocène supérieur et d'Holocène ont été pénétrés, alors que dans le deuxième, on a atteint 171,5 m de sédiments hémipélagiques et de basaltes qui forment deux unités stratigraphiques (cf D.S.D.P., initial report, Leg 60).

Les profils magnétiques indiquent que le site 454 est situé sur une anomalie négative comprise entre les anomalies (1) et (2) donnant ainsi un âge de la croûte compris entre 1,2 et 1,6 M.A., cet âge est similaire à celui donné par les études paléontologiques des sédiments et qui est de l'ordre de 0,9 à 1,6 M.A.

Le flux de chaleur dans ce site est extrêmement faible, il ne dépasse pas la valeur de 0,06 HFU. Ceci est sans doute le résultat de la grande perméabilité à l'eau des roches du socle.

Si l'on considère comme âge du site les deux valeurs 1,2 M.A. et 1,6 M.A., la vitesse d'ouverture du bassin des Mariannes aura une valeur de l'ordre de 1,8 à 2,3 cm/an.

La grande diminution du taux d'accumulation pendant le Pléistocène supérieur et l'Holocène (150-250 m/M.A. au Pléistocène inférieur et 10-15 m/M.A. au Pléistocène supérieur - Holocène) est la conséquence de l'éloignement de l'arc volcanique par rapport au site et/ou la conséquence de la diminution de l'activité volcanique de l'arc insulaire.

b - les unités basaltiques

Ces unités n'ont été rencontrées que dans le forage 454 A, à partir de 67 m de profondeur et jusqu'à 171,5 m (base du puits). On a pu distinguer de bas en haut cinq unités basaltiques :

- des coulées massives de basaltes aphyriques ou microphyriques (olivine et/ou plagioclase).

- des fragments de basaltes à grains fins qui atteignent plus de 10 m d'épaisseur.

- des coulées de laves en coussins (pillow lavas) qui ont une épaisseur allant de 0,5 m à quelques mètres. Ces coulées de laves sont interstratifiées par des argiles silteuses.

- des coulées de basaltes massifs renfermant des phénocristaux d'olivine dispersés. Ces basaltes sont très vésiculaires.

- des fragments de "pillow" sur lesquels viennent se déposer les premiers sédiments.

c - minéralogie et composition chimique

- minéralogie

Dans les unités basaltiques, onze échantillons ont été étudiés au microscope polarisant, cette étude a permis de distinguer deux types de laves : des laves aphyriques et des laves porphyriques. Leur paragenèse est la suivante :

- 454, 5-1, 38-40 et 454, 5-3, 52-54 : ce sont des basaltes aphyriques et vacuolaires. Les minéraux présents dans la mésostase sont : olivines, pyroxènes et plagioclases. Ils sont noyés dans un verre altéré.

- 454, 5-4, 50-52 : c'est un basalte porphyrique à phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène. Dans la mésostase on note la présence d'olivine, plagioclase, clinopyroxène, magnétite et de spinelle. Le verre de cet échantillon est altéré.

- 454, 6-cc, 16-18 : c'est un basalte aphyrique altéré où l'on distingue dans la mésostase les minéraux suivants : plagioclases, clinopyroxènes, olivines et quelques magnétites.

- 454, 8-1, 35-37 : c'est un basalte porphyrique à phénocristaux d'olivine ($\approx 10\%$). Ces minéraux sont noyés dans un verre en voie de devritification où l'on distingue la présence de quelques petits cubes de spinelle chromifère brune ($\approx 0,1\%$).

- 454, 10-1, 58-60 ; 454, 11-1, 78-80 ; 454, 11-2, 41-43 et 454, 12-1, 88-90 : ce sont des basaltes aphyriques vacuolaires dont la mésostase est constituée de minéraux de plagioclase, de clinopyroxène, de quelques olivines et de magnétite. La pâte vitreuse est là aussi altérée.

- 454, 14-1, 12-14 : c'est un basalte porphyrique, vacuolaire et altéré. Les minéraux présents sont : quelques rares phénocristaux d'olivine, de plagioclase et de pyroxène. Dans la mésostase, on retrouve les mêmes minéraux.

- 454, 16-1, 138-141 : c'est un basalte porphyrique et vacuolaire. Les minéraux présents en phénocristaux sont : olivine ($\approx 10-15\%$) et quelques rares octaèdres de spinelle chromifère. Le verre commençant à se dévitrifier en feldspath. Cet échantillon est pratiquement identique à l'échantillon 454, 8-1, 35-37, mais à un niveau de recristallisation plus avancé.

- composition chimique (éléments majeurs) :

Les analyses chimiques (par spectrométrie de fluorescence X) et les normes C.I.P.W. (tableau n° 5) montrent que ces laves ont des compositions relativement voisines. Toutes les laves du forage 454 sont basaltiques. Le calcul de leurs normes en supposant $Fe_2O_3 = 1,5\%$, montre qu'elles contiennent dans la plupart des cas une association normative à olivine-hypersthène (5 échantillons) ou à hypersthène avec très peu de quartz (3 échantillons). La présence de quartz normatif en pourcentage important ($12,15\%$) dans le cas de l'échantillon 454, 10-1, 58-60 semble être due à une sous-estimation de Na_2O ($0,52\%$), et celle de la néphéline normative dans l'échantillon 454, 5-3, 52-54 ($2,63\%$) à une sur-estimation de CaO ($15,99\%$).

L'échantillon porphyrique 454, 5-4, 50-52 qui contient plusieurs phénocristaux d'olivine est très enrichi en MgO et appauvri en SiO_2 et en Al_2O_3 par rapport aux autres échantillons. En dehors de ces variations, les concentrations en SiO_2 , les faibles teneurs en K_2O ($0,09\% - 0,4\%$), les valeurs en TiO_2 situées autour de 1% et la variation du rapport FeO/MgO en fonction de SiO_2 , indiquent que les laves du forage 454 ont un caractère de basaltes tholéitiques et qu'elles appartiennent au groupe de basaltes type MORB ("mid-oceanic ridge basalt").

Du point de vue pétrographique, on a pu distinguer deux types de laves du site 454 : des échantillons vitreux contenant seulement des phénocristaux d'olivine et des petits octaèdres de spinelle brune (454, 8-1 ; 454, 16-1), et des basaltes peu à bien cristallisés avec des plagioclases, des pyroxènes et des olivines dans la matrice ; la magnétite est toujours présente dans la pâte et occasionnellement en phénocristaux.

	454 5-1 38-40	454 5-3 52-54	454 5-4 50-52	454 6-cc 16-18	454 8-1 35-37	454 10-1 58-60	454 11-1 78-80	454 11-2 41-43	454 12-1 88-90	454 14-1 12-14	454 16-1 138-141
SiO ₂	50.96	48.92	48.24	50.72	49.84	52.38	51.26	51.15	51.90	50.60	50.59
TiO ₂	1.00	0.96	0.83	0.94	0.89	1.00	0.96	1.06	1.02	1.23	1.11
Al ₂ O ₃	17.59	16.38	14.07	17.07	15.62	16.97	15.91	15.43	17.36	15.35	15.61
Fe ₂ O ₃	8.12	7.70	8.74	8.35	8.77	8.28	8.28	9.30	8.16	8.98	9.46
MnO	0.125	0.112	0.116	0.116	0.114	0.138	0.125	0.150	0.120	0.148	0.157
MgO	6.20	7.27	14.05	8.24	10.71	6.75	7.53	7.28	6.71	7.23	9.48
CaO	13.45	15.99	10.59	12.46	11.81	12.10	12.04	11.46	11.87	11.16	10.50
Na ₂ O	2.91	2.41	2.04	2.50	2.19	0.52	2.38	2.32	2.41	2.69	2.48
K ₂ O	0.32	0.16	0.14	0.09	0.26	0.39	0.25	0.33	0.37	0.56	0.48
P ₂ O ₅	0.13	0.13	0.11	0.11	0.13	0.14	0.13	0.14	0.14	0.16	0.14
Total	100.81	100.03	98.60	100.6	100.28	98.67	98.87	98.62	100.06	98.11	99.96
P.F.110°	1.09	0.99	0.95	1.20	0.23	0.23			1.53		0.54
P.F.1050°	1.27	3.95	1.50		0.98	1.98			1.56		0.63
Q						12.15	1.91	2.26	2.54		
or	1.89	0.95	0.84	0.53	1.54	2.35	1.47	1.99	2.20		2.86
cb	24.58	16.39	17.57	21.16	18.60	4.49	20.04	20.05	20.51		21.15
cn	33.94	33.60	29.35	35.12	32.15	43.70	36.12	31.39	35.68		30.30
ne		2.63									
di	wo	13.29	18.92	9.77	10.86	10.77	6.94	9.02	10.76	9.45	9.79
	en	8.15	12.38	6.99	7.09	7.32	4.32	5.80	6.51	5.93	5.69
	fs	4.38	5.22	1.91	3.02	2.61	2.20	2.62	3.66	2.95	2.50
en	3.11		9.32	10.46	10.07	12.83	12.91	12.01	10.88		13.07
fs	1.61		2.55	4.46	3.59	6.53	5.83	6.75	5.41		5.75
fo	2.91	4.08	13.53	2.10	6.57						3.53
fa	1.72	1.90	4.08	0.99	2.58						1.71
mt	2.17	2.19	2.21	2.18	2.18	2.22	2.17	2.22	2.19		2.19
il	1.90	1.83	1.61	1.79	1.70	1.94	1.82	2.06	1.95		2.13
ap	0.31	0.31	0.37	0.26	0.31	0.34	0.31	0.34	0.33		0.33
S.l.	36.75	43.07	58.02	44.62	50.61	44.28	42.68	39.46	39.58		44.90
D.l.	26.46	19.57	18.41	21.69	20.14	18.99	23.42	24.31	25.25		24.01

Tableau 5: Eléments majeurs(en %) et normes C.I.P.W. des échantillons du forage 454.
Les normes sont calculées en considérant Fe₂O₃=1,5%. (Le fer total est exprimé sous forme de Fe₂O₃).

Certains minéraux de quelques échantillons du site 454 ont fait l'objet d'une étude à la microsonde (microsonde OUEST, CAMEBAX) pour déterminer leur composition et obtenir des informations sur la nature de la lave.

d - spinelle, olivine, verre tholéitique (échantillon 454, 8-1, 35-37)

L'échantillon 454, 8-1, 35-37 contient 10 % de phénocristaux d'olivine idiomorphe et 0,1 % de spinelle brune octaédrique qui ont une taille de l'ordre de 10μ , ces deux minéraux sont dispersés dans un verre frais, brun et homogène. Quelques phénocristaux d'olivine contiennent des inclusions vitreuses dont la taille est supérieure à 200μ .

- Les spinelles (tableau n° 6) ont une composition relativement constante, 43,8 % à 50,5 % de $(Mg, Fe) Cr_2O_4$; 41,9 % à 47,4 % de $(Mg, Fe) Al_2O_4$ et 6,1 % à 9,0 % de $(Mg, Fe) Fe_2^{3+}O_4$. Leur rapport Mg/Fe^{2+} est de l'ordre de 2,2 (2,07 à 2,42) ; ainsi la magnésiochromite est le constituant le plus important de ces spinelles. Leur tendance fréquente à former des inclusions idiomorphiques dans les phénocristaux d'olivine montre qu'elles représentent la phase au liquidus des magmas tholéitiques du site 454.

- Les compositions des olivines (tableau n° 7) sont remarquablement constantes, 89 à 91% de forstérite et aucune zonalité dans leur composition n'a été discernée dans les limites de précision de la microsonde. Les températures d'équilibre possibles de ces compositions aussi bien dans la roche totale que dans le verre de la matrice ont été calculées par la méthode de Leeman et Scheigger (1977) : elles varient d'une manière assez régulière de $1100^\circ C$ à $1300^\circ C$; par conséquent les phénocristaux d'olivine peuvent être considérés comme des produits de cristallisation à l'équilibre des laves.

- Les verres : la composition en éléments majeurs et les normes C.I.P.W. des verres sont dressées dans le tableau n° 8. Ces analyses nous montrent que le verre de la matrice se caractérise par une grande homogénéité, sa composition est celle d'une tholéiite à quartz normatif, et elle diffère peu de la composition de la roche totale (excepté MgO qui diminue dans le verre) ; elle est très similaire à la composition des basaltes les

454,8-1,35-37					
	1	2	3	4	5
SiO ₂	0.09	0.00	0.10	0.10	0.34
TiO ₂	0.48	0.42	0.40	0.41	0.46
Al ₂ O ₃	26.56	25.58	25.62	26.92	23.05
Cr ₂ O ₃	36.76	39.29	39.77	39.25	41.47
Fe ₂ O ₃	7.93	6.97	5.91	5.42	6.59
FeO	12.27	12.71	13.06	11.91	12.58
MnO	0.28	0.15	0.14	0.04	0.07
MgO	15.75	15.50	15.16	16.15	15.14
CaO	0.00	0.14	0.01	0.00	0.01
Na ₂ O	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	100.06	100.76	100.17	100.30	99.79
Si	0.022	0.000	0.025	0.023	0.083
Ti	0.086	0.075	0.072	0.073	0.084
Al	7.456	7.181	7.232	7.506	6.586
Cr	6.923	7.401	7.531	7.361	7.949
Fe ³⁺	1.422	1.250	1.065	0.964	1.202
Fe ²⁺	2.445	2.532	2.617	2.356	2.551
Mn	0.037	0.031	0.029	0.009	0.015
Mg	5.590	5.503	5.413	5.698	5.471
Ca	0.000	0.036	0.003	0.000	0.021
Na	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002

Tableau 6: Analyses à la microsonde des spinelles calculées sur 32 oxygènes de l'échantillon 454,8-1,35-37.

454,8-1,35-37								
	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	40.54	41.04	40.63	41.16	40.64	41.04	40.64	40.81
TiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	0.03	0.04	0.10	0.00	0.08	0.04	0.02	0.01
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.06
FeO*	9.73	9.70	10.20	10.19	10.48	9.70	8.95	9.29
MnO	0.03	0.26	0.18	0.14	0.11	0.27	0.16	0.03
MgO	48.49	48.89	48.83	48.59	49.11	49.73	49.63	48.90
CaO	0.19	0.32	0.30	0.27	0.26	0.25	0.27	0.35
Na ₂ O	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00
Total	99.04	100.25	100.25	100.35	100.7	101.15	99.70	99.46
Si	1.002	1.002	0.995	1.006	0.992	0.995	0.996	1.003
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.001	0.001	0.003	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001
Fe	0.201	0.196	0.209	0.208	0.214	0.197	0.184	0.191
Mn	0.001	0.006	0.004	0.003	0.002	0.006	0.003	0.001
Mg	1.786	1.780	1.783	1.770	1.788	1.797	1.812	1.791
Ca	0.005	0.008	0.008	0.007	0.007	0.006	0.007	0.009
Na	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Fo %	89.85	89.74	89.34	89.34	89.21	89.88	90.66	90.33

Tableau 7: Analyses à la microsonde des olivines calculées sur 4 oxygènes de l'échantillon 454,8-1,35-37. (6: coeur d'un phénocrystal ($\phi=100\mu$); 7 à 10: zonation d'un phénocrystal ($\phi=200\mu$) depuis son coeur vers sa périphérie; 11 à 13: zonation d'un phénocrystal ($\phi=100\mu$) depuis son coeur vers sa périphérie). FeO : fer total exprimé en FeO.

454,8-1,35-37

	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	48.97	49.28	48.92	51.95	50.12	51.03	51.82
TiO ₂	0.85	0.97	0.90	0.88	0.98	0.96	0.99
Al ₂ O ₃	16.41	16.52	16.47	18.25	18.23	18.55	19.77
Cr ₂ O ₃	0.04	0.02	0.07	0.00	0.08	0.10	0.00
FeO *	7.19	6.93	6.98	6.88	6.36	6.21	5.48
MnO	0.20	0.12	0.05	0.14	0.19	0.10	0.10
MgO	9.35	9.26	9.36	6.81	4.28	3.76	2.72
CaO	13.50	12.99	12.96	9.87	13.35	12.95	13.13
Na ₂ O	0.86	0.70	0.41	1.85	2.25	2.23	2.71
K ₂ O	0.19	0.13	0.17	0.24	0.15	0.23	0.30
P ₂ O ₅	0.32	0.39	0.32	0.15	0.29	0.26	0.42
Total	97.88	97.31	96.61	97.02	96.28	96.38	97.44
Q	2.79	5.25	6.00	7.67	4.87	6.84	6.48
or	1.15	0.79	1.04	1.46	0.92	1.41	1.82
cb	7.42	6.08	3.59	16.10	19.75	19.56	23.48
an	41.18	42.64	44.05	41.97	40.69	41.41	41.90
di	wo	10.44	8.71	8.46	3.09	10.89	9.79
	en	7.07	6.02	5.84	1.98	6.37	5.12
	fs	2.57	1.99	1.94	0.96	4.00	3.76
en	16.68	17.64	18.26	15.47	4.69	4.11	1.82
fs	6.07	5.84	6.05	7.04	2.95	2.76	1.32
mt	2.22	2.23	2.25	2.24	2.26	2.26	2.23
il	1.65	1.89	1.77	1.72	1.93	1.89	1.93
ap	0.77	0.95	0.78	0.37	0.71	0.64	1.02
S.l.	52.53	54.03	55.13	42.78	32.35	30.01	24.03
D.l.	11.36	12.11	10.62	25.23	25.54	27.81	31.78

Tableau 8: Analyses et normes C.I.P.W. représentatives des verres de l'échantillon 454,8-1,35-37. (14 à 17: verre de la matrice; 18 à 20: inclusions vitreuses dans les olivines (18: coeur; 20: périphérie)).

plus évolués du forage 454, qui peuvent ainsi être considérés comme dérivés de magma similaire à celui de l'échantillon 454, 8-1 par fractionnement à environ 10 % de phénocristaux d'olivine.

Les inclusions vitreuses dans les olivines (analyses 18 à 20 du tableau n° 8) montrent un gradient de composition qui augmente systématiquement pour SiO_2 et Al_2O_3 en allant du coeur de l'inclusion vers sa périphérie et qui diminue pour FeO et MgO . Ceci indique qu'au moment du refroidissement, l'olivine cristallisait encore aux dépens de ses inclusions vitreuses, et la teneur en MgO se trouve remarquablement diminuée.

e - Plagioclases et pyroxènes (échantillon 454, 11-2, 41-43)

Dans la matrice de cet échantillon, les cristaux de plagioclases ont une composition qui varie du labrador (An_{67}) à la bytownite (An_{75}) ; un phénocristal de plagioclase de 400μ de diamètre montre une zonation type normale : An_{63} au centre du minéral et An_{50} à sa périphérie.

Le tableau n° 9 présente quelques analyses de clinopyroxènes. Dans le diagramme $\text{Ca} - \text{Mg} - (\text{Fe} + \text{Mn})$ (fig. n° 15), les phénocristaux se situent autour de la limite augite-salite à proximité du champ de la diopside. Les microlites ont une composition moins calcique que les phénocristaux et sont plus riches en fer (augite).

Les pyroxènes ont des concentrations élevées en Al_2O_3 (4 à 7 %) et des teneurs modérées en TiO_2 (1,2 à 1,6 %), comme beaucoup de pyroxènes des magmas type MORB (Muir et Tilley, 1964 ; Mevel *et al.*, 1979).

3) *Le site 456*

a - Généralités

Sur ce site, deux forages ont été réalisés : le 456 à $17^\circ 54.68'N$, $145^\circ 10.78'E$ et le 456 A à $17^\circ 54.71'N$, $145^\circ 10.88'E$, distants l'un de l'autre de 200 m.

Les profils magnétiques effectués par le "Glomar Challenger" montrent que le site 456 est situé sur une anomalie négative qui se trouve entre les anomalies 2 et 2' de l'époque inverse de Matuyama. L'âge de la croûte au site 456 est estimé par le magnétisme à $2,3 \pm 0,2$ M.A. Celui des

454, 11-2, 41-43					
	21	22	23	24	25
SiO ₂	49.47	49.22	49.46	48.43	50.49
TiO ₂	1.30	1.60	1.20	1.73	1.31
Al ₂ O ₃	6.44	7.26	6.25	6.12	4.03
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.04	0.16	0.01
FeO*	6.21	6.49	6.54	8.52	12.97
MnO	0.00	0.14	0.13	0.11	0.14
MgO	14.65	13.87	14.24	13.27	15.19
CaO	20.94	20.66	20.37	20.66	14.37
Na ₂ O	0.27	0.26	0.30	0.31	0.21
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.28	99.50	98.53	99.31	98.72
Si	1.823	1.813	1.839	1.805	1.893
Ti	0.036	0.044	0.034	0.049	0.037
Al	0.280	0.315	0.274	0.270	0.178
Cr	0.000	0.000	0.001	0.005	0.000
Fe	0.191	0.200	0.203	0.267	0.407
Mn	0.000	0.004	0.004	0.004	0.005
Mg	0.805	0.762	0.789	0.741	0.849
Ca	0.827	0.815	0.811	0.829	0.577
Na	0.019	0.019	0.021	0.022	0.015
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	54.4	45.8	44.9	45.1	31.4
Mg	44.1	42.7	43.6	40.2	46.2
Fe+Mn	10.5	11.5	11.5	14.7	22.4

Tableau 9: Analyses à la microsonde des pyroxènes calculées sur 8 oxygènes de l'échantillon 454, 11-2, 41-43. (21et22: coeurs des phénocristaux; 23: périphérie d'un phénocristal; 24et25: matrice).

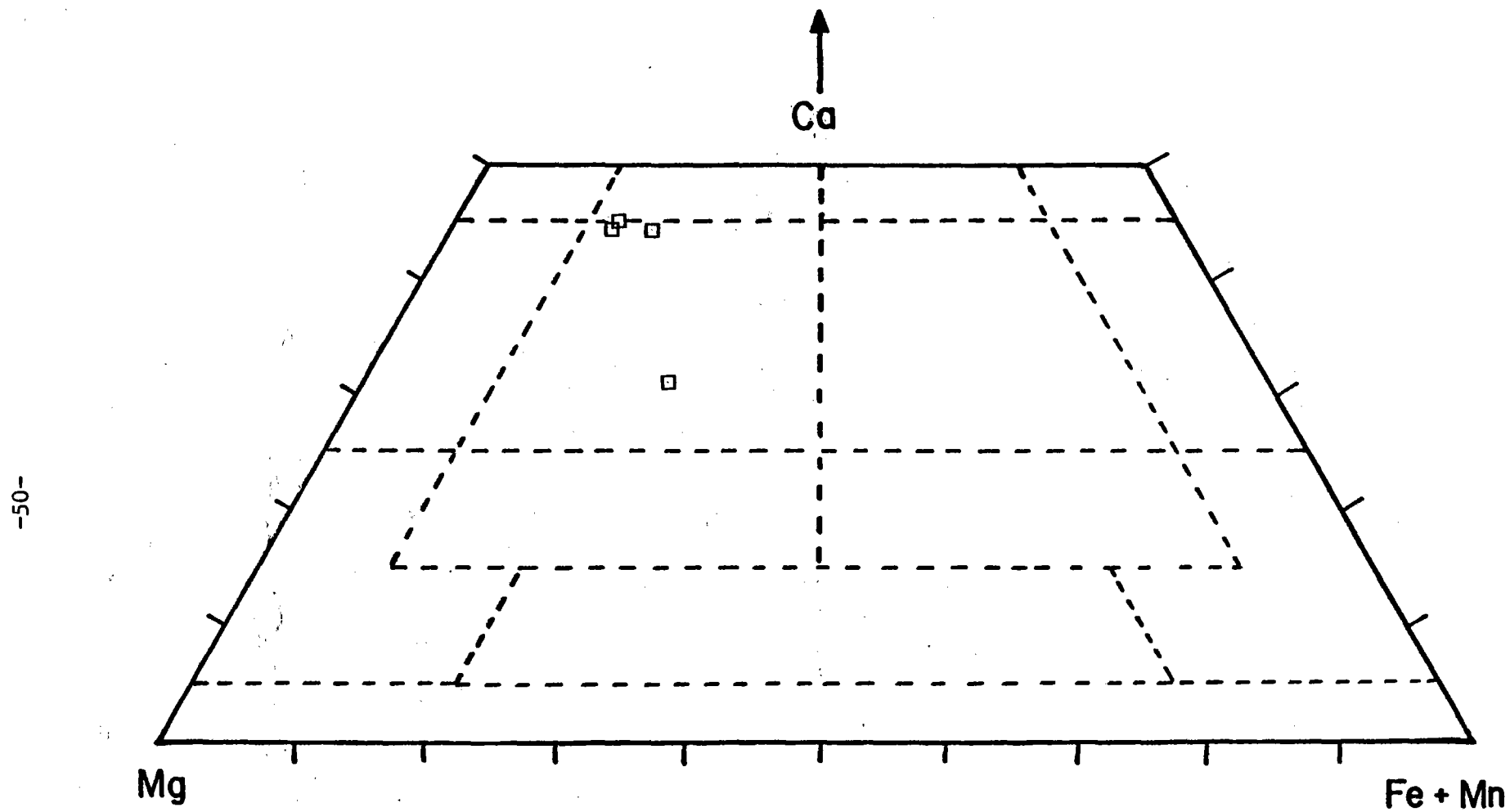


Figure 15: Diagramme Ca-Mg-(Fe+Mn) des pyroxènes de l'échantillon 454, 11-2, 41-43.

sédiments les plus anciens est donné par la paléontologie qui les place au Pléistocène inférieur (1,6 à 1,8 M.A.).

Les sédiments et les basaltes du forage 456 sont beaucoup plus altérés que ceux du forage 456 A, ceci témoigne d'une grande variation locale de l'effet de l'altération hydrothermale, en effet les valeurs du flux de chaleur sont également très différentes dans les deux forages, on trouve respectivement pour les forages 456 (à 29 m de profondeur) et 456 A (à 47,5 m de profondeur) 3,17 HFU et 1,34 HFU.

Du point de vue lithologique, trois unités ont pu être distinguées dans les deux forages, les deux supérieures sont sédimentaires et séparées de la troisième qui est formée de roches magmatiques par un hiatus. Les unités sédimentaires sont déposées sur l'unité magmatique. Dans l'unité (1), les sédiments sont des vases vitriques non litées, des boues marneuses à nannofossiles, des silts et des cendres volcaniques, alors que dans l'unité (2) ce sont des vases peu plastiques, des argiles semilitifiées et des craies à nannofossiles. A la base de cette unité, les sédiments deviennent rouges, ceci est dû peut-être à l'altération hydrothermale des basaltes qui peut donner des argiles ferrugineuses (cf. Initial report D.S.D.P. Leg 60).

b - L'unité basaltique

Elle est constituée presque entièrement de basaltes, excepté quelques calcaires et argiles interstratifiés du forage 456 (carottes 16 et 17) dont quelques-uns ont recristallisé au contact du basalte. Tous ces sédiments et ces basaltes ont apparemment subi une altération hydrothermale et une minéralisation en pyrite. Dans la partie supérieure de cette unité, l'altération des basaltes s'était produite dans un environnement à forte activité des sulfures et à fugacité d'oxygène très réduite, alors que dans sa partie inférieure, où les argiles secondaires et les oxydes de fer hydratés sont abondants, les conditions d'oxydation sont très faibles.

Les basaltes de cette unité ont été décrits comme des laves en coussins ("pillows") principalement aphyriques. Ils ont été classés en cinq sous-unités dans le site 456 suivant une observation pétrographique faite à bord. On distingue du sommet vers la base de l'unité :

- sous-unité (1) : des basaltes en coussins qui sont aphyriques et très altérés, ils renferment des minéralisations de sulfures (134-153 m dans le forage 456 et 114-123 m dans le forage 456 A).

- sous-unité (2) : ce sont des basaltes à phénocristaux de plagioclases qu'on ne trouve que dans la carotte 12 du forage 456 A et qui couvrent une épaisseur de 26 cm.

- sous-unité (3) : ce sont des basaltes vésiculaires et scoriacés, à degré d'altération différent (153-162 m au forage 456 et 124-149 m au forage 456 A).

- sous-unité (4) : ce sont des basaltes aphyriques à grains fins et vésiculaires par endroit. On ne les a rencontrés que dans le forage 456 A de 149 à 153 m de profondeur.

- sous-unité (5) : ce sont des basaltes très similaires à ceux de la sous-unité (3), mais qui sont moins vésiculaires, les vésicules sont en tubes allongés. Ils n'existent que dans le forage 456 A sous les basaltes de la sous-unité (4).

La transition entre basaltes riches en pyrite et basaltes riches en oxydes de fer, suggère au début une interaction entre l'eau de mer, d'une part, et les basaltes et les sédiments, d'autre part, et à la fin une interaction entre les basaltes et les sédiments avec les liquides hydrothermaux riches en sulfures qui agissent sur les basaltes du sommet et les sédiments les plus inférieurs.

c - Minéralogie et composition chimique

- Minéralogie

Cinq échantillons du site 456 ont été échantillonnés dans la séquence magmatique. L'étude pétrographique au microscope polarisant montre qu'il s'agit de laves aphyriques (456 A, 12-1, 62-64 ; 456, 18-1, 25-27) ou subaphyriques (456 A, 14-1, 25-27 ; 456, 16-2, 98-100 et 456, 19-1, 12-15). Leur description pétrographique et minéralogique sommaire est la suivante :

- 456 A, 12-1, 62-64 : c'est un basalte aphyrique, très vacuo-
laire. Les minéraux présents dans la mésostase sont : olivine, plagioclase,
clinopyroxène et minéraux opaques (magnétite ou ilménite ?). Le verre sur-
tout est altéré.

- 456 A, 14-1, 25-27 : c'est un basalte subaphyrique. Les rares
phénocristaux qu'il renferme sont des plagioclases. Dans la mésostase on
distingue la présence d'olivine, de pyroxène et quelques plagioclases ainsi
que quelques opaques. Le verre là aussi est altéré.

- 456, 16-2, 98-100 : c'est un basalte subaphyrique altéré à
phénocristaux de plagioclase. Dans la mésostase on note l'existence de
plagioclase et de quelques pyroxènes. L'altération de ce basalte est mar-
quée par la présence de calcite secondaire.

- 456, 18-1, 25-27 : c'est un basalte aphyrique. Les minéraux
présents dans la mésostase sont des olivines, pyroxènes et quelques opaques.
Le verre résiduel est altéré.

- 456, 19-1, 12-15 : c'est un basalte subaphyrique à phénocris-
taux de plagioclase. Dans la mésostase on distingue des plagioclases abon-
dants et quelques olivines et pyroxènes. La pâte vitreuse est très altérée.

- composition chimique

Les teneurs en éléments majeurs des laves du site 456 (forages
456 A et 456) (tableau n° 10) et les observations au microscope polarisant
nous permettent de les classer en deux types de basaltes : des basaltes
aphyriques à olivine, pyroxène, plagioclase et magnétite dans une matrice
vitreuse (456 A, 12-1 ; 456, 18-1) et des basaltes à phénocristaux de
plagioclases avec une matrice contenant les mêmes minéraux que les phéno-
cristaux et du verre (456 A, 14-1, 25-27 ; 456, 16-2, 98-100 ; 456, 19-1,
12-15).

L'étude des normes C.I.P.W. complète celle des analyses chimi-
ques et des observations au microscope. Elles montrent que ces laves ont
des compositions très voisines et sont typiquement basaltiques (tableau n°
10). Toutes ces laves sont à olivine et hypersthène normatifs . Elles ont

	456A 12-1 62-64	456A 14-1 25-27	456 16-2 98-100	456 18-1 25-27	456 19-1 12-15	
SiO ₂	49.86	50.53	49.50	49.79	50.70	
TiO ₂	1.23	1.15	1.19	1.21	1.14	
Al ₂ O ₃	15.68	16.21	15.22	17.02	15.68	
Fe ₂ O ₃	10.12	8.91	10.16	9.52	9.84	
MnO	0.158	0.148	0.29	0.166	0.118	
MgO	6.92	7.14	7.45	5.63	6.20	
CaO	11.99	11.86	12.59	12.75	12.40	
Na ₂ O	2.41	2.67	2.40	2.76	2.60	
K ₂ O	0.43	0.37	0.04	0.33	0.28	
P ₂ O ₅	0.16	0.13	0.14	0.15	0.13	
Total	98.96	99.12	98.98	99.28	99.16	
P.F.110°	0.71	0.52	1.88	1.56	2.18	
P.F.1050°	0.77	0.50	7.09	1.67	1.45	
or	2.59	2.22	0.24	1.98	1.78	
ab	20.78	22.95	21.02	23.69	23.65	
an	31.29	31.67	34.07	33.57	31.14	
di	wo	11.80	11.38	12.18	12.37	13.68
	en	6.81	7.02	7.23	6.85	7.92
	fs	4.46	3.71	4.33	5.05	5.13
en	9.66	9.69	3.46	4.78	3.51	
fs	6.32	5.15	2.07	3.53	2.28	
fo	0.77	0.96	6.31	1.82	3.46	
fa	0.55	0.56	4.16	1.48	2.47	
mt	2.22	2.21	2.25	2.21	2.34	
il	2.38	2.22	2.34	2.33	2.33	
ap	0.39	0.31	0.34	0.36	0.33	
S.l.	36.37	38.91	39.44	32.25	35.10	
D.l.	23.37	25.18	21.26	25.67	25.43	

Tableau 10: Eléments majeurs(en%) et normes
C.I.P.W. des laves du site 456.
(Le fer total est exprimé en Fe₂O₃)

des teneurs faibles en K_2O ($< 0,4 \%$) et des concentrations modérément faibles en TiO_2 (1,1 % à 1,2 %).

Les basaltes du forage 456 sont très similaires aux basaltes tholéiitiques du site 454 (tableaux 5,10) de ce fait on peut également les classer parmi les basaltes type MORB.

4) Conclusion

Les laves des sites 454 et 456 montrent une pétrographie et une minéralogie très similaires, on y retrouve presque dans tous les échantillons étudiés les mêmes paragenèses (olivine, pyroxène, plagioclase et parfois des opaques et des spinelles). Ils présentent également des compositions chimiques presque identiques (cf. tableau n° 5 et tableau n° 10) : $SiO_2 \simeq 50 \%$, $MgO \simeq 7 \%$ et $TiO_2 \simeq 1 \%$.

De l'étude pétrographique et géochimique (éléments majeurs), il ressort que les laves du bassin marginal inter-arc des Mariannes ont une affinité tholéiitique et sont équivalentes aux basaltes type MORB.

B - L'ARC INSULAIRE DES MARIANNES ET L'ESPACE ARC-FOSSE

1) Le site 458

a - Généralités

Le site 458 est situé à $17^{\circ}51.84'N$, $146^{\circ}56.06'E$ entre la ride des Mariannes et son fossé, à une profondeur d'eau de 3449 m. 256,4 m de sédiments et 209 m de roches magmatiques ont été forés. La sédimentation a commencé depuis l'Oligocène inférieur avec des dépôts de craie et s'est arrêtée au Pléistocène avec des dépôts de vases siliceuses. Les sédiments reposent sur une série de basaltes en coussins et de basaltes en coulées massives d'âge anté-Oligocène, leur âge absolu n'a pas été déterminé à cause de la complexité des anomalies magnétiques dans cette zone (cf. initial report D.S.D.P. Leg 60). Le flux de chaleur est très faible dans ce site, on l'estime à 0,6 HFU.

b - La séquence basaltique

Elle est divisée en cinq unités. On a pu distinguer de haut en bas de la séquence :

- unité (1) : constituée par des laves en "pillows" vitreuses à grains fins sur lesquelles reposent les premiers sédiments pléistocènes (vases siliceuses). Ces "pillows" ont un coeur formé essentiellement de grains fins et un cortex vitreux. L'ensemble de l'unité a une épaisseur de 36,5 m.

- unité (2) : ce sont des coulées massives de basaltes à pyroxène qui la constituent. Pétrographiquement, ces basaltes sont comparables aux laves de la première unité ; ils font 57 m d'épaisseur.

Dans ces deux unités, des fractures cimentées par des carbonates, des zéolites et des minéraux argileux apparaissent.

