

Bilan et évolution des grands réservoirs terrestres

Éric Lewin (1), Bernard Dupré (2) et Claude Jean Allègre (3)

1. Laboratoire de Géochimie et Cosmochimie, Institut de Physique du Globe de Paris, Boîte 89, 4 place Jussieu, 75252 PARIS cedex 05.

2. CNES-CRGS-OMP, 18 avenue E. Belin, 31055 TOULOUSE.

3. Laboratoire de Géochimie et Cosmochimie, Institut de Physique du Globe de Paris et URA 1758, UFR des Sciences de la Terre, Université Denis Diderot, Boîte 89, 4 place Jussieu, 75252 PARIS cedex 05.

1. INTRODUCTION

2. HISTOIRE DE L'ÉTUDE GÉOCHIMIQUE DE LA TERRE

2.1 Premiers modèles crustaux de la géochimie isotopique

2.2 Le manteau : premières hétérogénéités

2.3 La révolution du néodyme

3. BILAN DU SYSTÈME SAMARIUM-NÉODYME À L'ACTUEL

3.1 Description du modèle ; choix des hypothèses

3.2 Bilan des rapports isotopiques

3.3 Bilan des concentrations

3.4 Bilan des rapports chimiques et âge-modèle

4. ÉNONCÉ FORMALISÉ DE LA MODÉLISATION

4.1 Paramétrisation

4.2 Contraintes

5. TECHNIQUE DE RÉOLUTION DE LA MODÉLISATION : L'INVERSION

6. APPLICATION À L'INVERSION DES BILANS TERRESTRES

- 6.1 Caractérisation du réservoir Manteau Primitif
- 6.2 Caractéristiques du réservoir Manteau Appauvri
- 6.3 Caractéristiques du réservoir Croûte Continentale
- 6.4 Calcul du degré d'appauvrissement du manteau

7. EXTENSION AUX AUTRES SYSTÈMES RADIOGÉNIQUES

- 7.1 Rb-Sr et Lu-Hf
- 7.2 U-Th-Pb
- 7.3 Résultats de l'inversion du plomb

8. LA QUESTION DES OIBS

9. COMPARAISON DES COEFFICIENTS DE RÉPARTITION W

10. PRISE EN COMPTE D'AUTRES RÉSERVOIRS : PERSPECTIVES D'AVENIR ET LIMITES DE LA MÉTHODE DES BILANS

11. EXTRAPOLATION DES BILANS AU COURS DES TEMPS GÉOLOGIQUES

- 11.1 Données d'évolution du système Sm-Nd des grands réservoirs géochimiques
 - 11.1.a Le manteau primitif
 - 11.1.b Le manteau appauvri
 - 11.1.c La croûte continentale
- 11.2 Bilans de Nd à chaque époque
- 11.3 Le modèle d'extraction pure
- 11.4 Les modèles avec réapprovisionnement du manteau appauvri
 - 11.4.a Les trois flux : définitions et caractéristiques
 - 11.4.b Équations d'évolution, problème de l'indétermination de la source du flux entrant dans le Manteau Appauvri

- 11.4.c Résultats : courbes de croissance crustales dans différentes hypothèses
- 11.5 Extension du modèle au Sr
- 11.6 Extension du modèle au Pb

12. **CONCLUSION**

BIBLIOGRAPHIE

Bilan et évolution des grands réservoirs terrestres

Éric Lewin, Bernard Dupré et Claude Jean Allègre

I. INTRODUCTION

Depuis la découverte d'une systématique des variations isotopiques des éléments radiogéniques dans les laves d'îles océaniques, l'idée que la Terre peut, du point de vue du géochimiste, être considérée comme un système de réservoirs échangeant de la matière, a été le fondement des modélisations géochimiques du système Terre. Les buts en sont de définir le nombre de ces réservoirs, d'en établir les bilans pour en préciser les caractéristiques, et d'en contraindre les échanges de matières qui ont présidé à leur différenciation au cours des 4,5 milliards d'années (4,5 Ga) d'évolution de notre planète. Ces questions sous-tendent les débats actuels de la *Géodynamique Chimique et Isotopique* (Allègre, 1980, 1982, 1987). Le terme même de **réservoir**, qui traduit le concept clé-de-voûte du travail présenté ici, n'est lui-même que le produit relativement récent de l'évolution des idées en géochimie isotopique (Jacobsen et Wasserburg, 1979). Aussi, nous en discuterons la signification sous plusieurs facettes : d'abord, nous présenterons ce que nous, géochimistes, appelons **réservoir terrestre**, **croûte continentale**, **réservoir manteau appauvri**, etc., et comment ces entités se comparent aux différentes unités terrestres définies par les autres géologues - tectoniciens, sismologues, pétrologues, ... Nous montrerons comment des bilans de matière peuvent apporter des informations sur ces réservoirs à l'époque actuelle, notamment grâce aux systèmes radiogéniques. Enfin, nous étendrons la discussion à la durée des temps géologiques.

