Géochimie des éléments traces Modélisation de la différenciation des magmas

Benoît VILLEMANT

Laboratoire de Géochimie Comparée et Systématique, Université Pierre et Marie Curie et Institut de Physique du Globe, 4 place Jussieu, 75252 PARIS cedex 05.

1. INTRODUCTION

2. MÉTHODES DIRECTES ET INVERSES

2.1 Méthodes directes
2.2 Méthodes inverses

3. RÉSOLUTION DE SYSTÈMES SURDÉTERMINÉS PAR LA MÉTHODE DES MOINDRES CARRÉS

3.1 Estimateur du maximum de probabilité
3.2 Description de la procédure d'inversion

4. MODÈLE DE CRISTALLISATION FRACTIONNÉE EXEMPLE DE LA CHAÎNE DES PUYS (M.C.F., FRANCE)

4.1 Modèle théorique de la cristallisation fractionnée
4.1.a Loi de Rayleigh et conditions d'application
4.1.b Inversion du modèle
4.2 Application à la Chaîne des Puys
4.2.a Identification du modèle
4.2.b Mesure des coefficients globaux de répartition
4.2.c Calcul de la composition modale du solide qui cristallise

5. MODÈLE DE MÉLANGE : EXEMPLE DE LA SÉRIE DE LA GRANDE CASCADE (Mont-Dore, FRANCE)

5.1 Modèle théorique
5.2 Application à la série de la Grande Cascade
5.3 Inversion du modèle

6. MODÈLES DE FUSION PARTIELLE

6.1 Modèles théoriques et identification du modèle
6.2 Inversion du modèle

7. CONCLUSIONS

ANNEXE

BIBLIOGRAPHIE

Géochimie des éléments traces Modélisation de la différenciation des magmas

Benoît VILLEMANT

I. INTRODUCTION

Depuis leur production par fusion partielle d'un matériel solide en profondeur, jusqu'à leur émission en surface (volcanisme) ou leur refroidissement dans la croûte (plutonisme), la composition chimique (et minéralogique) des magmas évolue : l'ensemble de ces processus constitue la différenciation magmatique. C'est la grande variété des processus de différenciation et des conditions physico-chimiques dans lesquelles ils s'exercent qui est responsable de la très grande diversité pétrochimique des roches volcaniques et plutoniques. Ainsi la différenciation par cristallisation fractionnée permet de produire des magmas rhyolitiques (très riches en silice, visqueux et formant généralement des dômes volcaniques) à partir d'un magma basaltique (pauvre en silice, fluide et s'épanchant généralement sous forme de coulées).

L'évolution d'un magma peut en général être décomposée en une succession (et parfois la superposition) de processus simples de différenciation : fusion partielle, cristallisation fractionnée, mélange, contamination sélective, etc.

La plupart de ces processus simples peuvent être décrits en termes de bilans de masse, c'est-à-dire en écrivant les équations de conservation de la masse totale de chacun des constituants chimiques du magma à chaque instant de la différenciation. Dans le cas d'un processus de fusion partielle à l'équilibre, on écrira par exemple que la masse d'élément i dans le solide initial (m^i_{oS}) est égale à la somme des masses d'élément i dans le solide et le liquide magmatique en équilibre ($m^i_S + m^i_L$) pour un certain taux de fusion (F) du solide initial.

Ces bilans de masse conduisent à une formulation mathématique plus ou moins complexe liant :

- les concentrations des éléments chimiques dans les différents composants du magma (liquide, solide, fluide éventuel),
- les coefficients de répartition des éléments entre ces composants,
- enfin, le degré d'avancement du processus de différenciation étudié.

La modélisation consiste alors à déterminer les meilleures valeurs des paramètres inconnus du modèle pour décrire le système naturel étudié, en général une série de

roches de compositions variées et pouvant avoir été produites par un même processus de différenciation.

On voit que le succès de la modélisation est fortement dépendant du rapport entre le nombre de paramètres mesurables et le nombre de paramètres inconnus ou faiblement contraints introduits dans la formulation du modèle. Ainsi l'introduction de la notion d'équilibre thermodynamique dans la description des processus de différenciation conduit à des formulations complexes où interviennent de nombreux paramètres mal connus, voire inaccessibles. Ce type de modélisation ne peut s'appliquer à l'heure actuelle qu'à quelques systèmes très simples. De plus, la notion d'équilibre thermodynamique n'est pas nécessaire à la modélisation en termes de bilans de masse, à la condition de pouvoir mesurer ou estimer avec une précision suffisante les coefficients de répartition à chaque instant de la différenciation. Ces coefficients de répartition sont définis comme **le simple bilan de répartition** d'un élément entre deux composants magmatiques (par exemple $D^i_{solide/liquide} = \frac{C^i_{solide}}{C^i_{liquide}}$)

Les lois mathématiques qui en résultent sont relativement simples parce qu'elles ne préjugent pas de l'existence d'un réel équilibre thermodynamique entre les phases magmatiques et ne nécessitent pas la connaissance précise des conditions physico-chimiques existant lors de la différenciation.

Les travaux de Neumann *et al.* (1954) et surtout Gast (1968) et Shaw (1970) ont défini les principes de base de la modélisation décrits ci-dessus. Treuil et Joron (1975), Allègre et Minster (1978), Allègre *et al.* (1977) ont significativement contribué à la systématisation de la modélisation utilisant les éléments traces et ont introduit l'utilisation des méthodes inverses en géochimie.

Si la modélisation est classiquement restreinte aux éléments traces, la formulation en termes de bilan de masse ne conduit à aucune restriction vis à vis des éléments majeurs. Cette modélisation globale utilisant des équations de bilan de masse appliquées à l'ensemble des éléments majeurs et traces et utilisant les méthodes inverses a été décrite par Albarède et Provost (1977) et Villemant *et al.* (1981).

Dans la suite de cet article, nous décrirons quelques exemples de modélisation de processus de différenciation magmatique utilisant les méthodes inverses après en avoir rappelé les principes de base.

2. MÉTHODES DIRECTES ET INVERSES

Les pétrologues et les géochimistes utilisent deux types de méthodes de modélisation : les méthodes dites « directes » et « inverses ».

2.1 Méthodes directes

Les méthodes directes consistent à se donner un modèle *a priori*, dont on fixe l'ensemble des paramètres qui permettent de calculer ce modèle (par exemple les compositions des liquides issus d'un modèle de différenciation). Les résultats du calcul peuvent être alors comparés aux données d'un système réel et les données initiales modifiées de manière à ajuster au mieux le modèle aux données. Une catégorie très sophistiquée de modèles directs en pétro-géochimie consiste à utiliser les données thermodynamiques et les modèles de structures de minéraux et liquides silicatés pour prédire les évolutions de systèmes magmatiques simples (voir par exemple Nielsen 1985, 1987, 1990 ; Ghiorso et Carmichaël, 1985[1]). Mais ces méthodes, bien que très prometteuses, souffrent actuellement d'un manque de données expérimentales et de modèles théoriques cohérents. Par exemple les systèmes magmatiques contenant de l'amphibole ne peuvent pas être correctement traités par suite des grandes incertitudes sur les systèmes magmatiques hydratés. La méthode directe la plus simple et la plus fréquemment utilisée consiste à calculer pas à pas l'évolution d'un système à partir d'une équation paramétrique, simple de préférence, et une estimation des valeurs initiales de tous les paramètres du modèle. Le plus souvent, ces paramètres sont ajustés arbitrairement pour s'adapter aux données réelles. Ces ajustements sont opérés de manière aléatoire ou suivant une méthode dépendant de nombreux *a priori* et non décrite, et par conséquent difficilement reproductible.

Les méthodes inverses évitent cet écueil en permettant un ajustement reproductible du modèle aux données et permet de prendre en compte, dès les premières étapes de la modélisation, les différentes incertitudes et erreurs sur les paramètres *a priori* et sur les données expérimentales.

2.2 Méthodes inverses

La plupart des problèmes de bilan de masse en pétro-géochimie peuvent se réduire à la résolution de systèmes d'équations linéaires. Ce sont par exemple les modèles de mélange, de cristallisation, de fusion, de réactions entre phases minérales, solides, etc.

Comme ce sont le plus souvent des systèmes d'équations dont la source d'informations disponibles (nombres d'équations) est supérieure au minimum requis pour leur résolution (nombre d'inconnues) on utilise une procédure d'ajustement des moindres carrés. Cependant, les paramètres numériques sont en général connus avec des erreurs expérimentales plus ou moins grandes et le problème des moindres carrés n'est plus linéaire. Des contraintes supplémentaires ajoutées au modèle peuvent également être non linéaires. Ainsi les méthodes classiques de résolution des systèmes linéaires par les moindres carrés ne permettent pas de résoudre ces problèmes. Par contre la méthode dite du «maximum de probabilité» est bien adaptée à la résolution des modèles inverses en pétro-géochimie.

1 - Voir également le programme Melts de Ghiorso *et al.* 1995.

De nombreux exemples utilisant cette méthode ont été publiés depuis une vingtaine d'années, mais les pétrologues et géochimistes ont souvent des difficultés à utiliser ces méthodes de résolution à cause de leur formalisme complexe, et ils préfèrent utiliser des méthodes moins sophistiquées mais également moins justes et moins précises pour interpréter leurs données.

Dans la suite de ce chapitre sont traités deux exemples de modèles inverses appliqués à la modélisation des processus de différenciation utilisant les éléments traces. Mais auparavant, il est nécessaire de décrire brièvement les principes de cette modélisation et la démarche adoptée.

3. RÉSOLUTION DE SYSTÈMES SURDÉTERMINÉS PAR LA MÉTHODE DES MOINDRES CARRÉS

3.1 Estimateur du maximum de probabilité

Soit un modèle décrit par le système d'équation

$$\left[\sum_{j=1,m} X_{ij}\alpha_j = Y_i\right]_{i=1,n} \qquad (1)$$

où les α_j sont les inconnues (par exemple des proportions de minéraux, des proportions de mélange, etc.) et les X_{ij} et Y_i sont des valeurs **exactes** de paramètres **mesurés** (x_{ij} et y_i respectivement, représentant par exemple des concentrations, des valeurs de coefficients de partage, etc.) avec des **erreurs expérimentales** (σij et σi respectivement). On suppose que les variables X_{ij} et Y_i suivent des lois de distribution normales. L'exemple le plus simple est le modèle de mélange à deux pôles (1 et 2) où la concentration d'un élément i (C_i) dans un liquide produit du mélange des deux pôles s'écrit :

$$C_i = C_{i1}\alpha_1 + C_{i2}\alpha_2, \text{ avec } \alpha_1 + \alpha_2 = 1$$

Le système d'équation (1) appliqué à des données expérimentales (mesurées) devrait permettre la détermination des inconnues α_j, pourvu que $n \geq m$. Mais un tel système appliqué à des données mesurées n'a généralement pas de solution quand $n > m$. En effet les valeurs mesurées ne sont que des estimations de la valeur exacte qui seules vérifient le modèle mathématique.

Si on prend en compte les erreurs sur les mesures, on peut calculer une sorte de meilleure approximation des valeurs α_j en utilisant l'estimation du maximum de probabilité défini comme la fonction S égale à la somme des résidus au carré soit :

$$S = \sum_{i=1,n}\left[\frac{(Y_i - y_i)^2}{\sigma_i^2} + \sum_{j=1,m}\frac{(X_{ij} - x_{ij})^2}{\sigma_{ij}^2}\right] \qquad (2)$$

soumis à la contrainte exacte (1).

La fonction S suit une distribution du χ^2 (Chi^2) à n.m degrés de liberté. Elle est minimale[2] quand ses dérivées partielles par rapport aux paramètres α_j sont nulles. De

1 - En toute rigueur les dérivées nulles ne définissent qu'un extremum (maximum ou minimum) : il est souvent nécessaire de vérifier qu'il s'agit non seulement d'un minimum, mais aussi qu'il ne s'agit pas dun minimum secondaire.

nombreuses méthodes algébriques peuvent être proposées pour résoudre ces équations dépendant de l'expression mathématique du modèle (voir par exemple Press *et al.*, 1989). La propagation des erreurs expérimentales sur les paramètres α_j calculés et sur les meilleures estimations des X_{ij} et Y_i est calculée à partir des matrices de variance-covariance.

Cette méthode a été très largement utilisée en géochimie avec de nombreuses variantes (voir Albarède et Provost, 1977 ; Allègre *et al.*, 1977 ; Minster *et al.*, 1977 ; Provost et Allègre, 1979 ; Albarède 1983 ; Villemant *et al.*, 1981). Les principales différences entre ces méthodes résident essentiellement dans le déroulement des algorithmes de calcul (vitesse de convergence, stabilité des solutions,...) et dans la nature des contraintes supplémentaires ajoutées aux modèles.