- unité (3) : constituée par des coulées ("pillows") de laves vitreuses à grains fins et dont le verre est très altéré (zéolites et argiles). Cette unité est moins épaisse que la précédente, elle ne dépasse pas 29 m d'épaisseur.

- unité (4) : elle est formée par des laves vitreuses à grains fins, le verre est là aussi très altéré (zéolites, argiles). Ces laves se présentent soit sous forme de "pillows", soit sous forme de coulées massives. Cette unité se différencie de l'unité (3) par l'apparition des laves en coulées massives et par son épaisseur qui est pratiquement le double (56 m).

- unité (5) : c'est la dernière unité de la séquence basaltique. Elle est constituée par des laves massives aphyriques et très altérées (zéolites, argiles), dont l'épaisseur est égale à 28,5 m. Des similitudes pétrographiques existent entre cette unité et l'unité (4) (cf description pétrographique et minéralogique).

c - minéralogie et composition chimique des unités basaltiques

- Pétrographie

Dans le site 458, 15 échantillons ont été étudiés dans l'ensemble des cinq unités basaltiques et qui se répartissent de la façon suivante :

- . trois échantillons dans l'unité (1) (458, 28-1, 102-104 - 458, 29-2, 51-54 et 458, 30-2, 32-35).
- . quatre échantillons dans l'unité (2) (458, 32-3, 110-112 - 458, 33-2, 115-117 - 458, 35-2, 95-98 et 458, 37-2, 31-35).
- . deux échantillons dans l'unité (3) (458, 39-3, 24-27 et 458, 40-1, 116-118).
- . trois échantillons dans l'unité (4) (458, 41-1, 60-63 - 458, 43-1, 88-92 et 458, 44-1, 54-58).
- . trois échantillons dans l'unité (5) (458, 47-1, 56-59 - 458, 47-2, 34-37 et 458, 48-1, 41-43).

Les observations au microscope polarisant montrent les paragenèses suivantes :

- 458, 28-1, 102-104 : on a pu distinguer la présence de quelques phénocristaux de clinopyroxènes ($\approx 5\%$) noyés dans une pâte constituée de plagioclase, pyroxène, quelques rares magnétites et de verre altéré.
- 458, 29-2, 51-54 : très comparable à l'échantillon précédent mais les phénocristaux de clinopyroxènes y sont cependant plus abondants.
- 458, 30-2, 32-35 : seuls les clinopyroxènes se présentent en phénocristaux ($\approx 5\%$). Le verre en voie de recristallisation en feldspaths et en pyroxènes constituent l'essentiel de la matrice.
- 458, 32-3, 110-112 : la lave est bien cristallisée, on y observe de rares phénocristaux de clinopyroxènes et de plagioclases, les mêmes minéraux et quelques magnétites apparaissent dans la mésostase. Le verre restant est altéré.
- 458, 33-2, 115-117 : presque identique à l'échantillon précédent, cependant les phénocristaux de clinopyroxènes sont en pourcentage plus élevé ($< 5\%$). Ces minéraux (clinopyroxènes et plagioclases) sont très abondants dans la matrice où l'on décèle quelques magnétites. Le verre résiduel est là aussi altéré.
- 458, 35-2, 95-98 : cet échantillon est presque entièrement vitreux, le verre commence à recristalliser en plagioclase et en pyroxènes.
- 458, 37-2, 31-35 : il est similaire à l'échantillon 454, 32-3, 115-117. C'est une lave bien cristallisée à phénocristaux de clinopyroxènes.

- 458, 30-3, 24-27: c'est une roche aphyrique où la pâte vitreuse, constituée de microlites de plagioclases et de pyroxènes, et de quelques minéraux de magnétite, est très altérée.
- 458, 40-1, 116-118: il est identique à l'échantillon précédent, on remarque toutefois la présence de quelques rares microphénocristaux de clinopyroxènes.
- 458, 41-1, 60-63: cet échantillon est caractérisé par la présence d'un verre altéré et très abondant où l'on reconnaît des plagioclases en microlites, des pyroxènes (altérés ?) et des minéraux de magnétite assez abondants.
- 458, 43-1, 88-92: il est totalement vitreux, le verre montre un début de recristallisation en plagioclases et en clinopyroxènes.
- 458, 44-1, 54-58: cet échantillon est caractérisé par la présence de quelques phénocristaux d'orthopyroxènes (bronzite) et de clinopyroxènes et d'une mésostase constituée de pyroxènes en microlites ($\approx 35\%$) et de verre frais ($\approx 65\%$).
- 458, 47-1, 56-59: c'est une lave aphyrique dont la matrice est formée de microlites de plagioclases abondants, de pyroxènes (altérés ?), de magnétite et de verre assez altéré.
- 458, 47-2, 34-37: il est similaire à l'échantillon précédent mais la magnétite et les pyroxènes sont moins abondants.
- 458, 48-1, 41-43: il est presque identique aux deux échantillons précédents. Dans cet échantillon un seul phénocristal de clinopyroxène a été observé.

L'étude pétrographique nous permet de diviser ces laves en trois types de laves :

- "andésites et andésites basaltiques" porphyriques, avec des phénocristaux de clinopyroxène et/ou de plagioclase, et une matrice composée de plagioclases, de pyroxènes, de magnétite et du verre. Les échantillons représentatifs de ce groupe sont : 28-1, 29-2, 30-2, 32-3, 33-2, 37-2 et 48-1.

- "andésites et andésites basaltiques" aphyriques vitreuses à bien cristallisées, avec des plagioclases, des clinopyroxènes et de la magnétite dans la matrice. Les échantillons représentatifs de ce groupe sont : 35-2, 39-3, 40-1, 41-1, 43-1, 47-1 et 47-2.

- "andésite" sans plagioclase, mais à bronzite (orthopyroxène) en phénocristaux, des clinopyroxènes en microphénocristaux et en microlites et du verre. Le seul échantillon représentant ce groupe est le 44-1, 54-58.

- composition chimique (éléments majeurs)

Les analyses chimiques des roches totales et les analyses normales (C.I.P.W.) correspondantes sont représentées dans le tableau n° 11. Elles nous permettent de dire que :

1) Toutes ces roches ont ~~des~~ des caractéristiques de laves de zones orogéniques par opposition aux laves du forage 454. Elles sont toutes sur-saturées en SiO_2 . Le pourcentage de TiO_2 est particulièrement très faible : 0,3 % dans les trois unités supérieures et 0,5 à 1 % dans les deux unités inférieures. Les teneurs en K_2O souvent supérieures à 1 % sont des teneurs très élevées pour des magmas tholéïitiques anorogéniques ; pour des concentrations de SiO_2 similaires, les compositions obtenues sont très différentes de celles des laves du forage 454 qui sont des magmas du type MORB. On peut alors considérer les laves du forage 458 comme des andésites (sens large) aphyriques ou subaphyriques.

2) Puisque les concentrations en SiO_2 des échantillons du forage 458 sont comprises entre 52 et 56 % et suivant les classifications courantes des séries calcoalcalines (Taylor, 1969 et Williams *et al.*, 1955), les laves à $\text{SiO}_2 < 53$ % peuvent être appelées des andésites basaltiques et celles à $\text{SiO}_2 > 53$ % des andésites.

3) Les laves des différentes unités des forages 458 sont similaires mais le manque de diversité provient probablement du nombre restreint d'échantillons dont on dispose, il est très difficile de pouvoir faire une distinction entre les différentes unités en se basant sur la géochimie des éléments majeurs. Il faut cependant remarquer que les teneurs en TiO_2 sont nettement plus faibles dans les trois unités supérieures ($\approx 0,3$ %) que dans les deux unités inférieures (0,5 à 1 %) ; cette différence chimique est en faveur d'une discontinuité majeure entre les unités III et IV signalée par les scientifiques à bord du bateau pendant ce Leg, discontinuité marquée par une variation brutale de l'inclinaison magnétique et de la composition des roches dans ces deux unités.

4) L'échantillon andésitique à bronzite et sans plagioclase (échantillon 458, 44-1, 54-58) apparaît comme étant l'échantillon de la lave la plus évoluée (ou différenciée) du forage 458 ($\text{SiO}_2 = 55,78$ %), mais sa

	458 28-1 100-104	458 29-2 51-54	458 30-2 32-35	458 32-3 110-112	458 33-3 115-117	458 35-2 95-98	458 37-2 31-35	458 39-3 24-27	458 40-1 116-118	458 41-1 60-63	458 43-1 88-92
SiO ₂	52.97	52.55	53.32	55.77	55.50	53.39	53.12	53.58	53.60	55.03	52.62
TiO ₂	0.32	0.32	0.32	0.27	0.29	0.34	0.30	0.35	0.34	1.05	0.55
Al ₂ O ₃	16.70	16.06	16.30	15.17	14.95	17.66	16.04	17.17	15.77	18.80	16.81
Fe ₂ O ₃	8.89	9.26	9.11	8.44	8.28	8.90	8.78	9.76	10.16	9.98	10.20
MnO	0.138	0.118	0.117	0.112	0.120	0.105	0.110	0.093	0.108	0.087	0.084
MgO	6.91	8.62	8.11	5.59	6.65	5.06	6.86	6.23	8.16	1.93	5.14
CaO	11.73	9.58	9.20	10.81	10.88	9.81	11.28	8.79	7.44	6.34	9.83
Na ₂ O	1.93	2.23	2.26	1.94	1.98	2.31	1.98	2.34	2.10	4.34	2.65
K ₂ O	0.72	0.98	1.21	0.84	0.73	1.41	1.04	1.30	1.14	1.78	2.46
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.04	0.07	0.06	0.07	0.07	0.04	0.04	0.26	0.09
Total	100.35	99.76	99.99	99.01	99.44	99.06	99.58	99.75	98.86	99.60	100.43
P.F. 110°	1.82	2.81	2.91	0.81	0.83	2.29	1.12	3.71	4.09	1.52	2.95
P.F. 1050°	1.30	2.33	2.58	0.77	0.74	1.98	1.34	3.26	3.52	1.81	2.76
Q	3.83	0.99	2.03	10.58	8.99	4.59	3.82	3.93	4.74	2.89	
or	4.27	5.85	7.20	5.05	4.37	8.47	6.22	7.77	6.87	10.65	14.60
ab	16.39	19.05	19.26	16.69	16.96	19.87	16.94	20.03	18.12	37.17	22.51
an	34.92	31.24	31.00	30.72	30.12	34.23	32.18	32.90	30.86	26.90	26.83
di	wo	9.70	6.89	6.15	9.75	10.07	6.18	10.00	4.57	2.73	1.35
	en	5.69	4.25	3.75	5.45	6.02	3.25	5.89	2.49	1.60	0.42
	fs	3.54	2.24	2.05	3.91	3.53	2.74	3.62	1.93	1.00	0.98
en	11.58	17.43	16.59	8.71	10.75	9.56	11.39	13.21	19.13	4.45	5.17
fs	7.21	9.16	9.07	6.25	6.30	8.07	7.00	10.22	11.98	10.37	5.00
fo											2.25
fa											2.40
mt	2.18	2.20	2.19	2.21	2.20	2.21	2.20	2.20	2.22	2.20	2.18
il	0.61	0.61	0.61	0.52	0.56	0.66	0.58	0.67	0.66	2.02	1.05
ap	0.10	0.10	0.10	0.17	0.14	0.17	0.17	0.10	0.62	0.21	0.21
S.l.	39.04	42.50	40.75	34.77	39.27	29.94	28.34	33.24	39.51	11.27	26.34
D.l.	24.48	25.89	28.49	32.32	30.31	32.93	26.98	31.73	29.74	50.71	37.11

Tableau 11: Eléments majeurs(en%) et normes C.I.P.W. des laves du site 458.
(Fer total exprimé en Fe₂O₃).

	458 44-1 54-58	458 47-1 56-59	458 47-2 34-37	458 48-1 41-43
SiO ₂	55.78	51.99	53.86	51.98
TiO ₂	0.50	1.01	0.92	0.98
Al ₂ O ₃	14.89	16.74	15.11	16.56
Fe ₂ O ₃	10.34	13.47	13.13	13.54
MnO	0.156	0.110	0.090	0.093
MgO	7.45	5.16	4.78	5.37
CaO	8.35	7.35	6.18	6.72
Na ₂ O	2.07	3.00	2.89	3.02
K ₂ O	0.57	0.42	0.76	0.56
P ₂ O ₅	0.06	0.14	0.07	0.12
Total	100.17	99.36	97.78	98.94
R.F.110°	3.01	2.96	4.36	3.18
P.F.1050°	3.59	2.37	15.33	2.84
Q	9.43	3.22		3.01
or	3.39	2.53		3.39
ab	17.63	25.85		26.13
an	29.87	31.55		30.67
di	wo	4.78	1.94	1.10
	en	2.71	0.83	0.48
	fs	1.87	1.11	0.62
en	15.97	12.18		13.20
fs	11.06	16.29		16.99
mt	2.19	2.22		2.23
il	0.96	1.95		1.90
ap	0.14	0.34		0.29
S.l.	38.09	24.68		25.30
D.l.	30.45	31.60		32.53

Tableau 11(suite).

composition chimique est presque identique à celle de quelques andésites à plagioclase (par exemple : l'échantillon 458, 33-2, 115-117).

- minéralogie

- andésite à bronzite (échantillon 458, 44-1, 54-58)

L'étude en lame mince met en évidence la présence de quelques phénocristaux d'orthopyroxène (moins de 1 %) pris dans une matrice constituée de 65 % de verre brun et de 35 % de clinopyroxènes et orthopyroxènes en paillettes. Certains minéraux de la matrice atteignent une taille de $100 \times 25 \mu$ et peuvent de ce fait être considérés comme des microphénocristaux ; les plus petits ($< 20 \mu$) sont considérés comme des microlites. Cette roche peut être classée dans la famille des boninites (Kuroda *et al.*, 1978), elle diffère des boninites déjà draguées sur le flanc de l'arc insulaire des Mariannes (Dietrich *et al.*, 1978) par sa faible teneur en MgO (7,45 % dans l'échantillon présent et 12 à 13 % dans les échantillons dragués par Dietrich), et par l'absence d'olivine. Les tableaux 12 et 13 nous donnent les analyses des pyroxènes et des verres de l'échantillon 458, 44-1 ; les pyroxènes sont représentés également dans le diagramme Ca-Mg-(Fe + Mn) (fig. n° 16).

- Les phénocristaux de bronzite atteignent une taille de 800μ x 400μ , leur symétrie orthorhombique a été confirmée par diffraction aux rayons X (J. Cotten, 1979). Leurs coeurs ont une composition de $Wo_3En_{84}Fs_{13}$ et leurs périphéries sont légèrement enrichies en Fer (tableau n° 12, analyses 26 à 31). Elles ont des teneurs en Cr_2O_3 significatives et des concentrations faibles en TiO_2 et en Al_2O_3 .

- Le problème des phénocristaux de ferroaugite

Pour mesurer les teneurs des éléments de transition des pyroxènes de l'échantillon 458, 44-1, un gramme de ces pyroxènes a été séparé de la roche totale par densité et par tri magnétique. Trente grains de clinopyroxène vert foncé et de taille voisine de 200μ ont été récupérés au cours de cette opération. Leur analyse à la microsonde prouve qu'ils sont riches en Ca-Fe (tableau n° 12, analyses 32 à 36). Dans le diagramme de classification des pyroxènes (fig. n° 16), la plupart de ces pyroxènes se placent dans le champ de la ferro-augite, tout près de la limite ferrosalite-hedenbergite-ferrohedenbergite. Ils ont des teneurs significatives en Na_2O (0,8 à 1 %)

	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	56.37	56.88	56.22	56.70	56.26	56.38	49.63	49.27	49.68	49.20	48.65
TiO ₂	0.08	0.01	0.02	0.05	0.00	0.01	0.35	0.32	0.42	0.29	0.27
Al ₂ O ₃	0.64	0.63	1.01	1.59	1.92	1.35	1.22	1.32	1.25	1.20	1.29
Cr ₂ O ₃	0.28	0.52	0.69	0.59	0.54	0.47	0.00	0.00	0.08	0.02	0.00
FeO*	10.19	8.31	8.40	8.14	8.74	9.19	23.79	23.99	24.24	24.47	26.49
MnO	0.09	0.13	0.25	0.24	0.25	0.31	0.77	1.02	0.85	0.87	1.04
MgO	31.76	32.12	31.48	32.49	31.73	31.34	3.94	3.56	3.39	3.39	1.70
CaO	1.40	1.84	1.84	1.58	1.78	1.99	19.66	19.49	19.24	19.34	19.14
Na ₂ O	0.02	0.01	0.04	0.00	0.00	0.01	0.85	0.95	0.81	0.77	1.15
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.83	100.45	99.95	101.38	101.23	101.05	100.23	99.92	99.96	99.55	99.73
Si	1.969	1.979	1.969	1.953	1.948	1.960	1.973	1.979	1.980	1.972	1.973
Ti	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.011	0.010	0.012	0.009	0.008
Al	0.027	0.026	0.042	0.065	0.078	0.055	0.057	0.063	0.059	0.057	0.062
Cr	0.008	0.014	0.019	0.016	0.015	0.013	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000
Fe	0.298	0.242	0.246	0.235	0.253	0.267	0.791	0.806	0.808	0.820	0.899
Mn	0.003	0.004	0.007	0.007	0.007	0.006	0.026	0.035	0.029	0.030	0.036
Mg	1.653	1.666	1.643	1.668	1.637	1.624	0.234	0.213	0.201	0.203	0.103
Ca	0.052	0.069	0.069	0.058	0.066	0.074	0.837	0.839	0.822	0.830	0.832
Na	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.066	0.074	0.062	0.060	0.091
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	2.6	3.5	3.5	3.0	3.4	3.8	44.3	44.3	44.2	44.1	44.5
Mg	82.4	84.1	83.6	84.8	83.4	82.3	12.4	11.3	10.8	10.8	5.5
Fe+Mn	15.0	12.4	12.9	12.2	13.2	13.9	43.3	44.4	45.0	45.1	50.0

Tableau 12: Analyses à la microsonde des pyroxènes de l'échantillon 458;44-1;54-58 (calculées sur 6oxygènes). 26à31: phénocristaux de bronzite ($\phi > 100\mu$); 32à36: phénocristaux de ferro-augite ($\phi > 100\mu$); 26et27: coeurs des phénocristaux; 28à31: zonation dans un phénocristal ($\phi = 200\mu$) depuis son coeur vers sa périphérie; 32à34: coeurs et 35et36: périphéries de phénocristaux.

	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46
SiO ₂	46.03	55.49	55.66	45.05	50.55	53.96	50.10	47.17	46.01	44.15
TiO ₂	0.67	0.05	0.09	0.97	0.58	0.16	0.56	0.83	0.78	1.19
Al ₂ O ₃	12.04	1.13	1.15	10.55	14.55	2.83	5.63	7.90	8.53	10.34
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.24	0.00	0.01	0.06	0.07	0.00	0.00	0.00
FeO*	21.26	10.85	11.57	15.08	15.33	9.96	9.63	13.29	14.39	16.91
MnO	0.23	0.31	0.20	0.22	0.21	0.26	0.15	0.30	0.24	0.13
MgO	11.66	28.57	28.25	10.44	5.32	22.59	15.90	12.51	11.73	9.89
CaO	7.46	3.68	3.43	17.63	10.97	10.01	17.96	17.52	17.37	16.54
Na ₂ O	0.78	0.03	0.05	0.27	1.13	0.05	0.23	0.31	0.19	0.23
K ₂ O	0.02	0.02	0.00	0.00	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Total	100.15	100.13	100.64	100.21	98.96	99.87	100.14	99.83	99.24	99.40
Si	1.741	1.967	1.971	1.705	1.873	1.948	1.843	1.774	1.753	1.697
Ti	0.019	0.001	0.002	0.028	0.016	0.045	0.016	0.023	0.022	0.034
Al	0.537	0.047	0.048	0.470	0.636	0.120	0.244	0.350	0.383	0.469
Cr	0.000	0.007	0.007	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000
Fe	0.673	0.322	0.343	0.477	0.475	0.301	0.297	0.418	0.458	0.544
Mn	0.007	0.009	0.006	0.007	0.006	0.008	0.005	0.010	0.008	0.004
Mg	0.657	1.509	1.491	0.589	0.294	1.215	0.866	0.701	0.666	0.567
Ca	0.302	0.140	0.130	0.715	0.436	0.387	0.708	0.706	0.709	0.681
Na	0.057	0.002	0.004	0.020	0.081	0.004	0.017	0.022	0.014	0.017
K	0.001	0.001	0.000	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ca	18.5	7.1	6.6	40.0	36.0	20.3	37.7	38.5	38.5	37.9
Mg	40.0	76.7	75.7	32.9	24.3	63.6	46.2	38.2	36.2	31.6
Fe+Mn	41.5	16.7	17.7	27.1	40.7	16.1	16.1	23.3	25.3	30.5

Tableau 13: Analyses à la microsonde des microphénocristaux et des microlites de pyroxènes de l'échantillon 458, 44-1, 54-58 (calculées sur 6oxigènes).
 37 à 42: microphénocristaux (20 à 50 de taille); 37, 39 et 41: coeurs, 38, 40 et 42: périphéries des microphénocristaux; 43 à 50: microlites ($\phi < 20\mu$).

	47	48	49	50
SiO ₂	55.24	55.08	56.44	54.21
TiO ₂	0.03	0.07	0.01	0.08
Al ₂ O ₃	1.14	1.18	1.11	2.58
Cr ₂ O ₃	0.25	0.31	0.09	0.09
FeO *	11.22	11.06	11.06	14.22
MnO	0.16	0.31	0.22	0.28
MgO	28.23	27.90	28.59	25.68
CaO	3.76	4.11	3.39	4.37
Na ₂ O	0.02	0.03	0.29	0.07
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	100.06	100.05	101.20	101.58
Si	1.964	1.964	1.980	1.931
Ti	0.001	0.002	0.000	0.002
Al	0.048	0.050	0.046	0.108
Cr	0.007	0.009	0.003	0.003
Fe	0.334	0.330	0.324	0.424
Mn	0.005	0.009	0.007	0.008
Mg	1.496	1.483	1.495	1.364
Ca	0.143	0.157	0.127	0.167
Na	0.002	0.002	0.020	0.005
K	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	7.2	7.9	6.5	8.5
Mg	75.7	74.9	76.5	69.5
Fe+Mn	17.1	17.1	17.0	22.0

Tableau 13(suite)

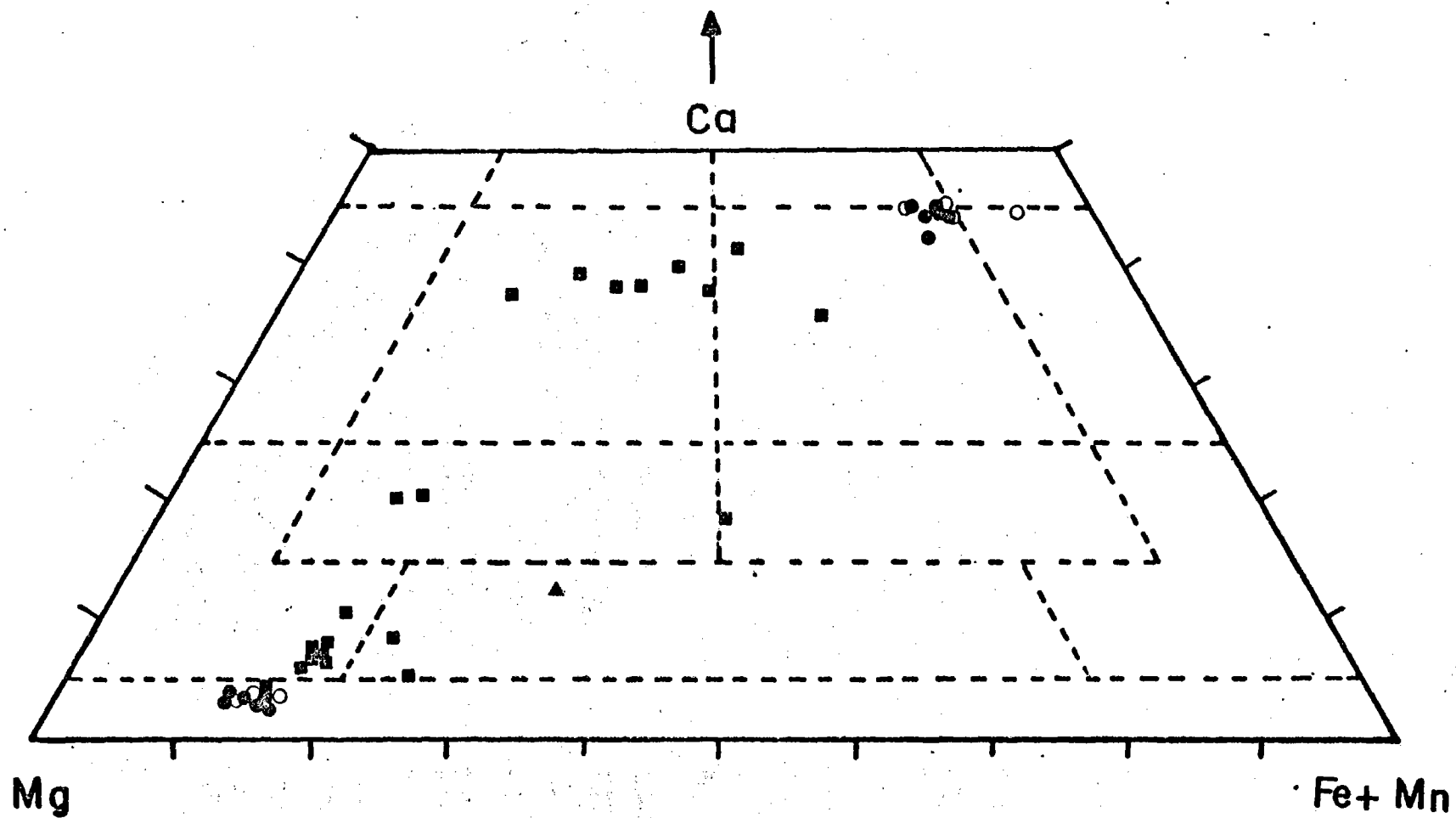


Figure 16: Diagramme Ca-Mg-(Fe+Mn) des pyroxènes de l'échantillon 458, 44-1, 54-58.

- : coeurs des phénocristaux;
- : périphéries des phénocristaux
- : pyroxènes de la matrice
- ▲: pyroxènes normatifs

et en MnO (0,7 à 1 %) et des teneurs faibles en TiO_2 ($\approx 0,3$ %) et en Al_2O_3 (1,2 à 1,3 %). Quelques clinopyroxènes riches en Fe-Ca ont été observés dans la matrice de l'échantillon 458, 44-1 qu'on attribue à la famille des ferroaugites ; Kuroda *et al.*, 1978 ont trouvé des clinopyroxènes relativement riches en fer dans les boninites. Evidemment de tels clinopyroxènes riches en fer ne peuvent pas cristalliser en même temps que la bronzite (orthopyroxènes). En effet le géothermomètre orthopyroxène-clinopyroxène (Wood et Banno, 1973 ; Wells, 1977) donne des mauvais résultats (650°C à 850°C). Si la présence des phénocristaux de clinopyroxènes riches en Ca-Fe est confirmée dans les andésites à bronzite du forage 458, il est raisonnable de considérer ces minéraux comme provenant d'un dernier stade de cristallisation des magmas calco-alcalins de la famille des boninites.

- Microphénocristaux et microlites

Ces minéraux ont des compositions très variables : on a pu trouver de la pigeonite extrêmement magnésienne (En_{75-78}), de l'augite, de la ferroaugite, de l'augite subcalcique et de la ferroaugite subcalcique (tableau n° 13, fig. n° 16). Des compositions très variables peuvent être observées dans les microphénocristaux (20 à 50 μ de taille), trois exemples soulignant ces variations sont présentés dans le tableau n° 13 (analyses 37 à 42) : microphénocristaux dont le coeur a une composition de ferroaugite subcalcique (37) et une périphérie à pigeonite magnésienne (38) ; microphénocristaux dont le coeur a une composition de pigeonite magnésienne (39) et une périphérie à augite (40) ; microphénocristaux dont le coeur a une composition de ferroaugite (41) et une périphérie à augite (42). On a remarqué également que les microphénocristaux et les microlites les plus calciques (augite, ferroaugite) ont des teneurs en Al_2O_3 très élevées, ce phénomène peut être expliqué par l'effet de "quench trend" où souvent les pyroxènes trempés ont tendance à avoir des teneurs élevées en Al_2O_3 pouvant atteindre 10 %. L'augite et la pigeonite magnésiennes sont les cristaux les plus abondants dans la matrice.

La dispersion considérable de la composition de ces pyroxènes est probablement le résultat de leur cristallisation rapide dans un liquide hétérogène. Une des caractéristiques principales de la fig. n° 16 est une augmentation progressive de Ca et de Fe depuis les phénocristaux de bronzite

jusqu'aux microphénocristaux et microlites de ferroaugite, et éventuellement (dans un dernier stade de l'évolution magmatique ?) jusqu'aux phénocristaux de ferroaugite antérieurement décrits. Ceci est compatible avec l'hypothèse d'une séparation progressive des phénocristaux de bronzite (avec l'olivine ?) du liquide initial.

- Verres

Ils ont une composition dacitique (tableau n° 14) qui est similaire à celles des dacites perlitiques du groupe des boninites donné par Kuroda *et al.*, 1978, excepté pour leur forte teneur en Al_2O_3 (18 %), qui peut représenter une altération secondaire. Les verres analysés loin des microphénocristaux et des microlites des pyroxènes sont identiques (tableau n° 14, analyses 51 à 56). Au voisinage des pyroxènes, des gradients de compositions peuvent être observés (tableau n° 14, analyses 55 à 59) : les teneurs en SiO_2 et en Al_2O_3 augmentent, et celles de FeO , MgO et CaO diminuent en s'approchant des pyroxènes. Ceci indique que la vitesse de cristallisation des pyroxènes était supérieure à celle de la diffusion de ces éléments dans les liquides environnants. Albarede et Bottinga (1972) ont remarqué que les verres sont plus appauvris en constituants principaux des pyroxènes, que les pyroxènes.

- Andésites et andésites à plagioclases

Quatre échantillons d'andésites à plagioclases et sans orthopyroxènes ont été étudiés à la microsonde, il s'agit de : 458, 29-2 représentant de l'unité I, 458, 33-2 et 458, 37-2 (unité II) et 458, 47-1 (unité V). Ils ont une composition qui varie des andésites basaltiques relativement basique (458, 29-2, avec $SiO_2 = 52,55$) jusqu'aux andésites (458, 33-2, avec $SiO_2 = 55,50$) qui sont chimiquement similaires aux andésites à bronzite précédemment décrites.

- Pyroxènes (tableau n° 15, fig. n° 17)

Les phénocristaux des échantillons 458, 29-2 - 458, 33-2 et 458, 37-2 ont des compositions très voisines, la plupart d'entre eux se situent dans le champ de l'endiopside (sur un diagramme Ca-Mg-Fe et Mn) près de la limite endiopside-augite. Selon la composition totale de la roche, les pyroxènes de l'échantillon 458, 47-1 sont moins magnésiens, ils se situent

458,44-1,54-58

	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
SiO ₂	61.72	61.80	61.30	61.68	60.16	60.30	60.53	61.34	61.14	62.83
TiO ₂	0.33	0.31	0.35	0.36	0.28	0.34	0.39	0.37	0.37	0.24
Al ₂ O ₃	18.86	18.36	18.25	18.53	17.75	18.03	18.05	18.12	17.96	3.26
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.01	0.16
FeO*	4.26	4.89	4.98	4.43	5.53	5.51	5.29	5.04	4.81	10.97
MnO	0.01	0.15	0.01	0.01	0.04	0.10	0.14	0.00	0.03	0.25
MgO	0.64	0.52	0.86	0.75	1.29	1.02	0.96	0.91	0.82	21.11
CaO	5.24	5.13	5.25	5.19	5.71	5.71	5.52	5.54	5.31	9.82
Na ₂ O	2.53	2.63	2.53	2.64	2.64	1.93	2.51	2.21	2.65	0.00
K ₂ O	0.56	0.56	0.54	0.54	0.50	0.58	0.63	0.50	0.59	0.01
P ₂ O ₅	0.11	0.29	0.11	0.20	0.14	0.09	0.11	0.17	0.13	0.00
Total	94.26	94.69	94.19	94.33	94.04	93.61	94.27	94.20	93.82	98.65
Q	33.23	32.83	31.90	32.65	28.01	32.66	29.73	33.49	31.05	
or	3.50	3.49	3.38	3.38	3.14	3.65	3.95	3.13	3.71	
ab	22.67	23.46	22.68	23.63	23.70	17.41	22.52	19.81	23.85	
an	22.77	24.84	26.84	25.86	29.09	29.58	28.28	27.95	27.13	
co	5.12	5.06	4.48	4.92	3.00	4.33	3.68	4.54	3.86	
en	1.69	1.37	2.27	1.98	3.41	2.71	2.54	2.40	2.17	
fs	3.79	5.32	5.16	4.06	6.44	6.42	5.95	5.22	4.85	
mt	2.30	2.29	2.31	2.30	2.31	2.32	2.31	2.31	2.31	
il	0.66	0.62	0.70	0.72	0.56	0.69	0.79	0.74	0.75	
ap	0.28	0.73	0.28	0.50	0.35	0.23	0.28	0.43	0.33	
S.l.	8.00	5.94	9.64	8.96	12.89	11.16	10.07	10.51	9.21	
D.l.	59.40	59.79	57.97	59.66	54.85	53.73	56.20	56.43	58.61	

Tableau 14: Analyses à la microsonde des verres de l'échantillon 458,44-1,54-58.
51 à 54: matrice vitreuse; 55 à 59: composition du verre distant d'un microlite
de pyroxène (60) respectivement de 25, 20, 15, 10 et 5.

	458,29-2,51-54					458,33-2,115-117				
	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
SiO ₂	54.04	54.15	53.31	54.55	53.51	53.90	54.58	54.13	51.30	52.28
TiO ₂	0.17	0.13	0.13	0.05	0.10	0.07	0.02	0.04	0.26	0.16
Al ₂ O ₃	2.85	2.32	2.17	2.59	3.10	1.69	1.60	2.17	2.81	2.67
Cr ₂ O ₃	0.31	0.00	0.00	0.60	0.04	0.45	0.26	0.13	0.00	0.00
FeO*	7.32	11.39	13.77	5.58	6.19	4.89	5.40	6.01	14.80	10.09
MnO	0.10	0.17	0.26	0.00	0.13	0.08	0.25	0.19	0.30	0.11
MgO	18.62	19.18	17.79	18.94	17.89	18.32	18.44	18.50	12.99	15.34
CaO	16.66	12.82	12.28	17.32	19.00	19.56	19.16	18.65	16.85	18.38
Na ₂ O	0.08	0.05	0.16	0.20	0.13	0.09	0.14	0.11	0.18	0.15
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
Total	100.15	100.21	99.87	99.83	100.09	99.05	99.90	99.93	99.49	99.18
Si	1.951	1.968	1.966	1.962	1.940	1.962	1.973	1.961	1.937	1.943
Ti	0.005	0.004	0.004	0.001	0.003	0.002	0.001	0.001	0.007	0.005
Al	0.121	0.100	0.094	0.110	0.967	0.072	0.068	0.093	0.125	0.117
Cr	0.009	0.000	0.000	0.017	0.001	0.013	0.007	0.004	0.000	0.000
Fe	0.221	0.346	0.425	0.168	0.188	0.145	0.163	0.182	0.467	0.314
Mn	0.003	0.005	0.008	0.000	0.004	0.002	0.008	0.006	0.010	0.004
Mg	1.002	1.040	0.978	1.015	0.967	0.994	0.994	0.999	0.731	0.850
Ca	0.645	0.499	0.485	0.667	0.738	0.763	0.742	0.724	0.682	0.732
Na	0.006	0.004	0.012	0.014	0.010	0.007	0.010	0.080	0.013	0.011
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000
Ca	34.5	26.4	25.6	36.1	38.9	40.0	38.9	37.9	36.1	38.5
Mg	53.5	55.0	51.6	54.9	51.0	52.1	52.1	52.3	38.7	44.8
Fe+Mn	12.0	18.6	22.8	9.1	10.1	7.1	9.0	9.8	25.2	16.7

Tableau 15: Analyses à la microsonde des pyroxènes (calculées sur 6 oxygènes) des laves du forage 458. Coeurs des phénocristaux: 61, 62, 66, 68, 71, 72, 76 et 77; périphéries des phénocristaux: 63, 69, 70, 73 et 78; matrice des pyroxènes: 64, 65, 74, 75, 79 et 80.