La première remarque à formuler ici est qu'il est nécessaire de bien comprendre pourquoi les isotopes radiogéniques à longue période ont marqué la géodynamique chimique : leur caractéristique fondamentale est qu'ils sont les seuls traceurs à porter des informations temporelles. Les variations du rapport chimique père/fils sont intégrées dans le rapport isotopique radiogénique par l'effet de la désintégration radioactive au cours des temps géologiques. De plus, aucun fractionnement isotopique n'agit entre les isotopes des éléments radiogéniques à longue période lors des processus de différenciation chimique, les masses atomiques de ces éléments étant grandes relativement aux différences de masse entre ces isotopes. Ils constituent donc un outil particulièrement adapté pour caractériser les sources des matériaux impliqués dans les processus de différenciation géochimique, et pour reconstruire l'évolution temporelle des flux de matière correspondant.

Nous retracerons donc tout d'abord l'histoire des idées de la **Géochimie Isotopique**. Puis, nous reviendrons sur l'état de connaissance actuel des réservoirs terrestres, ainsi que des flux de matières entre ces réservoirs. Nous présenterons ensuite les moyens utilisés pour modéliser numériquement cette anatomie isotopique de la Terre, afin de mieux contraindre les tailles de ces réservoirs, à savoir la méthode des bilans, affinée avec les notions d'**âges-modèle**. Cela nous amènera à présenter la technique mathématique de résolution des problèmes inverses. Enfin, nous montrerons l'état de l'art en matière de modèles qui tentent de rendre compte de l'évolution de ces bilans au cours des temps géologiques.

2. HISTOIRE DE L'ÉTUDE GÉOCHIMIQUE DE LA TERRE

Pour éviter de remonter trop loin, - «le terme de Géochimie a été introduit en 1838 par le chimiste suisse Schönbein» (*in* Taton, 1964) - nous commencerons la relation de cette Histoire à l'époque où apparaissent les premières mesures fiables de rapports isotopiques d'éléments radiogéniques de longue période, et leur utilisation dans les Sciences de la Terre.

Vers les années 1960, on possède déjà une idée de «l'anatomie» chimique de la Terre. Grâce à la sismologie, la division **Noyau - Manteau - Croûte** est connue (Gutenberg, 1914 ; Mohorovicic, 1909 ; Oldham, 1906) : cette description affine celle pressentie par l'autrichien Suess qui avait introduit les appellations de **NIFE** pour la barysphère, **SIMA** pour la pyrosphère et **SIAL** pour la lithosphère (Suess, 1883-1909). Après les travaux des américains Clarke et Goldschmidt qui réalisent une systématique des compositions chimiques des matériaux terrestres (Clarke et Washington, 1924 ; Goldschmidt, 1937), les travaux de Vernadski (1924), puis de Fersman (1933) conduisent aux concepts de cycles géochimiques et d'enveloppes thermodynamiques.

Autre fait important quant à notre sujet d'intérêt, la composition chimique de la planète Terre a été rapprochée de celle des météorites et leur communauté d'origine suspectée depuis 1794 par Chladni n'a jamais été remise en cause - cela même après qu'il eût «prouvé» leur origine extra-terrestre (Chladni, 1794 ; Wood, 1964). À la fin du siècle dernier, (Meunier, 1871) considère que les météorites sont des morceaux de petites planètes aujourd'hui disparues. Ce sont d'ailleurs les météorites de Fer qui donnent l'idée à Wiechert (*circa* 1900) d'expliquer la masse de la Terre par un noyau dense, masse jusqu'alors en contradiction avec les données de densité des roches et de volume planétaire. Enfin vers 1960, Gast émettra l'idée que le manteau terrestre peut être lui-même chimiquement différencié, en remarquant les appauvrissements en éléments alcalins K, Rb, Cs par rapport aux éléments U, Ba et Sr dans les matériaux de la croûte et du manteau supérieur relativement aux météorites (Gast, 1960).