Dans les exemples présentés ci-dessous toute contrainte interne supplémentaire a été exclue (résolution des moindres carrés « non contrainte »), ce qui conduit aux algorithmes de calcul les plus simples et évite toute « solution forcée ». Cependant les contraintes additionnelles sont introduites **après** résolution du système afin d'apprécier la qualité des solutions proposées.

3.2 Description de la procédure d'inversion

Une procédure d'inversion convergente fournit :

- une meilleure estimation des paramètres α_j, Y_i et X_{ij} ;
- une estimation des erreurs « propagées » sur les αj ;
- une mesure statistique de la qualité de l'ajustement par le calcul des écarts réduits moyens (en abrégé MSRR, mean square reduced residuals, Provost et Allègre, 1979) définis par :

  Écart réduit = (valeur mesurée - valeur calculée) / erreur

  et :

$$\text{MSRR} = \sqrt{S_{min}/f} \qquad (3)$$

  où S_{min} est la valeur minimale obtenue par la fonction du χ^2 et f le degré de liberté. Les MSRR partiels pour un élément i (ou un échantillon) sont définis par :

$$(\text{MSSR})_i = \sqrt{\left.\sum_{j=1,m} \frac{(X_{ij} - x_{ij})^2}{\sigma_{ij}^2}\right| \Big/ m} \qquad (4)$$

Un bon ajustement est réalisé si :

- les MSSR totaux et partiels sont voisins de 1 ;
- la distribution des écarts réduits est la plus proche possible d'une distribution normale soit, en pratique, un histogramme des écarts réduits centré sur 0, symétrique avec une majorité de valeurs comprises dans l'intervalle [-2, +2]
- les paramètres αj doivent vérifier dans les marges d'erreurs calculées les contraintes additionnelles telles que :

$$\forall j \ \alpha_j \geq 0 \text{ ou } \sum \alpha_j = 1 \quad (5)$$

On notera que cette procédure est nettement plus contraignante sur le modèle que la plupart des autres méthodes classiques (comme par exemple la très classique méthode de Wright et Doherty (1970)) et fournit des critères beaucoup plus efficaces pour tester le « degré d'explication » d'un modèle choisi par rapport aux données réelles disponibles.

Les deux exemples ci-dessous ont été traités en utilisant le programme DIAGBIS écrit en Turbo-Basic (Borland) par l'auteur qui permet un traitement systématique et relativement accessible de nombreux problèmes géochimiques (essentiellement les modèles de mélange, cristallisation fractionnée, fusion à l'équilibre et bilans de masse au cours des réactions métamorphiques ou hydrothermales). Ce programme permet en particulier d'effectuer facilement à partir des mêmes données expérimentales initiales et d'un type de modèle un grand nombre d'inversions successives en modifiant les caractéristiques du modèle. Cette procédure permet au modélisateur de contrôler précisément l'importance relative des différents paramètres du modèle. Elle constitue donc une démarche plus « naturelle » que de nombreux programmes opérant comme des « boîtes noires » fournissant la solution (en particulier si les contraintes additionnelles décrites plus haut sont incluses dans la résolution du modèle).

4. MODÈLE DE CRISTALLISATION FRACTIONNÉE EXEMPLE DE LA CHAÎNE DES PUYS (M.C.F., FRANCE)

4.1 Modèle théorique de la cristallisation fractionnée

4.1.a Loi de Rayleigh et conditions d'application

Le modèle de cristallisation fractionnée suppose qu'il existe un équilibre entre la fraction de solide qui se forme à un instant donné et l'ensemble du liquide magmatique. On suppose que le liquide magmatique est donc en permanence chimiquement homogène. En effet les vitesses de diffusion dans les liquides magmatiques sont en général très grandes devant les vitesses de cristallisation et les systèmes magmatiques qui cristallisent sont le plus souvent le siège d'une convection active qui réhomogénéise efficacement le liquide magmatique. Inversement les vitesses de diffusion dans les solides sont très faibles et le solide ne peut pas se réhomogénéiser chimiquement au fur et à mesure de sa croissance. La persistance de zonations dans les minéraux magmatiques en est l'une des évidences.

Donc, contrairement au modèle de cristallisation à l'équilibre où l'ensemble du solide formé est en équilibre avec le liquide, seule la dernière fraction de solide formée (dm_S) est en équilibre avec l'ensemble du liquide magmatique (de masse m_L). Si l'on note C_S^i et C_L^i les concentrations d'un élément i dans un solide et un liquide à l'équilibre, le bilan de masse de ce modèle s'écrit :

masse d'élément incorporé dans le solide dmS = masse d'élément i extrait du liquide magmatique

$$C_S^i \, dm_S = - d(C_L^i . m_L), \text{ avec } dm_L = -dm_S$$

L'équilibre est caractérisé par le coefficient global de répartition :

$$D^i = \frac{C_S^i}{C_L^i} \qquad (6)$$

D'où :

$$D^i C_L^i \, dm_L = m_L d C_L^i + C_L^i \, dm_L$$

soit :

$$\frac{dC_L^i}{C_L^i} = \left(D^i - 1\right)\frac{dm_L}{m_L} \qquad (7)$$

On introduit la notion de fraction de liquide restant $f = \frac{M_L}{M_L^0}$ où M_L^0 représente la masse de liquide initial et M_L la masse de liquide restant à l'instant considéré. f est une mesure du degré d'avancement du processus de cristallisation fractionnée. On a :

$$\frac{df}{f} = \frac{dm_L}{m_L}$$

et l'équation (7) s'intègre sous la forme classique de la loi de Rayleigh (1910) :

$$C_L^i = C_{L0}^i f^{(D^i - 1)} \qquad (8)$$

si D^i est constant sur le domaine de différenciation considéré.

4.1.b INVERSION DU MODÈLE

La loi de Rayleigh (8) peut être linéarisée sous la forme :

$$\log C_L^i = \log C_{L0}^i + (D^i - 1) \log f$$

Ainsi pour un couple d'éléments i et j quelconques on peut écrire :

$$\log C_L^i = \delta ij \log C^j + K \qquad (9)$$

avec :

$$\delta ij = \frac{D^j - 1}{D^i - 1}$$

et :

$$K = \log C_{L0}^i - \log C_{L0}^j \, \delta ij$$

Si les coefficients globaux de répartition D^i et D^j sont effectivement constants par étapes, dans les diagrammes $\log C_L^i$ - $\log C_L^j$ la cristallisation fractionnée est alors représentée par une succession de segments de droite de pente δij.

• *Estimation des coefficients globaux de répartition*

Si l'on considère un élément i de référence dont le D^i global est très petit devant 1, on a alors :

$$\delta ij \approx D^j - 1$$

Le tracé systématique de ce type de diagramme logarithmique permet alors d'estimer les valeurs des D^j. Toutefois cette méthode fait jouer un rôle particulier à l'élément de référence dans les calculs des droites de régression et donc dans l'estimation des valeurs des D^j.

Dans l'espace à n dimensions des logarithmes des concentrations ($\log C_L^i$; i = 1, n), la loi de Rayleigh est représentée par une « droite », dans un domaine où les D^i sont constants. Le calcul de la meilleure droite au sens du chi^2 définie par l'équation (1) permet donc de calculer simultanément les meilleures valeurs de tous les paramètres δij.

Le choix d'une valeur de D^i permet alors de calculer toutes les autres valeurs de D. On choisira un élément dont on peut estimer la valeur indépendamment du modèle et avec la plus faible incertitude. On peut, en particulier, choisir un élément dont le D global est peu dépendant de la nature des phases minérales composant le solide qui cristallise : c'est par exemple le cas de Si ou Th, pour des raisons très différentes.

• *Estimation de la composition modale du solide qui cristallise*

Dans les séries volcaniques, on connaît en général la nature et la composition des phases minérales qui cristallisent grâce à l'étude pétrologique et minéralogique des produits volcaniques. Contrairement au cas de la fusion partielle, par exemple, on a donc une bonne connaissance simultanée de la composition des liquides et des phases solides mises en jeu.

On a vu que la composition des liquides magmatiques permet d'estimer les coefficients de répartition minéraux/liquide d_{ij}, par le rapport des concentrations de l'élément i, dans la phase minérale j et dans le liquide (l) :

$$d_{ij} = \frac{C_j^i}{C_l^i}$$

Les coefficients globaux de répartition et les coefficients de répartition minéraux/liquide sont liés par les équations de bilan des masse :

$$\left\{ D^i = \sum_{j=1,m} d_{ij}\alpha_j \right\}_{i=1,n} \qquad (10)$$

où les α_j représentent les proportions pondérales des phases minérales qui participent au processus de cristallisation fractionnée.

C'est un système surdéterminé (n >> m) dont les inconnues sont les m paramètres α_j. Ce système peut également être résolu en utilisant les méthodes inverses décrites plus haut.

À partir d'un tableau de coefficients de répartition d_{ij} mesurés et des valeurs des D globaux calculées par la méthode précédente, il est donc possible, par la méthode inverse, d'estimer la composition modale du solide qui cristallise, si le modèle proposé est cohérent. Ces calculs inverses permettent non seulement de tester la cohérence interne du modèle, mais également de comparer les proportions modales déduites du modèle géochimique, aux données pétrologiques obtenues indépendamment à partir de l'étude des produits volcaniques.

4.2 Application à la Chaîne des Puys

La Chaîne des Puys est un massif volcanique du Massif Central français dont l'activité s'étend entre 70 000 et 6 000 ans. Elle a émis au cours de son histoire une grande variété de produits volcaniques allant de basaltes alcalins à des trachytes très évolués (trachytes quartzifères) qui représentent une série continue de différenciation. Des études pétrologiques et géochimiques ont montré que cette série évoluait essentiellement suivant un processus de cristallisation fractionnée. La modélisation de ce processus en utilisant les méthodes inverses décrites précédemment et appliquées aux éléments majeurs et traces, permet d'établir la cohérence interne de ce modèle et de confronter les résultats de l'analyse géochimique aux données de la pétrologie (Villemant, 1979 ; Villemant *et al.*, 1981). C'est cette modélisation qui est décrite ici. Le tableau des données se trouve en Annexe.

4.2.a IDENTIFICATION DU MODÈLE

L'utilisation simultanée de couples d'éléments ayant des comportements contrastés (valeurs de D moyennes respectivement très inférieures et très supérieures à 1) permet d'identifier le modèle de cristallisation fractionnée par rapport aux modèles de fusion partielle et de mélange (figure 1).

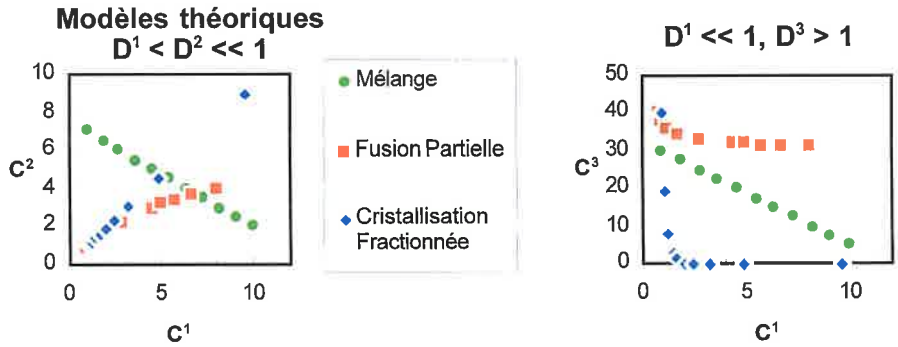


Figure 1a : Évolutions théoriques des modèles de fusion partielle (F.P.) à l'équilibre, mélange (M) et cristallisation fractionnée (C.F.) pour trois éléments 1, 2 et 3 caractérisés par $D^1 < D^2 << 1$ et $D^3 > 1$.