	458,37-2,31-35					458,47-1,56-59				
	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
SiO ₂	54.64	54.70	54.51	54.81	52.63	52.05	52.67	52.73	51.68	49.60
TiO ₂	0.13	0.07	0.00	0.00	0.10	0.32	0.25	0.41	0.35	0.84
Al ₂ O ₃	2.06	2.06	2.25	1.68	1.93	2.17	1.90	2.63	1.47	2.90
Cr ₂ O ₃	0.64	0.00	0.34	0.15	0.06	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
FeO*	5.72	5.56	5.36	5.35	14.34	10.90	10.26	10.66	16.52	15.68
MnO	0.00	0.08	0.19	0.13	0.45	0.29	0.29	0.25	0.50	0.24
MgO	18.90	18.45	18.97	18.75	16.37	15.55	15.51	15.16	14.69	11.94
CaO	18.50	19.02	17.98	18.90	13.71	17.46	18.20	18.37	13.54	17.02
Na ₂ O	0.11	0.12	0.11	0.05	1.21	0.23	0.22	0.25	0.18	0.29
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
Total	100.70	100.06	99.71	99.82	100.80	98.98	99.30	99.86	99.00	98.51
Si	1.955	1.871	1.966	1.977	1.948	1.944	1.959	1.953	1.963	1.908
Ti	0.004	0.002	0.000	0.000	0.003	0.009	0.007	0.011	0.010	0.024
Al	0.087	0.088	0.096	0.072	0.084	0.095	0.083	0.089	0.066	0.131
Cr	0.018	0.000	0.010	0.004	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe	0.173	0.168	0.162	0.161	0.444	0.340	0.319	0.330	0.525	0.505
Mn	0.000	0.002	0.006	0.004	0.014	0.009	0.009	0.008	0.016	0.008
Mg	1.008	0.991	1.020	1.008	0.903	0.866	0.860	0.837	0.832	0.685
Ca	0.709	0.734	0.695	0.731	0.544	0.698	0.725	0.729	0.551	0.702
Na	0.008	0.009	0.008	0.004	0.087	0.017	0.016	0.018	0.014	0.022
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Ca	37.5	38.5	36.9	38.3	28.6	36.5	37.9	38.3	28.6	36.9
Mg	53.4	52.3	54.2	53.0	47.4	45.2	44.9	44.0	43.3	36.1
Fe+Mn	9.1	9.0	8.9	8.7	24.0	18.3	17.2	17.7	28.1	27.0

Tableau 15 (suite).

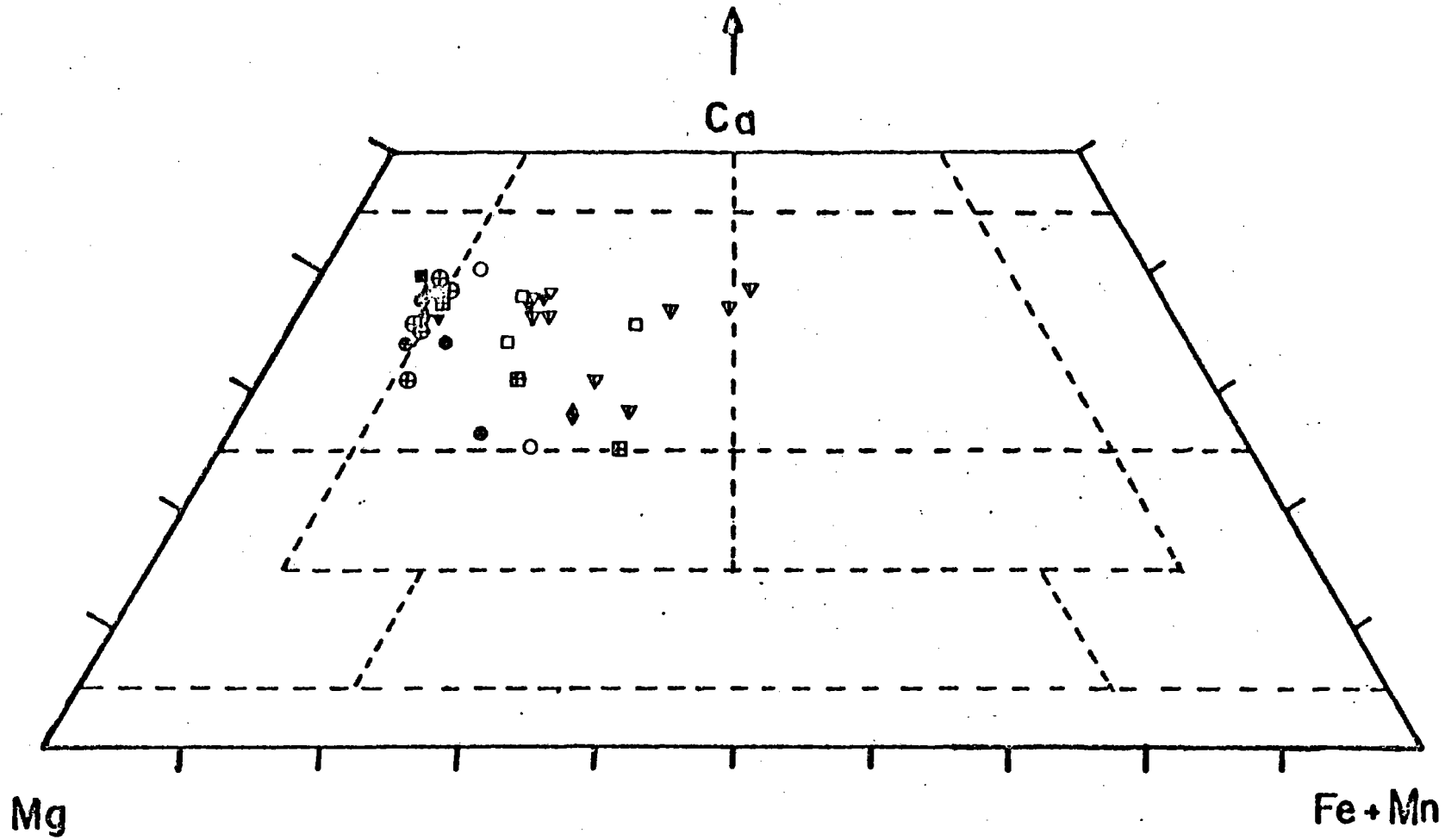


Figure 17: Diagramme Ca-Mg-(Fe+Mn) des pyroxènes des laves du site 458:

- , ○ et ⊕: échantillon 458, 29-2, 51-54
- , □ et ⊞: échantillon 458, 33-2, 115-117
- ◆, ◇ et ⬠: échantillon 458, 37-2, 31-35
- ▼, ▽ et ▾: échantillon 458, 47-1, 56-59

Les symboles pleins représentent les coeurs des phénocristaux; les symboles vides les périphéries des phénocristaux et ceux avec une croix ou une ligne représentent la matrice.

dans le champ de l'augite comme la plupart des pyroxènes des séries de magmas orogéniques. A l'égard des phénocristaux, les ~~micro~~lites sont enrichies en fer, et la plupart d'entre eux se trouvent dans le champ de l'augite. Les pyroxènes de composition endiopsitique proviennent de laves de séries orogéniques (Konda, 1970 ; Lowder, 1970 et Ewart, 1976). Leur apparition dans les laves type MORB semble être moins fréquente (Wood *et al.* 1979 a). Les pyroxènes des laves à plagioclases du site 458 ont aussi une faible teneur en TiO_2 (valeur moyenne = 0,18 %) et un pourcentage en Al_2O_3 de l'ordre de 2,2 %. Ces caractéristiques sont en parfait accord avec l'affinité orogénique des laves encaissantes ; en effet, Le Guen *et al.*, 1979 ont montré que les pyroxènes des roches volcaniques basiques des zones orogéniques ont des teneurs en TiO_2 et en Al_2O_3 plus faibles que dans les basaltes de croûte océanique ; le diagramme de Nisbet et Pearce (1977) montre aussi des différences de teneurs en TiO_2 des pyroxènes de ces deux types de laves.

Les plagioclases ont une composition de labrador ou de bytownite (tableau n° 16). Les ~~micro~~lites (An_{70-73}) sont généralement plus calciques que les phénocristaux.

2) Le site 459

a - Généralités

Le site 459 est situé à $17^{\circ}51.75'N$ et à $147^{\circ}18.09'E$ à une profondeur d'eau de 4121 m. Il a été effectué sur le mur interne du fossé des Mariannes. Dans le forage 459 B, 559 m de sédiments et 132,5 m de roches magmatiques ont été forés. L'âge des premiers sédiments remonte à l'Eocène inférieur, alors que les plus récents sont d'âge Pléistocène supérieur (3 à 0,9 M.A.). Ils ne forment pas une série sédimentaire continue, mais ils sont séparés par des hiatus dont certains ont eu une durée de 8 M.A.

La séquence sédimentaire est caractérisée par la grande ampleur des turbidites de l'Oligocène supérieur jusqu'au Miocène moyen, ils témoignent d'une sédimentation rapide à cette époque et de l'existence d'un relief important dans la zone du site 459. L'environnement qui régnait dans cette région est totalement différent de celui qui régnait dans la zone du site 458 au cours de cette même période, ceci est argumenté par la différence de la nature des dépôts dans les deux zones : principalement des cal-

	458,29-2,51-54			458,33-2,115-117		458,47-1,56-59				
	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90
SiO ₂	53.98	52.82	52.48	53.05	54.33	50.29	50.27	53.86	51.64	51.43
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.07	0.04	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01
Al ₂ O ₃	29.32	30.59	30.99	29.40	28.64	31.78	31.50	29.52	31.07	31.08
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00
FeO *	1.24	0.89	0.80	0.76	1.11	0.62	0.61	1.05	0.71	0.93
MnO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
MgO	0.08	0.30	0.22	0.06	0.20	0.24	0.14	0.06	0.14	0.06
CaO	12.31	13.64	13.78	12.14	11.37	14.76	14.91	11.75	14.05	13.98
Na ₂ O	3.75	3.03	3.17	3.92	4.45	2.38	2.48	4.11	2.86	3.00
K ₂ O	0.12	0.00	0.05	0.61	0.19	0.04	0.05	0.08	0.03	0.03
Total	100.80	101.27	101.53	99.41	100.35	100.11	100.09	100.44	100.53	100.62
Ca	64.0	71.3	70.4	63.0	57.9	77.2	69.0	60.9	73.0	72.9
Na	35.3	28.7	29.3	36.9	41.0	22.5	30.4	38.5	26.9	28.0
K	0.7	0.0	0.3	0.1	1.1	0.3	0.6	0.6	0.1	0.1

Tableau 16: Analyses à la microsonde des plagioclases des laves du site 458.
 Coeurs des phénocristaux: 81, 86 et 87; périphéries des phénocristaux: 88;
 matrice des plagioclases: 82, 83, 84, 85, 89 et 90.

caires et des boues à nannofossiles et quelques rares couches de cendres volcaniques (turbidites) dans le site 458, et des turbidites dans le site 459 (voir log. stratigraphique). La colonne stratigraphique est deux fois plus importante dans le site 459 que dans le site 458 durant la période Oligocène-Miocène. Les deux sites appartenant au même domaine paléocéanique au Tertiaire, ils ont tous les deux des laves type arc insulaire.

b - La séquence magmatique

Elle est composée de quatre unités qui se présentent de la façon suivante et de haut en bas :

- unité (1) : elle est constituée par des laves vésiculaires et aphyriques à plagioclase et à clinopyroxène. Ces laves sont altérées. Elles font 28 m d'épaisseur.

- unité (2) : elle est constituée par des laves très vacuolaires à plagioclase et à clinopyroxène. Ces laves sont parfois porphyriques, elles sont également altérées. Leur épaisseur est de 28,5 m.

- unité (3) : elle est formée par des laves très vésiculaires à plagioclase et à clinopyroxène. Ces laves sont comparables à celles de la première unité sauf que dans ces laves la taille des minéraux est plus grande que celle des minéraux de la première unité. Son épaisseur est égale à 28,5 m.

- unité (4) : elle est constituée par des laves à plagioclase et à clinopyroxène. Elles sont parfois porphyriques et peu vésiculaires. Les laves sont très altérées et très fracturées, ce qui laisse supposer que ces laves sont probablement des basaltes en pillows.

c - Minéralogie et composition chimique

Minéralogie

Sept échantillons ont été étudiés d'un point de vue pétrographique et géochimique dans l'ensemble des quatre unités basaltiques. Ils présentent les paragenèses suivantes :

- 459 B, 60-1, 48-51 : lave porphyrique et vacuolaire à phénocristaux (< 5 %) d'olivine, et de rares clinopyroxènes et plagioclases. Dans sa matrice existent les mêmes minéraux et du verre altéré.

- 459 B, 60-2, 87-90 : lave aphyrique et vacuolaire. La matrice est constituée de cristaux de : olivines, pyroxènes, plagioclases et de magnétites, et de verre altéré.
- 459 B, 61-2, 12-16 : lave aphyrique et peu vacuolaire. La pâte est bien cristallisée en quelques rares olivines, des pyroxènes, en plagioclases très abondants, et en magnétite. Le verre est plus ou moins recristallisé.
- 459 B, 66-2, 92-95 : lave aphyrique et peu vacuolaire. Elle ressemble beaucoup à la lave 459 B, 61-2, 12-16.
- 459 B, 69-1, 81-84 : lave porphyrique et vacuolaire à phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène (les phénocristaux sont rares). Dans la mésostase, les plagioclases sont très abondants, les olivines et les clinopyroxènes sont rares et le verre est plus ou moins recristallisé (abondant).
- 459 B, 72-1, 94-97 : lave aphyrique et vacuolaire. Les minéraux présents dans la mésostase sont : des plagioclases très abondants, et de rares olivines et clinopyroxènes. Le verre est en voie de dévitrification.
- 459 B, 73-2, 13-17 : lave porphyrique et peu vacuolaire à phénocristaux ($\approx 2\%$) de plagioclases et de clinopyroxènes. La matrice est constituée essentiellement de microlites de plagioclases. Elle renferme également des cristaux de magnétite.

Toutes ces laves ont une matrice constituée de microlites de plagioclase, olivine, pyroxène et magnétite. Elles sont soit aphyriques (60-2, 61-2, 66-2, 72-1), soit porphyriques à phénocristaux de plagioclase, pyroxène et olivine (60-1, 69-1, 73-2). Leur analyse normative (norme C.I. P.W., tableau n° 17) montre qu'elles sont toutes à quartz normatif (0,30 à 4,81 %). Elles ont des teneurs modérées en TiO_2 (0,7 à 1,1 %). Ces laves ont une composition (tableau n° 17) similaire à celle des andésites basaltiques et des andésites du site 458 qui sont des magmas type magmas orogéniques.

3) Conclusion

Les laves des sites 458 et 459 ont une pétrographie et une minéralogie comparables, la paragenèse des échantillons étudiés est presque identique. Elles sont sursaturées en SiO_2 , et sont toutes à quartz normatif (0,63 à 10,50 % dans le site 458 et 0,30 à 4,81 % dans le site 459). Leurs teneurs en TiO_2 sont relativement modérées et ne dépassent en aucun cas la valeur de 1,07 %.

	459B 60-1 48-51	459B 60-2 87-90	459B 61-2 12-16	459B 66-2 92-95	459B 69-1 81-84	459B 72-1 94-97	459B 73-3 13-17
SiO ₂	51.04	53.43	53.74	52.02	55.10	54.01	53.28
TiO ₂	0.74	0.67	0.70	1.07	0.78	1.02	1.05
Al ₂ O ₃	17.20	15.42	15.62	16.62	16.77	16.22	17.48
Fe ₂ O ₃	11.25	10.20	10.35	12.61	9.78	12.03	12.37
MnO	0.118	0.136	0.146	0.166	0.110	0.113	0.120
MgO	5.06	6.47	6.16	3.86	3.78	3.45	3.83
CaO	11.71	10.98	11.03	8.96	9.16	7.75	7.36
Na ₂ O	2.67	2.49	2.49	3.54	3.47	3.49	3.61
K ₂ O	0.45	0.34	0.35	0.66	0.45	1.16	0.42
P ₂ O ₅	0.11	0.09	0.09	0.12	0.11	0.14	0.14
Total	100.35	100.23	100.68	99.67	99.51	99.38	99.66
P.F.110°	1.70	1.17	0.86	1.69	0.80	1.31	3.04
P.F.1050°	1.33	1.02	0.54	1.28	0.69	1.25	2.30
Q	0.30	4.36	4.81	0.71	6.60	3.99	3.89
or	2.68	2.02	2.07	3.96	2.69	6.97	2.52
cb	22.72	21.20	21.10	30.38	29.74	30.02	30.97
an	33.83	30.09	30.48	27.92	29.24	25.60	30.69
di	wo	9.97	10.07	9.92	6.84	6.71	5.25
	en	4.69	5.51	5.29	2.64	3.02	1.97
	fs	5.17	4.20	4.31	4.30	3.65	3.37
en	7.99	10.70	7.11	6.51	6.76	8.76	8.79
fs	8.80	8.17	8.22	11.60	7.87	11.56	14.03
mt	2.19	2.19	2.18	2.21	2.20	2.21	2.21
il	1.41	1.28	1.33	2.06	1.50	1.97	2.02
ap	0.26	0.21	0.21	0.29	0.26	0.34	0.34
S.l.	27.46	34.75	33.36	19.71	22.75	18.12	20.04
D.l.	25.70	27.58	27.99	35.05	39.04	40.98	37.38

Tableau 17: Eléments majeurs(en%) et normes C.I.P.W. des laves du forage 459B.

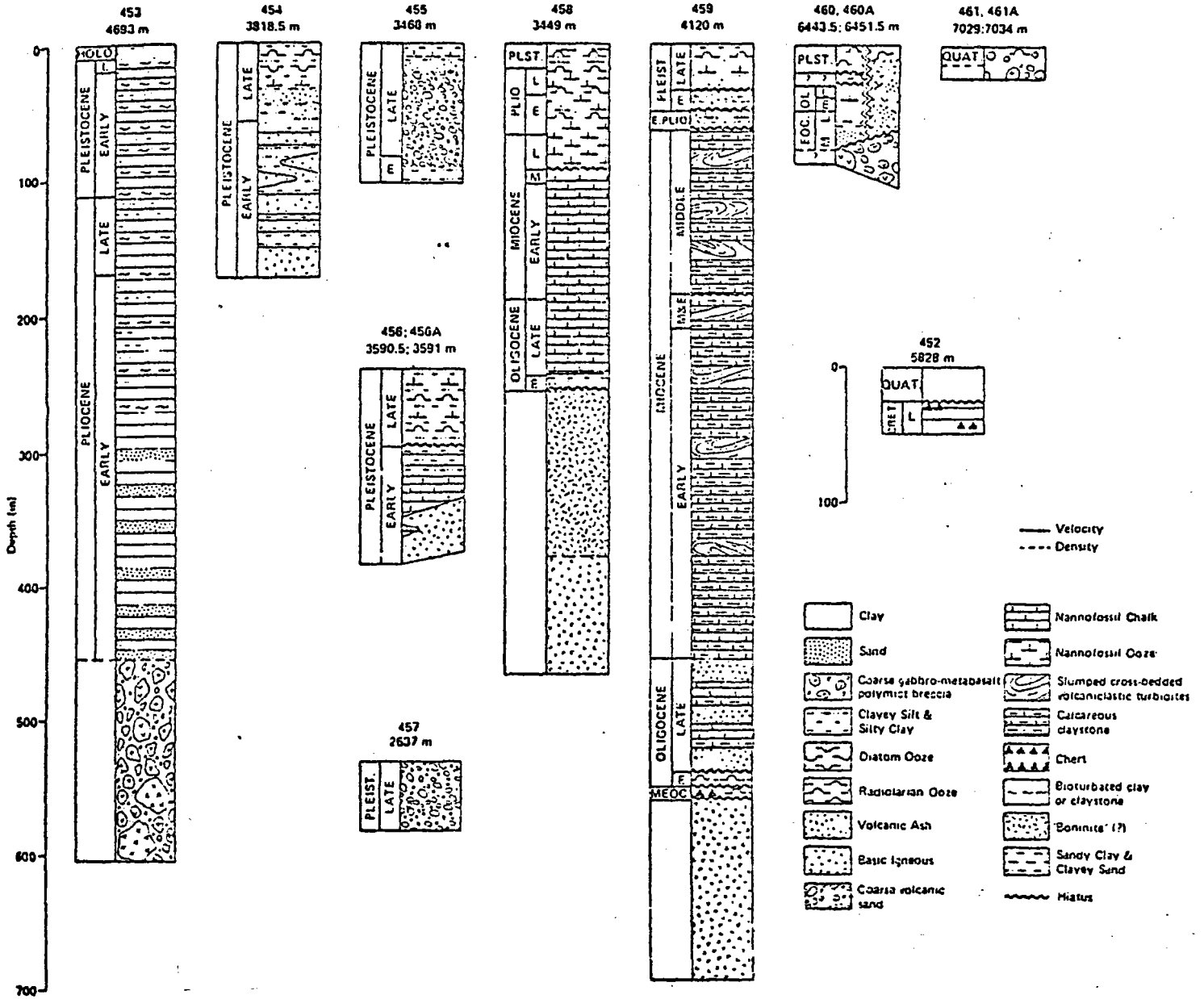


fig. 18 — Colonnes stratigraphiques aux divers sites du Leg 60, d'après Hussong (op. cit.).

L'étude pétrographique et géochimique (éléments majeurs) nous permet alors de classer les laves des sites 458 et 459 (laves de l'arc insulaire des Mariannes et de l'espace arc-fossé) parmi les magmas type orogénique. Ce sont soit des andésites basaltiques, soit des andésites.

L'échantillon 458, 44-1, 54-58 est le seul à avoir des phénocristaux d'orthopyroxènes de type bronzite et quelques clinopyroxènes noyés dans une matrice "pyroxénitique" et vitreuse. Ce type de lave a déjà été décrit et classé par Kuroda *et al.*, 1978 dans le groupe des Boninites, mais cet échantillon diffère de ceux décrits par Kuroda *et al.*, 1978 (échantillons dragués sur le flanc de l'arc insulaire des Mariannes par Dietrich *et al.*, 1978) par sa faible teneur en MgO et par l'absence d'olivine.

C - LE SYSTEME DES MARIANNES : LES ELEMENTS HYGROMAGMAPHILES

Le comportement des éléments hygromagmaphiles a déjà été étudié dans les tholéiites océaniques et dans certains basaltes alcalins océaniques (Bougault *et al.*, 1979 ; Wood *et al.*, 1979 ; Bougault *et al.*, sous presse et Joron *et al.*, sous presse). Comment alors se comportent-ils vis-à-vis des magmas liés à une zone de subduction (laves des sites 458 et 459) et vis-à-vis du magmatisme alcalin en milieu continental (Massif central français : Chaîne des Puys) ?

1) Eléments à faible coefficient de partage : Nb-Ta, Zr-Hf et Y-Tb

La définition du coefficient de partage d'un élément a été donnée au chapitre II (page 16). Les concentrations des éléments en trace de la première série de transition (Ti, V), de la deuxième série de transition (Y, Zr, Nb), de la troisième série de transition (Terres rares, Hf et Ta) et du Th des échantillons du Leg 60 sont regroupées dans les tableaux n° 18, 19, 20, 21 et 22.

Tableau 18: Eléments traces (en ppm) du forage 453.

XRF: Analyse par fluorescence X
 NAA: Analyse par activation neutronique

	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Eu	Tb	Hf	Ta	Th	U		
53-3																											
44-47	38.3	840	98	88	914	51520	48 55	58 57	14	1.85	316 330	2.44	8.14	1.29	0.02		21	0.22	0.3	0.16	0.03	0.11			0.37		
53-5																											
77-88	48	1020	125	103	782	41090	36 38	40 40	7	0.19	286 302	3.28	6.34	0	0.88	0.02	12	0.11	0.26	0.11	0.09	0.09			0.09		
55-1																											
36-48	60.7	1380	183	315	693	40250	27 31	31 29	4	0.87	273 295	3.13	6.93	0.49	0.64		34	0.23		0.13	0.06	0.15			0.13		
55-4																											
118-123	1.5	300	12	0	875	44240	73 75	25 30	61	3.97 3.3	438 430	0.36	8.90	0.51	2.02	0.01	230	0.54	0.6	0.08	0.02	0.05			0.31		

Tableau 19: Eléments traces(en ppm) du forage 454.

	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Eu	Tb	Hf	Ta	Th	U	
5-1 38-40	30.6	6000	236	260	968	56840	29 31.7	75 79	54	5.34	176 237	29	70	3.09	0.56	0.24	27	2.65	7.4	0.99	0.51	1.63	0.13	0.45	0.19	
5-3 52-54	29	5760	207	248	867	53900	32 34	106 112	42	2.16	1000 1017	25	58	3.73	0.14	0.02	31	2.50	6.0	0.93	0.47	1.45	0.11	0.31	0.66	
5-4 50-52	28	4980	186	770	898	61180	48 51.9	359 412	44	1.74	145	22	54	2.53	0.18	0.02	28	2.33	4.8	0.86	0.44	1.45	0.11	0.51	0.09	
6-cc 16-18	30	5640	219	270	898	58450	35 36	114 117	48	0.73	152 164	26	60	2.38	0.66	0.02	27	3.6	6.9	1.04	0.48	1.52	0.12	0.36	0.1	
8-1 35-37	29	5340	230	523	883	61390	42 44	229 247	50	3.27	146	24	63	4	0.21	0.05	31	3.2	6.8	0.87	0.48	1.5	0.12	0.43	0.07	
10-1 58-60	32	6000	265	231	1069	57960	30 32.4	76 84	48	2.98	202 243	28	70	4.59	0.83	0.04	19	3.81	8.9	1.12	0.5	1.78	0.15	0.42	0.16	
11-1 78-80	31	5760	234	223	968	57960	32 34	109 119	52	2.40	202 264	27	68	3.44	0.03			3.83	5.6	1.02	0.5	1.59	0.14	0.74	0.15	
11-2 41-43		6360	265	222	1161	65100	29	57	53	4.39	190	29	77	4.25												
12-1 88-90	31	6120	279	218	929	57120	30 31.7	97 103	51	5.56	211 259	29	76	3.62	0.11	0.06	38	2.50	8.0	0.94	0.61	1.62	0.15	0.42	0.13	
14-1 12-14	30	7380	250	245	1146	62860	32 35	106 127	56	7.90	169 196	33	85	3.47	0.06	0.08	20	3.5	8.3	1.21	0.63	2.2	0.17	0.40	0.11	
16-1 138-141	28.4	6660	257	487	1216	66220	40 42	223 261		7.27	164	31	82	4.59	0.05	0.03	25	3.51	9.3	1.01	0.59	2.02	0.16	0.39	0.10	

Tableau 20: Eléments traces(en ppm) des forages 456 et 458A.

	Sc #14	Ti #2P	V #6P	Cr #8P	Mn #8P	Fe #6P	Co #6P #26	Ni #8P #26	Zn #8P	Rb #6P	Sr #6P #26	Y #8P	Zr #8P	Nb #8P	Sb #26	Cs #26	Ba #26	La #26	Ce #26	Eu #26	Tb #26	Hf #26	Ta #26	Th #26	U #26	
12-1 62-64	36	7380	292	219	1224	70840	30 34	54 65	47	7.42	232 289	30	72	3.55	0.08	0.17	51	5.05	11.8	1.23	0.66	1.94	0.16	0.69	0.13	
14-1 25-27	34	6900	247	272	1146	62370	40 42	84 85	50	6.13	174 236	25	93	3.91	0.06	0.21	13.5	2.99	9.6	1.16	0.60	2.08	0.19	0.29		
16-2 98-100	30	7140	290	233	2246	71120	37 33	74 72	86	0	146 179	31	80	3.47	0.07	0.02	13	2.83	7.6	0.98	0.56	1.82	0.15	0.21	0.05	
18-1 25-27	32	7260	257	335	1286	66640	34 35	71 73	56	7.13	179 236	21	86	4.50	0.07	0.33	8	2.99	9.6	1.08	0.58	2.02	0.17	0.22		
19-1 12-15	33	6840	285	314	914	68880	29 29	44 57	89	4.46	172 211	36	87	3.84	0.09	0.20	11	3.39	8.4	1.15	0.66	2.01	0.16	0.30	0.13	

Tableau 21: Eléments traces (en ppm) du forage 458.

	Sc #36	Ti #37	V #36	Cr #36	Mn #36	Fe #36	Co #36 #36	Ni #36 #36	Zn #36	Rb #36	Sr #36 #36	Y #36	Zr #36	Nb #36	Sb #36	Cs #36	Ba #36	La #36	Ce #36	Eu #36	Tb #36	Hf #36	Ta #36	Th #36	U #36
28-1 102-104		1920	246	250	1069	62230	33	72	67	6.05	100	6.96	35	1.60											
29-2 51-54	35	1920	243	227	914	64820	43 42.7	68 73	70	7.38	98	4.56	35	1.33	0.12	0.06	16	0.50	1.3	0.28	0.11	0.81	0.05	0.13	
30-2 32-35	34	1920	196	238	906	63770	37 36	77 74	69	10.88	93 108	5.73	37	1.96	0.07	0.06	12	0.63		0.18	0.10	0.74	0.05	0.14	
32-3 110-112	32.3	1620	195	204	867	59080	31 33	57 65	35	65.16	95 136	8.74	30	1.45	0.12	1.02	36	0.80		0.26	0.16	0.80	0.04	0.11	
33-2 115-117	34	1740	260	250	929	57960	35 38	77 76	39	15.59	96 123	9.32	32	1.04	0.08	0.19	22	0.9	1.4	0.25	0.16	0.8	0.05	0.19	
35-2 95-98		2040	224	279	813	62300	27	74	49	24.70	121	9.46	38	2.20											
37-2 31-35	37	1800	228	257	852	61460	35 37	64 69	42	33.36	105 148	12.18	33	2.25	0.17	0.41	12	1.26	2.0	0.03	0.20	0.81	0.06	0.30	0.22
39-3 24-27	32	2100	302	286	720	68320	33 31	71 81	74	19.82	109 125	8.11	37	2.48	0.13	0.21	15	0.58	2.0	0.29	0.18	0.86	0.06	0.15	0.16
40-1 116-118	30	2040	199	276	837	71120	39 37	92 91	86	14.86	101	5.55	37	2.18	0.15	0.21	16	0.52	2.0	0.20	0.09	0.80	0.06	0.13	0.16
41-1 60-63	24	6300	265	2.33	674	69860	18 18	14 10	104	48.56	159 165	45.74	92	4.28	0.16	1.03	42	3.68	9.5	1.07	0.70	2.63	0.14	0.26	
43-1 88-92	35	3300	307	257	651	71400	25 23.3	73 57	78	20.04	141 170	23.86	53	2.80	0.11	0.28		1.51	6.6	0.74	0.46	1.20	0.07	0.14	
44-1 54-58	30	3000	281	182	1208	72380	40 39.5	72 77	66	8.73	90 110	12.59	45	0.72	0.08	0.23	16	0.76	1.6	0.28	0.19	1.03	0.05	0.23	
47-1 56-59	30	6060	428	13.17	852	94290	47 45	32 22	103	8.50	143 157	30	73	3.25	0.11	0.13	14	2.15	6.1	0.80	0.51	1.72	0.09	0.23	
47-2 34-37	28	5520	399	12.13	697	91840	38 34	40 22	101	11.84	134 159	16	61	1.97	0.18	0.22		1.57		0.61	0.29	1.56	0.08	0.20	0.15
48-1 41-43	30	5880	521	20.61	720	94780	42 38.3	34 30	113	10.51	136 152	40	60	3.86	0.13	0.14		2.26	6.1	0.91	0.60	1.44	0.08	0.22	0.10

103

Tableau 22: Eléments traces(en ppm) du forage 459B.

	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Eu	Tb	Hf	Ta	Th	U	
60-1 48-51	39.3	4440	372	299	914	78750	29 30	40 52	86	5.65	124 162	22	36	2.95	0.32	0.21	8	2.06	4.6	0.69	0.43	1.16	0.07	0.14	0.09	
60-2 87-90	36	4020	318	152	1053	71400	39 43.6	49 55	55	27.57	26 149	18	41	2.57	0.04	2.8	16	1.20	2.8	0.61	0.36	1.04	0.05	0.11	0.09	
61-2 12-16	34.7	4200	351	158	1139	72450	38 43	47 53	59	10.30	113 144	19	40	2.12	0.03	0.40		1.40	3.5	0.70	0.31	1.10	0.05	0.18	0.10	
66-2 92-95	34.7	6420	419	9.59	1286	88270	40 41.6	22 24	76	13.94	120 142	31	62	3.60	0.05	0.39	8	1.88	4.2	0.85	0.58	1.82	0.07	0.19	0.18	
69-1 81-84	28.4	4680	317	33.39	852	68460	28 29	26 26	53	6.17	142 159	27	57	2.26	0.12	0.05	15	0.98	5.7	0.64	0.48	1.63	0.06	0.28	0.14	
72-1 94-97	28	6120	424	14.06	875	84210	34 32	35 18	60	36.82	123 138	30	67	3.69	0.08	1.06	19	2.34	6.4	0.85	0.51	1.75	0.07	0.21		
73-2 13-17	26	6300	329	6.20	929	86590	33 31	24 18	114	3.67	148 160	45	82	3.86	0.10	0.11		3.41	8.8	1.02	0.74	2.22	0.09	0.29	0.14	

Pour les trois couples : Y-Tb (groupe III A), Zr-Hf (groupe IV A) et Nb-Ta (groupe V A), chaque élément ne doit pas fractionner ou très peu

Groupe III A	Groupe IV A	Groupe V A
Y	Zr	Nb
La Tb	Hf	Ta

l'un vis-à-vis de l'autre lors des processus magmatiques (fusion partielle, cristallisation fractionnée) à cause de leurs propriétés physico-chimiques qui sont voisines, en particulier, ils ont des rayons ioniques très voisins et le même nombre de valence (ou degré d'oxydation).

	Y	Tb	Zr	Hf	Nb	Ta
rayon ionique (Å)	0.92	0.92	0.79	0.79	0.68	0.69
valence	+3	+3	+4	+4	+5	+5

Les éléments analysés par la spectrométrie de fluorescence X sont donnés avec une précision de 1 à 3 pmm pour les éléments mesurés sur la raie K_{α} (ex : Nb et Y) et pour les éléments mesurés sur la raie K_{β} (ex : Zr) la précision est de l'ordre de 5 pmm.