Le premier grand succès des isotopes radiogéniques à longue période en Géologie est la détermination de l'âge de la Terre, sujet d'un long débat, reconnu pour être de $(4,55 \pm 0,07)$ Ga (Patterson, 1956).

Finissons ces rappels historiques par quelques dates importantes en Sciences de la Terre, non directement liées à notre sujet mais qui marquent des évolutions majeures dans les idées :

- 1960 : le Lamont-Doherty Laboratory dirigé par M. Ewing découvre l'importance géodynamique des **rides océaniques**.
- 1963 : F. Vine et D. Matthews interprètent les **bandes d'anomalies magnétiques** au fond des océans.
- 1965 : T. Wilson découvre les **zones de subduction**.
- 1967 : J. Morgan, D. McKenzie, puis X. LePichon proposent une vision dynamique de la Terre : la **tectonique des plaques** est née.
- 1969 : on a marché sur la Lune !!! La nécessité de techniques de micro-analyse pour les échantillons ramenés imprime une énorme impulsion dans les techniques d'observation et de mesure, dont les méthodes spectrométriques.
- 1971 : J. Morgan introduit la notion de point chaud qui explique les alignements des chapelets d'îles océaniques, comme l'archipel des îles Hawaïi. Il leur propose une origine dans le manteau inférieur, c'est-à-dire sous le manteau supérieur convectif, pour expliquer leur indépendance vis à vis du déplacement des plaques.

2.1 Premiers modèles crustaux de la géochimie isotopique

Initiées vers 1930 par Aston, développées vers 1940 par Nier, c'est à partir des années 1950 (Patterson, Tilton, Tatsumoto,...) que la fiabilité et la multiplication des mesures isotopiques du plomb dans les roches permet de poser les prémisses d'une Géochimie Isotopique, pour laquelle les radio-isotopes à longue période sont utilisés à la fois en tant que chronomètre et en tant que traceur. C'est aussi vers 1950 que le strontium devient d'analyse courante.

La croûte continentale reçoit la première l'attention des géochimistes - isotopistes : les échantillons sont d'accès relativement aisé, et les concentrations des éléments étudiés ne sont pas trop faibles. Voici quelques ordres de grandeurs de concentrations moyennes (Taylor et McLennan, 1985) :

- pour les sédiments type shales :
 - $C^{Pb} \approx 10-30$ ppm,
 - $C^{Sr} \approx 50-200$ ppm ;
- pour des granites :
 - $C^{Pb} \approx 15-30$ ppm,
 - $C^{Sr} \approx 100-300$ ppm ;
- estimation globale pour la croûte continentale supérieure :
 - $C^{Pb} \approx 20$ ppm,
 - $C^{Sr} \approx 350$ ppm.

1963 représente une date charnière de l'histoire de la Géochimie Isotopique. Suffisamment de données de rapports isotopiques ont été accumulées pour que les premières tentatives de synthèses apparaissent. Or les isotopes radiogéniques à longue

période du plomb et du strontium, que l'on attendait pour « chronométrer » la croissance des continents racontent deux histoires totalement contradictoires.

En effet, l'hétérogénéité du rapport isotopique du strontium crustal, opposée à la relative homogénéité de ce même rapport dans les basaltes, matériaux d'origine mantellique (Faure et Hurley, 1963), s'explique par une croissance crustale quasi-permanente depuis au moins 2,5 Ga (Hurley *et al.*, 1962). Ainsi, le continent nord-américain apparaît comme une mosaïque de provinces dont les âges calculés par le strontium sont bien définis et variés. Ces « provinces » se répartissent autour d'un noyau ancien jusqu'à une périphérie « jeune ». Les auteurs estiment un taux de croissance pour ce continent de l'ordre de 7000 km²/Ma.

Ce modèle est classiquement appelé modèle de croissance continue de la croûte, bien qu'il faille plutôt parler de croissance épisodique, les périodes d'orogénèse ayant une durée finie, mais se répartissant tout au long des temps géologiques.