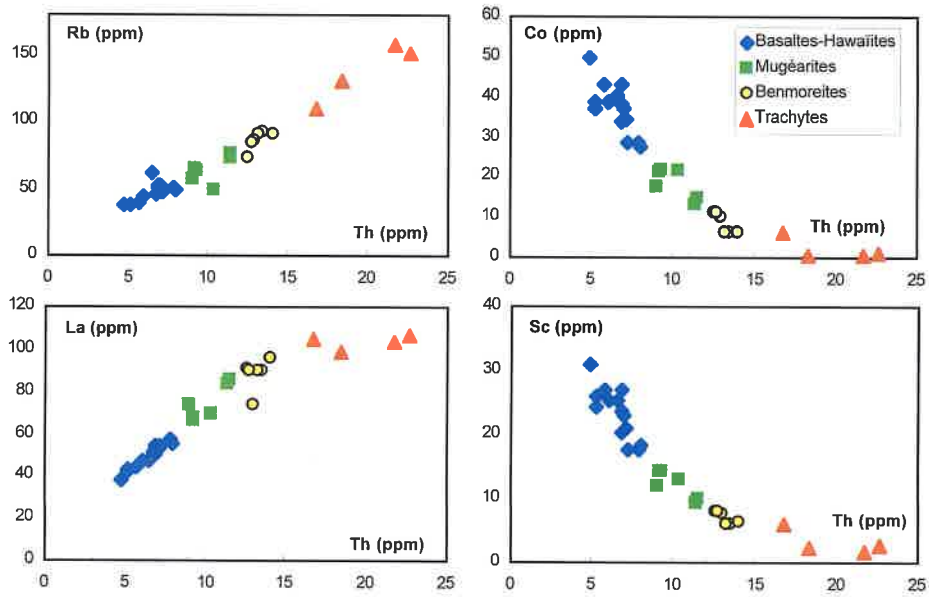


Figure 1b : Diagrammes Th-Rb, Th-La, Th-Sc et Th-Co pour les échantillons de la Chaîne des Puys permettant d'identifier le processus de cristallisation fractionnée ($D^{Th} < D^{Rb} < D^{La} < 1$ et $D^{Co} > D^{Sc} > 1$).

Ces diagrammes indiquent que la cristallisation fractionnée décrite par une loi de Rayleigh est un modèle explicatif possible de l'évolution de la composition des produits volcaniques de la Chaîne des Puys. Mais à ce stade, il n'est pas possible d'établir s'il est cohérent avec l'ensemble des données géochimiques, sans biais de représentation et s'il est cohérent avec les contraintes pétro-minéralogiques.

4.2.b Mesure des coefficients globaux de répartition

En utilisant le thorium comme élément de référence et caractérisé par un D global en général négligeable devant 1 (élément dit « hygromagmaphile », *cf.* chapitre 2), les diagrammes logarithmiques tracés pour les laves de la Chaîne des Puys (figure 2) montrent que :

- les D globaux de tous les éléments (majeurs et traces) sont en première approximation constants par étapes,
- les étapes définies sont en petit nombre (3 maximum) et identiques pour tous les éléments.

L'existence de D globaux, constants par étapes justifient l'utilisation de la loi de Rayleigh sous la forme intégrée (8).

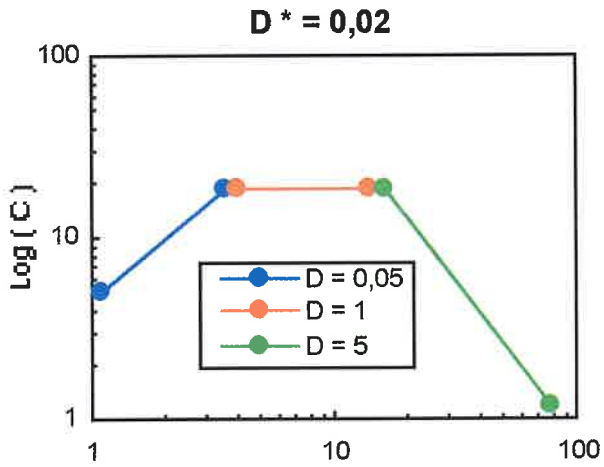


Figure 2a : Diagrammes logarithmiques log C - log C* théoriques tracés pour D* = 0,02 et différentes valeurs de D. Les pentes d mesurées dans ces diagrammmes permettent d'estimer la valeur de D si D* << 1.

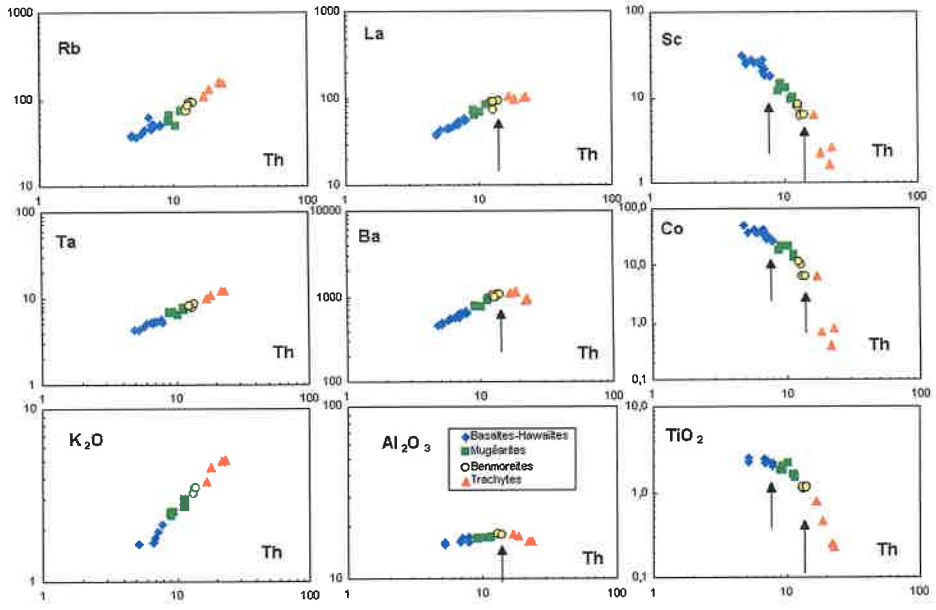


Figure 2b : Diagrammes logarithmiques des échantillons de la Chaîne des Puys. Ils montrent que les D globaux sont constants par étapes (3 au maximum). Chaque transition (flèche) correspond à une modification majeure de la composition du solide qui cristallise. (d'après Villemant *et al.*, 1981).

Pour chaque étape de la différenciation, il est donc possible d'estimer la meilleure droite dans l'espace des $[\log C^i]_{i=1,n}$ et par conséquent, la meilleure estimation des paramètres δij.

Dans le tableau 1 sont reportées pour chaque étape de la cristallisation fractionnée, les valeurs de D globaux calculés en prenant le thorium comme élément de référence (D^{Th} = 0,02). La valeur du D global du thorium est estimée à partir des mesures des coefficients de répartition minéraux/liquide de cet élément dans les laves alcalines (Lemarchand *et al.*, 1987).

Etape	Basaltes-Hawaiites		Mugéarites-Benmoreites		Benmoréites-Trachytes			
	Dg	σ Dg %	Dg	σ Dg %	Dg1	σ Dg1 %	δ	σ δ %
SiO_2	0,78	5	0,78	5	0,59	5	0,42	5
TiO_2	1,32	5	2,51	2	4,92	5	-4	5
Al_2O_3	0,71	5	0,86	10	1,39	5	0,4	5
Fe_2O_3	1,18	10	2,02	5	4,22	5	-3,29	5
MgO	2,22	5	3,05	5	4,95	5	-4,03	5
CaO	1,49	5	2,45	2	5,44	2	-4,53	2
Na_2O	0,47	5	0,55	5	0,87	10	0,13	10
K_2O	0,18	5	0,18	5	0,18	10	0,84	10
Th (référence)	**0,02**	10	**0,02**	10	**0,02**	10	**1**	10
Zr	0,16	10	0,16	10	1,9	5	0,92	5
Hf	0,21	5	0,21	5	1,32	5	0,33	5
Ta	0,32	2	0,32	2	0,32	2	0,69	2
Ba	0,23	5	0,23	5	1,62	5	0,63	5
Sr	1,06	10	1,06	10	5,52	5	-4,61	5
Rb	0,07	10	0,08	10	0,07	10	0,95	10
Sb	0,6	20	0,6	20	0,6	20	0,41	20
Cr	3,49	5	-	-	-	-	-	-
Co	1,56	5	4	5	6,4	10	-5,51	10
Ni	4,24	5		-		-	-	-
Sc	1,82	5	3,16	2	3,31	10	-2,36	10
La	0,18	5	0,18	5	1	5	-	5
Eu	0,83	10	0,93	10	1,8	5	0,82	5
Tb	0,74	5	0,91	10	1,98	5	-1	5

Tableau 1 :Valeurs de δij estimées par inversion du modèle et de D^i calculées pour les étapes de la cristallisation fractionnée. Les valeurs de D^i sont calculées en posant D^{Th} = 0,02 pour les étapes 1 et 2, et D^{Th} = 0,02 et 0,09 pour la 3e étape.

Selon les critères définis plus haut, les histogrammes de distribution des écarts réduits issus de l'inversion du modèle (*cf.* équations (3)) montrent une excellente résolution du système.

4.2.c CALCUL DE LA COMPOSITION MODALE DU SOLIDE QUI CRISTALLISE

Dans le tableau 2 sont reportés des coefficients de répartition minéraux/liquide **moyens** pour différentes compositions magmatiques de séries alcalines. En fait on observe que, contrairement aux D globaux, les coefficients de répartition minéraux/liquide mesurés dans les systèmes naturels varient, en général, continûment au cours de la différenciation magmatique (figure 3). Ces variations sont imputables en premier lieu à la variation de la composition du liquide magmatique (et par conséquent de l'évolution de sa structure) et à d'autres paramètres physiques tels que la température ou les conditions rédox du milieu.

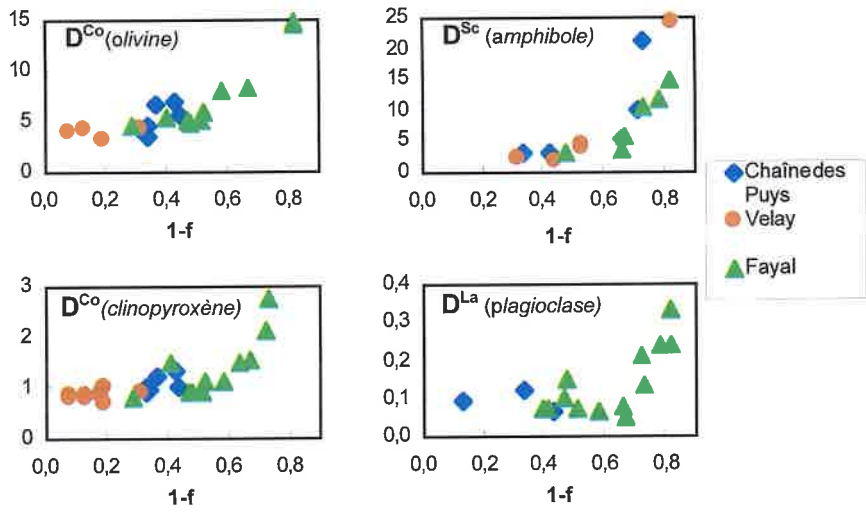


Figure 3 : Exemple de variations des coefficients de répartition minéraux/liquide avec la composition du liquide (laves alcalines, d'après Lemarchand *et al.*, 1987).
Le paramètre 1 - f (f étant le degré de différenciation par cristallisation fractionnée) est lié à la composition des magmas par les relations suivantes :
(1 - f) < 40% : basaltes - hawaïites
40% < (1 - f) < 60% : mugéarites
60 < (1 - f) < 70% : benmoreites
(1 - f) > 70% : trachytes.