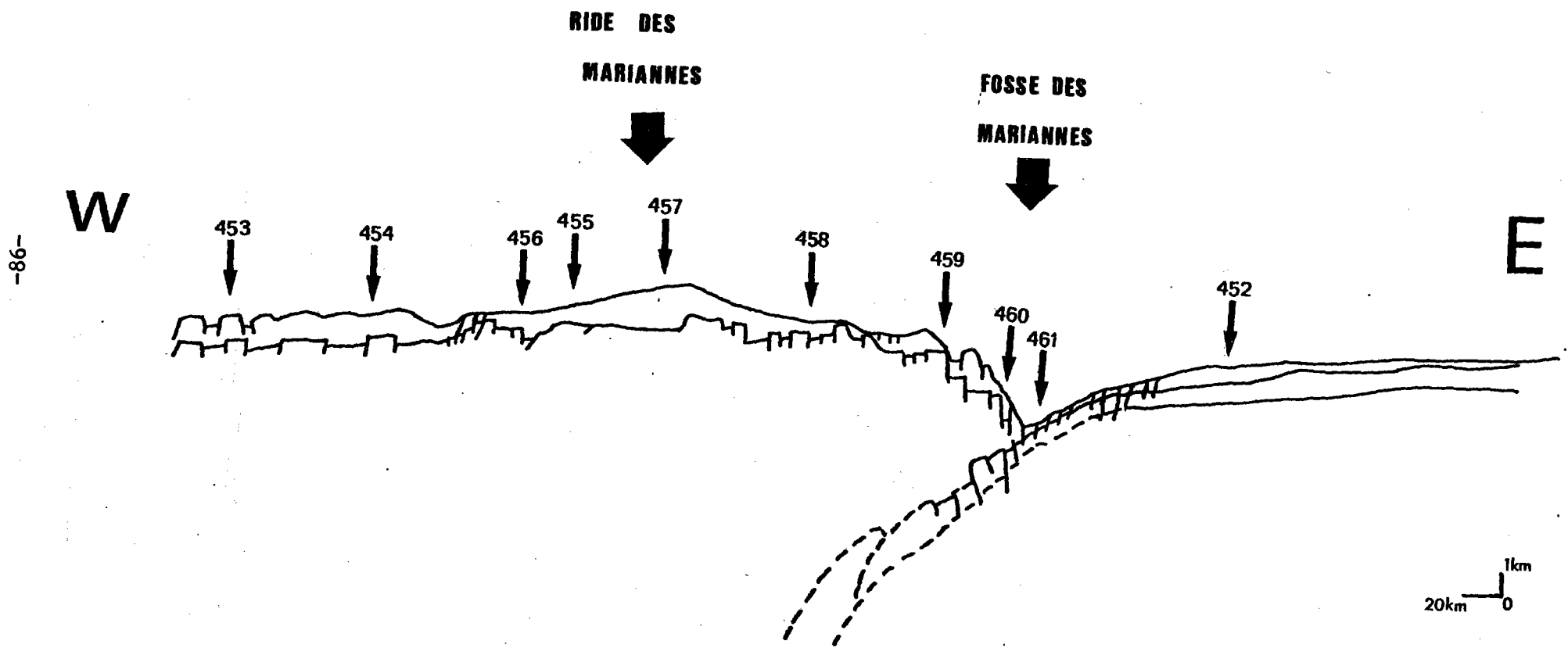


Figure 19: Coupe schématique du bassin et du fossé des Mariannes

Dans ce chapitre, on va essayer de voir le comportement de ces trois couples d'éléments dans les deux principaux groupes de laves des sites 454 et 456 situés à l'Est de la ride des Mariannes et qui ont été classés parmi les tholéiites océaniques et dans des sites 458 et 459 qui se trouvent entre la ride des Mariannes et son fossé (fig. n° 19), et qui ont été définis comme des andésites et des andésites basaltiques par l'étude pétrographique et l'analyse chimique. Cette étude sera également faite plus tard sur des échantillons provenant d'un domaine continental (Chaîne des Puys).

a - Le couple Y-Tb

On a porté (fig. n° 20) l'yttrium en fonction du terbium ($Y = f(Tb)$), et on a eu une très bonne corrélation entre ces deux éléments. En effet, la courbe obtenue est une droite qui passe par l'origine. Ils donnent alors un rapport constant (≈ 51). Dans les tholéiites océaniques, le rapport Y/Tb observé (Bougault *et al.*, 1979) est compris entre 40 et 50 et celui dans les chondrites est de l'ordre de 46 si l'on prend des valeurs moyennes de ces éléments dans les chondrites ($Y = 2,16$ ppm et $Tb = 0,047$ ppm). Le rapport obtenu est voisin de 50, il représente la limite supérieure du rapport observé dans les tholéiites océaniques. Les deux groupes de roches (sites 454-456 et sites 458-459) ne présentent pas de différence significative, ils se répartissent presque parfaitement autour de la courbe obtenue (fig. 20). Ces deux éléments n'ont donc pas fractionné l'un vis-à-vis de l'autre.

b - Le couple Zr-Hf

Le zirconium est porté en fonction du hafnium dans la fig. n° 21 ($Zr = f(Hf)$). La courbe obtenue est là aussi une droite passant par l'origine, le rapport Zr/Hf est alors constant (≈ 40). La valeur de ce rapport est la même que celle obtenue pour les tholéiites océaniques et pour les chondrites en prenant des valeurs moyennes de ces éléments dans les chondrites ($Zr = 5,13$ ppm et $Hf = 0,128$ ppm). Les basaltes tholéiitiques des sites 454-456 et les andésites et andésites basaltiques des sites 458-459 s'alignent autour de la courbe obtenue (fig. 21). Ils ne présentent pas de différence significative entre eux. Le Zr et le Hf n'ont donc pas fractionné l'un vis-à-vis de l'autre, ils se sont comportés de la même façon au cours des processus magmatiques (fusion partielle ou/et cristallisation fractionnée)

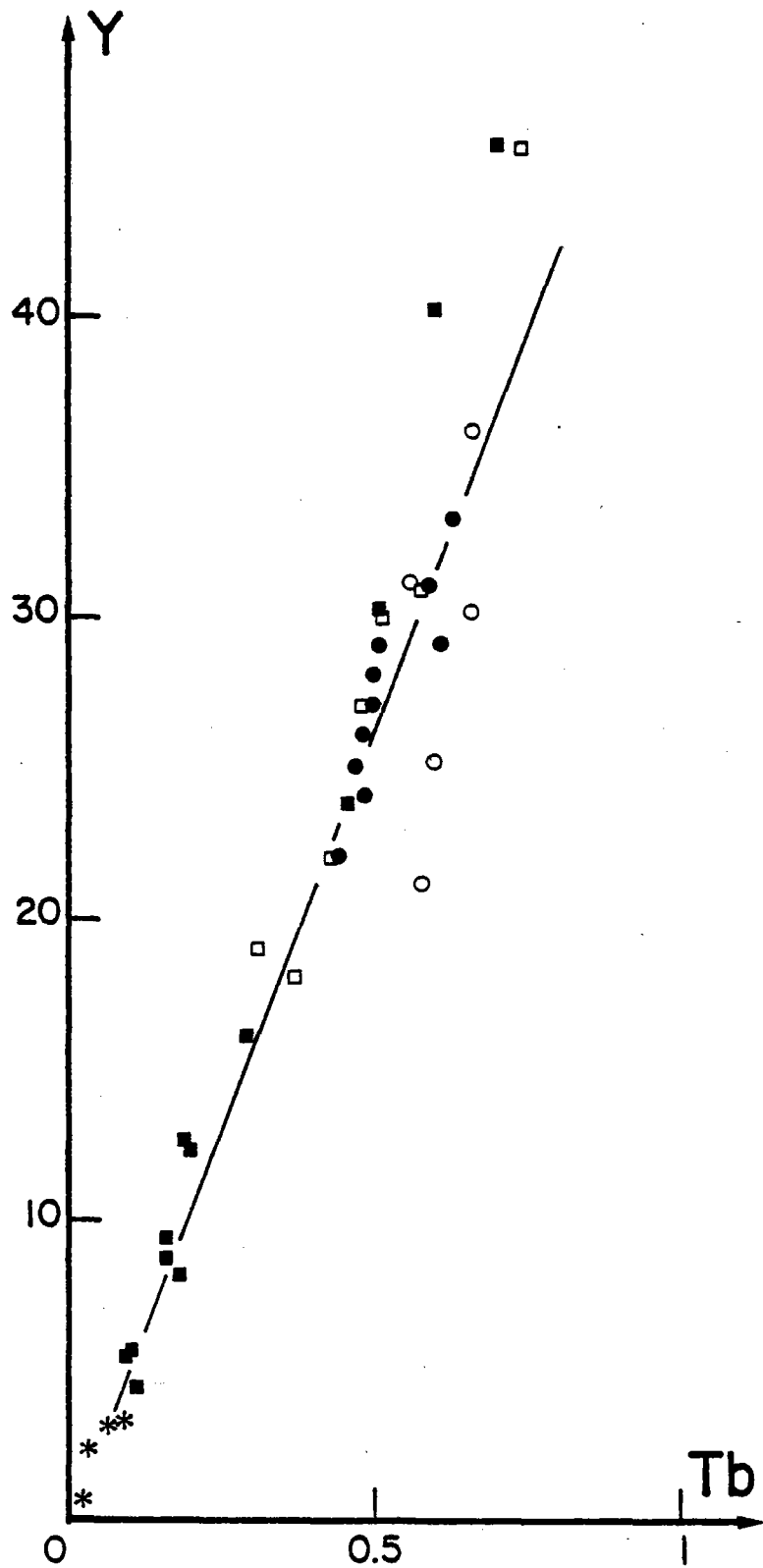


Figure 20: Y(en ppm) en fonction de Tb(en ppm) de tous les échantillons du Leg 60:
*: forage 453; ●: forage 454; ○: site 456;
■: forage 458 et □: forage 459B.

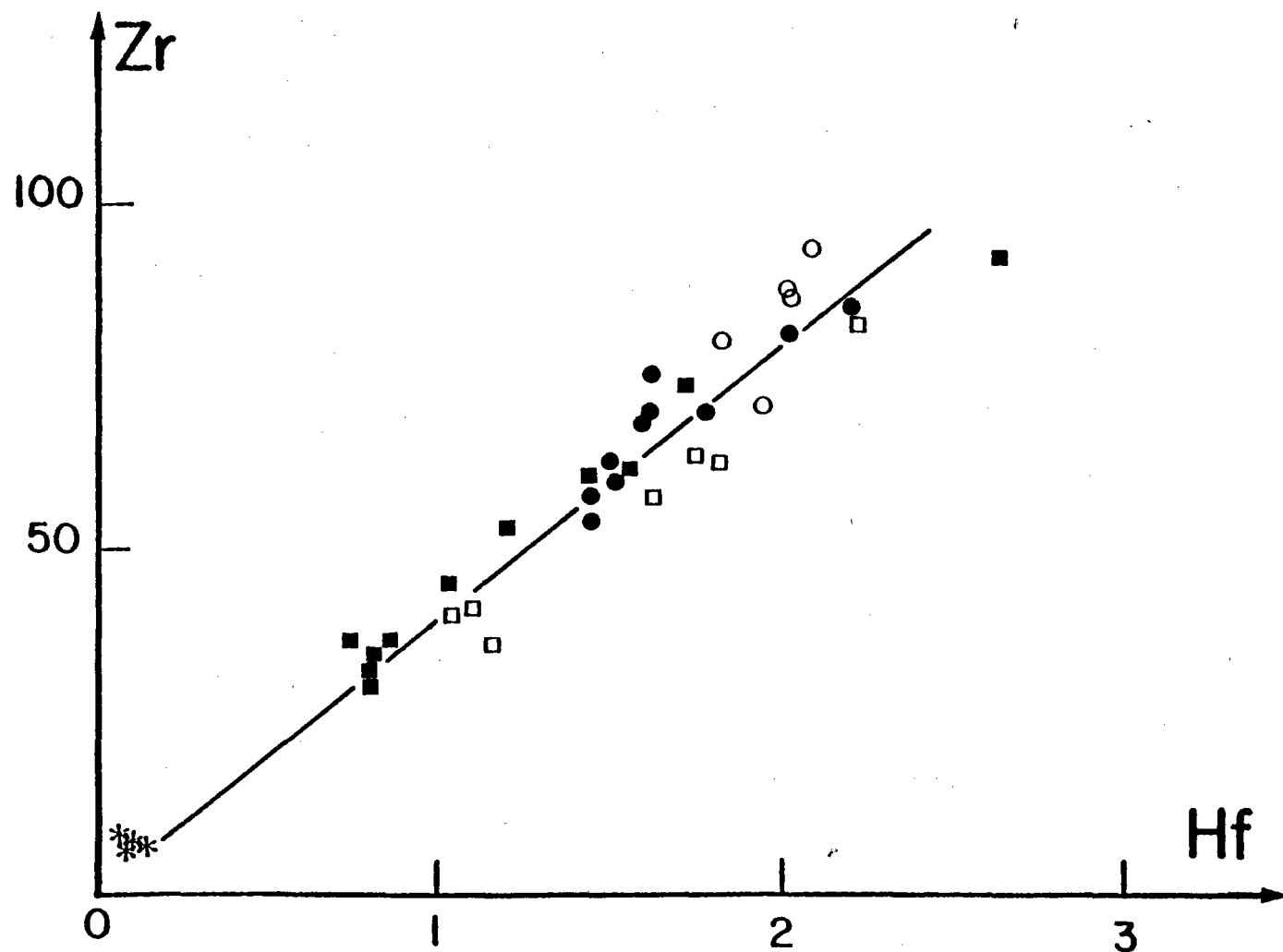


Figure 21: Zr(ppm) en fonction de Hf(ppm) de l'ensemble des échantillons du Leg60. (Mêmes symboles qu'en figure 20).

donnant naissance à ces roches.

c - Le couple Nb-Ta

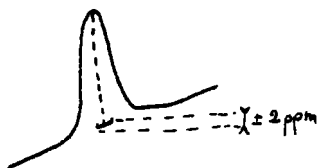
Dans la figure n° 22, on a porté le niobium en fonction du tantale ($Nb = f(Ta)$). La répartition des points ne nous permet pas de tracer une droite passant par l'origine ; la croix représente la reproductibilité des mesures et non pas l'intervalle de confiance.

Si l'on trace une droite de régression pour l'ensemble des échantillons du leg 60, on obtient une droite (fig. 22 bis) qui a comme ordonnée à l'origine la valeur 1,2 et une pente de l'ordre de 16 ; la valeur de cette pente correspond à la valeur du rapport Nb/Ta rencontré dans les tholéiites océaniques et dans les chondrites. Par conséquent, on retrouve pour l'ensemble des échantillons du leg 60 un rapport Nb/Ta identique à celui des tholéiites océaniques et des chondrites, mais dont l'ordonnée à l'origine se trouve décalée de 1,2 ppm. Ce décalage peut être exprimé par l'addition de l'erreur systématique dans ce cas. En effet, la concentration d'un élément (ex. Nb) dans un échantillon est la somme de trois facteurs :

$c \pm$ reproductibilité + ou - erreur systématique

c : concentration de l'élément obtenue par analyse.

L'erreur systématique est liée au choix des valeurs angulaires de la position du goniomètre pour le pic et les fonds de la raie de l'élément considéré. En fluorescence X, lorsqu'on analyse un élément, on n'est pas sûr d'être exactement sur le pic, mais dans un intervalle qu'on peut assimiler à la valeur du pic et qui peut nous induire une erreur de ± 2 ppm, erreur qu'on appelle erreur systématique et qui est donc liée directement à l'opérateur.



Dans le cas des échantillons du leg 60, si on déduit l'erreur systématique de la concentration du Nb trouvée par analyse, on obtient une droite passant presque parfaitement par l'origine et dont la pente est de l'ordre de 16, valeur très similaire à celle des tholéiites océaniques et des chondrites donc le Nb et le Ta n'ont pas fractionnés l'un vis-à-vis de l'autre au cours des processus pétrogénétiques.

L'étude des trois couples d'éléments : Y-Tb, Zr-Hf et Nb-Ta (notamment celle des deux premiers) nous montre que ces éléments ne fractionnent pas ou très peu au cours des processus magmatiques et qu'ils se comportent d'une manière identique. Par contre, si l'on considère des éléments dont les propriétés physiques (ex. : rayon ionique) et chimiques (ex. : charge ionique) sont différentes (ex. : $Y = f(Ta)$), les points ne se répar-

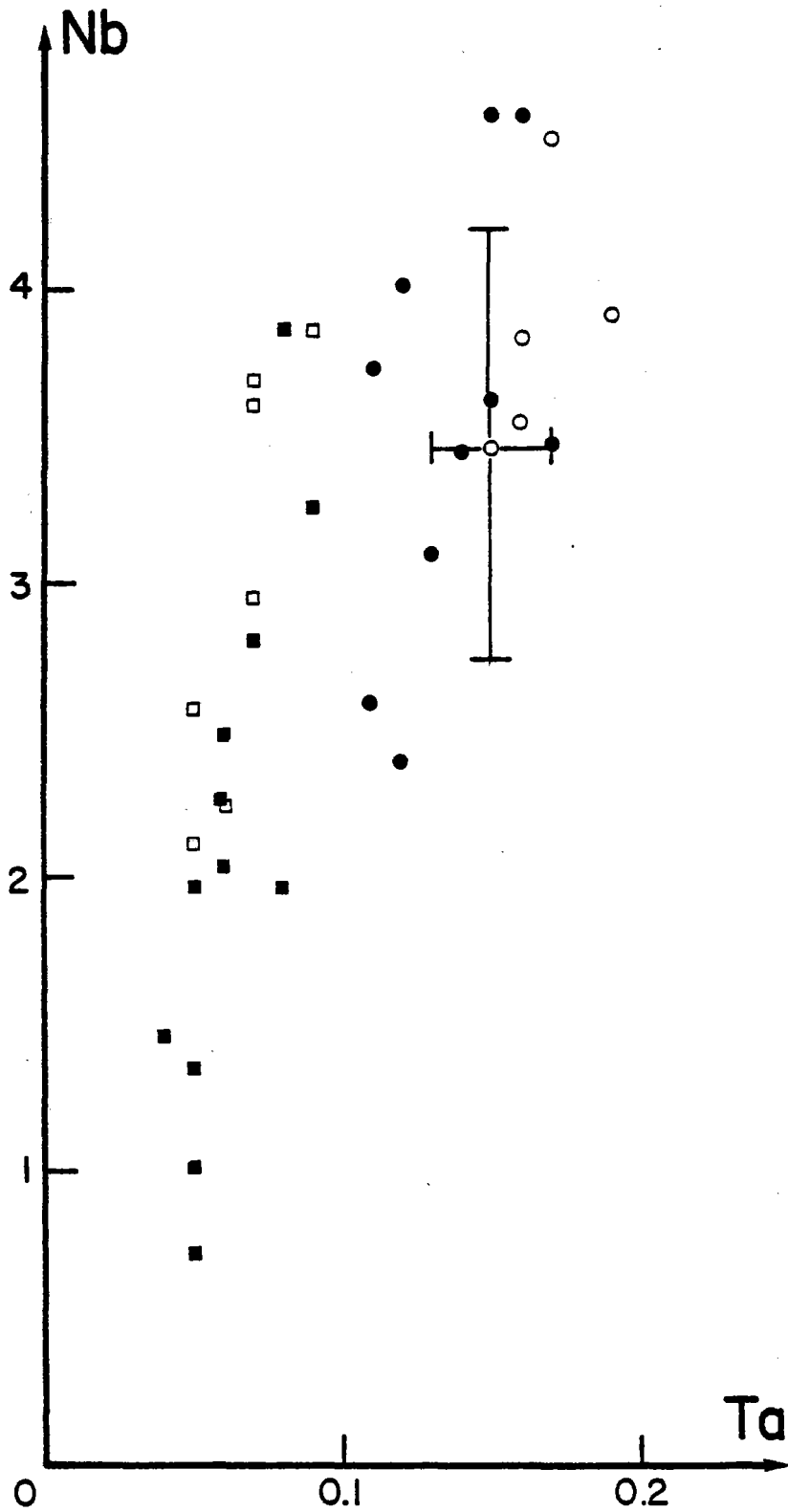


Figure 22: Nb(ppm) en fonction de Ta(ppm) de tous les échantillons du Leg60. (Mêmes symboles qu'en figure 20).

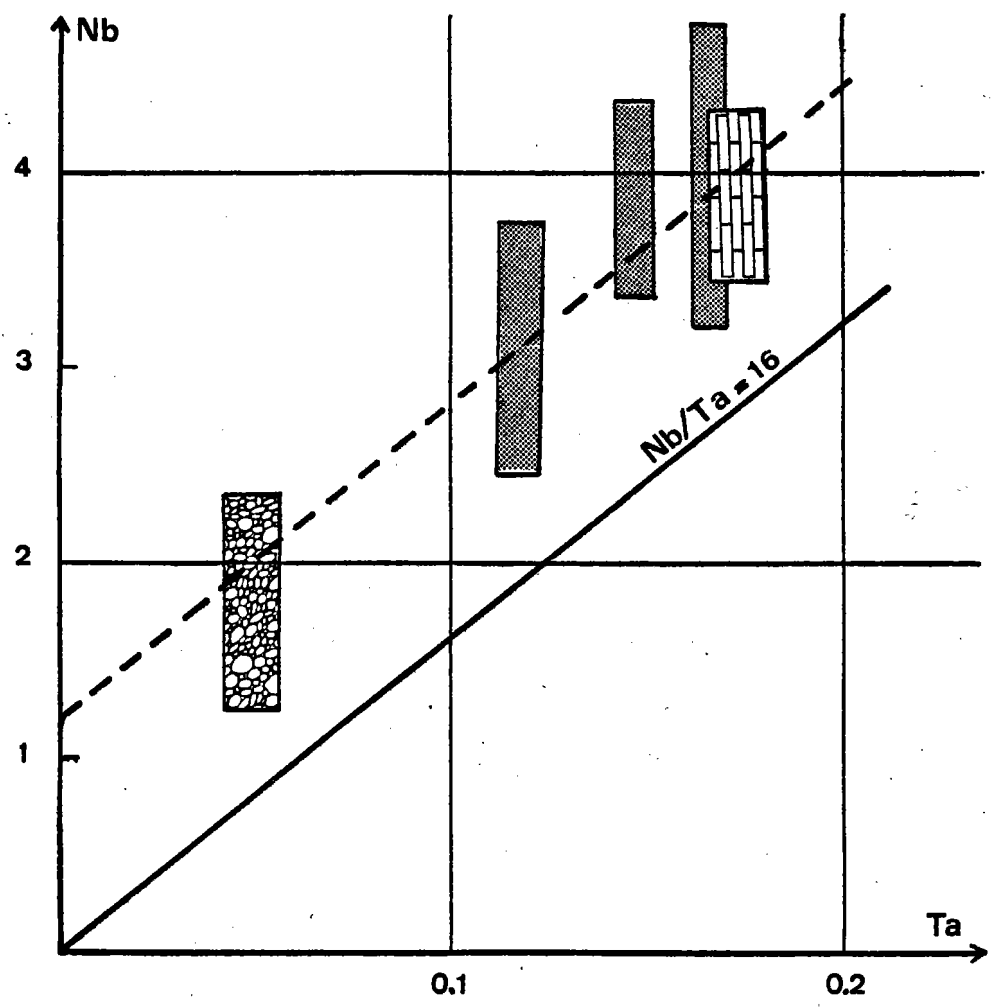


Figure 22 bis: Nb (ppm) en fonction de Ta (ppm) de tous les échantillons du Leg 60:
■ Forage 454, ▨ Forage 456, ▩ Forage 458

tissent pas suivant une droite passant par l'origine et un fractionnement très évident se laisse se manifester (fig. n° 23).

d - Conclusions

De l'ensemble des données concernant les éléments des groupes III A (Y-Tb), IV A (Zr-Hf) et V A (Nb-Ta) de la deuxième et troisième séries de transition, on peut conclure que :

- Le rapport Y/Tb a une valeur voisine de la valeur supérieure de ce rapport dans les tholéiites océaniques (≈ 50).

- Le rapport Zr/Hf montre la même valeur que pour les tholéiites océaniques (≈ 40).

- Pour ces deux couples d'éléments, aucune différence n'a été notée entre les sites 454-456 (tholéiites) et les sites 458-459 (andésites et andésites basaltiques).

2) *Comportement des éléments hygromagmaphiles : l'utilisation du diagramme de "Coryell-Masuda élargi"*

Il a été montré que les éléments à faible coefficient de partages (hygromagmaphiles, Treuil 1973) peuvent être classés selon la valeur de leurs coefficients de partage (Bougault *et al.*, 1979). Récemment, Sun *et al.*, 1979 et Wood *et al.*, 1979, ont proposé un diagramme de "Coryell-Masuda élargi" (Masuda, 1962 ; Coryell *et al.*, 1963) dans lequel on introduit d'autres éléments en plus des terres rares. Il a été démontré que tous les éléments ne peuvent pas être admis dans un tel diagramme, mais seulement les éléments lithophiles et hygromagmaphiles (Bougault *et al.*, en préparation). La difficulté pour construire un tel diagramme de "Coryell-Masuda élargi" réside dans la connaissance de la concentration moyenne dans les chondrites des éléments tels que Th, Ta, Nb, Zr, Hf. On a déterminé des concentrations chondritiques théoriques de ces éléments par une étude de géochimie comparée de plusieurs basaltes océaniques (tableau n° 2, page 25) et également la position que doit occuper chacun de ces éléments par rapport aux terres rares dans le diagramme de Coryell-Masuda (voir chapitre II, p. 23). D'un point de vue théorique on propose une relation (voir chapitre II, p. 28) qui tient compte à la fois du caractère hygromagmaphile de l'élément et de son incompatibilité vis-à-vis d'une structure cristalline (Bougault *et al.*, en cours). Cette relation est la suivante :

$$\Phi = (a(\Delta R_i)^2 + 1) \frac{n}{R_i}$$

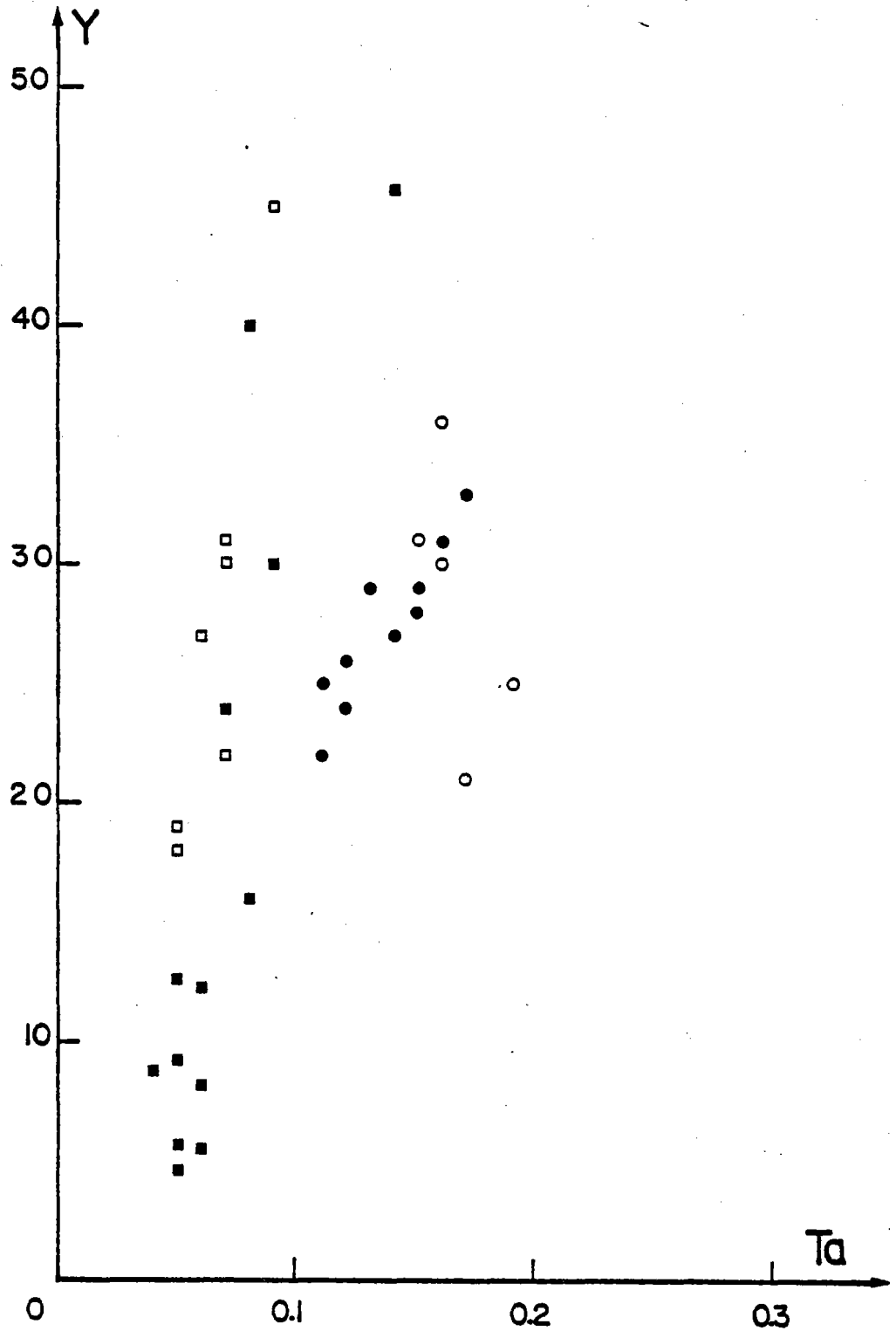


Figure 23: Y(ppm) en fonction de Ta(ppm) de l'ensemble des échantillons du Leg60. (Mêmes symboles qu'en figure 20).

Elle nous permet de placer les éléments Th, Ta, Nb, Zr, Hf, Ti et Y exactement dans la même position que celle trouvée par l'étude de géochimie comparée (Bougault *et al.*, en cours). C'est ce paramètre ϕ qui a été porté sur l'axe des abscisses du diagramme de "Coryell-Masuda élargi", au lieu du numéro atomique des éléments.

Un premier exemple est donné par les basaltes de la ride médio-atlantique (MARB : mid-atlantique ridge basalts), basaltes provenant de la zone FAMOUS (French American Mid-Ocean Undersea Study), et du Leg 37 à 36°N des basaltes de 45°N et de 22°N (Leg 45) (fig. n° 24).

Les basaltes de la zone FAMOUS et du Leg 37 montrent une distribution "plate" ou presque "plate" pour les éléments hygromagphiles non terres rares (Th, Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y et V) et les terres rares dans un diagramme de "Coryell-Masuda élargi". Ces basaltes ont été définis comme des basaltes tholéiitiques. Tandis que les basaltes de 45°N qui ont une affinité alcaline montrent une distribution type "enrichie" en terres rares légères, par contre, ceux de 22°N ont une distribution type légèrement "appauvrie" en terres rares légères.

Dans tous les cas de distribution (enrichie, plate, appauvrie) des éléments hygromagphiles non terres rares et terres rares dans un diagramme de "Coryell-Masuda élargi", les éléments hygromagphiles non terres rares viennent toujours occuper la même place par rapport aux terres rares. Exemples : Ta et Nb se placent toujours près de La ; Zr, Hf et Ti au voisinage de Sm ; Y entre Tb et Dy. Ces éléments ont un comportement global identique à celui des terres rares.

La représentation suivant un diagramme "terres rares élargi" nous permet de voir en même temps le comportement de plusieurs éléments. Par exemple, cette représentation nous montre que Zr, Ti et Y fractionnent très peu dans les tholéiites océaniques (FAMOUS), alors que dans les basaltes alcalins (45°N), le fractionnement (Zr, Ti, Y) est évident. Pearce et Cann (1971) ont proposé un diagramme triangulaire Zr, Ti, Y, pour apprécier différents types de basaltes ; un tel diagramme ne peut nous renseigner que sur le comportement de ces trois éléments. Par contre le diagramme "terres rares élargi" est plus riche en informations que celui de Pearce et Cann.

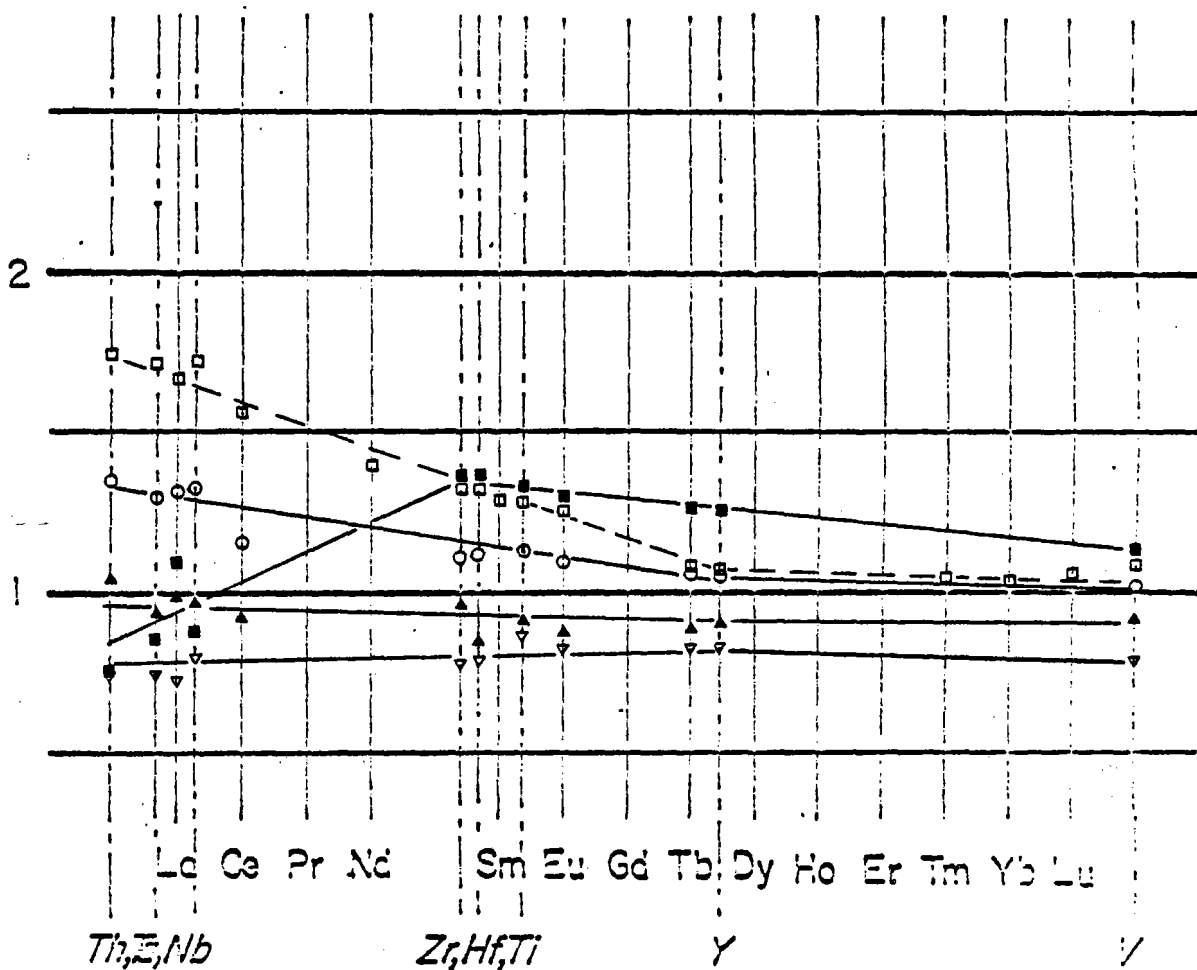


Figure 24: Diagramme des terres rares "élargi" de quelques des échantillons de l'Atlantique Nord. O, \blacktriangle : FAMOUS; ∇ : Leg 37, site 332, forage 332B; \blacksquare : Leg 45 à 22°N et \square : Leg 49 à 45°N.

En effet, il nous permet de voir également le comportement des couples Y-Tb, Zr-Hf et Nb-Ta et de tous les autres éléments.

Les éléments Nb, Ta ont le même comportement dans les échantillons de l'Atlantique Nord (moins évident à 22°N, ceci est probablement dû à la mauvaise précision qu'on a sur le Nb). Mais si l'on s'intéresse au comportement de Ta-La (ou Nb-La), on voit que Ta-La présente une anomalie dans le cas des échantillons du Leg 45 (22°N).

- Tholéiites des sites 454 et 456

Les diagrammes "Coryell-Masuda élargi" des sites 454 et 456 (fig. n° 25 et 26) montrent une distribution similaire à celle des tholéiites de la ride médio-atlantique, elles sont plates ou légèrement "appauvries".

Les éléments Zr, Ti et Y ne montrent aucun fractionnement, mais par contre, l'anomalie Ta-La (ou Nb-La) est bien marquée si l'on fait une comparaison par rapport aux échantillons de la zone FAMOUS et de 45°N. Cette anomalie est occasionnée soit par un fractionnement de ces éléments, soit par une erreur analytique ou une hétérogénéité de la source initiale (concentrations initiales différentes de ces éléments). Ceci doit être revu une fois qu'on aura une meilleure précision sur le Nb.