A contrario, le travail de Patterson sur les isotopes du plomb montre que la croûte a fonctionné en système fermé depuis environ 2,7 Ga, n'évoluant que par réjuvenation interne (Patterson et Tatsumoto, 1964). Plus précisément : les données des rapports isotopiques du plomb sont acquises sur des composites de feldspaths détritiques (les feldspaths alcalins ont la propriété d'être très pauvres en uranium et thorium, relativement au plomb :

- C^U # 0,15 ppm ;
- CTh # 0,3 ppm ;
- C^{Pb} # 50 ppm).

Ces composites sont issus de sables fluviaux et marins, et donc échantillonnent de larges zones continentales. Les résultats s'expliquent par une croûte qui se forme à partir d'une source mantellique dans la période 3,5-2,5 Ga, sans apport de plomb ultérieur. A la fin de leur article, Patterson et Tatsumoto notent l'inconsistance avec le strontium, et proposent que celui-ci se soit rééquilibré isotopiquement dans la croûte « jeune » avec un réservoir primitif de taille conséquente.

Ce modèle de croissance de la croûte dans les temps archéens, appelé classiquement modèle du big-bang continental, a été repris et vigoureusement défendu par Armstrong (Armstrong, 1968, 1981 ; Armstrong et Hein, 1973).

Une première ébauche de solution de la contradiction plomb-strontium a été présentée par Allègre (1971) : dans cet article, il montre qu'un modèle de croissance continue explique l'ensemble des données isotopiques en Pb et en Sr.

Le débat rebondit ultérieurement, non pas dans la continuation des études sur la croûte continentale, mais par l'étude des témoins du manteau, et plus encore par la modélisation globale de la différenciation entre croûte continentale et manteau.

2.2 Le manteau : premières hétérogénéités

Une autre époque charnière se situe vers 1965 : il apparaît alors que le manteau est isotopiquement hétérogène (Gast *et al.*, 1964 ; Hedge et Walthall, 1963 ; Tatsumoto, 1966), et que son évolution n'a pu que se réaliser en système ouvert. Vers 1970, la dichotomie chimique des basaltes océaniques, tholéiites de rides contre

basaltes alcalins des îles (Engel et Havens, 1965 ; Kennedy, 1933), est retrouvée sur les isotopes du strontium (Hart, 1971 ; Hedge et Peterman, 1970) ; ce qui était considéré alors comme le résultat de conditions de genèse différentes (Allègre et Bottinga, 1974 ; Yoder et Tilley, 1962 ; Yoder, 1976), à savoir l'opposition chimique tholéitique - alcalin, apparaît en plus comme une opposition de caractère isotopique, résultant d'une origine, d'une source différente. Dans ce mémoire, nous utiliserons les abréviations désormais classiques :

- **MORBs** : Mid-Oceanic Ridge Basalts, pour basaltes de rides médio-océaniques, et
- **OIBs** : Oceanic Island Basalts, pour basaltes d'îles océaniques.

De plus, il apparaît que la gamme de variations de ces rapports isotopiques est beaucoup plus petite pour les MORBs que pour les OIBs :

- $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0,702-0,7035$ pour les MORBs,
- $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0,7025-0,707$ pour les OIBs.

Ces MORBs apparaissent issus d'une source relativement homogène, du moins isotopiquement, alors que les OIBs ont manifestement une source hétérogène. Enfin, cette dichotomie rejoint celle introduite par la tectonique des plaques dans les manifestations du volcanisme océanique : volcanisme de rift, générateur de la croûte océanique, et volcanisme de point chaud, générateur des îles océaniques.

En 1975, Sun et Hanson publient une première systématique des mesures isotopiques en Sr et Pb sur les îles océaniques. Comme pour la croûte continentale, ces deux systèmes isotopiques ne présentent pas la même logique de comportement : aucune corrélation n'apparaît entre les mesures de deux rapports isotopiques !

2.3 La révolution du néodyme

C'est en 1976 qu'apparaît le traceur isotopique **néodyme** (Nd), apportant avec lui une sorte de révolution dans les idées de la géochimie isotopique grâce à la découverte de la corrélation entre rapports isotopiques du Nd et ceux du Sr pour les matériaux d'origine océanique (DePaolo et Wasserburg, 1976a, 1976b ; O'Nions *et al.*, 1977 ; Richard *et al.*, 1976). Cette cohérence de comportements entre Nd et Sr est étendue au Pb pour les seuls basaltes de rides océaniques en 1980 (Cohen *et al.*, 1980 ; Dupré et Allègre, 1980).