	Oliv β	Cpx β-H	Cpx M	Cpx B	Am β-H	Am M-B	Biotite	Plag β-H	Plag M	Fp	Mt β-M	Apatite	Sphène	Zircon
SiO_2	0,79	0,9	0,9	0,87	0,8	0,75	0,52	1,05	1	0,9	0,01	0,01	0,45	0,44
TiO_2	0,02	1,05	1,05	1,1	2,7	3,5	12	0,03	0,04	0,04	10	0,009	140	0,01
Al_2O_3	0,001	0,5	0,4	0,35	0,71	0,8	0,9	1,8	1,6	1,4	0,6	0,009	0,009	0,02
Fe_2O_3	1,8	0,6	0,7	0,8	1,5	2,5	8	0,03	0,04	0,04	8	0,1	1	0,1
MgO	8,02	1,5	2,5	8	4	7	35	0,03	0,04	0,04	1	0,1	0,009	0,01
CaO	0,02	2,22	2,5	5,5	1,7	3	0,009	1,5	1,7	2	0,01	51	30	0,1
Na_2O	0,001	0,2	0,2	0,2	0,5	0,5	0,1	1	1,3	1,5	0,01	0,009	0,05	0,01
K_2O	0,001	0,01	0,01	0,009	0,45	0,35	2	1,09	1,09	1	0,009	0,009	0,009	0,01
Th	0,03	0,004	0,02	0,02	0,03	0,04	0,1	0,03	0,02	0,02	0,13	0,1	6	10
Zr	0,02	0,27	0,3	0,35	0,45	0,6	0,4	0,05	0,06	0,07	0,38	0,1	20	1500
Hf	0,02	0,48	0,51	0,52	0,5	0,63	0,38	0,02	0,02	0,02	0,38	0,1	10	1000
Ta	0,022	0,07	0,06	0,08	0,4	0,75	0,66	0,02	0,02	0,02	0,59	0,1	75	0,8
Ba	0,009	0,05	0,05	0,05	0,32	0,49	6,8	0,21	0,3	0,36	0,07	0,1	0,01	0,01
Sr	0,009	0,2	0,2	0,2	0,7	1	0,26	1,1	1,8	2,3	0,05	110	0,009	0,01
Rb	0,03	0,025	0,025	0,025	0,1	0,1	2,3	0,05	0,05	0,04	0,05	0,01	0,01	0,01
Sb	0,07	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,18	0,11	0,11	0,11	0,83	0,01	0,01	0,01
Cr	0,55	7	10	-	2,9	3	5,45	0,03	0,04	0,04	5	0,02	6	0,01
Co	5,07	0,98	1,09	1,54	2,1	6	10,7	0,03	0,04	0,04	8	5	5	3,8
Ni	13,6	1,83	2,33	2,8	2,5	5	1,88	0,03	0,04	0,04	3	0,01	5	0,01
Sc	0,17	3,08	3,82	5	4	10	5,09	0,02	0,03	0,04	2	0,1	60	20
La	0,015	0,12	0,11	0,12	0,19	0,6	0,4	0,09	0,11	0,13	0,13	14	40	1
Eu	0,015	0,56	0,72	0,9	1,2	2,5	0,6	0,18	0,27	0,34	0,14	100	200	3
Tb	0,015	0,73	0,81	1	1,3	2,5	0,47	0,03	0,03	0,03	0,19	40	220	15

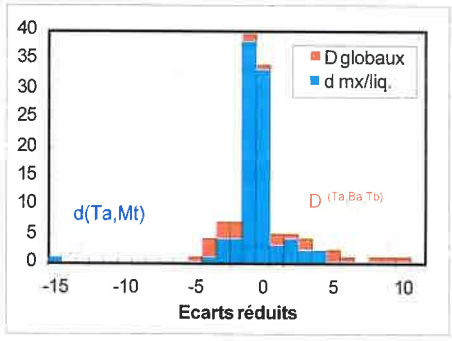
Tableau 2 : Valeurs moyennes des coefficients de répartition minéraux/liquides utilisées dans l'inversion du modèle.

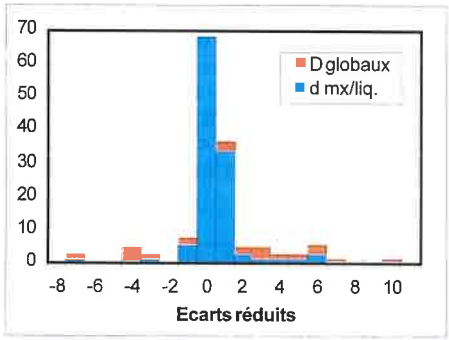
Ces différences observées entre les D globaux et les d minéraux/liquide indiquent clairement que les variations brutales des premiers sont liées aux modifications de la composition minéralogique du solide qui cristallise (apparition ou disparition d'une phase minérale particulière « *rock hop* » de Morse, 1976) et que, pour une étape don-

née de la différenciation, il existe une sorte d'effet tampon du comportement global des éléments entre le liquide et l'ensemble du solide qui cristallise. Pour une résolution fine du modèle, il est donc non seulement nécessaire de traiter chaque étape de la cristallisation fractionnée séparément, mais aussi de subdiviser chacune de ces étapes en « segments » élémentaires pour tenir compte des variations des d minéraux/liquide. On se contentera ici d'une inversion par étape en utilisant le tableau 2 (voir Villemant *et al.* (1981) pour une résolution systématique).

• *Étapes de la cristallisation fractionnée*

Deux séries de calculs ont été menées pour la première étape de la différenciation (basalte-hawaïte). Le premier type de calcul, incluant les phases minérales observées en phénocristaux dans ces laves (pyroxènes, olivine, plagioclase, magnétite) fournit un bilan de masse globalement satisfaisant. Toutefois les MSRR et l'histogramme des écarts réduits indiquent des incohérences pour quelques éléments et, en particulier, le tantale (figure 4a).





4a MSRR total = 3,53

Proportions de Phases calculées	Oliv	Cpx	Mt	Plag	Total
Prop.	0,15	0,47	0,15	0,33	1,09
σ	0,08	0,03	0,01	0,03	0,09

4b MSRR total = 2,61

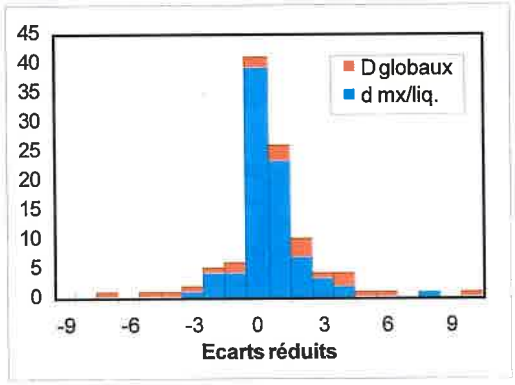
Proportions de Phases calculées	Oliv	Cpx	Amph	Mt	Plag	Total
Prop.	0,08	0,11	0,50	0,02	0,12	0,82
σ	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,05

Figure 4 : Histogrammes des écarts réduits correspondant au calcul de la composition modale du solide qui cristallise au cours de la Ie étape de la différenciation.
Les valeurs de D globaux calculées sont en général satisfaisantes par rapport aux valeurs mesurées. Par contre les valeurs de d minéraux/liquide calculées notées d_{ij} (élément i, minéral j) sont plus largement dispersées par rapport aux valeurs mesurées (ou estimées) et permettent d'identifier les couples (élément-minéral) non conformes au modèle (écarts réduits significativement en dehors du domaine [-2, 2]).

Sachant que l'amphibole est une phase minérale ayant des coefficients de répartition (d_{amph}) proches de ceux du pyroxène (d_{cpx}), à l'exception notable de Ta (Villemant *et al.*, 1981 ; Lemarchand *et al.*, 1987), cette phase a été introduite dans une deuxième série de calculs qui fournissent des MSRR et des histogrammes d'écarts réduits nettement plus satisfaisants (Figure 4b). Toutefois comme les valeurs des d_{amph} ne sont pas très bien connues dans les laves basiques et parce que les d_{amph} sont

proches des d_{cpx} pour de très nombreux éléments, ces calculs conduisent à une forte indétermination (qui ne peut être levée par cette méthode) sur les proportions relatives d'amphibole et de clinopyroxène dans le solide qui cristallise. L'identification d'une cristallisation précoce d'amphibole dans les liquides basaltiques de la série alcaline de la Chaîne des Puys a, de cette façon, été pour la première fois démontrée par la géochimie (Villemant *et al.*, 1981). Une étude pétrologique détaillée de ces basaltes (Foury, 1983) a confirmé ce résultat, indiquant que l'amphibole est effectivement présente au liquidus de ces basaltes alcalins. Mais, au cours de la remontée des magmas, l'amphibole est déstabilisée par la diminution consécutive de pH_2O. Les méthodes de moindres carrés classiques utilisant les compositions en éléments majeurs des laves ne permettent pas d'identifier cette particularité de la différenciation des basaltes de la Chaîne des Puys (Maury *et al.*, 1980 ; Foury, 1983).

Les calculs correspondant à la 2e étape de la différenciation sont résumés dans la figure 5.



MSRR total = 2,73

	Proportions de Phases calculées				
	Cpx	Amph	Mt	Plag	Total
Prop.	0,25	0,21	0,12	0,34	0,91
σ	0,14	0,06	0,14	0,09	0,23

Figure 5 : Histogrammes des écarts réduits correspondant au calcul de la composition modale du solide qui cristallise au cours de la 2e étape de la différenciation.

De nombreux problèmes de modélisation se superposent dans la 3e étape de la différenciation : benmoréites-trachytes. Une première série de calculs fondés sur les minéraux majeurs (biotite et feldspaths alcalins) et sur l'hypothèse d'un D^{Th} faible (~0,02) conduit à des résultats peu satisfaisants (MSRR total > 14, figure 6a). Les valeurs de MSRR très élevées pour Zr, Hf, les terres rares et Ta montrent que les minéraux accessoires (zircon, sphène) jouent un rôle important à cette étape de la différenciation. Une seconde série de calculs en introduisant le sphène et le zircon conduit à un bien meilleur ajustement des données (Figure 6b). Dans ce cas toutefois, le D global du Th n'est plus très faible à cause de la présence de ces phases accessoires et un

nouveau tableau de valeurs de D globaux doit être calculé à partir des δ_{iTh}. Pour tester l'influence du choix de la valeur de D^{Th} sur l'inversion (c'est-à-dire la robustesse de l'inversion), une troisième série de calculs a été effectuée en utilisant une nouvelle estimation de D^{Th} fondée sur les compositions modales calculées précédemment ($D^{Th} = \Sigma\, \alpha_j d_{Thj} = 0{,}09$) et les nouvelles valeurs de D globaux correspondantes. Cette inversion conduit à des résultats légèrement plus satisfaisants (figure 6c). La composition modale du solide qui cristallise n'est pas modifiée significativement mais les erreurs propagées et les valeurs de MSRR sont améliorées. Le bilan de masse ($\Sigma\alpha_i = 1 \pm 2\sigma$) toutefois, n'est pas réalisé ($\Sigma\alpha_i = 78 \pm 4$).

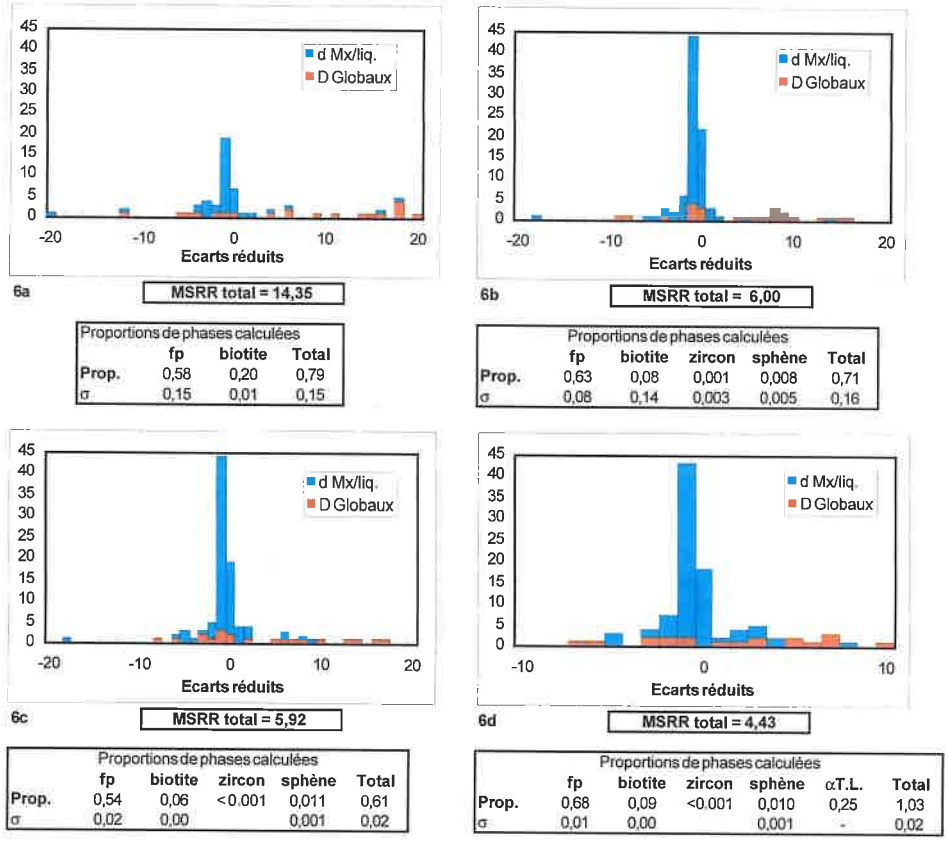


Figure 6 : Histogrammes des écarts réduits correspondant au calcul de la composition modale du solide qui cristallise au cours de la 3e étape de la différenciation. On remarquera une amélioration significative de la distribution des écarts réduits du calcul 1 (figure 6a) au calcul 4 (figure 6d : attention au changement d'échelle des abscisses).
fp : feldspath potassique
$\alpha_{T.L.}$: proportion de liquide piégé (trapped liquid).