Les laves des sites 454-456 diffèrent nettement de celles du Leg 45 (22°N) par leur enrichissement en Th.

- Andésites et andésites basaltiques des sites 458-459

Les diagrammes "Coryell-Masuda élargi" pour ces sites sont représentés dans les fig. n° 27 et 28. Les échantillons du site 458 peuvent être divisés en deux groupes : (a), échantillons des carottes 28 à 40 et l'échantillon de la boninite 458, 44-1, 54-58 et (b), groupe qui englobe le reste des échantillons de ce site.

Par comparaison aux tholéiites océaniques, le groupe (a) présente deux caractéristiques : une faible teneur en terres rares et une anomalie (Zr, Hf) - Ti. Cette anomalie est soulignée par des rapports normés aux chondrites élevés quand on les compare aux terres rares adjacentes (Eu, Tb) ;

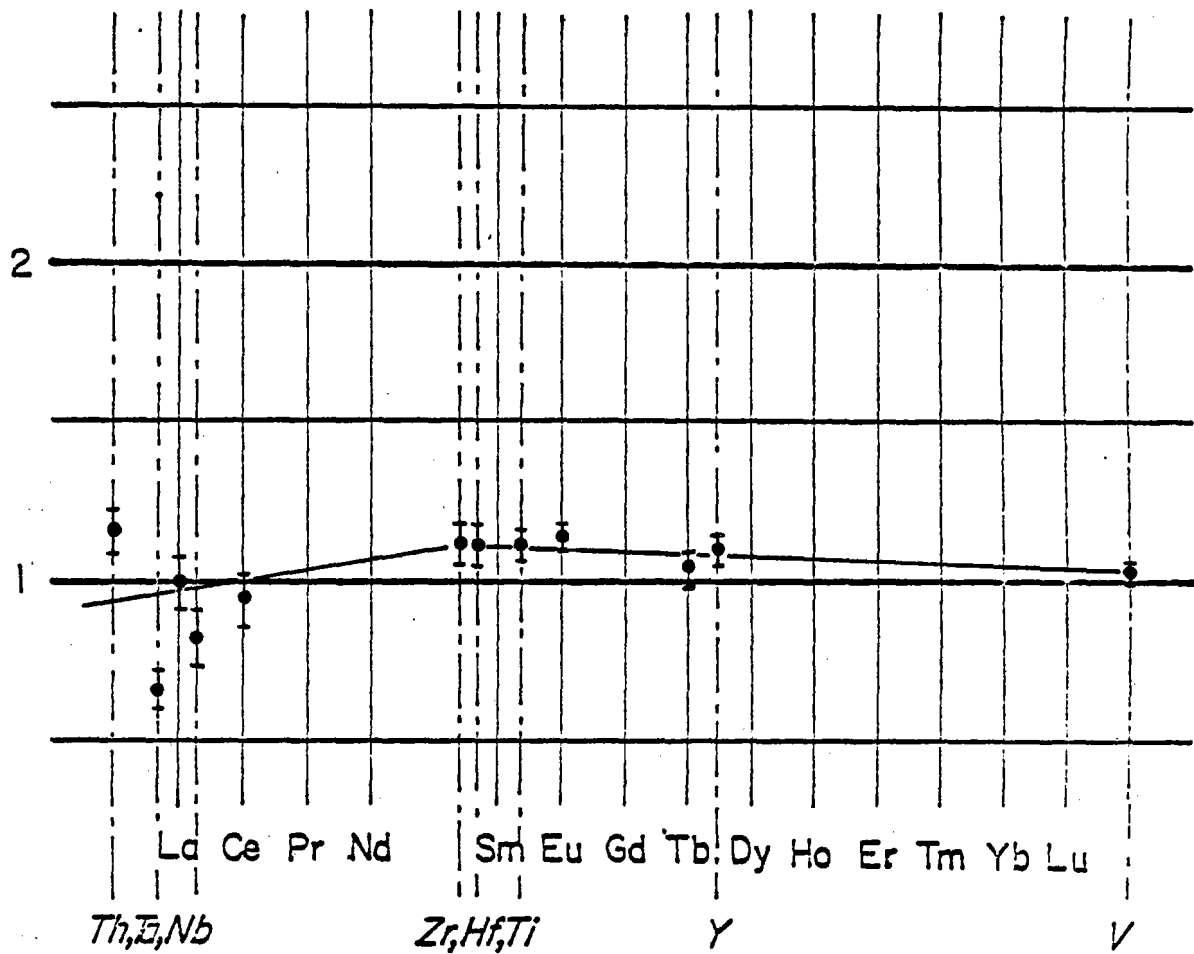


Figure 25: Diagramme des terres rares "élargi" des échantillons du forage 454.
☉ : moyenne des concentrations d'un élément dans tous les échantillons.

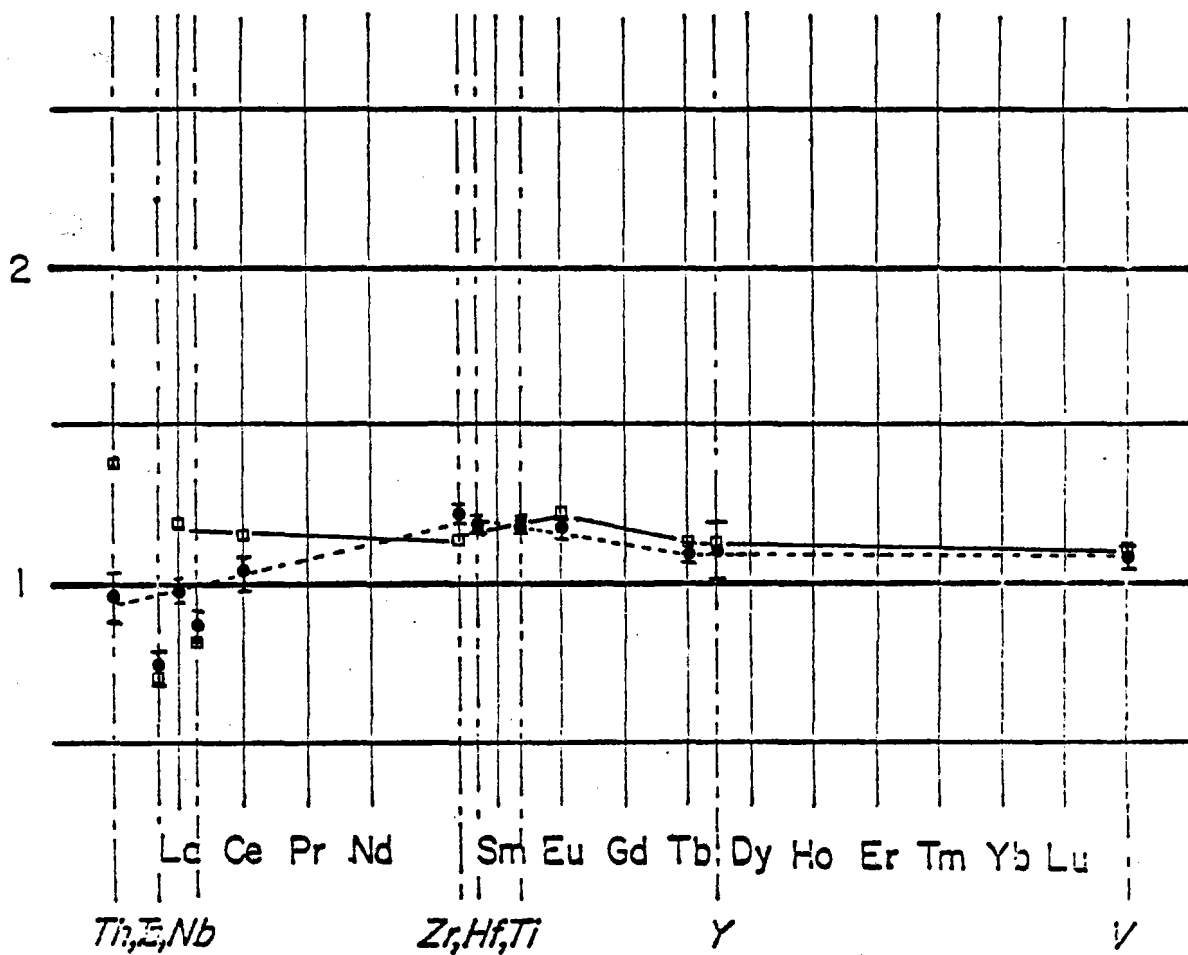


Figure 26: Diagramme des terres rares "élargi" des échantillons du forage 456: site 456: □: échantillon 456, 12-1, 62-64; ●: moyenne des concentrations de les autres échantillons du site 456.

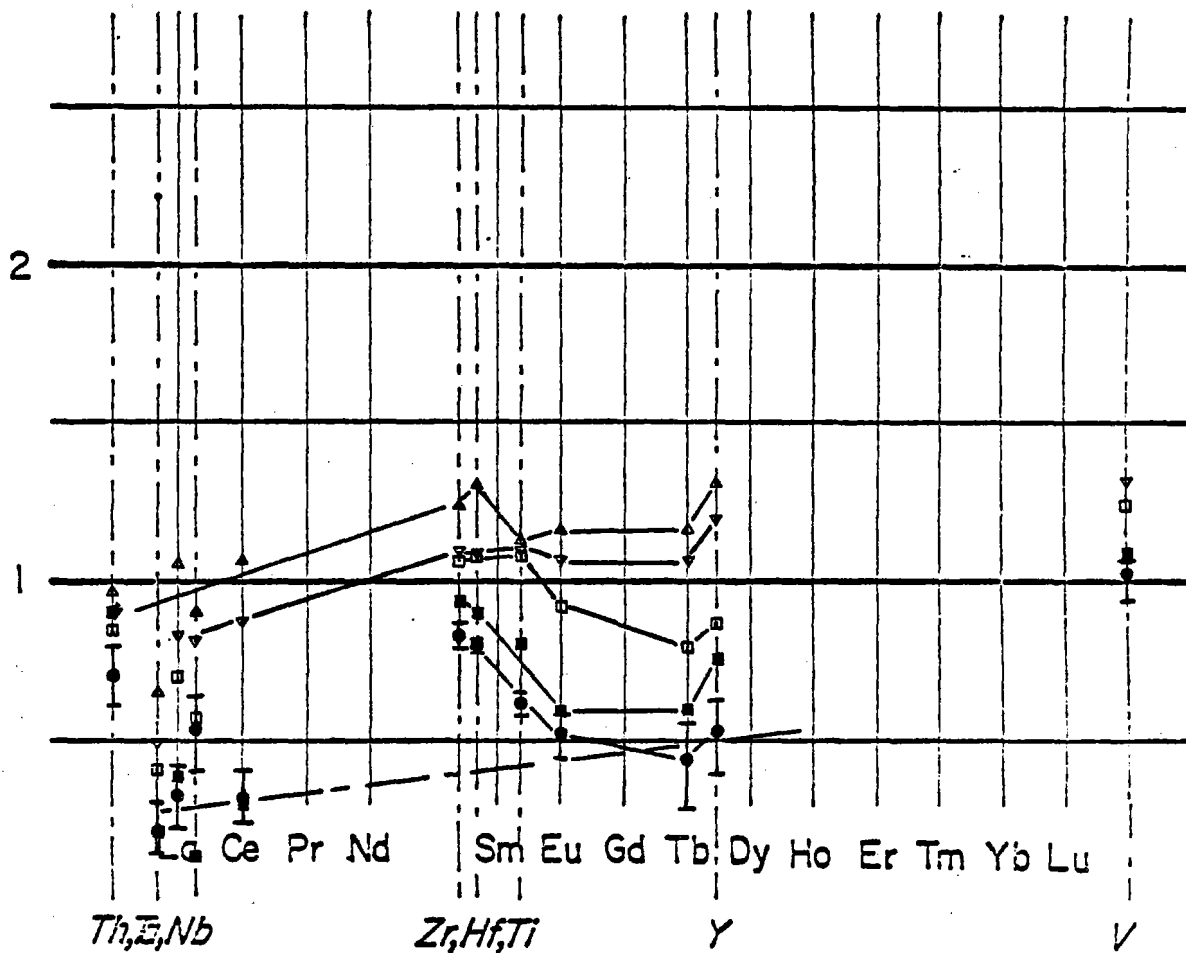


Figure 27: Diagramme des terres rares "élargi" des échantillons du forage 458:
 ○: moyenne des concentrations d'un élément dans tous les échantillons du forage 458(28-1d40-1); △: échantillon 458,41-1,60-63; ■:échantillon 458,44-1,54-58; □: échantillon 458,47-2,34-37; ▽:moyenne des échantillons 458,47-1,56-59 et 458,48-1,41-43.

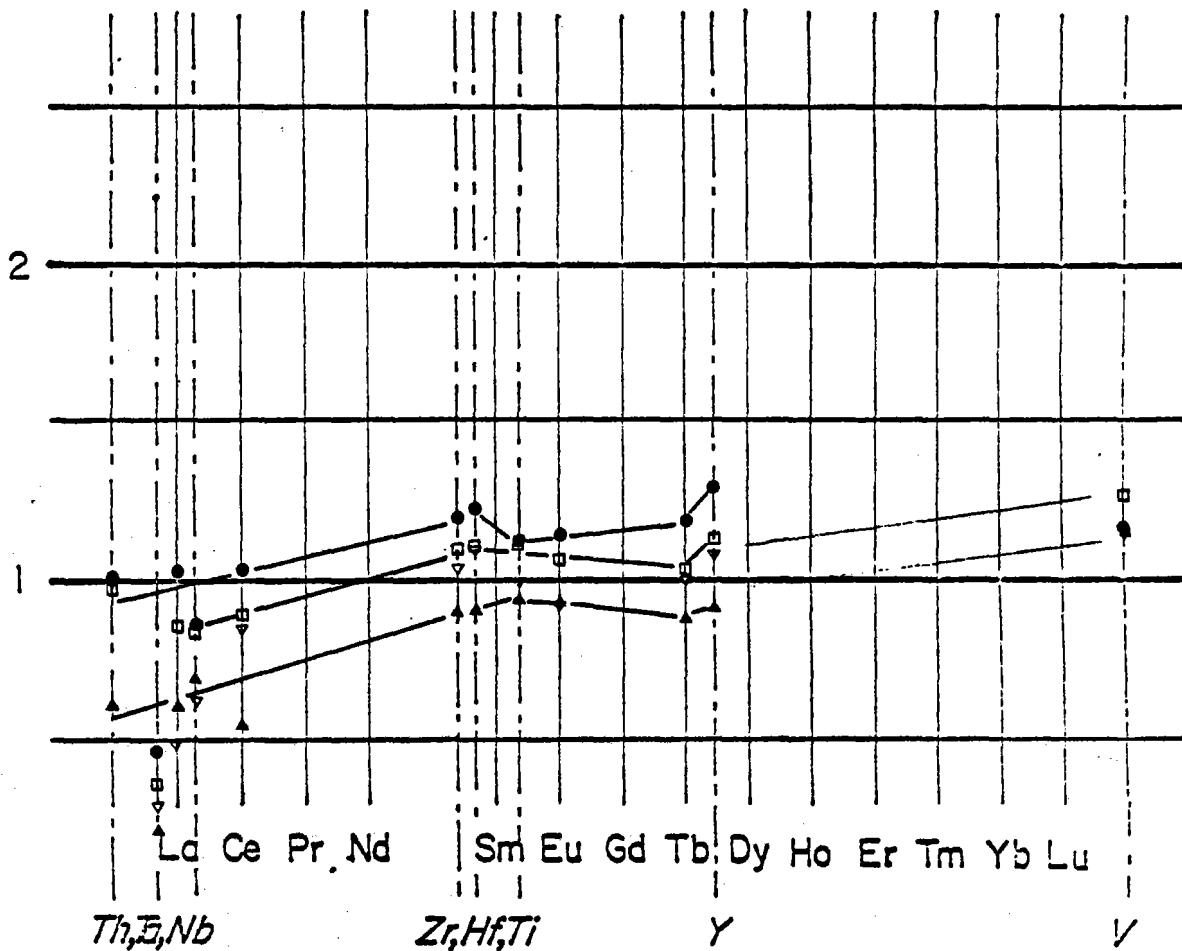


Figure 28: Diagramme des terres rares "élargi" des échantillons du forage 459B:
▲ : moyenne des échantillons 459B, 60-2, 87-90; 459B, 60-1, 48-51 et 459B, 61-2, 12-16; □ : moyenne du 459B, 72-1, 94-97 et du 459B, 66-2, 92-95; ● : échantillon 459B, 73-2, 13-17; ▼ : échantillon 459B, 69-1, 81-84.

un fractionnement (Zr, Hf) - Ti est très bien marqué dans ce groupe. A titre de comparaison les résultats de Dietrich *et al.*, 1978 sont portés sur la fig. n° 29. Les échantillons des dragues 1398 et 1404 suivent bien le modèle caractéristique des tholéiites. Ce n'est évidemment pas le cas des échantillons de la drague 1402 à affinité shoshonitique qui montrent une distribution type "enrichi" en terres rares légères. Les boninites de la drague 1403 montrent une répartition similaire à celle du groupe (a) du site 458 : une faible abondance des terres rares et un fractionnement de Zr-Ti.

Les échantillons du groupe (b) sont riches en terres rares si on les compare à ceux du groupe (a). Le fractionnement (Zr, Hf) - Ti est beaucoup moins important, si ce n'est pas négligeable, mais les concentrations normées aux chondrites de ces trois éléments sont encore plus importantes que celles de Eu et Tb. Les échantillons du site 459 ont la même distribution que celle du groupe (b) du site 458 ; ils présentent les mêmes caractéristiques.

Dans tous les échantillons des sites 458 et 459, un fractionnement Nb-Ta est observé, mais il faut toujours manipuler cette observation avec beaucoup de précaution tant qu'on n'a pas une bonne précision sur le Nb.

Tous les échantillons du groupe (a) du site 458 sont aphyriques ou même vitreux, d'après cette constatation, on peut les considérer comme étant des échantillons représentatifs du liquide ; la grande différence observée à travers le comportement des éléments hygromagmaphiles entre ces roches (groupe a) et les tholéiites des sites 454 et 456 est probablement due aux deux différences majeures suivantes : la nature des matériaux solides initiaux et les processus pétrogénétiques qu'ils ont subis.

A partir des figures présentées ici, il est facile de voir que le diagramme triangulaire Zr, Ti, Y proposé par Pearce et Cann (1971) n'est pas en mesure de faire une différence significative dans les tholéiites océaniques. Pour les tholéiites océaniques, Zr et Ti ne fractionnent pas (Bougault *et al.*, 1978) mais par contre ces deux éléments fractionnent par rapport à Y. A partir de la position de ces éléments dans le diagramme "élargi" de Coryell-Masuda (Zr et Ti se plaçant près de Sm et Y entre Tb et Dy) il

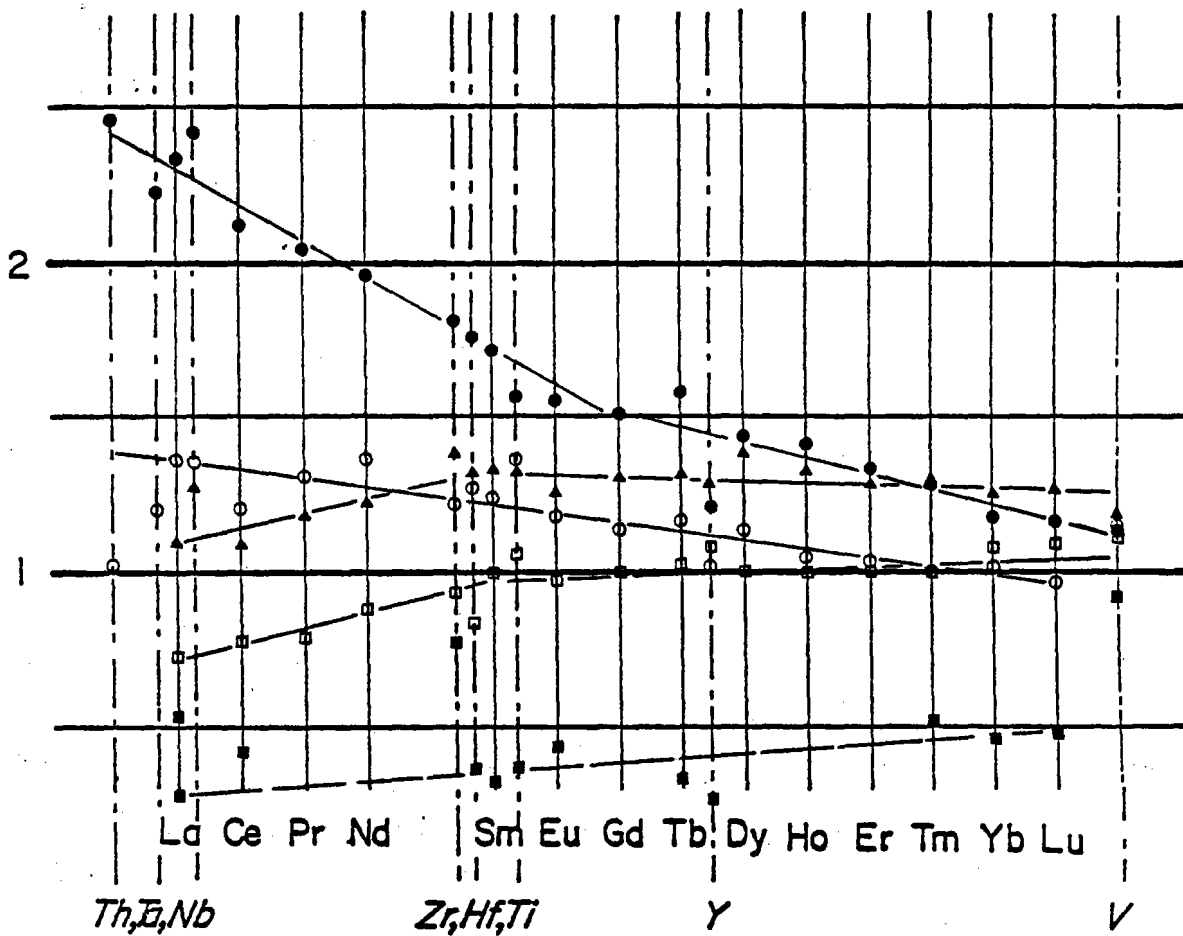


Figure 29: Diagramme des terres rares "élargi" des échantillons de Dietrich et al., 1978.
▲: 1398 (Thléite); ○: 1402 (Basalte en pillow); ●: 1402 (basalte à affinité shoshonitique); ■: 1403 (Boninite); □: 1404 (Basalte tholéitique).

est possible de voir qu'un tel fractionnement (Zr, Ti)-Y est le même que celui de Sm-Tb. Un tel fractionnement est faible dans les tholéiites océaniques.

Bien au contraire, le diagramme de Pearce et Cann peut montrer des différences significatives entre les échantillons du site 458 et les tholéiites océaniques à cause du fractionnement de Zr, Ti et Y dans ces roches. Toutefois nous préférons considérer le diagramme "élargi" de Coryell-Masuda qui montre les mêmes caractéristiques et qui admet en même temps une comparaison de plusieurs éléments hygromagphiles.

CHAPITRE IV

APPLICATION AU DOMAINE CONTINENTAL : LA CHAÎNE DES PUYs

A--GENERALITES

Parmi les régions volcaniques les plus étudiées en France, on trouve la Chaîne des Puys qui constitue la série la plus jeune du volcanisme français. Elle groupe une centaine de volcans alignés sur un horst cristallin appelé Plateau des Dômes. Ce plateau est limité à l'Est par le fossé de la Limagne et à l'Ouest par le fossé d'Olby (fig. n° 30). L'ensemble de ces volcans s'étale sur une aire de 30 km de long et 3 à 4 km de large suivant un allongement N-S parallèle au fossé de Limagne. La plupart des produits volcaniques ont été mis en place entre 13500 et 7000 ans B.P. (Brousse *et al.*, 1969 ; Camus *et al.*, 1975) ; le paroxysme basaltique peut être situé à 10000 ans B.P. (Brousse et Rudel, 1973) tandis que la quasi totalité des laves différenciées et les nuées ardentes trachytiques ont été émises entre 10000 et 8000 ans B.P. (Brousse *et al.*, 1969 ; Camus *et al.*, 1975). Aubert et Camus (1974) ont émis l'hypothèse de l'existence probable d'un réservoir magmatique sous l'axe volcanique de cette chaîne. De nombreux travaux ont été effectués sur cette chaîne sur tous les points de vue : structural, pétrographique et géochimique (Guettard, 1752 ; Bentor, 1954 ; Brousse, 1971 ; Paul et Brousse, 1973 ; Batard, 1974 ; Camus *et al.*, 1975 ; Camus, 1975 ; Maury, 1976 ; Villemant, 1979 ; Maury *et al.*, 1980 et Villemant *et al.*, 1980.

Nous allons voir dans ce chapitre, le comportement des éléments hygromagmaphiles dans la série volcanique de la Chaîne des Puys de la même façon qu'on l'a fait pour les magmas d'une zone orogénique (Fossé des Mariannes, Leg 60) et essayer de faire une comparaison entre ces deux domaines très différents par leurs contextes géologique et structural, c'est-à-dire une comparaison des rapports d'éléments hygromagmaphiles qui sont supposés ne pas fractionner et diagrammes "élargis" normés aux chondrites.

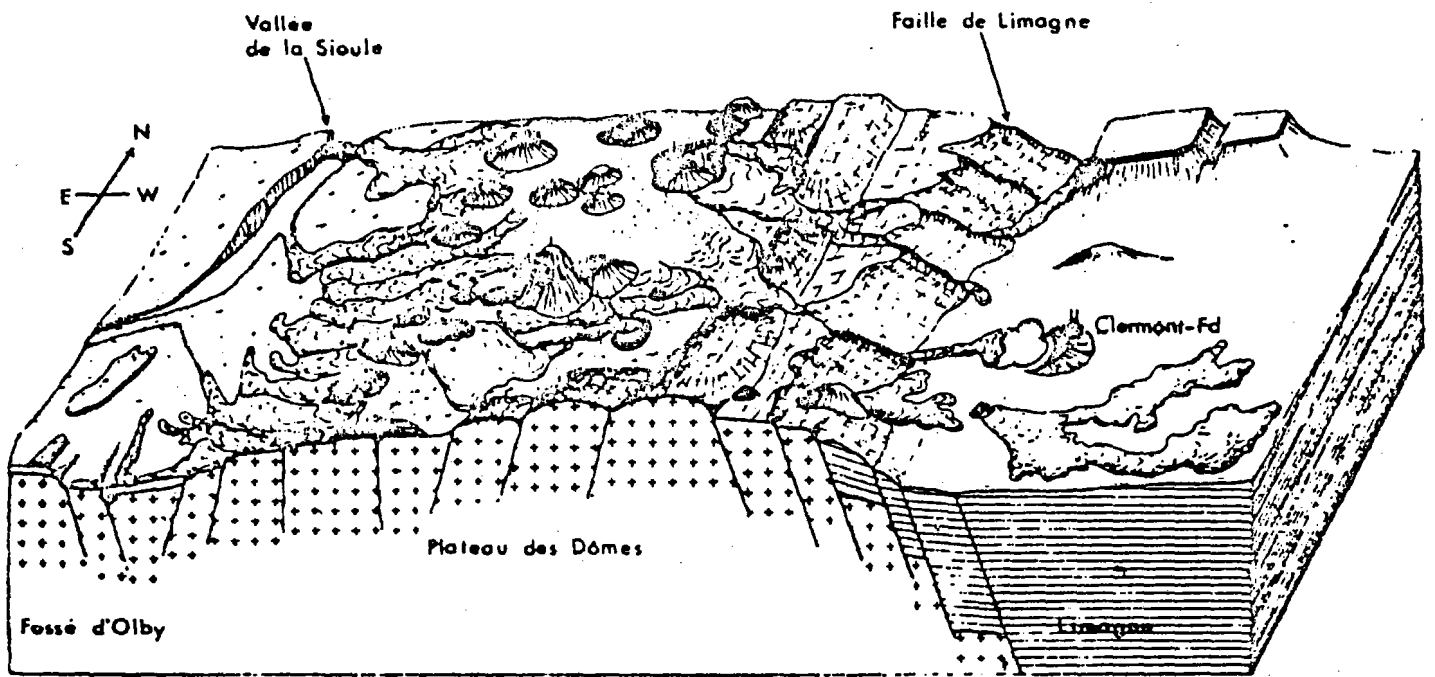


Fig.30 - Position morphostructurale de la Chaîne des Puys (Camus, 1975).

Les éléments majeurs et les éléments en trace de 14 échantillons de la Chaîne des Puy sont présentés dans les tableaux n° 23, 24, 25 et 26. En ce qui concerne les éléments majeurs, ils ont été dosés par la méthode d'absorption atomique à Brest (J. Cotten, 1970) pour la série CP et par la méthode de spectrométrie de fluorescence X au C.O.B. pour la série P 76. Certains éléments traces (V, Cr, Co, Ni, Zn, Rb, Sr, Y, Zr et Nb) ont été dosés également par la spectrométrie de fluorescence X au C.O.B., alors que les dosages de La, Ce, Eu, Tb (Terres rares), U, Sc, Cs, Ba, Hf, Ta et Th ont été effectués par activation neutronique au Laboratoire Pierre Sue du C.N.R.S. à Saclay (Villemant, 1980). L'origine, la nature et la paragenèse des différentes laves recueillies sont résumées dans le tableau suivant (Maury, 1976 ; Villemant, 1979):

Echantillon	Origine	Nature	Paragenèse
CP ₁	Cheire d'Aydat	Basalte alcalin	<i>Phénocristaux</i> : olivine, clinopyroxène, plagioclase. <i>Pâte</i> : olivine, clinopyroxène, plagioclase, magnétite et apatite.
CP ₂	Pont des Soupirs	K-Hawaïte	<i>Phénocristaux</i> : clinopyroxène, plagioclase, magnétite, olivine. <i>Pâte</i> : clinopyroxène, plagioclase, magnétite, olivine, apatite, Amphibole et feldspath alcalin.
CP ₃	Puy Lou-chardièrre	K-Mugearites	<i>Phénocristaux</i> : clinopyroxène, plagioclase, magnétite, apatite, amphibole. <i>Pâte</i> : olivine, clinopyroxène, plagioclase, magnétite, apatite, amphibole, feldspath alcalin.
CP ₄	Bonnadry		
CP ₅	Puy de la Nugère	K-Benmoreïtes	<i>Phénocristaux</i> : clinopyroxène, plagioclase, magnétite, apatite, amphibole. <i>Pâte</i> : clinopyroxène, plagioclase, magnétite, apatite, amphibole, feldspath alcalin et tridymite ou cristobalite.
CP ₆	Dôme de Clierzou		
CP ₇	Puy de Dôme	Trachyte quartzifère	<i>Phénocristaux</i> : clinopyroxène, plagioclase, magnétite, apatite, biotite et feldspath alcalin. <i>Pâte</i> : clinopyroxène, plagioclase, magnétite, apatite, amphibole, biotite, feldspath alcalin et tridymite ou cristobalite.

Echantillon	Origine	Nature	Paragenèse
P.7623	Puy Chalard	K-Hawaïte	<i>Phénocristaux</i> : clinopyroxène, olivine, plagioclase. <i>Pâte</i> : plagioclase, magnétite, apatite.
P.7674	Volvic	Basalte alcalin	
P.7681	Puy de la Nugère	"	
P.7690		"	
P.7694		"	
P.7696		"	
P.76111		Basanite	

B - ELEMENTS A FAIBLE COEFFICIENT DE PARTAGE

1) Le couple Y-Tb

L'yttrium est porté en fonction du terbium ($Y = f(Tb)$) dans la fig. n° 31. Ces deux éléments montrent une corrélation linéaire passant par l'origine et un rapport de l'ordre de 40. Ce rapport correspond à la limite inférieure de celui trouvé dans les tholéiites océaniques (Bougault *et al.*, 1979). L'alignement presque parfait des points le long de la courbe témoigne du non fractionnement de ces éléments l'un vis-à-vis de l'autre au cours des processus magmatiques qui ont donné naissance à ces roches.

2) Le couple Zr-Hf

Sur la figure n° 32, on a porté le zirconium en fonction de l'hafnium ($Zr = f(Hf)$), pour les deux séries de roches de la Chaîne des Puy dont on dispose. La courbe obtenue est une droite passant par l'origine avec une pente de l'ordre de 44 (ce qui correspond à la valeur du rapport

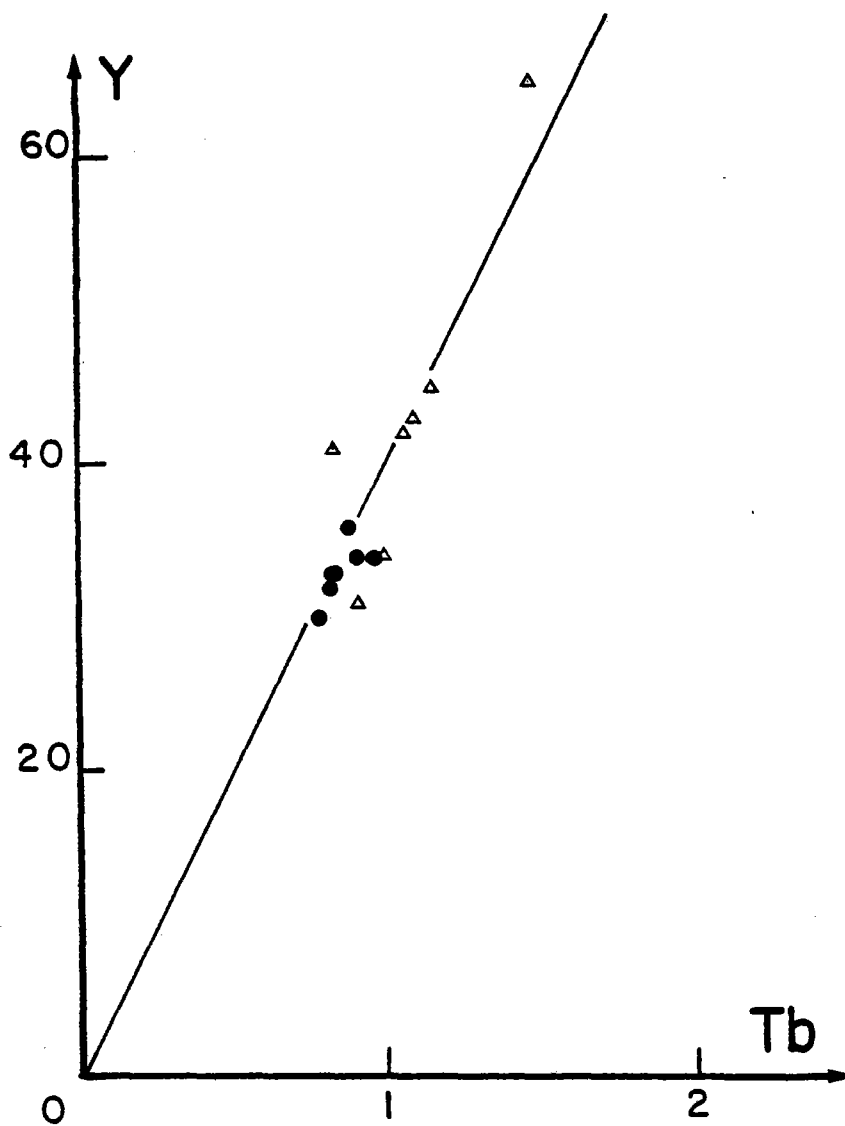


Figure 31: Y(en ppm) en fonction de Tb(en ppm) des échantillons de la chaîne des Puys:
△: échantillons CP et ●: échantillons P 76.