Le néodyme s'est très rapidement révélé un traceur important. Ceci tient au comportement même de cet élément et de son père radioactif, le **samarium** (Sm) : ce ne sont tous les deux des éléments ni sidérophiles, ni volatils, c'est-à-dire qu'ils n'ont pas été fractionnés lors des formations du noyau et de l'atmosphère. D'autre part, ce sont des éléments peu mobiles dans les processus de surface. Ces propriétés rendent leur utilisation en traçage géochimique beaucoup plus simple que ceux du système Rb-Sr ou U-Th-Pb.

Dès les premières mesures, un concept simple est apparu : celui de **complémentarité** entre le manteau source des MORBs et la croûte continentale (DePaolo, 1980 ; Jacobsen et Wasserburg, 1979, 1980a, 1980b, 1981 ; O'Nions *et al.*, 1979, 1980). Elle est expliquée par l'existence de processus de différenciation qui, à partir d'un manteau primitif, ont conduit à la formation de la croûte continentale et du **manteau appauvri**.

Nous allons détailler maintenant comment, à partir de ce concept simple, un ensemble de modèles s'est progressivement construit (Allègre, 1985, 1987, 1989 ; Allègre *et al.*, 1983a, 1983b, 1988 ; Allègre et Lewin, 1989 ; Allègre et Rousseau, 1984 ; DePaolo, 1983a, 1983b, 1988 ; Jacobsen, 1988a, 1988b, 1989), avec pour objectif de quantifier les échanges entre ces réservoirs depuis la formation de notre planète. Ce thème a été développé par Allègre qui lui a donné le nom de **Géodynamique Chimique** (Allègre, 1980, 1982).

3. BILAN DU SYSTÈME SAMARIUM-NÉODYME À L'ACTUEL

Comme nous l'avons précédemment décrit, les résultats isotopiques de Nd sur les différentes roches représentatives (de réservoirs terrestres ont abouti à considérablement simplifier l'image que l'on avait du système Terre. L'observation d'une complémentarité entre la croûte continentale et le manteau source des MORBs par rapport à la valeur du manteau primitif a permis de faire naître l'idée d'un bilan entre ces trois réservoirs (références ci-dessus).

3.1 Description du modèle ; choix des hypothèses

L'établissement des équations de bilan nécessite en premier lieu de définir le nombre et la nature des réservoirs. L'idée première que l'on peut s'en donner dépend de l'élément considéré. La détermination des réservoirs est tirée de l'étude de la distribution des éléments majeurs qui permettent de diviser notre planète en 4 **grands réservoirs distincts** :

- l'atmosphère,
- la croûte continentale,
- le manteau,
- le noyau.

Pour les 3 derniers, l'étude sismologique permet d'en connaître la taille. Les éléments se distribuent au sein de ces différents réservoirs de manière différente suivant qu'ils sont sidérophiles, lithophiles ou volatils.

En ce qui concerne le néodyme et le samarium, éléments de la famille des Terres Rares à tendance lithophile, ils se partagent principalement entre la croûte continentale et le manteau. Ce dernier est fréquemment partitionné en deux zones, le **manteau inférieur** et le **manteau supérieur**. Le modèle dit de **convection mantellique en deux couches** donne à la limite qui les sépare, profonde de 670 km, le rôle de barrière entre deux systèmes convectifs. En particulier, les plaques océaniques en subduction ne pénétreraient pas (Isacks et Molnar, 1969) ou rarement (Creager et Jordan, 1984 ; Fischer et Jordan, 1988) le manteau inférieur.

Isotopiquement, les deux types de produits d'origine mantellique, les MORBs et les OIBs sont différents (Gast *et al.*, 1964 ; Tatsumoto, 1966), les rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ des seconds apparaissant comme intermédiaires entre ceux des premiers