Ce résultat et la légère dissymétrie des histogrammes d'écarts réduits pour les D globaux (les valeurs de D calculées sont généralement plus faibles que les valeurs

mesurées), suggèrent que les liquides piégés dans le solide qui cristallise pourraient jouer un rôle non négligeable à cette étape de la différenciation. En effet les liquides piégés (TL = *trapped liquids*) peuvent être considérés comme une phase supplémentaire avec des d_{iTL} égaux à 1. On peut alors écrire :

$$D^i = \sum_{j=1,ns} d_{ij}\,\alpha_j + \alpha_{TL}$$

où α_{TL} représente la fraction de liquide piégé et ns le nombre de phases minérales.

Comme l'introduction d'une phase dont tous les d_{iTL} sont égaux à 1, induirait un biais dans l'inversion, il est préférable de calculer, pour une valeur donnée de la proportion de liquide piégé (α_{TL}), des D globaux apparents par la relation :

$$D_a^i = D^i - \alpha_{TL} \cdot d_{iTL} = D^i - \alpha_{TL}$$

La procédure d'inversion s'applique alors au bilan de masse :

$$D_a^i = \sum_{j=1,ns} d_{ij}\alpha_j \qquad (11)$$

Si $D^i << \alpha_{TL}$ alors $D_a^i \approx \alpha_{TL}$. Ce peut être le cas de Th et de nombreux autres éléments ayant un coefficient global de répartition petit devant 1, si la proportion de liquide piégé est grande, (c'est-à-dire $\alpha_{TL} > 5\%$). Pour différentes valeurs de α_{TL} et de D^{Th} correspondants, un tableau de nouvelles valeurs de D^i est calculé et l'inversion du modèle défini par la relation (11) effectuée. Ces calculs conduisent à un des résultats très satisfaisant avec :

$$\alpha_{TL} = 25\%,\ \alpha_{TL} + \sum_{j=1,ns} \alpha_j = 103 \pm 2\% \text{ et } D_a^{Th} = 0{,}08.$$

La composition modale calculée est en bon accord avec le calcul précédent (figure 6c), et, en outre, les valeurs de MSRR et les histogrammes d'écarts réduits sont significativement améliorés (Figure 6d). Ces résultats sont en bon accord avec la composition minéralogique d'un cumulat trachytique de la nuée du Puy de Dôme (Brousse et Maury, 1981) qui présente de très fortes proportions de liquide piégé (tableau 3). Cette composition s'explique par la viscosité élevée de ces liquides différenciés, qui ne permet pas une séparation complète des cristaux et du liquide magmatique. Cette composition modale est celle d'un *mush*, mélange de cristaux et de liquide décrits dans les modèles dynamiques (Tait et Jaupart, 1990).

• *Comparaison avec les autres méthodes de calcul et les données pétrologiques*

Les résultats de calculs utilisant la méthode de Wright et Doherty (1970) - ou des méthodes dérivées - sur les éléments majeurs sont reportés pour comparaison dans le tableau 3. Les écarts entre ces différentes méthodes ne sont pas très grands à l'exception du fractionnement d'amphiboles dans les basaltes et de minéraux accessoires dans les trachytes qui ne peuvent pas être pris en compte lors des calculs fondés sur les majeurs seuls.

Etape	Basaltes-Hawaites						Mugéarites-Benmoreites					Trachytes						
	Δf	Ol	Cpx	Hb	Mt	Pl	Δf	Cpx	Hb	Mt	Fp	Δf	Hb/Bi	Cpx	Fp K	Mt	Acc.	T.L.
1.	50%	10%	50%		10%	30%	20%	30%	25%	10%	35%	10%	7%	3%	80%	10%		
2.	50%	12%	57%		10%	21%	33%	9%	37%	9%	31%	6%	5%	5%	83%	6%		
3.		10%		60%	5%	25%		10%	60%	5%	25%		20%		70%	10%		
4.		8%	11%	50%	2%	12%		21%	25%	11%	33%		12%		65%		1,50%	25%
5.										Cumulat trachytique :			21%	2%	68%	6%	?	?

Tableau 3 : Comparaison des compositions modales calculées par les méthodes inverses et mesurées sur des cumulats.

Δf : taux de différenciation entre les liquides extrêmes de la différenciation pour chaque étape.
Ol : olivine ; Cpx : clinopyroxène ; Hb : hornblende ; Mt : magnétite ; Bi : biotite ; Pl : plagioclase ; FpK : feldspath alcalin ; Acc : minéraux accessoires (sphène, zircon) ; TL : liquide piégé.
Sources : 1. Maury *et al.*, 1980. 2. Foury, 1983. 3. Villemant *et al.*, 1981. 4. Ce travail. 5. Brousse et Maury, 1981.

La méthode proposée ici pour l'inversion du modèle de cristallisation fractionnée a l'avantage de prendre en considération l'ensemble des informations disponibles (éléments majeurs et traces) avec leurs erreurs analytiques. Cette modélisation permet d'une part de tester la cohérence interne du modèle grâce à l'analyse des écarts réduits et des contraintes externes additionnelles, et d'autre part, de comparer les conséquences du modèle géochimique (composition modale du solide qui cristallise) aux données pétrologiques, les deux sources de données étant totalement indépendantes.

5. MODÈLE DE MÉLANGE : EXEMPLE DE LA SÉRIE DE LA GRANDE CASCADE (Mont-Dore, FRANCE)

5.1 Modèle théorique

D'un point de vue théorique, le modèle de mélange à 2 pôles correspond au formalisme le plus simple : une série de magmas est produite par le mélange en proportions variables de pôles magmatiques caractérisés par leurs compositions $\left\{C_1^i \text{ et } C_2^i\right\}_{i=1,n}$. Pour l'un de ces produits de mélange j on a :

$$C_j^i = \alpha_j C_1^i + (1-\alpha_j) C_2^i$$

où α_j représente la proportion de pôle 1 dans le magma j.

Bien entendu les pôles 1 et 2 ne sont généralement pas connus mais on peut, dans certains cas, obtenir une série d'échantillons correspondant probablement au mélange de 2 pôles en proportions variables. Ils définissent alors une « droite » dans l'espace des compositions à n dimensions que l'on peut traiter par la méthode inverse exposée ci-dessus. La méthode consiste donc à calculer la meilleure droite aux sens des moindres carrés sur laquelle s'alignent les points expérimentaux et à laquelle appartiennent également les deux pôles magmatiques. L'algorithme d'inversion présenté ci-dessous s'inspire de la procédure exposée par Albarède et Provost (1977) et Provost et Allègre (1979). L'inversion fournit l'équation de la meilleure droite de mélange, les positions relatives (ou proportions de mélange entre 2 pôles arbitraires) correspondant à chaque échantillon, et enfin les écarts réduits issus du calcul.

Cette modélisation a été appliquée au problème des mélanges magmatiques dans une série de laves du volcan du Mont-Dore : la série de la Grande Cascade (Gourgaud et Villemant, 1992).

5.2 Application à la série de la Grande Cascade

La série de la Grande Cascade (datée à environ 400 000 ans) est reliée à l'activité du Sancy qui est la plus jeune zone active du complexe du Mont-Dore. Cette séquence magmatique est caractérisée par la succession d'unités de coulées de laves et de produits pyroclastiques dont la composition varie de basaltes alcalins aux trachytes. Les produits de composition intermédiaires (« trachy-andésites ») sont abondants et caractérisés par des textures très hétérogènes indiquant l'existence de mélanges magmatiques plus ou moins complets (voir Gourgaud et Maury, 1984 ; Gourgaud et Villemant, 1992).

L'identification du modèle est ici particulièrement simple puisque si le modèle de mélange prédomine sur tout autre processus, on doit observer dans n'importe quel diagramme binaire des corrélations linéaires (Figure 7).

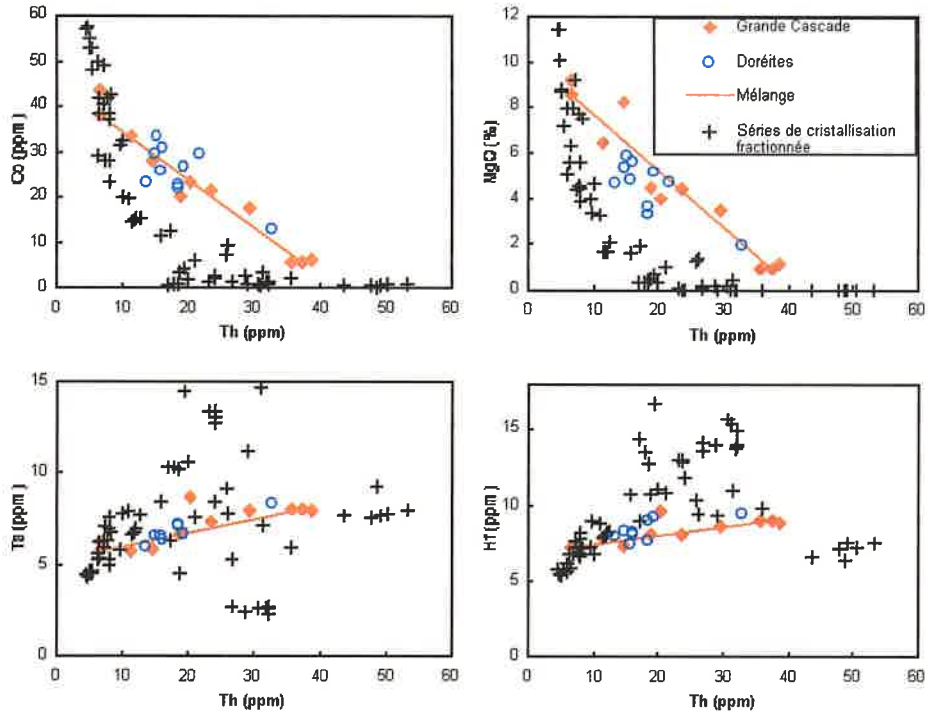


Figure 7 : Exemples de corrélations linéaires indiquant l'existence probable d'un processus de mélange pour les échantillons de la Grande Cascade et des « trachy-andésites » du Mont-Dore. Les compositions des laves des autres séries magmatiques du Mont-Dore sont représentées en noir pour comparaison. Les droites tracées sont les projections de la meilleure droite de mélange calculée par la méthode inverse sur les échantillons de la Grande Cascade. Dans les diagrammes du type Co-Th, on reconnaît également le modèle de cristallisation fractionnée qui s'applique aux autres séries magmatiques du Mont-Dore (Villemant, 1985).

5.3 Inversion du modèle

Le calcul par la méthode du maximum de probabilité de la meilleure droite de mélange à partir des données reportées dans le tableau 4 conduit à un modèle très satisfaisant, comme l'indique l'histogramme des écarts réduits (figure 8).