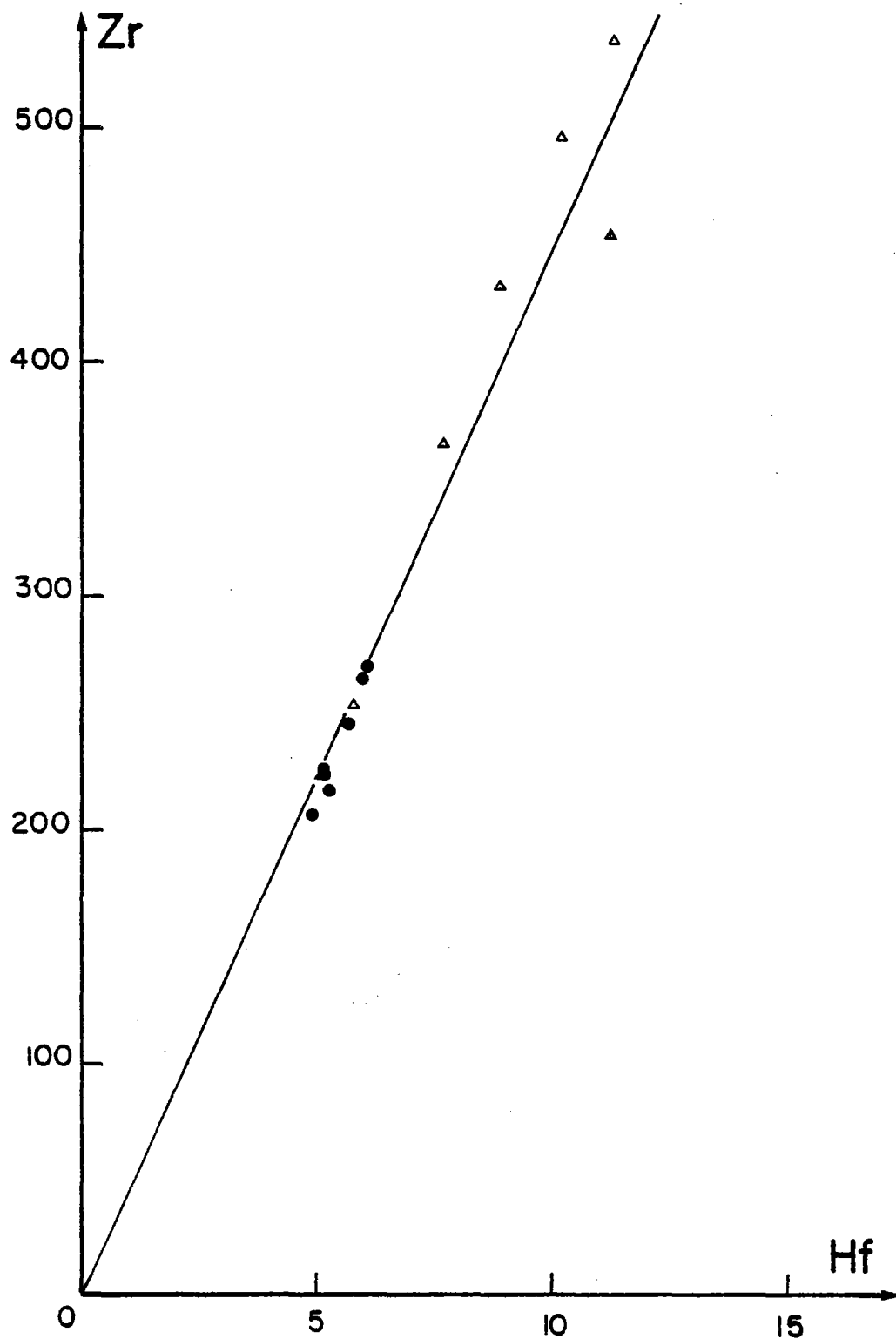


Figure 32: Zr(en ppm) en fonction de Hf(en ppm) des échantillons de la chaîne des Puys. Mêmes symboles qu'en figure 31.

	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5	CP6	CP7
SiO ₂	47.25	48.50	52.20	53.21	57.10	60.20	69.35
TiO ₂	2.25	2.16	1.81	1.49	1.12	0.83	0.39
Al ₂ O ₃	15.85	16.56	16.90	17.60	17.89	17.90	15.55
Fe ₂ O ₃	12.08	11.86	9.84	11.75	6.83	4.69	2.38
MnO	0.17	0.18	0.20	0.20	0.19	0.22	0.18
MgO	6.62	5.28	3.89	2.48	1.94	1.07	0.36
CaO	9.86	9.21	7.55	5.89	4.53	3.10	1.25
Na ₂ O	3.70	3.93	4.45	5.00	5.42	5.58	5.60
K ₂ O	1.68	1.80	2.47	2.71	3.40	3.82	4.88
P ₂ O ₅	0.61	0.72	0.73	0.31	0.55	0.31	0.09
P.F.	-0.44	-0.33	-0.42	-0.45	-0.05	0.77	0.08
Total	99.66	99.92	99.68	100.29	99.79	98.79	100.10

Tableau 23: Eléments majeurs(en%) des échantillons(CP) de la chaîne des Puy. (Le fer total est exprimé en Fe₂O₃).

	P.7623	P.7674	P.7681	P.7690	P.7694	P.7696	P.76111
SiO ₂	47.76	45.02	45.45	45.37	44.45	45.67	41.15
TiO ₂	2.19	2.52	2.44	2.45	2.55	2.40	3.91
Al ₂ O ₃	16.01	15.12	15.80	15.39	14.72	16.16	14.73
Fe ₂ O ₃	11.56	12.53	12.19	12.57	12.75	12.30	13.43
MnO	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18	0.20	0.18
MgO	6.37	6.86	5.93	7.12	7.91	5.78	7.19
CaO	9.40	10.12	9.44	10.49	10.25	9.81	11.91
Na ₂ O	3.50	3.50	3.87	3.05	3.23	3.57	3.50
K ₂ O	1.72	1.60	1.76	1.55	1.54	1.76	1.83
P ₂ O ₅	0.57	0.59	0.68	0.57	0.48	0.64	0.75
P.F.110°C	0.11	0.08	0.11	0.26	0.08	0.07	0.16
P.F.1050°C	0.39	0.26	0.18	0.63	0.14	0.23	0.07
Total	99.27	98.05	97.75	98.75	98.06	98.29	98.58

Tableau 24: Eléments majeurs(en%) des échantillons(P.76) de la chaîne des Puys.(Le fer total est exprimé en Fe₂O₃).

Tableau 26 Teneurs (en ppm) des éléments traces des échantillons (CP) de la chaîne des Puys.

	Sc <small>ppm</small>	Ti <small>ppm</small>	V <small>ppm</small>	Cr <small>ppm</small>	Mn <small>ppm</small>	Fe <small>ppm</small>	Co <small>ppm</small>	Ni <small>ppm</small>	Zn <small>ppm</small>	Rb <small>ppm</small>	Sr <small>ppm</small>	Y <small>ppm</small>	Zr <small>ppm</small>	Nb <small>ppm</small>	Sb	Cs <small>ppm</small>	Ba <small>ppm</small>	La <small>ppm</small>	Ce <small>ppm</small>	Eu <small>ppm</small>	Tb <small>ppm</small>	Hf <small>ppm</small>	Ta <small>ppm</small>	Th <small>ppm</small>	U <small>ppm</small>	
CP ₁	28.2	14280	256	241	1317	84560	38	65	85	39	778	31	222	70		0.59	488	43.2	83	2.5	0.91	5.1	4.35	5.19	1.35	
CP ₂	20.4	13680	232	125	1394	83020	32	32	92	53	759	34	252	82		0.58	619	52.8	98	2.3	1	5.8	5.41	6.86	1.69	
CP ₃	11.95	11520	105	58	1549	68880	19	12	100	65	865	42	364	111		0.34	791	72	131	3	1.06	7.7	6.74	9.04	2.3	
CP ₄	9.96	9660	91	59	1549	82250	16	19	143	81	919	45	431	126		0.34	933	83	149	3.2	1.15	8.9	7.69	11.49	3.1	
CP ₅	6.14	6960	32	51	1472	47810	7	14	97	101	804	43	496	135		0.62	1042	89	155	2.9	1.09	10.2	8.34	13.46	3.62	
CP ₆	4.08	4800	22	91	1702	32830	5	19	139	108	646	65	537	158		0.89	1092	118	207	3.3	1.46	11.3	9.91	16.70	4	
CP ₇	2.63	2340	1	84	1394	16660	2	3	63	156	179	41	433	178		1.66	932	104	177	1.9	0.83	11.2	12.27	22.60	5.8	

Tableau 26 Teneurs (en ppm) des éléments traces des échantillons (P.78) de la chaîne des Puy.

	Sc ppm	Ti ppm	V ppm	Cr ppm	Mn ppm	Fe ppm	Co ppm	Ni ppm	Zn ppm	Rb ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm	Nb ppm	Sb	Cs ppm	Ba ppm	La ppm	Ce ppm	Eu ppm	Tb ppm	Hf ppm	Ta ppm	Th ppm	U ppm	
7623	25.9	13140	243	114	1472	80920	34	54	79	50	690	33	225	77		0.79	546	48.7		2.43	0.82	5.12	4.88	6.78	2.67	
7674	26.9	15120	275	154	1472	87710	40	71	83	41	699	33	222	73		0.46	526	45.4		2.48	0.84	5.15	4.7	5.73	1.44	
7681	23.6	14640	255	73	1472	85330	34	44	92	49	760	34	244	82		0.5	609	51.2		2.62	0.9	5.71	5.28	6.76	1.71	
7690	26.96	14700	304	174	1472	87990	42	77	91	39	628	32	216	72		0.39	510	44.9	47.7	2.31	0.81	5.31	4.5	5.80	1.4	
7694	30.9	1530	304	189	1394	89250	47	83	83	39	613	30	203	67		0.59	464	38.9	79.5	2.45	0.78	4.92	4.29	4.82	1.60	
7696	25	14400	233	48	1549	86100	33	36	82	45	745	36	264	78		0.58	557	49.2		2.53	0.88	6	4.9	6.04	1.62	
76111	36.9	23460	353	184	1384	94010	38	68	74	44	816	34	269	82		0.47	520	48.6		3.08	0.96	6.1	4.45	5.11	1.37	

Zr/Hf). Cette valeur correspond à la limite supérieure de Zr/Hf qu'on peut rencontrer dans les tholéiites océaniques ($Zr/Hf = 39 \pm 5$) mais elle est légèrement supérieure à celle qu'on trouve dans les chondrites ($Zr/Hf = 40$ pour $Zr = 5,13$ ppm et $Hf = 0,128$ ppm). Ces deux éléments ne montrent donc pas un fractionnement notable, ils se sont comportés d'une manière identique au cours des processus naturels (fusion partielle ou/et cristallisation fractionnée).

Les deux couples d'éléments (Y-Tb et Zr-Hf) matérialisent donc des corrélations presque parfaites, le couple Y-Tb montre un rapport (≈ 40) plus faible que celui trouvé dans les tholéiites océaniques (50) alors que le Zr-Hf est dans un rapport de 44 qui est plus fort que celui des tholéiites océaniques (40). Ceci traduit un léger fractionnement de ces éléments dans les échantillons de la Chaîne des Puys, fractionnement attendu du fait de leurs propriétés physico-chimiques, résultat vraisemblable de l'histoire antérieure du manteau et des processus de genèse de ces roches, mais qui laisse tout à fait raisonnable l'homogénéité initiale du manteau et la valeur Zr/Hf voisine de celle des chondrites.

3) Le couple Nb-Ta

Ces deux éléments sont portés ($Nb = f(Ta)$) sur la fig. n° 33. Ils montrent une corrélation parfaitement linéaire passant par l'origine, et sont dans un rapport constant de l'ordre de 16, valeur qui correspond à celle déjà observée dans les tholéiites océaniques et dans les chondrites. Ces deux éléments n'ont donc pas fractionné l'un vis-à-vis de l'autre au cours des processus magmatiques. La valeur obtenue de ce rapport dans la chaîne des Puys, les tholéiites océaniques et les chondrites, qui est équivalente, laisse supposer une similitude de la nature du manteau supérieur à partir duquel sont dérivés les échantillons de la Chaîne des Puys et les tholéiites océaniques. En plus ce manteau a vraisemblablement une composition initiale identique à celle des chondrites.

4) Conclusions

De l'étude des trois couples d'éléments hygromagmaphiles (Y-Tb, Zr-Hf, Nb-Ta) on peut conclure que :

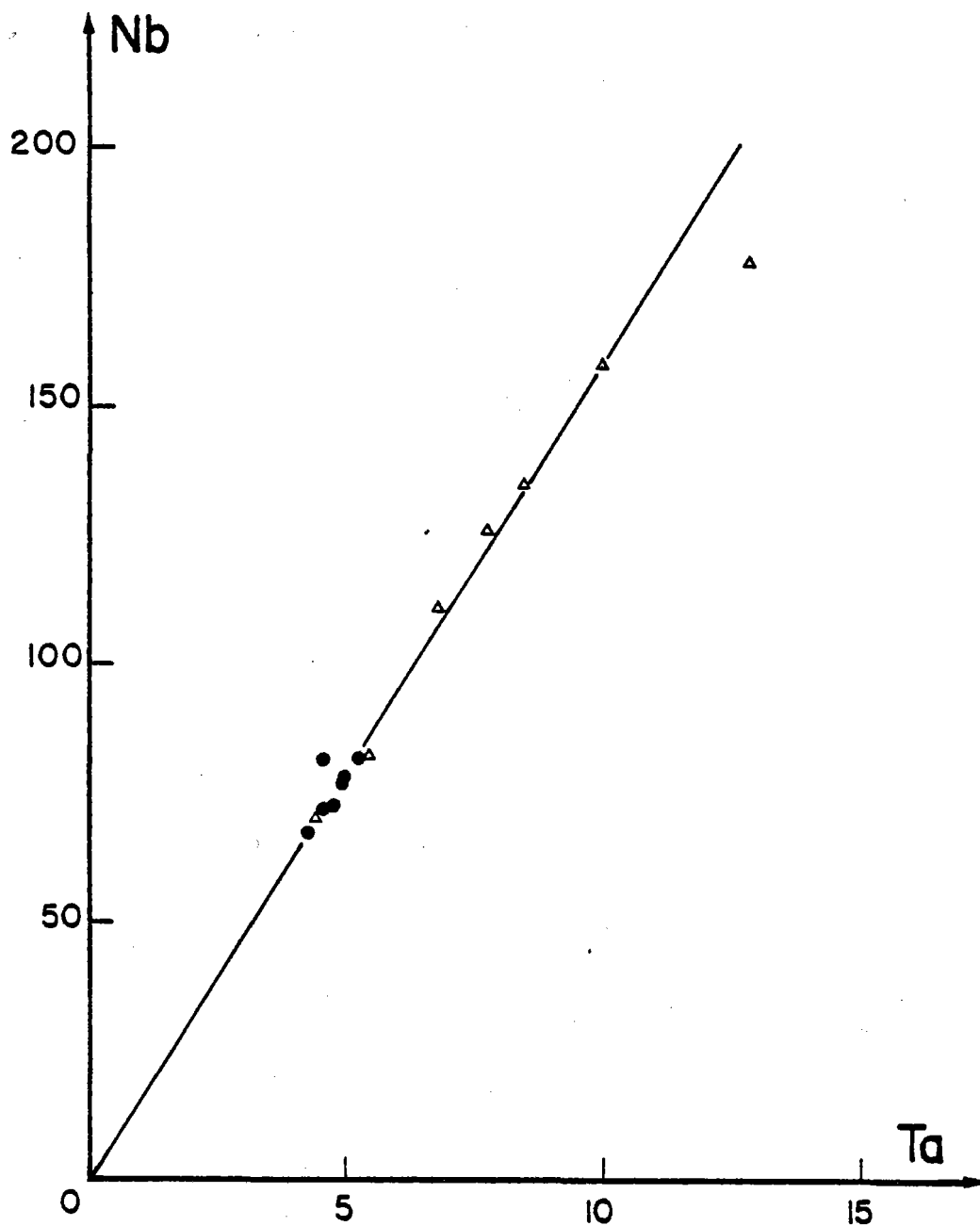


Figure 33: Nb(en ppm) en fonction de Ta(en ppm)des échantillons de la chaîne des Puy.
Mêmes symboles qu'en figure 31.

- le rapport Y/Tb a une valeur voisine de la valeur inférieure de ce rapport dans les tholéiites océaniques (≈ 40).

- le rapport Zr/Hf a une valeur similaire de la valeur supérieure de ce même rapport dans les tholéiites océaniques (≈ 44).

- le rapport Nb-Ta montre une valeur identique à celle trouvée dans les tholéiites océaniques et dans les chondrites (16).

- les corrélations obtenues pour chaque couple d'éléments témoignent de leur très faible fractionnement l'un vis-à-vis de l'autre au cours des processus magmatiques (fusion partielle et/ou cristallisation fractionnée) et de l'homogénéité de répartition de ces éléments dans le manteau primaire.

G - COMPORTEMENT DES ELEMENTS HYGROMAGMAPHILES : L'UTILISATION DU DIAGRAMME "CORYELL MASUDA ELARGI"

Les résultats d'analyse des éléments en traces des échantillons de la Chaîne des Puys sont présentés dans les tableaux n° 25 et 26. Nous disposons de 14 échantillons qui appartiennent à deux séries ; la première est un groupe de basaltes alcalins (P.76) et la deuxième est une série évolutive depuis un basalte alcalin (CP₁) jusqu'au trachyte quartzifère (CP₇) en passant par des K. Hawaïtes (CP₂), K. Mugémites (CP₃ et CP₄) et des K. Benmoréites (CP₅ et CP₆), ces termes ont été définis par Maury (1976) et Maury *et al.* (1980).

Comme on a vu le comportement des éléments hygromagmaphiles (Terres rares et non terres rares) dans les tholéiites, andésites et andésites basaltiques de la zone des Mariannes (Leg 60) (par comparaison de leurs comportements au niveau de la ride médio-atlantique à 45°N, FAMOUS, Leg 37, à 22°N (Leg 45)), on se propose de voir leurs comportements dans des échantillons provenant d'un milieu continental (Chaîne des Puys).

1) Basaltes alcalins (série P.76)

Cette série comporte 7 échantillons : P 7623, P 7674, P 7681, P 7690, P 7694, P 7696 et P 76111. Dans le diagramme Coryell-Masuda "élargi",

ils montrent tous une distribution "enrichie" en terres rares légères, distribution similaire à celle des basaltes alcalins océaniques à 45°N (fig. n° 34, 35, 36). Dans tous ces diagrammes et pour tous les échantillons, les trois couples d'éléments Nb-Ta, Zr-Hf et Y-Tb ne fractionnent pas ou très peu (conséquence évidente des résultats présentés dans le paragraphe précédent). L'anomalie Nb-Ta rencontrée dans les basaltes du Leg 45 à 22°N, ne se manifeste pas dans les basaltes alcalins de la chaîne des Puys (le rapport La/Ta est égal à 10 et conduit aux mêmes valeurs normalisées Nb, Ta et La). Par contre un léger fractionnement de (Zr, Hf) - Ti se laisse voir sauf pour les deux échantillons P 7694 et P 76111. On peut assimiler le fractionnement de Ti par rapport à Zr et Hf à une cristallisation des minéraux opaques qui piègent le Ti et le V (V suit la même évolution que Ti). Il faut également signaler que tous ces échantillons présentent une anomalie positive en Eu.

La similitude des courbes normées aux chondrites incluant les éléments non terres rares, montre que ces échantillons proviennent très vraisemblablement d'un matériel initial (manteau supérieur) identique et sont formés par des taux de fusion très voisins. Les petites différences observées sur ces courbes (parallèles entre elles) sont explicables par des degrés de cristallisation fractionnée différents.

2) La série évolutive (CP)

De nombreuses analyses d'éléments majeurs ont été effectuées dans les laves de la Chaîne des Puys (Brousse, 1961 ; Camus, 1975 ; Maury, 1976) pour sélectionner des échantillons représentatifs de cette série. Sept échantillons ont été retenus et sont numérotés de CP₁ à CP₇. Villemant (1979) et Villemant *et al.* (1980) ont fait des analyses d'éléments en traces pour caractériser chaque terme de cette série évolutive.

Les diagrammes Coryell-Masuda "élargis" nous montrent que tous ces échantillons ont une distribution "enrichie" en terres rares légères (fig. n° 37, 38, 39 et 40) très similaire à celle des basaltes alcalins océaniques (45°N) et à celle de la série précédente. Ces diagrammes mettent en évidence un enrichissement progressif en terres rares (surtout terres rares légères) depuis les termes les moins différenciés (CP₁ : basalte al-

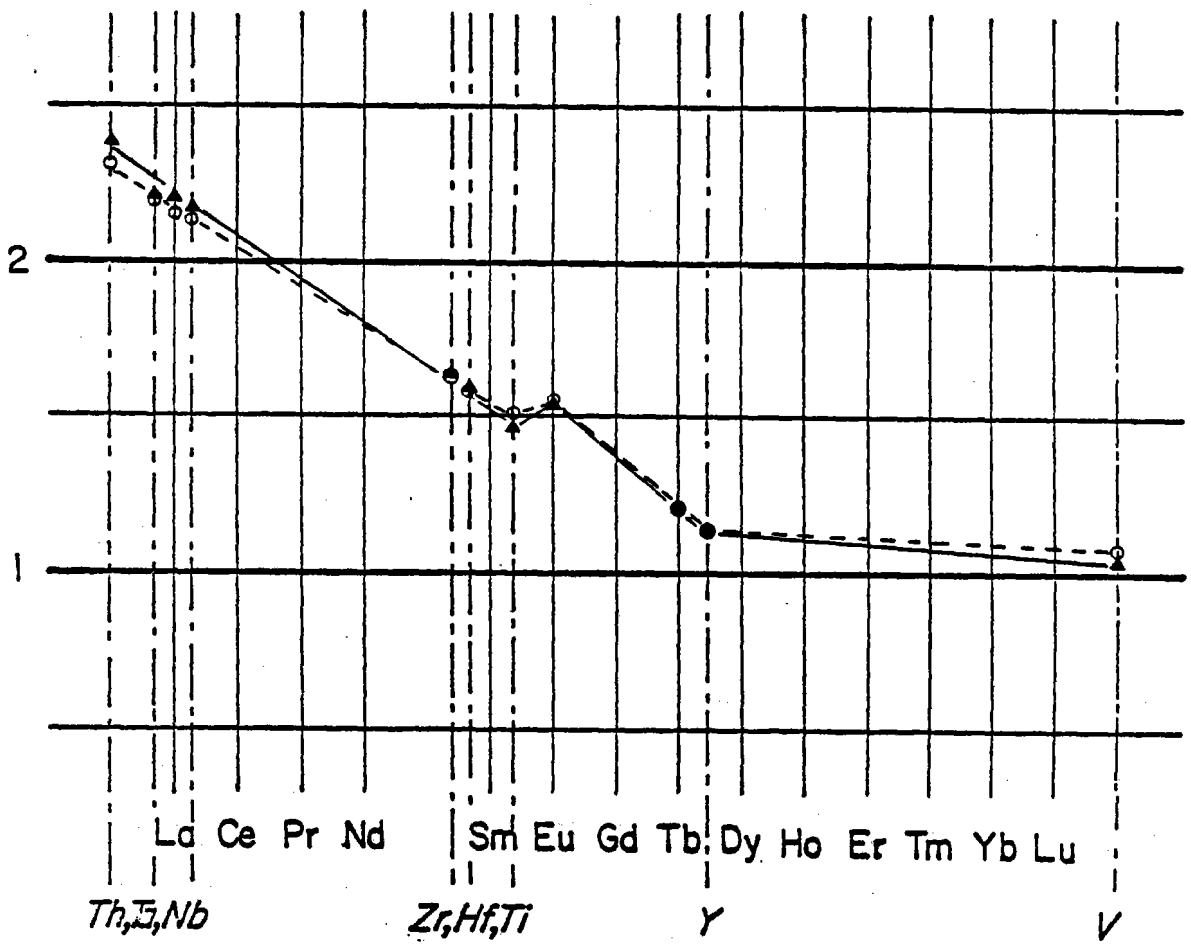


Figure 34: Diagramme de terres rares "élargi" des échantillons P 7623(▲) et P 7674(○).

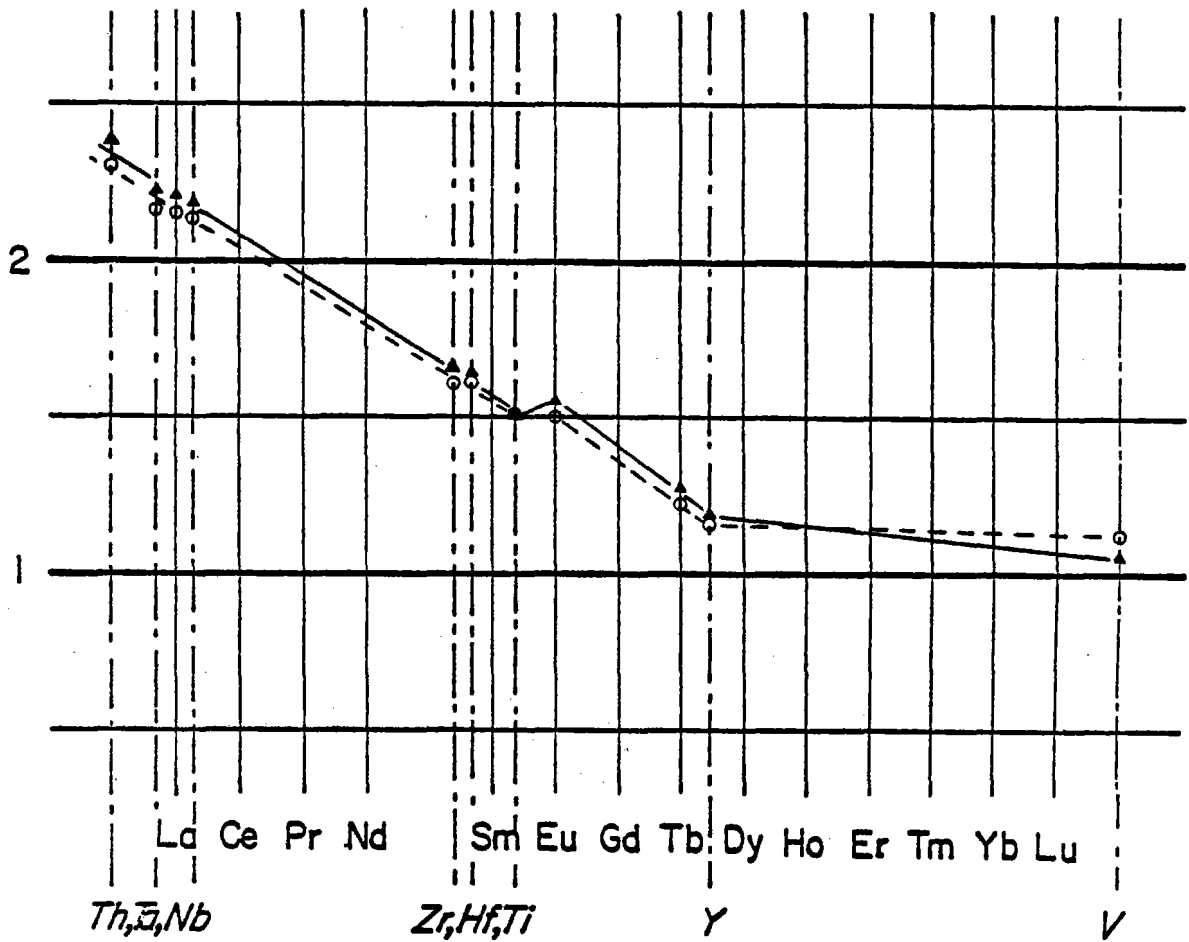


Figure 35: Diagramme de terres rares "élargi" des échantillons P 7681(▲) et P 7690(O).

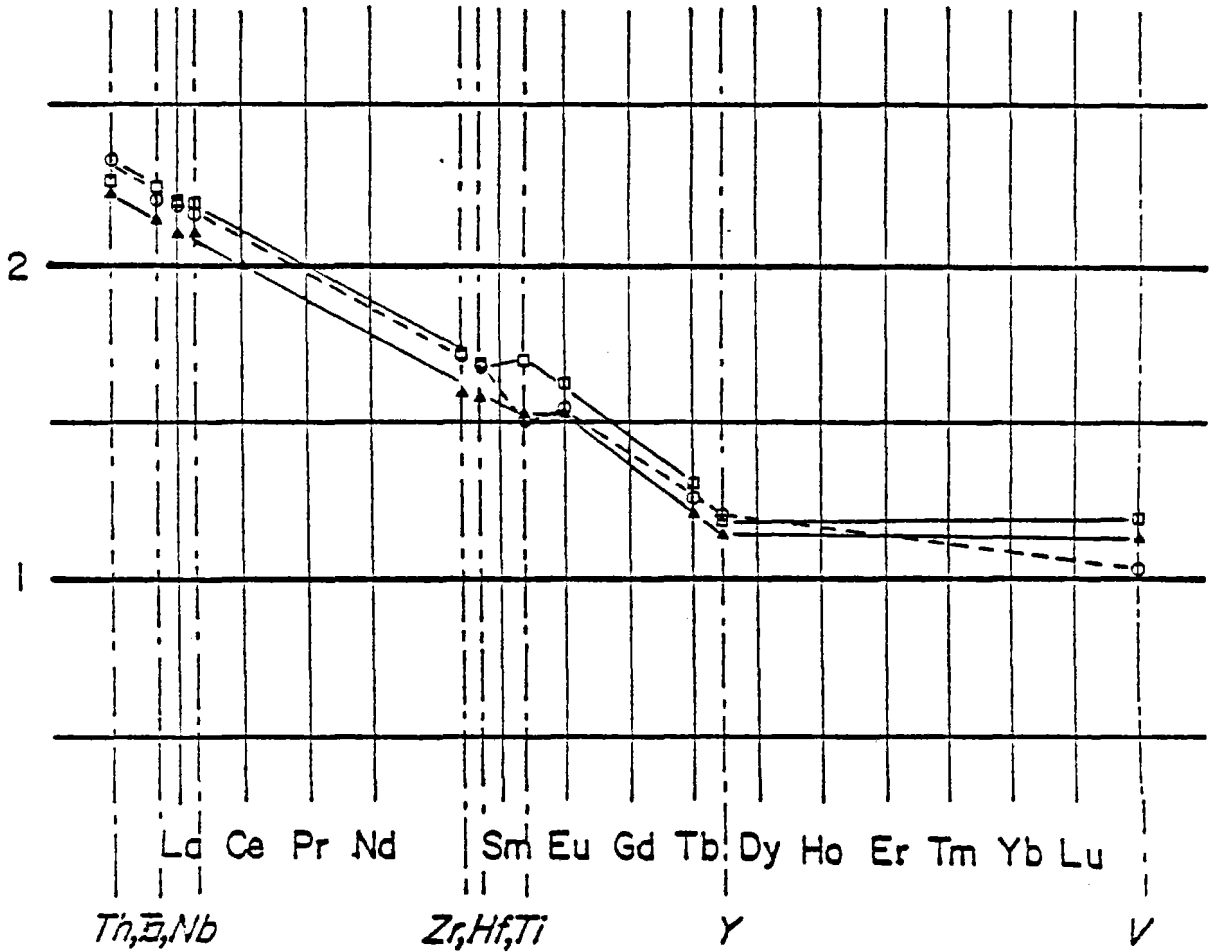


Figure 36: Diagramme de terres rares "élargi" des échantillons P 7694(▲), P 7696(○) et P 76111(□).

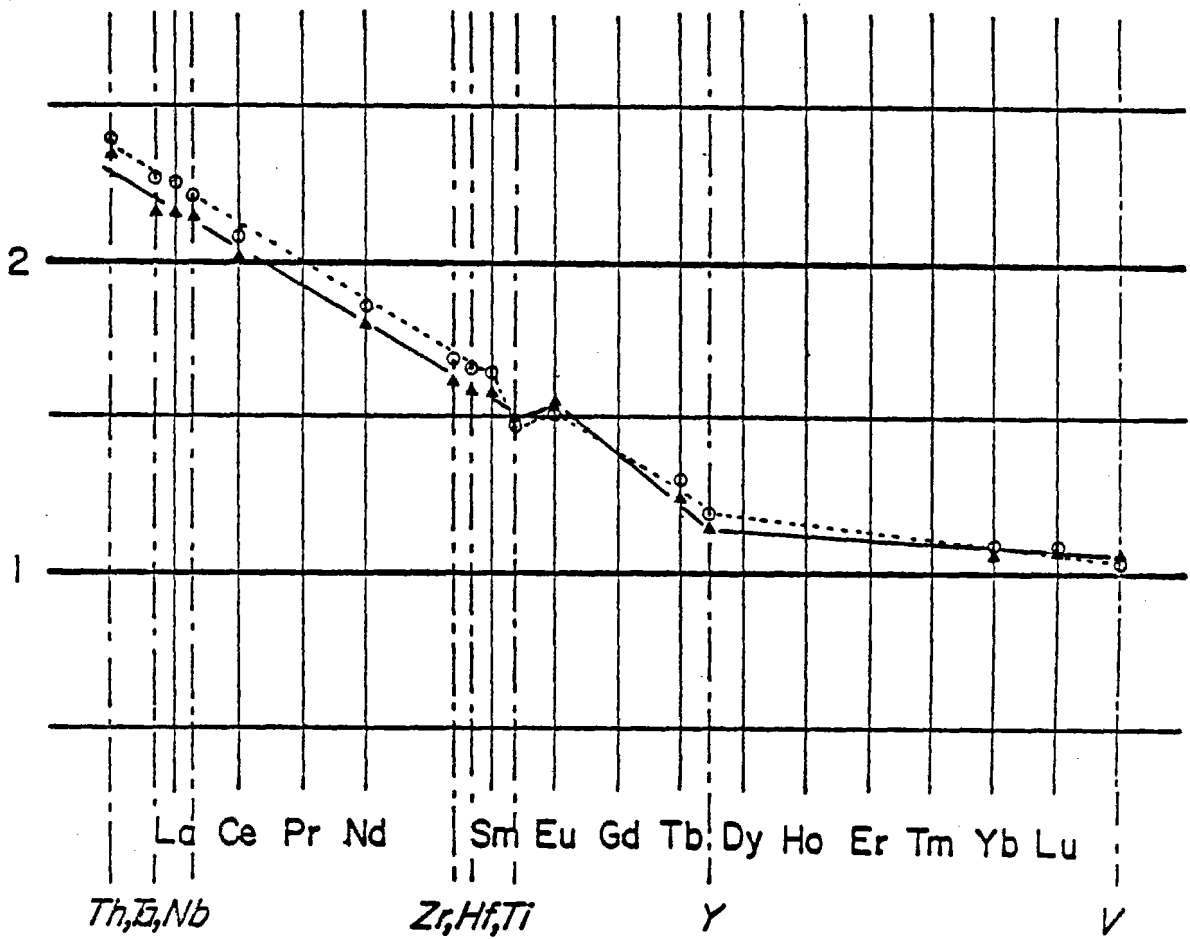


Figure 37: Diagramme de terres rares "élargi" des échantillons CP1(▲) et CP2(○).

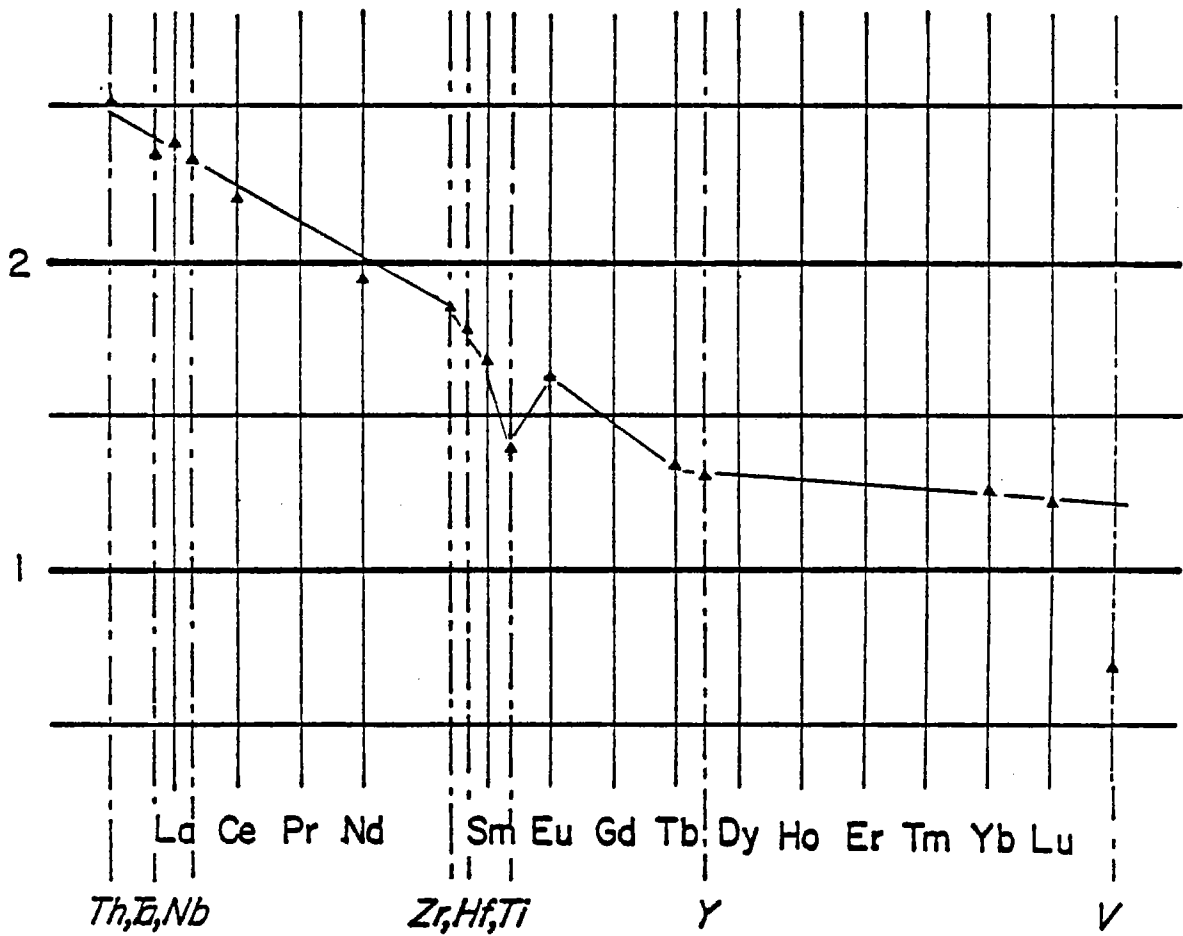


Figure 38: Diagramme de terres rares "élargi" de l'échantillon CP3 (▲).

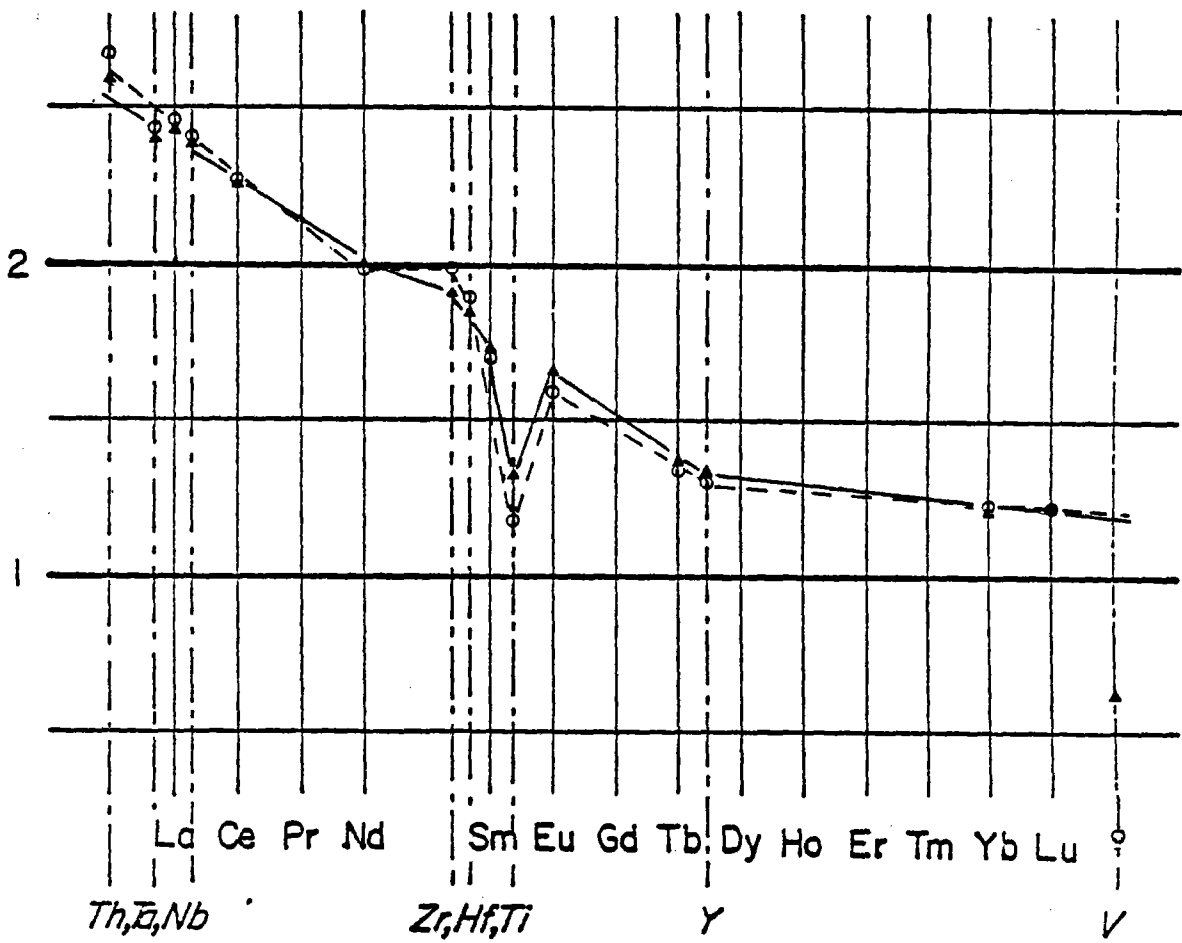


Figure 39: Diagramme de terres rares "élargi" des échantillons CP4(▲) et CP5(○).

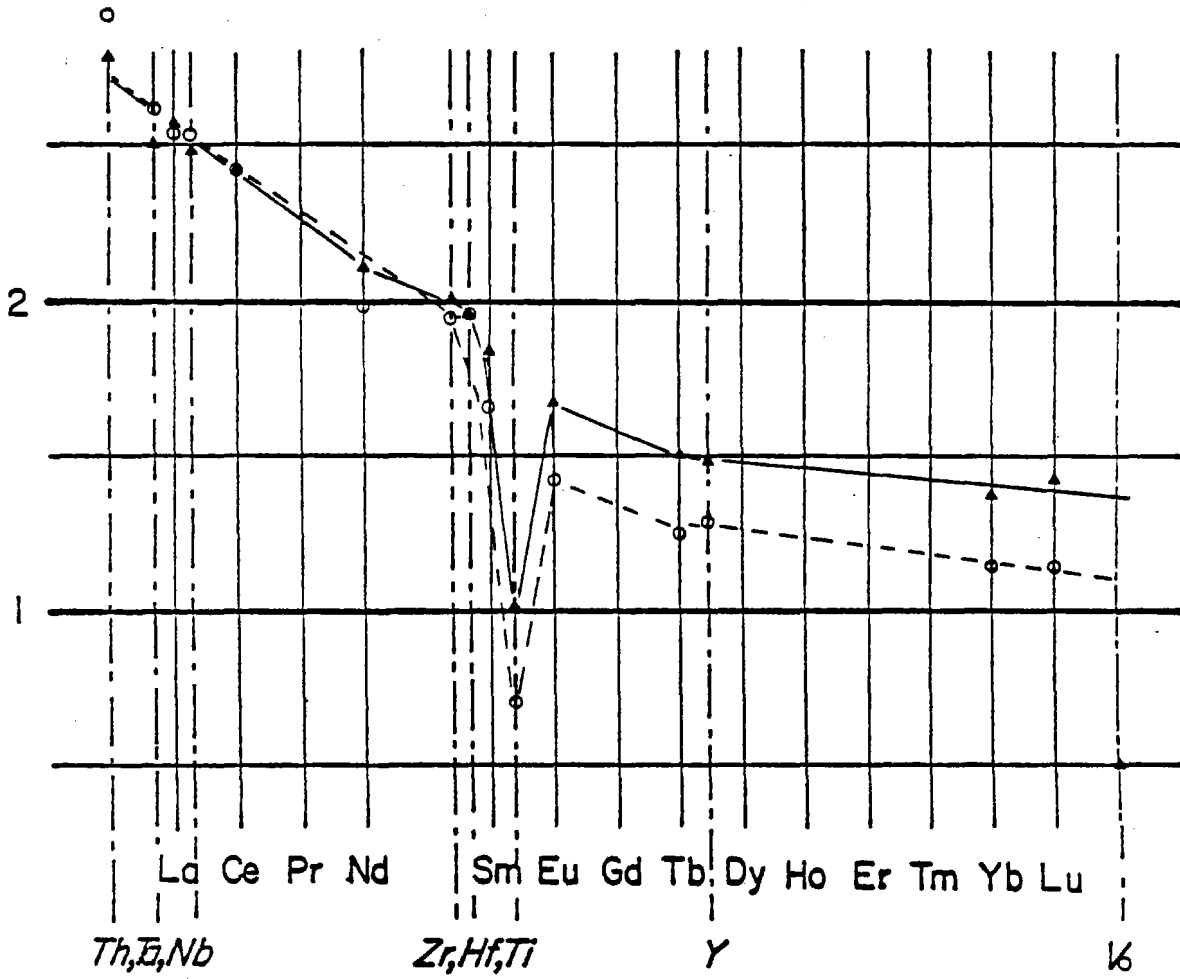


Figure 40: Diagramme de terres rares "élargi" des échantillons CP6(▲) et CP7(○).

calin) jusqu'aux termes les plus évolués (CP₇ : trachyte quartzifère) (Maury, 1976 ; Maury *et al.*, 1980 ; Villemant *et al.*, 1980).

Comme pour les basaltes alcalins ci-dessus, le rapport La/Ta est égal à 10 et les valeurs normées de Ta, Nb et La sont identiques. Cette valeur du rapport La/Ta dans la série CP (La/Ta = 10) est voisine de l'une des deux valeurs singulières de ce rapport caractéristiques du milieu océanique (9 et 19) (Bougault, 1980). Cette similitude du rapport La/Ta dans deux contextes différents (ride médio-atlantique et Chaîne des Puys) laisse supposer que la valeur du rapport La/Ta (ou La/Nb) ne varie effectivement pas d'une manière continue et que les deux valeurs singulières trouvées (9 et 19) sont effectivement caractéristiques du matériel initial avant fusion : manteau supérieur.

Dans les termes les moins différenciés (basalte alcalin (CP₁) et K. Hawaïte (CP₂)) on observe un léger fractionnement de Y vis-à-vis de Tb par rapport aux termes les plus différenciés (K. Mugéarites (CP₃ et CP₄), K. Benmoreïtes (CP₅ et CP₆) et trachyte quartzifère (CP₇)). Le Zr et le Hf ne fractionnent pas ou très peu, mais par contre (Zr-Hf), Ti montrent un fractionnement de plus en plus important en allant du basalte alcalin jusqu'à la trachyte quartzifère, c'est-à-dire que l'intensité de ce fractionnement s'amplifie au fur et à mesure que le processus de différenciation (par cristallisation fractionnée) de la série s'avance, en même temps la cristallisation des minéraux opaques prend de l'ampleur ; ils apparaissent en phénocristaux (donc susceptibles de fractionner) depuis la K. Hawaïte (CP₂) jusqu'à la trachyte quartzifère (CP₇), alors qu'ils ne se présentent qu'en microlites dans la mésostase du basalte alcalin. C'est sûrement l'apparition des opaques qui est responsable du fractionnement de Ti vis-à-vis de (Zr, Hf).

"L'anomalie" positive en Eu que nous montrent les diagrammes Coryell-Masuda n'est en fait qu'un artefact de l'anomalie négative en Ti qui s'accroît au fur et à mesure que le processus d'évolution des magmas de la Chaîne des Puys avance, donc en réalité il n'y a pas d'anomalie positive en Eu.

Les courbes normées aux chondrites depuis basaltes alcalins jusqu'au trachyte quartzifère restent parallèles les unes aux autres (à l'ex-

ception de l'anomalie Ti, V due à la cristallisation des opaques). Cette observation renforce l'appréciation portée pour les basaltes alcalins (même nature du matériel initial avant fusion et même intensité du processus de fusion partielle). Les différences en valeurs absolues depuis les basaltes alcalins jusqu'au trachyte s'expliquent facilement par cristallisation fractionnée.

Le processus de cristallisation fractionnée est souligné également par la variation régulière de certains éléments, une croissance continue de U, Rb, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Eu, Tb, Ta et Th et une décroissance régulière de Sc, Ti, V, Cr, Fe, Lo et Ni. Ils témoignent de l'existence d'une série évolutive depuis le basalte alcalin (CP₁) jusqu'à la trachyte quartzifère (CP₇).

CHAPITRE V

DISCUSSION ET COMPARAISON

La discussion et la comparaison qu'on va évoquer dans ce chapitre auront trait sur le comportement des éléments hygromagmaphiles au cours des processus naturels dans des basaltes océaniques (tholéiites du bassin des Mariannes, basaltes alcalins provenant de la ride médio-océanique de l'Atlantique Nord à 43°N, du Leg 49 à 45°N (Hudson, Geotraverse) et au cours de la campagne Gibraco (36°40')), et dans des basaltes alcalins intra continentaux (Chaîne des Puys). Les données de Gibraco ont été tirées de Bougault (1980); celles du Leg 49 de Bougault (1980) et Wood *et al.* (1979), alors que celles de 43°N ont été extraites de Shibata *et al.* (1979).

A - BASALTES ALCALINS OCEANIQUES

Tous les éléments hygromagmaphiles (terres rares et non terres rares) dont on dispose ont été portés dans un diagramme "élargi", les échantillons dragués dans une zone de fracture à 43°N dans l'Atlantique Nord (fig. n° 41), ceux de Gibraco sur le banc de Gorringer et du Leg 49 (fig. n° 42). Ils montrent tous une distribution type enrichie en terres rares légères. Pour les échantillons de Gibraco et du Leg 49, le Nb et le Ta ne montrent aucune anomalie et le rapport La/Ta est voisin de 9, le Zr fractionne légèrement par rapport à Hf, alors que le Ti fractionne très nettement par rapport à ces deux derniers éléments (Leg 49, forage 410 et Gibraco), ce fractionnement est moins important dans les échantillons du forage 410 A du Leg 49. La même observation concernant le Zr et le Hf peut être faite pour le Tb et l'Y. Pour les échantillons de 43°N, aucun fractionnement n'est observable pour Zr-Hf, (Zr-Hf), Ti ou Tb-Y, apparemment seul Ta-La présentent un fractionnement qui est probablement dû à une surestimation en Ta.

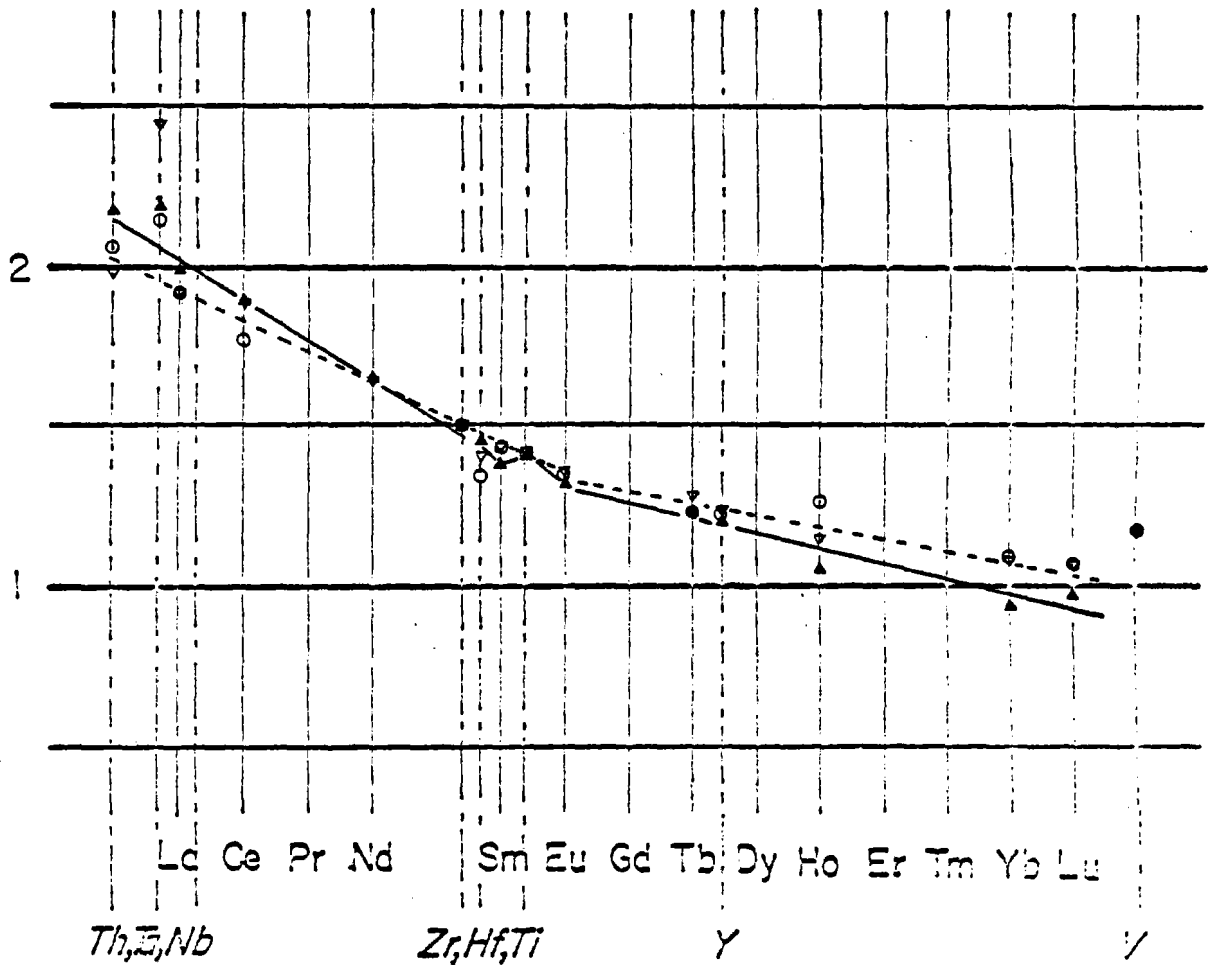


Figure 41: Diagramme de terres rares "élargi" des basaltes alcalins MAR à 43°N (Shibata et al., 1979); ▲: échantillon 3-10; ▼: échantillon 5-6 et ○: échantillon 5-8.

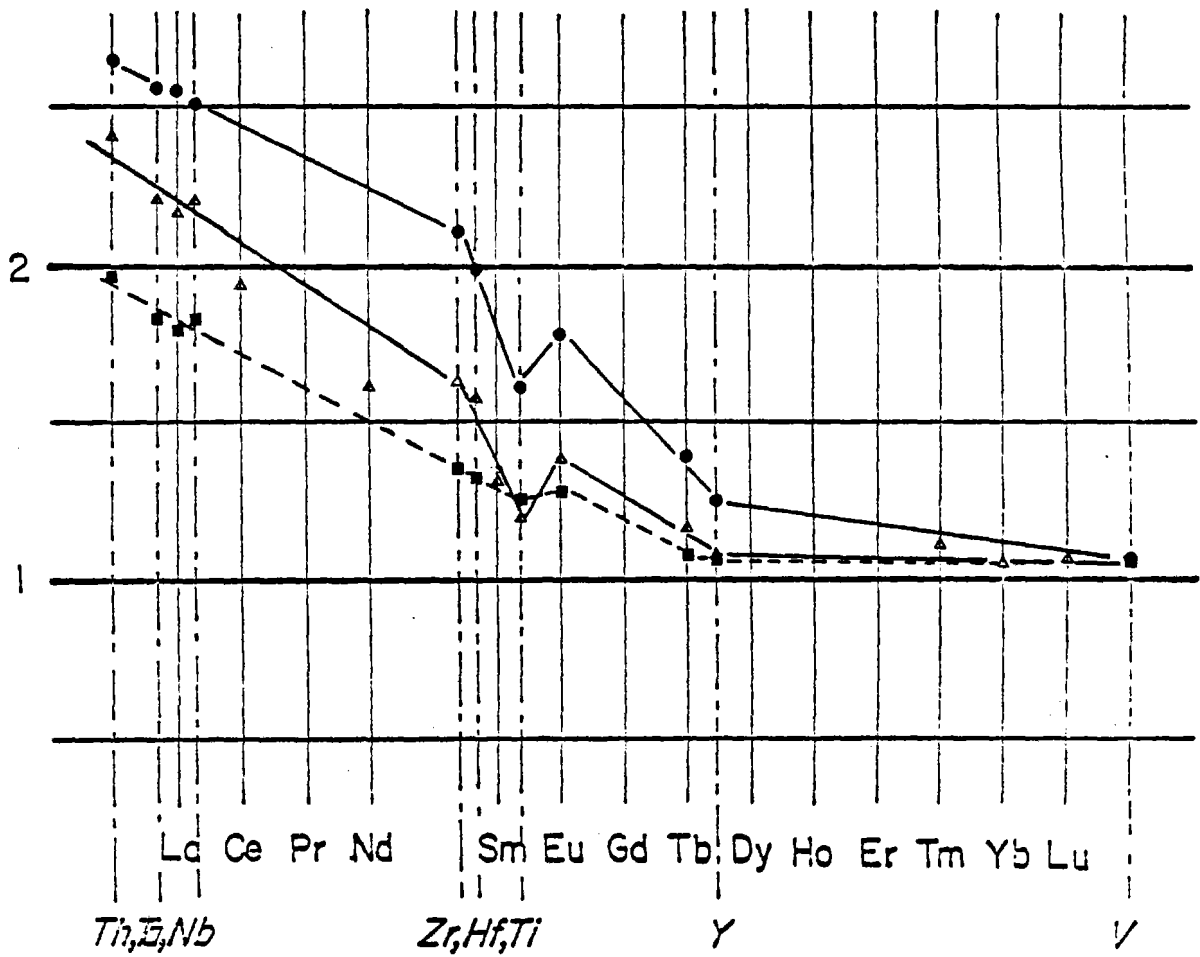


Figure 42: Diagramme de terres rares "élargi" de quelques basaltes alcalins océaniques: ●:Gibraco; ▲:Leg49 à 45°N (forage 410) et ■:Leg49 à 45°N (forage 410A).

Ces deux basaltes alcalins (à 43°N et à 45°N) enrichis en terres rares légères témoignent de la notion d'homogénéité régionale du manteau supérieur.

B - BASALTES ALCALINS CONTINENTAUX ET BASALTES ALCALINS OCEANIQUES

Pour faire cette étude, on a pris comme basaltes alcalins continentaux, l'échantillon CP₁ dans la chaîne des Puys, et comme basaltes alcalins océaniques deux basaltes provenant de la ride médio-atlantique, l'échantillon 3-10 à 43°N (Shibata *et al.*, 1979) et les échantillons du forage 410A du Leg 49 à 45°N.

Les courbes terres rares "élargies" de tous ces échantillons (fig. n° 43) présentent les mêmes caractéristiques et sont très voisines les unes des autres. Les éléments hygromagmaphiles (terres rares et non terres rares) ont le même comportement dans ce groupe de basaltes et présentent les mêmes ordres de grandeur de concentrations.

Deux interprétations sont possibles pour expliquer ce phénomène :

1 - la nature du solide initial (avant fusion) et l'intensité des processus magmatiques sont voisins.

2 - les solides initiaux sont différents et l'intensité des processus est telle qu'elle permette en définitive d'observer un résultat identique.

Indépendamment de tout modèle compliqué, la première explication est de loin la plus satisfaisante. Un manteau supérieur, à "affinité alcaline ou alcalin" peut donc être présent aussi bien dans le domaine continental (l'exemple dérivé de la chaîne des Puys) qu'en milieu océanique et ceci hors axe d'accrétion (Iles ou "seamounts" océaniques) et à axe d'accrétion (exemple dérivé de 43°-45°N).

C - THOLEIITES OCEANIQUES ET BASALTES ALCALINS CONTINENTAUX

Les exemples traités au cours de ce travail et qui se rapportent à deux ensembles compris dans deux contextes très différents sont les basaltes alcalins CP₁ de la chaîne des Puys et les basaltes tholéiitiques du site

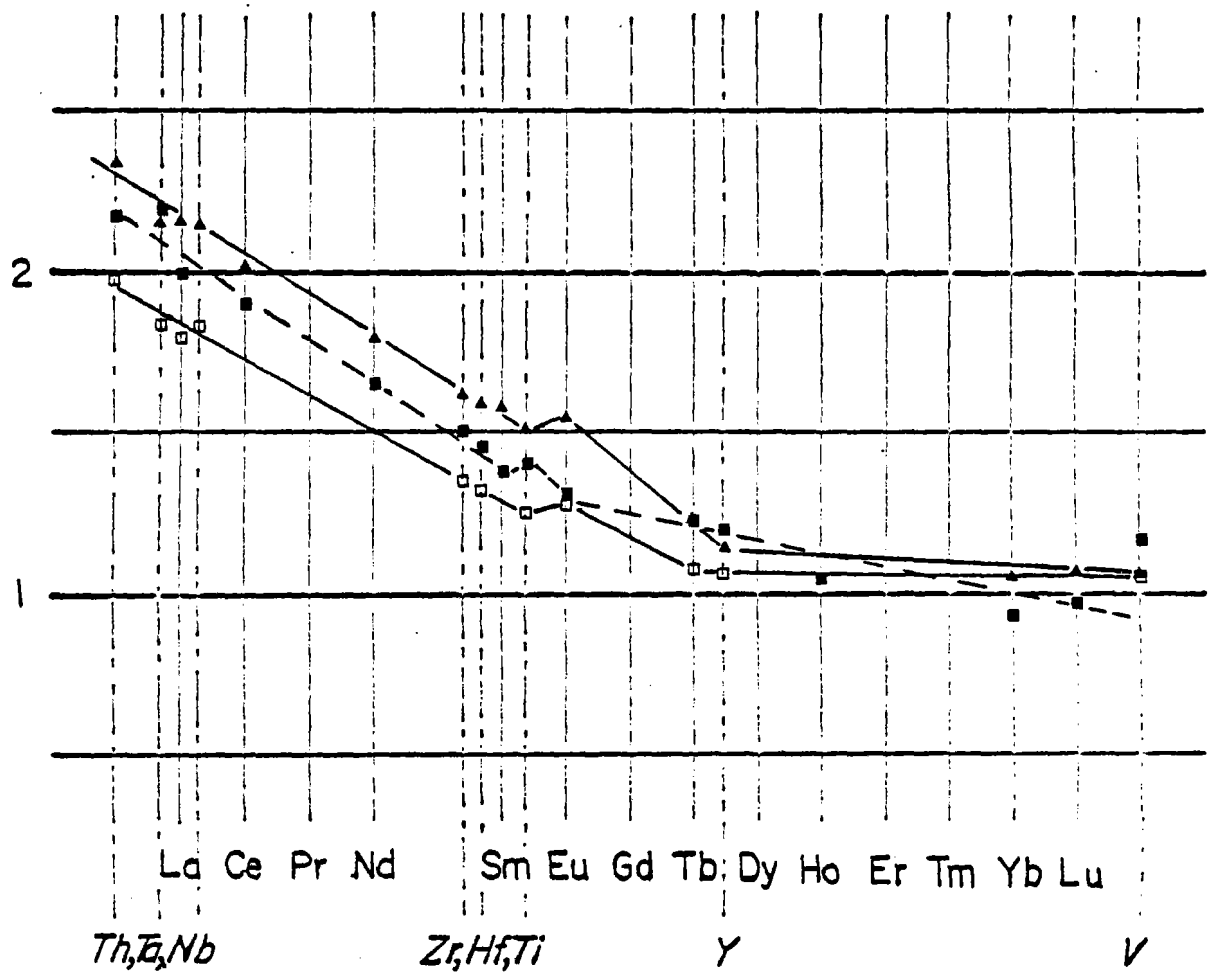


Figure 43: Diagramme de terres rares "élargi" de basaltes alcalins océaniques (■ : à 43°N et □ : Leg 49 (forage 410A) et continentaux (CPI) (▲).

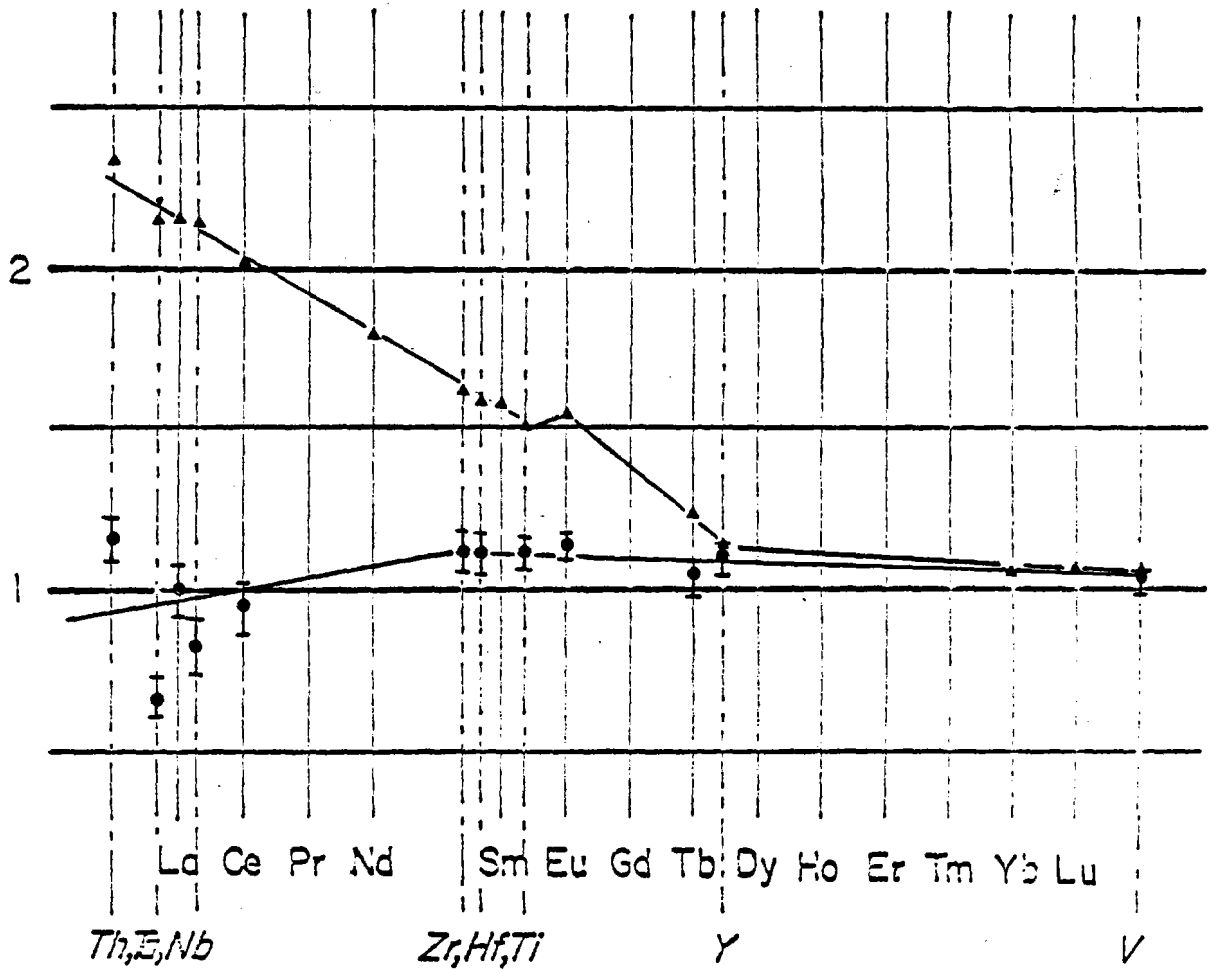


Figure 44: Diagramme de terres rares "élargi" d'un basalte alcalin continental (CPI) (▲) et de quelques tholéiites océaniques (Leg 60, site 454) (●).

454 implanté dans le bassin des Mariannes. Ces deux types de basaltes montrent des distributions terres rares "élargies" très différentes (fig. 44). Les basaltes alcalins sont beaucoup plus riches en terres légères que les tholéiites. Par contre, ils ont tous des concentrations relativement similaires en terres rares lourdes, cette observation a déjà été faite par Joron *et al.*, 1976 pour des échantillons de la zone FAMOUS et de la mégastucture Afar-Mer Rouge. On peut donc affirmer à la suite de ces observations, que le manteau primaire qui a donné lieu à ces deux basaltes avait une composition initiale différente, ces basaltes étant parvenus à la surface du globe à des degrés de différenciation voisins. On peut alors soutenir l'hypothèse d'une hétérogénéité du manteau supérieur dans l'espace à cause de leurs contextes géologiques différents.

CONCLUSIONS

Les études des éléments hygromagmaphiles faites dans les deux contextes géodynamiques très différents (Mariannes et Chaîne des Puys) nous permettent d'aboutir aux conclusions suivantes :

1) Les trois couples d'éléments Y-Tb ; Zr-Hf ; Nb-Ta à propriétés physicochimiques voisines présentent un rapport constant voisin de celui des chondrites ; ce résultat confirme la notion d'un matériau terrestre initial homogène et chondritique.

2) Le classement des éléments hygromagmaphiles dans le diagramme Coryell-Masuda "élargi" et les valeurs de normalisation obtenues à partir des basaltes des rides médio-océaniques, nous permettent d'avoir des diagrammes continus dans des roches, prélevées dans des contextes géologiques, très différentes (Mariannes : domaine océanique lié à une zone de subduction et Chaîne des Puys : domaine intraplaque) ; on peut donc utiliser ce type de diagramme dans différents contextes géologiques mais on a observé pour les échantillons prélevés au voisinage d'une zone de subduction (site 458) la possibilité de fractionnement des éléments hygromagmaphiles non terres rares par rapport aux terres rares, ce fractionnement peut être expliqué par l'hypothèse suivante : à l'heure actuelle, l'interprétation évidente pourrait être due à la grande diversité des pyroxènes rencontrés dans l'échantillon d'andésite à bronzite (échantillon 458, 44-1, 54-58), en effet, on a trouvé des pyroxènes très magnésiens (bronzite et pigeonite magnésienne), de l'augite subcalcaïque, de la ferro-augite ; le fractionnement complexe de des pyroxènes pourrait être responsable du fractionnement observé.

3) Le plus souvent, on ne dispose pas de la concentration de tous les éléments hygromagmaphiles dans un échantillon, ceci peut être dû à plusieurs causes, notamment à des difficultés d'ordre analytique. Mais à partir du diagramme "élargi" des terres rares obtenu avec quelques éléments et dans lequel on connaît la position qu'occupe chaque élément, on peut facilement déterminer d'une façon relativement précise, la teneur des autres éléments présents dans l'échantillon (sauf La, (Ta, Nb), par l'utilisation de

la relation suivante :

$$C_i = 10^x \cdot Ch_i$$

dans laquelle :

C_i : désigne la teneur de l'élément i dans l'échantillon

Ch_i : désigne la teneur de l'élément i dans les chondrites

x : désigne $\text{Log}_{10} \frac{C_i}{Ch_i}$ lu sur le diagramme pour un élément voisin.

Quelques exemples pris dans des basaltes (tholéitiques, andésitiques et alcalins) nous permettent d'illustrer cette nouvelle possibilité (voir tableau suivant) pour estimer la concentration de tel ou tel élément.