	7936a	8501	8503	8207	791	8115	79382	8116	8117	*	Pôle 1	Pôle 2
	basalte	doréite	doréite	mugéarite	doréite	sancyite	sancyite	sancyite	sancyite		basique	acide
SiO_2	44,40	50,50	52,55	52,60	55,10	56,50	59,70	64,50	67,10		46,17	65,99
TiO_2	3,60	2,45	2,00	2,40	2,10	1,90	1,80	0,70	0,60		3,00	0,71
Al_2O_3	13,95	14,90	15,45	16,90	15,70	15,10	16,00	16,50	16,10		14,48	16,39
Fe_2O_3	11,80	10,00	8,55	9,00	8,10	7,60	5,75	3,40	3,50		11,17	3,47
MgO	9,15	8,20	6,40	4,00	4,50	4,40	3,45	1,10	0,90		8,55	0,93
CaO	10,00	8,05	7,25	6,80	6,10	5,80	4,50	2,42	2,20		9,33	2,29
Na_2O	3,20	3,65	4,00	4,20	4,60	4,20	4,65	4,90	5,00		3,45	5,05
K_2O	2,05	2,30	3,10	3,15	3,70	4,00	4,70	5,15	5,20		2,14	5,33
U	2,76	4,55	2,88	6,23	5,63	7,28	8,98	11,57	11,62		2,21	11,23
Th	6,58	14,42	11,23	20,28	18,75	23,46	29,36	38,53	35,66		6,57	37,31
Zr	283	330	334	414	370	301	297	340	363		305	341
Hf	7,16	7,32	7,77	9,63	8,04	8,02	8,52	8,80	8,89		7,21	8,88
Ta	6,26	5,82	5,66	8,62	6,66	7,26	7,89	7,87	8,00		5,69	8,07
Ba	612	745	663	745	820	682	545	547	614		692	585
Sr	778	589	735	650	452	373	433	269	232		709	238
Cs	2,39	2,15	0,53	0,16	1,44	2,09	3,08	2,56	3,27		0,76	2,95
Rb	36,4	93,5	63,8	69,9	120,0	144,3	162,3	208,8	190,6		40,1	212,2
Sb	0,14	0,26	0,14	0,25	0,36	0,30	0,47	0,41	0,17		0,19	0,34
Cr	347,0	164,0	194,0	58,0	196,0	157,0	124,0	2,0	2,0		281,0	3,7
Co	43,30	27,60	33,40	22,90	20,20	21,30	17,50	5,94	5,37		38,08	5,46
Ni	123,0	62,0	59,0	25,0	36,0	51,0	41,0	6,0	5,0		86,0	5,5
Sc	27,54	16,42	19,00	14,21	12,98	12,31	10,13	3,91	3,34		22,97	3,36
La	59,00	60,60	66,30	87,70	65,80	64,40	70,80	65,40	70,50		61,16	69,06
Eu	2,97	2,14	2,66	2,80	2,08	2,00	1,65	1,31	1,33		2,77	1,27
Tb	1,48	0,92	1,66	0,25	0,89	0,75	0,79	0,60	0,57		1,39	0,51

Tableau 4 : La composition des échantillons de la série de la Grande Cascade varie entre celle d'une hawaïite et celle d'un trachyte. Les compositions intermédiaires correspondent à des roches particulières appelées localement doréites (d'après Gourgaud et Villemant, 1992).
Pôles * : compositions des pôles calculées par inversion du modèle de mélange.

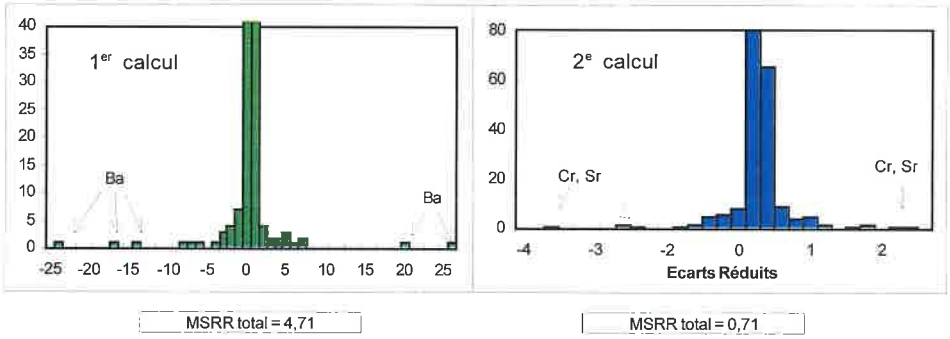


Figure 8 : Histogrammes des écarts réduits de l'inversion du modèle de mélange pour les échantillons de la Grande Cascade. Ba a été éliminé dans le 2e calcul. Seuls Cr et Sr indiquent des résidus non compatibles avec le modèle de mélange à deux pôles.

Seules quelques concentrations calculées en Cr et Sr s'écartent significativement des valeurs mesurées (Tableau 5). L'estimation de la composition des meilleurs pôles de mélange est un problème plus délicat dans la mesure où l'on n'est pas sûr d'avoir des échantillons représentatifs de ces deux pôles. Néanmoins la comparaison de cette droite de mélange aux évolutions des séries du Mont-Dore, indique que les deux pôles de mélange pourraient correspondre à deux magmas issus de la différenciation des basaltes alcalins du Mont-Dore (Figure 7). Le pôle basique serait une hawaïite et le pôle acide un trachyte très différencié. Ce modèle confirme les études pétrologiques et minéralogiques. Pour la discussion détaillée du mécanisme de mélange de deux magmas, nous renvoyons le lecteur aux articles ci-dessus (et leur bibliographie). Néanmoins, il faut insister sur le fait que dans la quasi-totalité des exemples de mélanges magmatiques décrits, et en particulier, dans cette série de la Grande Cascade, le stade du mélange homogène des liquides magmatiques n'est jamais atteint. Ces processus de mélange sont le plus souvent liés à l'injection de magmas basiques à l'intérieur d'une chambre magmatique préexistante, différenciée. Cette injection provoque une instabilité thermique et chimique du système et conduit parfois à l'éruption des magmas. C'est un processus fréquemment responsable de la réactivation des systèmes volcaniques. Les mélanges entre pôles de composition chimique contrastée sont rares, mais la superposition de processus de différenciation limitée et de réinjection de magmas basiques est probablement très fréquente. Toutefois, agissant sur des domaines limités de composition, le mélange peut être masqué par les processus de différenciation par cristallisation fractionnée. Ces cycles de différenciation-réinjection magmatique peuvent probablement expliquer l'existence de systèmes volcaniques émettant des magmas différenciés de composition très constante au cours de leur histoire : cet état stationnaire serait le résultat d'un équilibre entre les processus d'injection, de différenciation et d'éruption des magmas.

Eléments	MSRR
SiO_2	0,54
TiO_2	0,08
Al_2O_3	0,04
Fe total	0,14
MgO	0,08
CaO	0,15
Na_2O	0,05
K_2O	0,06

Eléments	MSRR
U	0,12
Th	0,71
Hf	0,11
Ta	0,15
Sr	1,96
Cs	0,19
Rb	0,86
La	0,47
Eu	0,01
Tb	0,02
Cr	2,18
Co	0,22
Ni	0,37
Sc	0,13

Echantillons	MSRR	% mélange
7936a	0,68	0
8503	1,05	25
8501	0,63	43
791	0,68	56
8115	0,67	70
79382	0,41	76
MD4	0,51	85
8117	0,44	100
8116	0,25	105

Tableau 5 : Ecarts réduits (MSRR) du calcul de la droite de mélange sur les échantillons de la Grande Cascade (calcul 2). Un premier calcul a montré que le Ba avait des abondances qui ne peuvent s'expliquer par le seul processus de mélange à deux pôles.

% mélange : proportion de mélange entre les 2 pôles extrêmes (échantillons 7936 et 8116).

6. MODÈLES DE FUSION PARTIELLE

Le modèle de fusion partielle à l'équilibre est théoriquement extrêmement simple, mais son application aux systèmes magmatiques pose des problèmes très difficiles liés essentiellement à la méconnaissance de l'une des parties du système : le solide source

6.1 Modèles théoriques et identification du modèle

On considère un solide source affecté par un taux de fusion partielle F mesuré par le rapport $\frac{m_L}{m_{oS}}$ où m_L et m_{oS} représentent les masses de liquide formé et de solide **initial**. On considère que, quel que soit le taux de fusion considéré, le liquide est à l'équilibre avec l'ensemble du solide résiduel. Pour un élément i, l'équilibre est caractérisé par le coefficient global de répartition $D^i = \frac{C_S^i}{C_L^i}$ où C_S^i et C_L^i représentent les concentrations de l'élément i respectivement dans le solide et le liquide. Le bilan de masse s'écrit :

$$C_L^i \cdot m_L + C_S^i \cdot m_S = C_{oS}^i \cdot m_{oS}$$

où C_{oS}^i représente la concentration de l'élément i dans le solide initial, et avec :

$$m_L + m_S = m_{oS}.$$

D'où :

$$C_L^i = \frac{C_{oS}^i}{(m_L + D^i m_S)}$$

soit finalement :

$$C_L^i = \frac{C_{oS}^i}{F + D^i(1-F)} = \frac{C_{oS}^i}{D^i + F(1-D^i)} \qquad (12)$$

L'identification d'un tel modèle s'inspire de la même méthode que celle décrite pour la cristallisation fractionnée (*cf.* figure 1a).

Pour un élément 1 de très faible coefficient de répartition devant 1 et F : $D^1 << 1$ et $D^1 < F$, on montre aisément que :

$$C_L^1 \approx \frac{C_{oS}^1}{F}$$

Pour un élément 3 de fort coefficient de répartition, et à la condition que F soit limité en valeur supérieure ($F < 1 < D$), on obtient :

$$C_L^3 \approx \frac{C_{oS}^3}{D^3}$$

Si F est donc limité en valeur inférieure (par exemple 5%) et en valeur supérieure (par exemple 30%), alors la concentration de l'élément de fort D est tamponnée dans le liquide magmatique alors que celle de l'élément de très faible D varie fortement comme l'indique la figure 1a.

La première difficulté du modèle de fusion partielle apparaît dès l'utilisation de ce type de diagramme d'identification. En effet, les **séries** de roches magmatiques dont l'évolution est caractéristique d'un modèle de fusion partielle sont extrêmement rares. La raison est qu'en général la fusion partielle correspond plutôt à un régime stationnaire, c'est-à-dire à un taux de fusion à peu près constant d'une source qui se renouvelle. Les magmas primaires produits ont en général une composition relativement constante au cours du temps. Les fluctuations du taux de fusion partielle sont extrêmement faibles. Il devient donc difficile, voire impossible de repérer une évolution chimique significative susceptible d'être comparée à des modèles théoriques. Une deuxième difficulté provient du fait que les processus de fusion partielle étudiés ont généralement lieu à grande profondeur (dans le manteau par exemple) et que lors de son ascension vers la surface, le magma peut subir d'autres processus de différenciation –en particulier une cristallisation fractionnée– qui viennent modifier la composition « primaire » du magma.

6.2 Inversion du modèle

De nombreuses méthodes d'inversion ont été proposées (voir par exemple Minster et Allègre (1978), Hofmann et Feigenson (1983)).

L'inversion consiste à résoudre un système non linéaire fortement sous-déterminé contrairement aux exemples de la cristallisation fractionnée ou du mélange. Ces systèmes n'ont pu être résolus qu'en limitant la résolution à certaines familles d'éléments (les terres rares, par exemple) ou en admettant des contraintes très fortes sur les valeurs de D ou de C^i_{oS} qui sont en réalité très mal connues.

Albarède (1983) et Albarède et Tamagnan (1988) ont proposé une méthode élégante pour traiter ce problème. Elle est fondée sur le fait que la composition de la source initiale peut être exprimée comme une combinaison linéaire de la composition du produit de fusion partielle et des phases résiduelles correspondantes. Ces trois composantes définissent donc un sous-espace dans l'espace des compositions.

Ainsi les N sous-espaces, définis par N produits de fusion partielle, ont un point commun qui est la composition du solide source initial, point d'intersection de ces N sous-espaces (figure 9).

Moyennant une estimation initiale des D^i et des C^i_{oS}, la solution mathématique de ce problème implique de trouver la meilleure composition de la source et les meilleures valeurs de D^i qui minimisent la fonction S associée aux N équations de bilan de masse, dans le sens de l'estimateur du maximum de probabilité. Cette méthode ne sera pas décrite ici et on se référera à l'article d' Albarède (1983) pour une description détaillée.

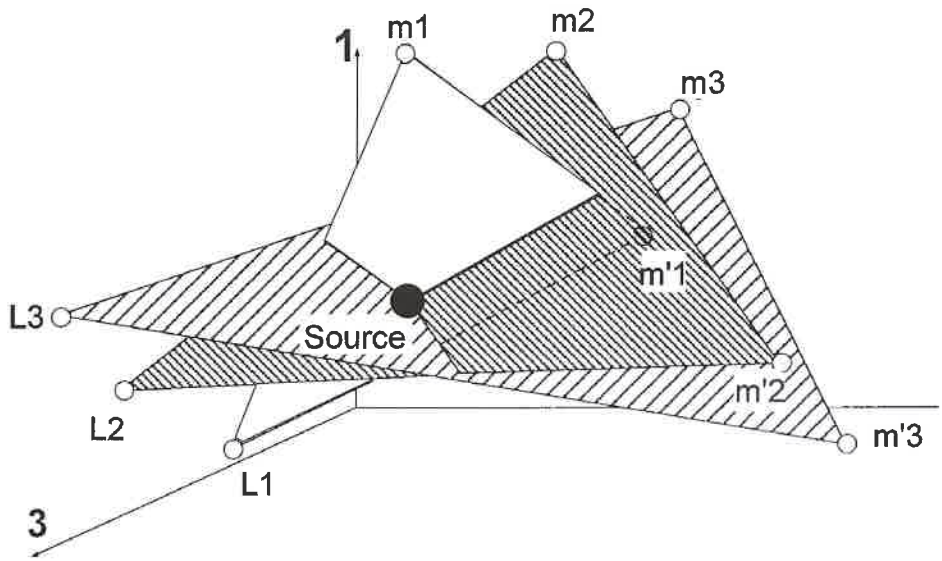


Figure 9 : Sous-espace de fusion partielle à l'équilibre dans un espace de composition à 3 dimensions : la source solide initiale, un liquide de fusion partielle (Li) et les phases minérales résiduelles correspondantes (mi et m'i) définissent un plan dans un espace de composition à 3 dimensions (éléments 1, 2 et 3). La composition du solide source initial est donc le point commun à tous les plans correspondant à différents degrés de fusion partielle à l'équilibre (d'après Albarède, 1983).

Néanmoins ce traitement ne permet pas de résoudre le modèle avec autant d'efficacité que par exemple le modèle de cristallisation fractionnée, car les indéterminations initiales restent grandes : composition chimique et minéralogique de la source, phases minérales fertiles ou inertes (c'est-à-dire participant ou non au processus de fusion), valeurs des coefficients de répartition.

Les résultats obtenus sur les laves récentes de La Réunion (Océan Indien) sont présentés succinctement dans la figure 10. Dans la figure 11 sont également reportés deux diagrammes du type de ceux de la figure 1a pour illustrer les difficultés d'identification du modèle. Le traitement du modèle de fusion partielle reste encore un problème-clé non encore résolu de façon satisfaisante en sciences de la Terre. La clé du problème passe sans doute par une meilleure connaissance de la pétrologie expérimentale des sources solides des magmas et des comportements des éléments traces lors de la fusion en profondeur.

	Ba	Th	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sr	Zr
E.S.	2,39	5,52	4,69	3,61	2,63	2,50	2,04	1,42	1,09	0,90	1,78	2,07
D.S.	0,05	0,10	0,40	0,70	0,82	1,03	1,13	1,36	1,74	2,64	0,20	0,64

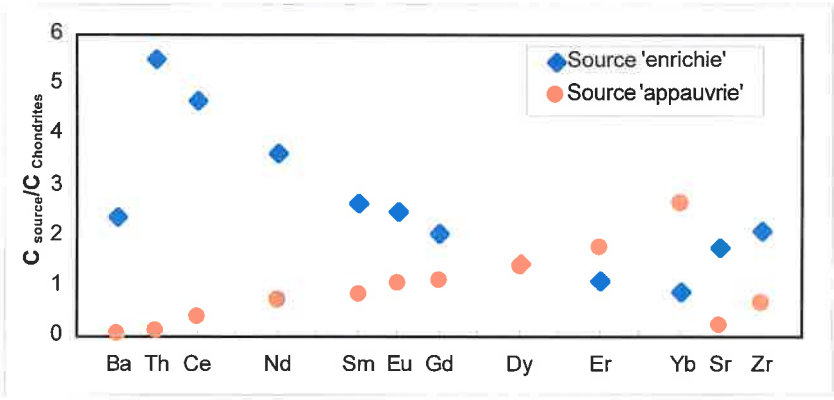


Figure 10a : Calcul de la composition de la source des basaltes de La Réunion par inversion du modèle de fusion partielle à l'équilibre (d'après Albarède et Tamagnan, 1988).
La composition de deux sources solutions de l'inversion est représentée dans un diagramme normalisé aux chondrites. Le modèle admet une infinité de solutions. Des arguments géochimiques conduisent à préférer la solution E.S. (enriched source : source enrichie) à la solution D.S. (depleted source : source appauvrie).

Composition de la source résiduelle Modèle E.S.				
Ech	%L	%Cpx	%Gt	%(Ol+Opx)
1	5,8	1,1	0,1	93
2	6,6	3,8	0,8	88,8
3	6,7	0,4	0,1	92,8
4	6,8	1,6	0,1	91,5
5	6,8	1,78	0,1	91,4
6	6,9	0,1	0	93
7	7	0,8	0,1	92,1
8	7	0,2	0,2	92,6
9	7	1,3	0	91,7
10	7,1	0,5	0,1	92,3
11	7,1	2,3	0	90,6
12	7,2	2	0,2	90,6
13	7,3	1,1	0,2	91,4
14	7,4	0,2	0	92,4
15	7,4	0,5	0	92,1

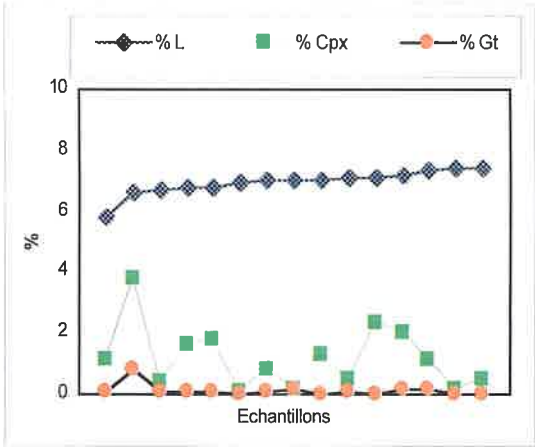


Figure 10b : Composition modale des sources résiduelles et degrés de fusion partielle calculés pour différents basaltes de La Réunion et la source calculée E.S.
% L : taux de fusion partielle
% Cpx : proportion de clinopyroxène résiduel
% Gt : proportion de grenat résiduel
% Ol + Opx : proportions d'olivine et d'orthopyroxène résiduels.

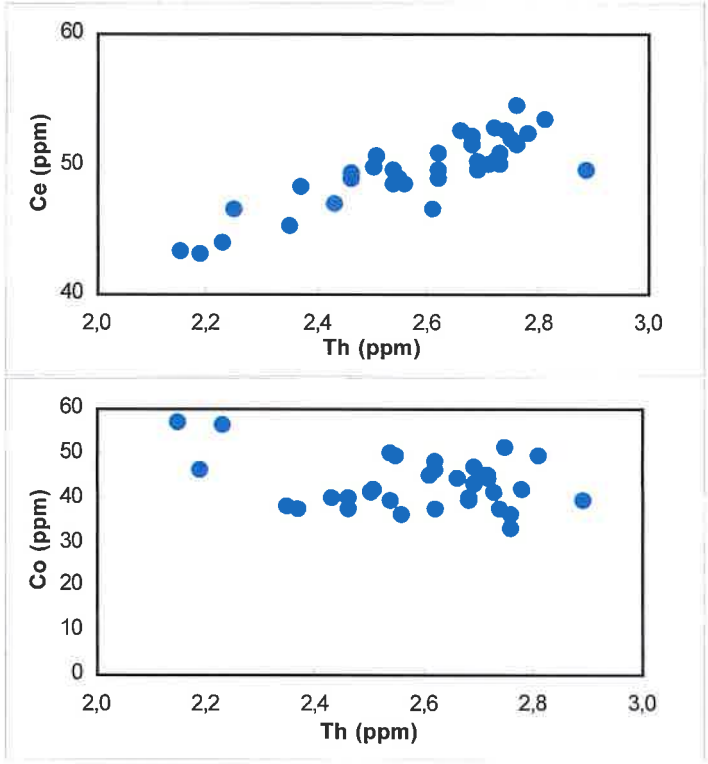


Figure 11 : Diagrammes de corélation Ce-Th et Co-Th des laves de La Réunion, suggérant l'existence d'une série de fusion partielle. Comparer avec la figure 1a.

7. CONCLUSIONS

Grâce au développement de l'informatique qui permet un accès facile aux techniques d'analyse mathématique sophistiquées, la modélisation est devenue un outil efficace de l'étude des processus de différenciation magmatique. On consultera à ce propos l'ouvrage récent d'Albarède (1995). Les exemples précédents montrent que le succès et surtout le caractère prédictif d'une telle modélisation dépend avant tout de la bonne représentation du système étudié : nombre d'échantillons constituant une **série** de différenciation, nombre d'éléments utilisés. Il dépend également de la connaissance précise des coefficients de répartition dans les systèmes naturels et de leurs variations avec les conditions physico-chimiques des magmas. La composition chimique des liquides magmatiques dépend étroitement de ces paramètres, et peut donc être utilisée en première approximation comme le meilleur indice d'évolution permettant de décrire les variations des d dans les systèmes naturels (Lemarchand *et al.*, 1987). On peut également estimer les valeurs de d à partir de mesures de coefficients de partage expérimentaux. Néanmoins la comparaison entre les coefficients de

partage expérimentaux et les coefficients de répartition mesurés dans les systèmes naturels mettent en évidence d'importantes différences. Ces discordances sont liées à la complexité des systèmes naturels et en termes de modélisation, notre expérience indique que les mesures de coefficient de répartition en systèmes naturels doivent être préférées aux valeurs expérimentales.

Si des progrès immédiats sont envisageables pour l'estimation des paramètres essentiels de la modélisation (compositions chimiques et minéralogiques initiales, coefficients de répartition), en revanche on ne peut encore envisager que le traitement de modèles simples. Les développements théoriques de modèles plus complexes que ceux décrits dans les exemples précédents existent, mais ces modèles sont extrêmement sous-déterminés et les paramètres supplémentaires introduits ne sont pas accessibles par l'inversion des données. Par contre, lorsque deux processus se superposent, dont l'un est largement dominant, l'utilisation d'un grand nombre d'éléments permet parfois d'identifier et de quantifier le processus secondaire. C'est par exemple le cas de la contamination sélective superposée à la cristallisation fractionnée. Si cette dernière est dominante, l'inversion du modèle de cristallisation fractionnée permet d'identifier les comportements anormaux liés à la contamination et d'en estimer l'importance (voir par exemple, Villemant et Treuil, 1983, Villemant, 1988).

Nous n'avons pas présenté ici les contraintes extrêmement fortes qui peuvent être apportées par la géochimie isotopique. Celle-ci permet essentiellement de contraindre la nature - et parfois la composition des sources (sources initiales, nature des contaminants, etc.). Il est clair que l'utilisation simultanée des éléments traces, des éléments majeurs et des isotopes doit permettre de développer une modélisation plus fidèle des systèmes naturels.

Si des progrès à très longue échéance sont à attendre du côté de la modélisation fondée sur une analyse thermodynamique des systèmes magmatiques, la combinaison de modèles statiques traditionnels comme ceux présentés ici et des modèles dynamiques faisant intervenir les taux de production de réinjection et d'émission des magmas ainsi que les processus spécifiques liés à l'extraction et le transfert des magmas vers la surface doit conduire à courte échéance à d'importants progrès dans la compréhension des systèmes volcaniques.

BIBLIOGRAPHIE

ALBARÈDE F. (1983). Inversion of batch melting equations and the trace element pattern of the mantle. *J. Geophys. Res.*, **88**, 573-583.

ALBARÈDE F. (1995). Introduction to geochemical modeling. Cambridge University Press, Cambridge, 543p.

ALBARÈDE F. et A. PROVOST (1977). Petrological and geochemical mass balance equations : an algorithm for least square fitting and general error analysis. *Computer Geosc.*, 3, 309-326.

ALBARÈDE F. et V. TAMAGNAN (1988). Modelling the recent geochemical evolution of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion island, 1931-1986. *J. Petrol.*, **29**, 997-1030.

ALLÈGRE C.J. et J.F. MINSTER (1978). Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **38**, 1-25.

ALLÈGRE C.J., M. TREUIL, J.F. MINSTER, J.B. MINSTER et F. ALBARÈDE (1977). Systematic use of trace elements in igneous processes. I : fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **60**, 57-75.

BROUSSE R. et R.C. MAURY (1981). Intérêt pétrogénétique d'un cumulat à minéraux différenciés en enclave dans le trachyte du Puy de Dôme. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **239**, 165-167.

FOURY P. (1983). Etude pétrologique et expérimentale d'une série alcaline continentale : la série de la Chaîne des Puys (Massif Central Français). Thèse de doctorat de 3e cycle, Clermont-Ferrand, 150p.

GAST P.W. (1968). Trace element fractionation and the origins of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**, 1057-1086.

GHIORSO M.S. et I.S.E. CARMICHAEL (1985). Chemical mass transfer in magmatic processes. II : applications in equilibrium crystallization, fractionation and assimilation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **90**, 121-141.