Echantillon	concentration de l'élément trouvée par analyse			concentration du même élément trouvée par la méthode proposée		
	Hf	Tb	Yb	Hf	Tb	Yb
456, 12-1, 62-64 (tholéiite)	1.94	0.66	-	1.98	0.65	2.63
459, 72-1, 94-97 (basalte andésitique)	1.75	0.51	-	1.69	0.51	3.32
CP 1 (basalte alcalin continental)	5.1	0.91	2.32	5.09	0.81	2.40
Leg 49 à 45°N forage 410 A (basalte alcalin océanique)	2.75	0.57	2.16	2.73	0.55	2.24

La concentration de tel ou tel élément figurant sur le diagramme de terres rares "élargi" a été déterminée par une interpolation des éléments au voisinage desquels il se trouve :

Hf : x a été estimé au voisinage de Sm

Tb : x a été estimé au voisinage de Y

Yb : x a été estimé au voisinage de Lu.

4) On retrouve des valeurs du rapport La/Ta équivalentes aux deux valeurs singulières trouvées en milieu océanique (9 et 19) ; dans les tholéi-ites du bassin marginal des Mariannes, La/Ta 20 et dans les basaltes al-calins de la Chaîne des Puys, ce rapport est de l'ordre de 10.

5) Dans le domaine intra-plaque (Chaîne des Puys) on retrouve le fractionnement de Ti et V par rapport aux autres éléments hygromagmaphiles, fractionnement qui est dû à la cristallisation des minéraux opaques. Cette "anomalie" est d'autant plus importante que la roche considérée correspond à un degré de différenciation plus important. L'anomalie Ti et V permet d'estimer la quantité des minéraux opaques ayant cristallisé (El Azzouzi et al., à paraître).

BIBLIOGRAPHIE

- ABBEY S. - 1975
Studies in "Standard samples" of silicate rocks and minerals.
Part 4 : 1974. Edition of "usable" values, *Geological survey
of Canada paper 7441*.
- AHRENS L.H. and DANCHIN R.V. - 1970
The chemical composition of the basaltics achondrits. *Phys.
Chem. Earth*, 8 (1970).
- AHRENS L.H. and MICHAËLIS H.V.-1969
The composition of stony meteorites(V).
Some aspects of the composition of basaltic achondrites.
Earth and Planetary Science Letters, 6, pp. 304.
- ALBAREDE F. and BOTTINGA Y. - 1972
Kinetic disequilibrium in trace element partitionning between
phenocrysts and host lava. *Geochim. Cosmochim. acta*, vol. 36,
pp. 141-156.
- ALLEGRE C.J., JAVOY M. and MICHARD G. - 1968
Etude de la distribution et l'abondance des éléments de tran-
sitions dans l'écorce terrestre, comparée à celle des Terres
Rares. The origin and distribution of the elements, (Ed.
H. Ahrens), pp. 914-928 Pergamon Press.
- ALLEGRE C.J. and MINSTER J.F. - 1978
Quantitative models of trace element behavior in magmatic
processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, pp. 1-25.
- ALLEGRE C.J., TREUIL M., MINSTER J.F., MINSTER B. and ALBAREDE F. - 1977
Systematic use of trace element in igneous processes. I. Frac-
tional crystallization processes in volcanic suites. *Contrib.
Mineral. Petrol.*, 60, pp. 57-75.
- ANDERSON D.L. and SAMMIS C. - 1970
Partial melting in the upper mantle. *Phys. Earth Planet. Int.*
3, pp. 41-50.
- ANDRIAMBOLOLONA D.R., LEFEVRE C. and DUPUY C. - 1975
Coefficient de partage des éléments de transition dans les mi-
néraux ferromagnésiens extraits des dacites. *C. R. Acad. Sci.
Paris*, 281 D, n° 23, pp. 1797-1800.

- ANDRIAMBOLOLONA D.R. - 1978
Etude de la répartition et du comportement des éléments de transition : Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, dans les différentes séries volcaniques. Thèse, Université des Sciences et techniques du Languedoc.
- ARCYANA - 1977
Rocks collected by bathyscaphe and diving saucer in the "FAMOUS" area of the mid Atlantic Rift valley : Petrological diversity and structural setting. *Deep-Sea Research*, in press.
- AUMENTO F. - 1967
Magmatic evolution on the mid-Atlantic ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2, pp. 225-230.
- AUMENTO F. - 1968
The mid-Atlantic ridge near 45°N. 2. Basalts from the area of confederation Peak. *Can. J. Earth Sci.*, 5 (1), pp. 1-21.
- AUMENTO F. - 1969
Diorites from the mid-Atlantic ridge at 45°N. *Science*, 165, pp. 1112-1113.
- AUMENTO F., LONCAREVIC B.D. and ROSS D.I. - 1971
Hudson geotraverse : geology of the mid-Atlantic ridge near 45°N. *Trans. Roy. Soc. Ser.*, A 268, pp. 623-650.
- AYUSO R.A. and BENCE A.E. - 1976
Upper Jurassic tholeiitic basalts from Leg 11. *J. Geoph. Res.* 81, 3, pp. 4305-4324.
- BALASHOV Y.A., DMITRIEV L.V. and SHARAS'KIN A.Y. - 1970
Distribution of the rare earths and Yttrium in the bedrock of ocean floor. *Geochim. Int.*, 7, pp. 456-468 (translated from *Geochimyo*, 6, pp. 647-660, 1970).
- BEMAT M. - 1975
Les isotopes de l'uranium et du thorium et les terres rares dans l'environnement marin. *Cals. Ostrom. Ser. Geol.*, VII, n° 1, pp. 65-83.
- BERTIN E.P. - 1970
Principles and practice of X-ray, spectrometric analysis. Plenum press, New-York.
- BLANCHET R. - 1977
Bassins marginaux et Téthys alpine : de la marge continentale au domaine océanique dans les Dinarides. *International symposium on the structural history of the Mediterranean basins*. Split (Yugoslavia) 25-29 octobre 1976. B. Biju Duval and L. Montadert, Ed. Editions Technip, Paris, pp. 47-72.

- BLANCHET R., HUSSONG D., UYEDA S. et l'équipe scientifique du Leg 60. - 1979
Un profil complet d'une marge active de l'Ouest Pacifique :
le système des Mariannes Leg 60 (DSDP). *Bull. Soc. géol. France*
XXI, n° 5, pp. 529-532.
- BOUGAULT H. - 1977
Evidence de la cristallisation fractionnée au niveau d'une
ride médio-océanique : Co, Ni, Cr, FAMOUS, Leg 37 du DSDP.
Bull. Soc. géol. France, XIX, n° 6, pp. 1207-1212.
- BOUGAULT H. - 1980
Contribution des éléments de transition à la compréhension
de la genèse des basaltes océaniques ; analyse des éléments
trace dans les roches par spectrométrie de fluorescence X.
Thèse d'Etat, 18 juin 1980, Paris.
- BOUGAULT H., CAMBON P. et TOULHOUAT H. - 1977
X-ray. Spectrometric analysis of trace elements in rocks-
correction for instrumental interferences. *X ray spectrometry*
vol. 6, n° 2, pp. 66-72.
- BOUGAULT H., MAURY R.C., EL AZZOUZI M., JORON J.L., COTTEN J. et TREUIL M.
1979
Tholeiites from (sites 454-456), Basaltic Andesites and
Andesites (sites 458-459) from D.S.D.P. Leg 60: Geochemistry,
Mineralogy and Low Partition coefficient elements (in press).
- BOUGAULT H., TREUIL M. and JORON J.L. - 1978
Trace elements in basalts from 23°N and 36°N in the Atlantic
ocean : fractional crystallization, partial melting and
heterogeneity of the upper mantle. *Initial reports of the*
D.S.D.P., vol. 45, pp. 493-506.
- BOUGAULT H., TREUIL M. and JORON J.L. - 1979
Alteration, fractional crystallization, partial melting, mantle
properties from trace elements in basalts recovered in the
North Atlantic. Maurice Ewing Services, vol. 2 (A.G.U.). *Deep*
Drilling Results in the Atlantic ocean ; ocean crust (in press).
- BROOKS C.K. - 1969
On the distribution of zirconium and hafnium in the Skaergaard
intrusion, East Greenland. *Geochim. Cosmochim. acta*, 33,
pp. 357-374.
- BROWN G.M. - 1957
Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation
of the skaergaard intrusion, East greenland. *Miner.*, may 31,
pp. 511-543.
- BUTLER J.R. and THOMPSON A.J. - 1965
Zirconium : Hafnium ratio in some igneous rocks. *Geochim.*
Cosmochim. Acta, 29, pp. 167-175.

- CAMUS G. - 1975
La chaîne des Puys (Massif Central français). Etude structurale et volcanologique. Thèse. Clermont-Ferrand, n° 56, 319 p.
- CANN J.R. - 1974
A model for oceanic crustal structure developed. *Royal Astron. Soc. Geophys. Journ.*, vol. 39, pp. 169-187.
- CANN J.R. - 1970
Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10, pp. 7-11.
- CHAO E.C.T. and FLEISCHER M. - 1960
Abundance of Zirconium in igneous rocks. *Rept. 21st Int. Geol. Congr. Norden*, part 1, pp. 106-131.
- CHOTIN P. et l'équipe scientifique du Leg 59. - 1979
Le système d'arc insulaire des Mariannes : résultats du Leg 59, DSDP. *Bull. Soc. géol. France*, t. XXI, n° 5, pp. 525-528.
- CHYI L.L. and EHMANN W.D. - 1973
Zirconium and Hafnium abundances in some lunar materials and implications of their ratios. *Proc. Lunar Sci. conf. 4th*, pp. 1219-1126.
- CORRE O. - 1979
Application de la fluorescence X à la détermination analytique d'éléments trace dans les roches et les verres fluorés. Thèse 3ème Cycle, Université de Rennes I.
- CORYELL C.D., CHASE J.W. and WINCHESTER J.W. - 1963
A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare earth abundance patterns. *J. Geophys. Res.*, 68, pp. 559-566.
- DEER W.A., HOWIE R.A. and ZUSSMAN J. - 1963
Rock forming minerals. Longmans.
- DIETRICH R.V. - 1968
Behaviour of zirconium in certain artificial magmas under diverse P.T. conditions. *Lithos* 1, pp. 20-29.
- DIETRICH V., EMMERMANN R., OBERHANSLI R. and PUCHELT H. - 1978
Geochemistry of basaltic and gabbroic rocks from the west Mariana basin and the Mariana Trench. *Earth and Planetary Science Letters*, 39, pp. 127-144.
- DIXON T.H. and BATIZA R. - 1979
Petrology and Chemistry of recent lavas in the northern Marianas : implications for the origin of island arc basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, pp. 167-181.

- DUPUY C., DOSTAL J. and VERNIERES J. - 1977
Genesis of volcanic rocks related to subduction zones geochemical point of view. *Bull. Soc. géol. France*, XIX, n° 6, pp. 1233-1243.
- DUPUY C. and LEFEVRE C. - 1974
Fractionnement des éléments en trace Li, Rb, Ba, Sr dans les séries andésitiques et shoshonitiques du Pérou. Comparaison avec d'autres zones orogéniques. *Contrib. Minéral. Petrol.* 46, pp. 147-157.
- EDWARD C., CHAO T. and FLEISCHER M. - 1959
Abundance of Zirconium in igneous rocks. *Geochemical cycles* pp. 106-181.
- EHMANN W.D. and CHYI L.L. - 1974 a
Abundance of the group IV B elements. Ti, Zr and Hf and implications of their ratios in lunar materials. *Proc. Lunar Sci. Conf. 5th*, pp. 1015-1024.
- EHMANN W.D. and CHYI L.L. - 1974 b
Zirconium and Hafnium in meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 21, pp. 230-234.
- EHMANN W.D., CHYI L.L., GARG A.N., HAWKE B.R., MA M.S., MILLER M.D., JAMES W.D. and PACER R.A. - 1975
Chemical studies of the lunar regolith with emphasis on Zirconium and Hafnium. *Proc. Lunar Sci. Conf. 6th*, pp. 1351-1361.
- EL AZZOUZI M. - 1978
Analyse du Zirconium par la spectrométrie de fluorescence X. D.E.A. Brest.
- ERLANDSON D.L., ORWIG T.L., KIILSGAARD G., MUSSELLS J.H. and KROENKE L.W. - 1976
Tectonic implications of the east Caroline and Lyra basins from reflection-profiling investigations. *Geol. Soc. Am. Bull.* 87, pp. 453-462.
- EWART A. - 1976
Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas. Some statistics and implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, pp. 417-432.
- FLANAGAN F.J. - 1973
1972 values for international geochemical reference samples. *Geochim. and Cosmochim. acta*, 37, pp. 1189-1200.
- FLEISCHER M. - 1955
Hf content and the Hf-Zr ratio in minerals and rocks. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1012 A.

- FLOWER M.F.J., ROBINSON P.T., SCHMINCKE H.U. and OHNMACHT W. - 1976
Deep sea drilling project, Leg 37 : geochemical evidence
for processes of crustal construction. *Bull. Soc. géol.
France*, XVIII, n° 4, pp. 819-823.
- FREY F.A., HASKIN M.A., POETZ T.A. and HASKIN L.A. - 1968
Rare-earth abundances in some basic rocks. *J. Geophys. Res.*
73, pp. 6085-6098.
- GAST P.W. - 1960
Limitations on the composition of the upper mantle. *J. Geophys.
Res.*, 65, pp. 1287-1297.
- GAST P.W. - 1968
Trace elements fractionation and the origin of tholeiitic
and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32,
pp. 1057-1086.
- GILL J.B. - 1974
Role of underthrust oceanic crust in the genesis of a Fijian
calc-alkaline suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 43, pp. 29-45.
- GILSON J.L. - 1925
Zircon, a contact metamorphic mineral in the Pend Oreille dis-
trict, Idaho. *Amer. Mineral.*, 10, pp. 187-194.
- GOTTFRIED D., GREENLAND L.P. and CAMPBELL E.Y. - 1968
Variation of Nb-Ta, Zr-Hf, Th-U and K-Cs in two diabase-
granophyre suites. *Geochim. and Cosmochim. Acta*, 32, pp. 925-
947.
- GREEN D.H. - 1972
Magmatic activity as the major process in the chemical evolu-
tion of the earth's crust and mantle. *Tectonophysics*, 13,
pp. 47-71.
- GREEN D.H. and RINGWOOD A.E. - 1964
Fractionation of basalt magmas at high pressures. *Nature*,
201, p. 1276.
- GREEN D.H. and RINGWOOD A.E. - 1967
The genesis of basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*
15, pp. 103-190.
- GREEN J. - 1969
Abundances and distribution of elements. *Douglas Adv. Res.
Lab. Res. commun.*, 91, 64 p.
- GREEN T.H. - 1972
Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled
high-pressure of hyous conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*
34, pp. 150-166.

- GREEN T.H., GREEN D.H. and RINGWOOD A.E. - 1967
The origin of high alumina basalts and their relationships to quartz tholeiites and alkali basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2, p. 41.
- GREEN T.H. and RINGWOOD A.E.- 1968
Genesis of calc-alkaline igneous rocks suite. *Contrib.Mineral. Petrol.*, 18, pp.105-162.
- GULSON B.L. - 1969
Electron microprobe determination of Zr/Hf ratios in Zircons from the Yeoval diorite complex. N.S.W. Australia. *Lithos* 3, pp. 17-23.
- HART S.R., GLASSLEY W.E. and KARIG D.E. - 1972
Basalts and sea floor spreading behind the Mariana Island Arc. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 15, pp. 12-18.
- HUSSONG D. *et al.* - 1978
Near the Philippines, Leg 60 ends in Guam. *Geotimes*, oct. 1978, pp. 19-22.
- IRVINE T.N. and BARAGAR R.A. - 1971
A guide to the chemical classification of the Common volcanic Rocks. *Can. Journ. of Earth Sci.*, 8, p. 523.
- JAKES P. and GILL J. - 1970
Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 9, pp. 17-28.
- JENKINS R. and DE VRIES J.L. - 1969
Practical X-ray spectrometry. Second edition. Philips technical library.
- JORON J.L., BOUGAULT H., TREUIL M. et ALLEGRE J.C. - 1976
Etude géochimique des roches magmatiques de la zone FAMOUS et de l'archipel des Açores. *Bull. Soc. géol. France*, XVIII, n° 4, pp. 811-818.
- JORON J.L., BOUGAULT H., WOOD D.A. et TREUIL M. - 1978
Application de la géochimie des éléments en traces à l'étude des propriétés et des processus de genèse de la croûte océanique et du manteau supérieur. *Bull. Soc. géol. France*, XX, n° 4, pp. 521-531.
- JORON J.L. et TREUIL M. - 1977
Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. géol. France*, XIX, n° 6, pp. 1197-1205.
- KARIG D. - 1971(a)
Structural history of the Mariana Island Arc System. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 82, pp. 323-344.

- KARIG D.E. - 1971(b)
Origin and development of marginal Basins in the Western Pacific. *Journ. of Geophys. Res.*, 76, n° 11, pp. 2542-2561.
- KARIG D. - 1972
Remnant Arcs. *Geological Soc. of Amer. Bull.*, 83, pp. 1057-1068.
- KARIG D. - 1973
Plate convergence between the Philippines and the Ryukyu islands. *Marine geology*, 14, pp. 153-168.
- KARIG D. - 1974
Evolution of Arc systems in the western Pacific. *Annual review of Earth and Planet. Sci.*, 2, pp. 51-75.
- KARIG D., INGLE J.C. jun., BOUMA A.H., ELLIS H., HAILE N., KOIZUMI I., MACGREGOR I.D., MOORE J.C., UJIIE H., WATANABE T., WHITE S.M., YASUI M. and LING H.Y. - 1973
Origin of the West Philippine Basin. *Nature*, 246, n° 5434, pp. 458-461.
- KONDA T. - 1970
Endiopside in the calcalkaline basalt in the Royzen Area. *Journ. Geol. Soc. Japan*, 76, pp. 7-12.
- KOSTERIN A.V., SHEVALEEVSKII I.D. and RYBALOVA E.R. - 1960
The Zr/Hf ratio in the Zircons of some igneous rocks of the northern slope of the Kuramin mountain range. *Geochemistry*, n° 5.
- KOSTERIN A.V., SHEVALEYEVSKII I.D., RYBALOVA E.R. and TOLOK K.P. - 1963
Zr/Hf ratio in zircons from some igneous rocks of northern Kazakhstan. *Geochemistry*, brief communications, p. 1007-1009.
- KOSTERIN A.V., ZUEV V.N. and SHEVALEEVSKII I.D. - 1958
Zr/Hf ratio in zircons in some igneous rocks of northern Kirgizia. *Geochemistry*, n° 1.
- KURODA N., SHIRAKI K. and URANO H. - 1978
Boninite as a possible calc-alkalic primary magma. *Proceed. Tokyo Conf.*, pp. 280-281. *Bull. Volcanol.*, 41, n° 4, pp. 563-575.
- LEEMAN W.P. - 1976
Petrogenesis of Mc Kinney (Snake River) olivine tholeiite in light of rare earth element and Cr/Ni distributions. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, pp. 1582-1586.
- LEEMAN W.P. and SCHEIDEGGER K.F. - 1977
Olivine/liquid distribution coefficients as a test for crystal liquid equilibrium. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, pp. 247-257.

- LEFEVRE C., DUPUY C. et COULON C. - 1974
Le volcanisme andésitique. *Revue de la Haute Auvergne*, 44, pp. 313-355.
- LE GUEN DE KERNEIZON M., MASCLE A., MAURY R.C. et WESTERCAMP D. - 1979
Les laves de la Désirade (Petites Antilles), témoins d'un magmatisme de marge active : argument minéralogique. *Bull. B. R. G. M.* (2ème série), IV, n° 314, pp. 285-292.
- LE PICHON X., FRANCHETEAU J. and SHARMAN G.F. - 1975
Rigid plate accretion in an inter-arc basin : Mariana trough. *J. Phys. Earth*, 23, pp. 251-256.
- LOWDER G.G. - 1970
The volcanoes and caldera of Talasea, New Britain : Mineralogy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 26, pp. 324-340.
- MARSH B.D. and CARMICHAEL I.S.E. - 1974
Benioff zone magmatism. *Journ. of geophys. Res.*, 79, n° 8, pp. 1196-1206.
- MAURY R.C. - 1976
Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines, continentales (Massif central français) et océaniques (Pacifique central) : l'origine des laves acides. Thèse, Orsay, 455 p.
- MAURY R.C., ANDRIAMBOLOLONA R. et DUPUY C. - 1978
Evolution comparée de deux séries alcalines du Pacifique central : rôle de la fugacité d'oxygène et de la pression d'eau. *Bull. Volcanol.*, 41-2.
- MAURY R.C. et VARET J. -
Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France. Thème 5. *Mém. B. R. G. M.*, n° 107.
- MAURY R.C., BROUSSE R., VILLEMANT B., JORON J.L., JAFFREZIC H. et TREUIL M. - 1980
Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la chaîne des Puys (Massif Central, France). I : Pétrographie. *Bull. Minéral.*, 103, pp. 250-266.
- MEVEL C., OHNENSTETTER D. and OHNENSTETTER M. - 1979
Mineralogy and Petrology of Leg 46 basalts. *Initial reports D.S.D.P.*, XLVI, pp. 151-164.
- MIYASHIRO A. - 1974
Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *Amer. Journ. of Sci.*, 274, pp. 321-355.
- MUIR I.D. and TILLEY C.E. - 1964
Basalts from the Northern part of the rift zone of the Mid-Atlantic Ridge. *Journ. Petrol.*, 5, pp. 409-434.

- MURAUCHI S., DEN N., ASANO S., HOTTA H., YOSHII T., ASANUMA T., HAGIWARA K., ICHIKAWA K., SATO T., LUDWING W.J., EWING J.I., EDGAR N.T. and HOUTZ R.E. - 1968
Crustal structure of the Philippine sea. *J. Geophys. Res.*, 73, n° 10, pp. 3143-3171.
- NISBET E.G. and PEARCE J.A. - 1977
Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, pp. 149-160.
- OLIVER J. and ISACKS B. - 1968
Structure and mobility of the crust and mantle in the vicinity of island arcs. *Can. Jour. of Earth Sci.*, 5, p. 985.
- PAVLENKO A.S., WHINSHTEIN E.E. and SHEVULEEVSKII I.D. - 1957
On the Hafnium-Zirconium ratio in zircons of igneous and metasomatic rocks. *Geochemistry*, n° 5, pp. 411-430.
- PEARCE J.A. and CANN J.R. - 1971
Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 12, pp. 339-349.
- PEARCE J.A. and CANN J.R. - 1973
Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *E. P. S. L.*, 19, pp. 290-300.
- PEARCE J.A. and NORRY M.J. - 1979
Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, pp. 33-47.
- PHILPOTTS J.A., SCHNETZLER C.C., BOTTINO M.L., SCHUHMAN S. and THOMAS H.H. 1972
Luna 16 : some Li, K, Rb, Sr, Ba, rare earth, Zr and Hf concentrations. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 13, pp. 429-435.
- SCHMITT R.A., SMITH R.H., LASCH J.E., MOSEN A.W., OLEHY D.A. and VASILEVSKIS J. - 1963
Abundances of the fourteen rare-earth elements, scandium and yttrium meteoritic and terrestrial matter. *Geochim. and Cosmochim. Acta*, 27, pp. 577-622.
- SHIBATA T., THOMPSON G. and FREY F.A. - 1979
Tholeiitic and alkali basalts from the mid-atlantic ridge at 43°N. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, pp. 127-141.
- SHIRAKI K., DURODA N., MARUYAMA S. and URANO H. - 1978
Evolution of the Tertiary volcanic rocks in the Izu-Mariana Arc. *Bull. Volcanol.*, 41, n° 4, pp. 548-562.
- STERN R.J. - 1979
On the origin of andesite in the northern Mariana Island Arc : Implications from Agrigan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, pp. 207-219.

- SUN S.S., NESBITT R.W. and SHARASKIN A.Ya. - 1979
Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts.
E. P. S. L., 44, n° 1, pp. 119-138.
- TREUIL M. - 1973
Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la
genèse et de la différenciation des magmas basaltiques :
exemple de l'Afar. Thèse, université d'Orléans.
- TUGARINOU A.I., VAINSHTEIN E.E. and SHEVALEEVSKII I.D. - 1956
Hf/Zr ratio in the zircons of igneous and metasomatic rocks.
Geochemistry, n° 4.
- UYEDA S. and BEN-AVRAHAM Z. - 1972
Origin and development of the Philippine sea. *Physical Science
Nature*, 240, pp. 176-178.
- VATIN-PERIGNON N. - 1967
Les formations éruptives et la structure de l'édifice volca-
nique au centre du Cantal (Massif central français).
- VILLEMANT B. - 1979
Etude géochimique des éléments en traces dans les séries vol-
caniques du Massif Central. Thèse 3ème Cycle, Université
Pierre et Marie Curie, 347 p.
- VILLEMANT B., JORON J.L., JAFFREZIC H., TREUIL M., MAURY R.C. et BROUSSE R.
1980
Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin :
la série de la chaîne des Puys (Massif Central, France). II.
Géochimie. *Bull. Minéral.*, 103, pp. 267-286.
- WATANABE T., EPP D., UYEDA S., LANGSETH M. and YASUI M. - 1970
Heat flow in the Philippine sea. *Tectonophysics*, 10, pp. 205-224.
- WATTS A.B. and WEISSEL J.R. - 1975
Tectonic history of the Shikoku marginal basin. *E. P. S. L.*,
25, pp. 239-250.
- WATTS A.B., WEISSEL J.K. and LARSON R.L. - 1977
Sea-floor spreading in marginal basins of the western Pacific.
Tectonophysics, 37, pp. 167-181.
- WELLS P.R.A. - 1977
Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib.
Mineral. Petrol.*, 62, pp. 129-139.
- WOOD B.J. and BANNO S. - 1973
Garnet ortho-pyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene rela-
tionships in simple and complex systems. *Contr. Mineral.
Petrol.*, 42, pp. 109-124.

WOOD D.A., TARNEY J., VARET J., SUNDERS A.D., BOUGAULT H., JORON J.L.,
TREUIL M. and CANN J.R. - 1979

Geochemistry of basalts drilled in the north atlantic by
IPOD Leg 49 : Implications for mantle heterogeneity. *E. P.*
S. L., 42, n° 1, pp. 77-97.

WOOD D.A., VARET J., BOUGAULT H., CORRE O., JORON J.L., TREUIL H., BIZOUARD
M., NORRY M.J., HAWKESWORTH C.J. and RODDICK J.C. - 1979

The petrology, geochemistry and mineralogy of north atlantic
basalts : A discussion based on IPOD Leg 49. *Initial reports*
D.S.D.P., XLIX, pp. 597-655.

YODER H.S. and TILLEY C.E. - 1962

Origin of basaltic magmas : An experimental study of natural
and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, 3, pp. 342-
532.

LISTE DES TABLEAUX

- 1 - Coefficients de partage des éléments de la première série de transition.
- 2 - Valeur de normalisation des éléments hygromagphiles terres rares et non terres rares.
- 3 - Rayons ioniques (R), charge des ions (n) et valeurs du paramètre (Φ) pour l'ensemble des éléments hygromagphiles.
- 4 - Teneurs en éléments majeurs (en %) des échantillons du site 453.
- 5 - Eléments majeurs (en %) et normes C.I.P.W. du forage 454. Les normes sont calculées en considérant $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1.5 \%$ (Fe total est exprimé sous forme de Fe_2O_3).
- 6 - Analyses à la microsonde des spinelles calculées sur 32 oxygènes de l'échantillon 454, 8-1, 35-37.
- 7 - Analyses à la microsonde des olivines calculées sur 4 oxygènes de l'échantillon 454, 8-1, 35-37 (6 : coeur d'un phénocrystal ($\phi = 400\mu$) ; 7 à 10 : zonation d'un phénocrystal ($\phi = 200\mu$) depuis son coeur vers sa périphérie ; 11 à 13 : zonation d'un phénocrystal ($\phi = 100\mu$) depuis son coeur vers sa périphérie).
FeO : fer total exprimé en FeO.
- 8 - Analyses et normes représentatives des verres de l'échantillon 454, 8-1, 35-37. 14 à 17 : verre de la matrice ; 18 à 20 : inclusions vitreuses dans les olivines (18 : coeur ; 20 : périphérie).
- 9 - Analyses des pyroxènes calculées sur 8 oxygènes de l'échantillon 454, 11-2, 41-43 (21 et 22 : coeurs des phénocristaux ; 23 : périphérie d'un phénocrystal ; 24 et 25 : matrice).
- 10 - Eléments majeurs (en %) et normes C.I.P.W. des laves du site 456. Fer total exprimé en Fe_2O_3 .
- 11 - Eléments majeurs (en %) et normes C.I.P.W. des laves du site 458. Fer total exprimé en Fe_2O_3 .

- 12 - Analyses à la microsonde des pyroxènes de l'échantillon 458, 44-1, 54-58 (calculées sur 6 oxygènes). 26 à 31 : phénocristaux de bronzite ($\phi > 100\mu$). 32 à 36 : phénocristaux de ferro-augite ($\phi > 100\mu$). 26 et 27 : coeurs des phénocristaux. 28 à 31 : zonation dans un phénocristal ($\phi = 200\mu$) depuis son coeur vers sa périphérie. 32 à 34 : coeurs. 35 et 36 : périphérie de phénocristaux.
- 13 - Analyses à la microsonde des microphénocristaux et de microlites de pyroxènes de l'échantillon 458, 44-1, 54-58 (calculées sur 6 oxygènes). 37 à 42 : microphénocristaux (20 à 50 de diamètre). 37, 39 et 41 : coeurs. 38, 40 et 42 : périphéries de microphénocristaux. 43 à 50 : microlites ($\phi < 20$).
- 14 - Analyses des verres de l'échantillon 458, 44-1, 54-58. 51 à 54 : matrice vitreuse. 55 à 59 : composition du verre distant d'un microlite de pyroxène (60) respectivement de 25, 20, 15, 10 et 5.
- 15 - Analyses des pyroxènes des laves du forage 458 calculées sur 6 oxygènes. Coeurs de phénocristaux : 61, 62, 66, 67, 68, 71, 72, 76 et 77. Périphéries de phénocristaux : 63, 69, 70, 73 et 78. Matrice des pyroxènes : 64, 65, 74, 75, 79 et 80.
- 16 - Analyses des plagioclases des laves du site 458. Les coeurs des phénocristaux : 81, 86, 87. Les périphéries des phénocristaux : 88 et la matrice des plagioclases : 82, 83, 84, 85, 89 et 90.
- 17 - Analyses des éléments majeurs (en %) et les normes C.I.P.W. des laves du forage 459 B.
- 18 - Eléments traces du forage 453. Les concentrations sont exprimées en ppm.
- 19 - Eléments traces du forage 454. Les concentrations sont exprimées en ppm.
- 20 - Eléments traces des forages 456 et 456 A. Les concentrations sont exprimées en ppm.
- 21 - Eléments traces du forage 458. Les concentrations sont exprimées en ppm.
- 22 - Eléments traces du forage 459. Les concentrations sont exprimées en ppm.
- 23 - Analyses des éléments majeurs (en %) des échantillons CP de la Chaîne des Puys. Le fer total est exprimé en Fe_2O_3 .

- 24 - Analyses des éléments majeurs (en %) des échantillons P 76... de la Chaîne des Puy. Le fer total est exprimé en Fe_2O_3 .
- 25 - Teneurs (ppm) des éléments en traces des échantillons CP de la Chaîne des Puy.
- 26 - Teneurs (ppm) des éléments en traces des échantillons P 76... de la Chaîne des Puy.

LISTE DES FIGURES

- 1 - Transitions permises entre électrons des couches N et K.
- 2 - Absorption d'un faisceau X parallèle.
- 3 - $\text{Log}(\mu/\rho) : f(\log(\lambda))$: variation des coefficients d'absorption massique des éléments constitutifs des roches en fonction de la longueur d'onde.
- 4 - Emission d'un rayonnement de fluorescence X.
- 5 - Schéma d'un dispositif de fluorescence X.
- 7 - Absence de fractionnement ou fractionnement très faible de Y-Tb, Zr-Hf et Nb-Ta.
- 8 - Fractionnement très faible La-Ta. La comparaison des trois séries basaltiques dans les diagrammes Zr-Nb, et Y-Zr permet de classer la possibilité de fractionnement de Zr par rapport à Nb et Y. La série "depleted" tholéiite correspond au site 395, tholéiite au site 408 et affinité alcaline au site 410.
- 9 - Détermination de la valeur de normalisation.
- 10 - Détermination de la "position" d'un élément hygromagnophile non terre rare par rapport aux terres rares, en utilisant des concentrations normées.
- 11 - Diagramme terres rares "élargi" ; zone FAMOUS, forage 413, 3-1 ; forage 411, 5-1 ; forage 412, 15-1 ; forage 332 B, 25-3.
- 12 - Diagramme terres rares "élargi" ; 25°N, 110 millions d'années. Forage 417 D.
- 13 - Sites du Leg 60 (d'après Hussong (op. cit.)).
- 14 - Coupe schématique du bassin et de la fosse des Mariannes.
- 15 - Diagramme Ca-Mg-(Fe + Mn) des pyroxènes (phénocristaux) de l'échantillon 454, 11-2, 41-43.
- 16 - Diagramme Ca-Mg-(Fe + Mn) des pyroxènes de l'échantillon 458, 44-1, 54-58.
- 17 - Diagramme Ca-Mg-(Fe + Mn) des pyroxènes des laves du site 458.
- 18 - Colonnes stratigraphiques aux divers sites du Leg 60, d'après Hussong (op. cit.)
- 19 - Coupe schématique du bassin et du fossé des Mariannes.
- 20 - Y (ppm) en fonction de Tb (ppm) de tous les échantillons du Leg 60.
- 21 - Zr (ppm) en fonction de Hf (ppm) de tous les échantillons du Leg 60.
- 22 - Nb (ppm) en fonction de Ta (ppm) de tous les échantillons du Leg 60.
- 22 bis - Nb (ppm) en fonction de Ta (ppm) de tous les échantillons du Leg 60.
- 23 - Y (ppm) en fonction de Ta (ppm) de tous les échantillons du Leg 60.
- 24 - Diagramme de terres rares "élargi" de quelques échantillons de l'Atlantique Nord.

- 25 - Diagramme de terres rares "élargi" des échantillons du forage 454.
- 26 - Diagramme de terres rares "élargi" des échantillons du forage 456.
- 27 - Diagramme de terres rares "élargi" des échantillons du forage 458.
- 28 - Diagramme de terres rares "élargi" des échantillons du forage 459 B.
- 29 - Diagramme de terres rares "élargi" des échantillons de Dietrich *et al.* 1978.
- 30 - Position morphologique de la Chaîne des Puys (Camus, 1975).
- 31 - Y (ppm) en fonction de Tb (ppm) des échantillons de la Chaîne des Puys ;
: échantillons CP et : échantillons P 76...
- 32 - Zr (ppm) en fonction de Hf (ppm) des échantillons de la Chaîne des Puys.
Mêmes symboles qu'en figure 31.
- 33 - Nb (ppm) en fonction de Ta (ppm) des échantillons de la Chaîne des Puys.
Mêmes symboles qu'en figure 31.
- 34 - Diagramme de terres rares "élargi" des échantillons P 7623 et P 7674.
- 35 - " " " " " " " P 7681 et P 7690.
- 36 - " " " " " " " P 7694, P 7696
et P. 76111.
- 37 - Diagramme de terres rares "élargi" des échantillons CP 1 et CP 2.
- 38 - " " " " " de l'échantillon CP 3.
- 39 - " " " " " des échantillons CP 4 et CP 5.
- 40 - " " " " " " " CP 6 et CP 7.
- 41 - " " " " " des basaltes alcalins MAR à 43°N
(d'après Shibita *et al.*, 1979).
- 42 - Diagramme de terres rares "élargi" de quelques basaltes alcalins
océaniques : Gibraco, Leg 49 à 45°N (forage 410) et Leg 49
à 45°N (forage 410 A).
- 43 - Diagramme de terres rares "élargi" de basaltes alcalins océaniques et
continentaux.
- 44 - Diagramme de terres rares "élargi" d'un basalte alcalin continental
et de quelques tholéiites océaniques.