GOURGAUD A et B. VILLEMANT (1992). Evolution of magma mixing in an alkaline suite : the Grande Cascade sequence (Monts-Dore, French Massif Central). Geochemical modeling. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **52**, 255-275.

GHIORSO M.S.,S. MARK et R.O. SACK (1995). Chemical mass transfer in magmatic process IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Mineral. Petrol*, **119**, 197-212.

GOURGAUD A. et R.C. MAURY (1984). Magma mixing in alkaline series : an example from the Sancy volcano (Monts Dore, French Massif Central). *Bull. Volcanol.*, **47**, 827-847.

HOFMANN A. et M.D. FEIGENSON (1983). Case studies on the origin of basalts. I : Theory and reassessment of Grenada basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **84**, 382-389.

LEMARCHAND F., B. VILLEMANT et G. CALAS (1987). Trace element distribution coefficients in alkaline series. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 1071-1081.

MAURY R.C., R. BROUSSE, B. VILLEMANT, J.L. JORON, H. JAFFREZIC et M. TREUIL (1980). Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France). I : Minéralogie et pétrologie. ***Bull. Minéral.***, **103**, 250-266.

MINSTER J.F., J.B. MINSTER, M. TREUIL et C.J. ALLÈGRE (1977). Systematic use of trace elements in igneous processes. Part II : Inverse problem of the fractional crystallization processes in volcanic suites. ***Contrib. Mineral. Petrol.***, **61**, 49-77.

MINSTER J.F. et C.J. ALLÈGRE (1978). Systematic use of trace elements in igneous processes. Part III : Inverse problem of batch partial melting in volcanic suites. ***Contrib. Mineral. Petrol.***, **68**, 37-52.

MORSE S.A. (1976). The lever rule with fractional cristallization and fusion. ***Amer. J. Sci.***, **276**, 330-346.

NEUMANN H., J. MEAD et VITTALIANO C.J. (1954). Trace element variation during fractional crystallization as calculated from distribution law. ***Geochim. Cosmochim. Acta***, 6, 90-99.

NIELSEN R.L. (1985). EQUIL.FOR : a program for modeling of low pressure differenciation processes in natural mafic magma bodies. ***Computers Geosci.***, **11**, 531-546.

NIELSEN R.L. (1987). TRACE.FOR : a program for the calculation of combined major and trace element liquid line of descent for natural magmatic systems. ***Computers Geosci.***, 14, 15-35.

NIELSEN R.L. (1990). Simulation of igneous differenciation processes. *In :* Modern methods of igneous petrology : understanding magmatic processes, J. Nicholls et J.K. Russell (Eds.), ***Rev. Mineral.***, **24**, 65-105.

PRESS W.H., B.P. FLANNERY, S.A. TEUKOLSKY et W.T. VETTERLING (1989). Numerical recipes. The art of scientific computing. Cambridge University Press, Cambridge, 702p.

PROVOST A. et C.J. ALLÈGRE (1979). Process identification and search for optimal differentiation parameters from major element data. General presentation with emphasis on the fractional crystallization process. ***Geochim. Cosmochim. Acta***, **43**, 487-501.

SHAW D.M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. ***Geochim. Cosmochim. Acta***, **34**, 237-243.

TAIT S. et C. JAUPART (1990). Physical processes in the evolution of magmas. *In :* Modern methods of igneous petrology : understanding magmatic processes, J. Nicholls et J.K. Russell (Eds.), ***Rev. Mineral.***, **24**, 125-152.

TREUIL M. et J.L. JORON (1975). Utilisation des éléments hygromagmaphiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. *Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **31**, 125-174.

VILLEMANT B. (1979). Étude géochimique des éléments en traces dans les séries volcaniques du Massif Central. Thèse de 3e cycle, Université de Paris 7, Paris, 347p.

VILLEMANT B. (1985). La différenciation des séries volcaniques : géochimie des éléments traces dans les séries du Massif Central et d'Italie Centrale. Thèse de doctorat d'État, Paris, 445p.

VILLEMANT B. (1988). Trace element evolution in the Phlegrean Fields (Central Italy) : fractional crystallization and selective enrichment. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**, 169-183.

VILLEMANT B. et M. TREUIL (1983). Comportement des éléments en traces et majeurs dans la série alcaline du Velay. Comparaison avec la Chaîne des Puys (Massif Central français). *Bull. Minéral.*, **106**, 465-486.

VILLEMANT B., J.L. JORON, H. JAFFREZIC, M. TREUIL, R. MAURY et R. BROUSSE (1980). Cristallisaion fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des Puys (Massif Central français). II. Géochimie. *Bull. Minéral.*, **103**, 267-286.

VILLEMANT B., H. JAFFREZIC, J.L. JORON et M. TREUIL (1981). Distribution coefficients of major and trace elements ; fractional crystallization in the alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 1997-2016.

WRIGHT T.S et P.C. DOHERTY (1970). A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. *Geol. Soc. America Bull.*, **81**, 1995-2008.

ANNEXE

Ech.	P7681	P7631m	CP1m	P7688	CP2	P7692	P7676	P7762m	CP4	P6108
Nature	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2
SiO_2	46,8	47	47,3	47,6	48,5	48,5	49,9	48,8	50,7	51,4
TiO_2	2,47	2,52	2,25	2,37	2,16	2,21	2,02	2,22	1,77	2
Al_2O_3	16,3	15,6	15,9	17,3	16,6	16,3	17,7	17,2	17,1	17,4
Fe_2O_3 (total)	12,4	12,1	12,1	12,2	11,9	11,7	10,9	11,8	11,97	9,9
MnO	0,18	0,19	0,17	0,2	0,18	0,19	0,19	0,2	0,04	0,21
MgO	5,9	6,6	6,6	5,2	5,3	6,6	3,7	4,7	3,2	4
CaO	9,56	10,13	9,85	9,37	9,21	9,47	7,83	8,51	7,09	7,64
Na_2O	5,2	3,9	3,7	4,1	3,9	4,1	5	4,4	4,8	4,4
K_2O	1,69	1,67	1,67	1,92	1,8	1,6	2,12	1,98	2,4	2,5
P_2O_5	0,68	0,65	0,61	0,76	0,72	0,59	0,96	0,71	0,18	0,79
P.F.	-0,05	-0,16	0,44	-0,21	-0,33	-0,05	0,02	0,11	0,51	-0,08
Total	101,13	100,2	100,59	100,81	99,94	101,21	100,34	100,63	99,76	100,16

Ech.	CP3	CP5	P7760	CP6	P7675	P7673	CP7	P7763	P7764m	CP8
Nature	2	2	2	3	3	3	4	4	4	4
SiO_2	52,2	53,2	54	57,1	57,6	57,8	60,5	65,5	68,3	67,4
TiO_2	1,81	1,49	1,59	1,12	1,16	1,15	0,79	0,45	0,25	0,23
Al_2O_3	16,9	17,6	17,3	17,9	18,4	17,9	18,1	17,7	16,2	16,2
Fe_2O_3 (total)	9,8	11,8	8,9	6,8	6,7	6,8	4,9	3,3	1,8	2
MnO	0,2	0,2	0,22	0,19	0,22	0,21	0,29	0,22	0,18	0,2
MgO	3,9	2,5	2,7	1,9	2,1	1,8	0,8	0,5	0,1	0,1
CaO	7,55	5,89	6,24	4,53	4,59	4,6	3,23	1,7	0,86	0,97
Na_2O	4,4	5	5,9	5,4	4,2	6	6,1	5,9	6,4	6,2
K_2O	2,47	2,71	2,98	3,4	3,22	3,49	3,84	4,6	4,94	5,09
P_2O_5	0,73	0,31	0,87	0,55	0,6	0,59	0,38	0,18	0,03	0,1
P.F.	-0,42	-0,45	0,14	-0,05	0,05	-0,11	0,76	0,95	0,1	0,06
Total	99,54	100,25	100,84	98,84	98,84	100,23	99,69	101	99,16	98,55

Tableau 6 : Analyse des éléments majeurs des échantillons de la Chaîne des Puys. Certaines données ont déjà été publiées (Villemant et al., 1980, 1981, Villemant, 1985).

1 : basaltes-hawaïtes
2 : mugéarites
3 : benmoreites
4 : trachytes

Ech.	P7681	P7631m	CP1m	P7688	CP2	P7692	P7676	P7626	P7630	P7674
Nature	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Th	6,76	5,2	5,19	7,11	6,86	7,92	7,8	6,5	6,05	5,73
Zr	278	241	234	234	288	339	285	312	296	258
Hf	5,71	5,24	5,09	5,92	5,8	6,63	6,12	6	5,51	5,15
Ta	5,28	4,4	4,35	5,55	5,41	5,32	5,71	5,21	5,04	4,7
Ba	609	483	493	637	619	638	676	578	564	526
Sr	1378	805	788	756	734	682	787	693	655	750
Rb	46,7	37,5	37,5	51,8	51	49,3	51,2	61,5	44,2	40,1
Sb	0,11	0,085	0,14	0,11	0,15	0,1	0,14	0,1	0,06	0,07
Cr	116	160	198	73	128	84	60	121	106	158
Co	38	38,5	37	34,4	34	27,4	28,6	40,1	38,9	43,2
Ni	49	69	68	29	30	26	11	49	43	79
Sc	23,6	24,33	26,05	20,9	20,4	18,25	17,6	25,5	25,4	26,9
La	51,2	42,6	43,3	54,9	53,5	55,9	57,1	47,5	47	44,5
Eu	2,62	2,57	2,47	3,12	2,5	3,02	2,58	2,39	2,52	2,48
Tb	0,9	0,83	0,83	0,91	0,86	0,95	0,93	0,84	0,84	0,84

Ech.	P7684	P76115m	P7694	P7695	P7762m	CP4	P6108	CP3	CP5	P7760
Nature	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2
Th	6,87	7,18	4,82	6,9	10,35	9,21	9,3	9,04	11,49	11,4
Zr	251	352	184	-	385	330	369	351	422	394
Hf	5,21	6,22	4,92	5,3	7,66	7,5	7,5	7,7	8,9	8,5
Ta	5,29	5,53	4,29	5,46	6,35	6,94	6,84	6,74	7,69	7,46
Ba	585	599	464	618	758	740	742	791	933	918
Sr	775	808	691	754	910	790	793	772	838	809
Rb	48,5	47,8	38,6	52,1	49,8	65	63,5	57	76	74
Sb	0,13	0,1	-	0,1	0,14	0,17	0,14	0,17	0,16	0,18
Cr	140	53	207	106	44	106	60	73	76	45
Co	43,2	28,8	50	37,4	21,9	21,4	21,6	17,7	14,9	13,3
Ni	111	12	100	45	-	20	18	3	4	-
Sc	27,1	17,7	30,9	23	13,05	14,5	14,3	11,95	9,96	9,3
La	54,8	53,1	38,5	50,4	69,3	67,4	66,1	73,7	85,4	84
Eu	2,57	2,82	2,45	2,67	3,16	3	3,02	3	3,2	3,25
Tb	0,77	0,88	0,78	0,84	1	1,01	0,98	1,02	1,07	1,06

Ech.	CP6	P7675	P7673	P7613	P7612	P7761	CP7	P7763	CP8	P7764m
Nature	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4
Th	13,46	13,21	14,06	12,56	12,9	12,74	16,69	18,37	22,59	21,7
Zr	470	548	550	482	512	489	521	598	441	385
Hf	10,2	10,1	11,86	10	9,54	10,2	11,3	13,98	11,19	10,04
Ta	8,34	7,74	8,6	8,05	8,22	8,38	9,91	10,96	12,27	11,89
Ba	1042	988	1074	1008	986	987	1092	1133	932	913
Sr	735	731	907	799	821	814	569	338	185	125
Rb	93	90,6	90,9	73,2	86,3	83,9	110	130	152	157,3
Sb	0,18	0,16	0,14	0,16	0,2	0,17	0,18	0,28	0,28	0,203
Cr	63	28	31	42	32	38	63	7	76	9
Co	6,5	6,3	6,6	11,3	10,3	11,4	6,5	0,7	0,8	0,4
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4
Sc	6,14	6,05	6,23	7,9	7,54	8	6,14	2,23	2,63	1,63
La	90	89,7	96,3	90,3	73,6	89,4	105	98,4	107	103,7
Eu	3	2,99	3,37	3,15	3,11	3,35	2,5	2,29	2,09	1,95
Tb	1,02	1,05	1,03	1,03	1,08	1,06	1,02	0,84	0,88	0,72

Tableau 7 : Analyse des éléments traces des échantillons de la Chaîne des Puys.
Même légende que pour les éléments majeurs.