et le rapport isotopique du manteau primitif. L'interprétation de ces îles en terme de points chauds dont la source serait le manteau inférieur a permis le modèle suivant : le manteau supérieur, source des MORBs, est le complément de la croûte continentale : c'est le **réservoir appauvri** ; le manteau inférieur n'a pas subi cette extraction et est resté **primitif** ; les OIBs sont issus de ce manteau aux caractéristiques primitives, mais ils ont subi une « pollution » isotopique lors de leur remontée au travers du manteau supérieur. Au besoin, le modèle peut être « assoupli » si l'on considère que le manteau inférieur peut lui-même avoir subi une partie de l'extraction continentale, par exemple dans une première phase où la convection se serait produite globalement dans le manteau, ou par échange de matière au cours des temps géologiques entre les deux manteaux. Dans un tel cas, nous pouvons virtuellement considérer le manteau inférieur comme mélange d'un manteau primitif et d'un matériau appauvri. Aussi, dans une première partie, nous identifierons le manteau appauvri (**MA**) avec le manteau source des MORBs (**MsMorb**) ; nous testerons cette hypothèse en calculant la taille de ce réservoir, et le comparerons avec celui du manteau supérieur (**MS**). Si cette hypothèse ne s'avère pas, soit le manteau primitif (**MP**) ne pourra plus être identifié avec la totalité du manteau inférieur (**MI**), soit nous devons prendre en compte un manteau source des OIBs (**MsOib**) lui-même appauvri et de taille non négligeable.

3.2 Bilan des rapports isotopiques

À la suite de Jacobsen (Jacobsen et Wasserburg, 1979), Allègre (Allègre, 1980), et O'Nions (O'Nions *et al.*, 1979), nous pouvons écrire le bilan de répartition des espèces considérées, à savoir les isotopes ^{143}Nd et ^{144}Nd , traduisant que leur abondance terrestre est essentiellement la somme de leurs abondances dans les réservoirs majeurs (figure 1).

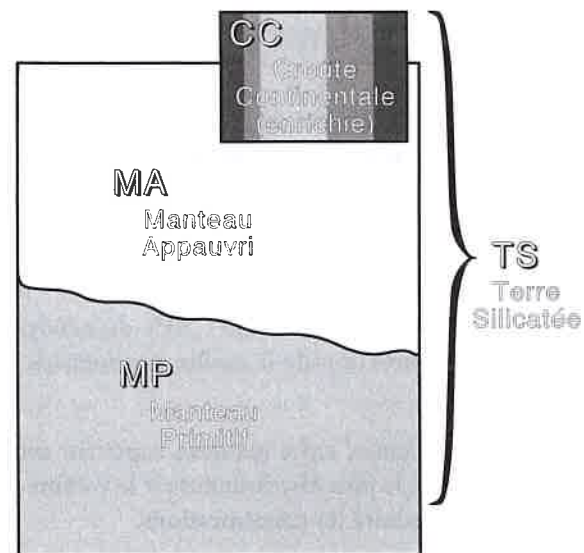


Figure 1 : Schéma illustratif du modèle à trois réservoirs intervenant dans le bilan du néodyme.

Ces bilans d'abondance peuvent ensuite être traduits en équations de bilan des rapports isotopiques :

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{TS}} = x * \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CC}} + y * \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{MA}} + z * \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{MP}} \quad (1)$$

x , y et z sont les proportions en abondance de l'isotope de normalisation, ^{144}Nd , dans les différents réservoirs, avec la contrainte : $x + y + z = 1$. Cette équation traduit l'absence de Nd dans l'atmosphère et dans le noyau, et donc, nous ne considérerons comme réservoir global que le réservoir **Terre Silicatée (TS)**. Or par définition, le réservoir MP présente les mêmes caractéristiques de rapports isotopique, chimique et de concentration que la terre silicatée. L'équation s'écrit alors :

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{TS}} = W^{\text{Nd}} * \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CC}} + (1 - W^{\text{Nd}}) * \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{MA}} \quad (2)$$

avec :

$$W^{\text{Nd}} = \frac{^{144}\text{Nd}_{\text{CC}}}{^{144}\text{Nd}_{\text{CC}} + ^{144}\text{Nd}_{\text{MA}}} \quad (3)$$

Ultérieurement, nous noterons les rapports isotopiques α ; ainsi pour le système radioactif Sm-Nd, et pour le réservoir TS :

$$\alpha_{\text{TS}}^{\text{Nd}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{TS}}$$

L'évaluation de ces quatre paramètres constitue une étape importante de la modélisation, sur laquelle nous reviendrons en détail ultérieurement. Donnons-en néanmoins les grandes lignes : le rapport isotopique de la Terre Silicatée peut être contraint avec une bonne approximation par le biais des météorites, et une valeur caractéristique est $\alpha_{\text{TS}}^{\text{Nd}} = 0.51262$.

La systématique des rapports isotopiques de Nd sur les roches continentales montre une importante variabilité. Néanmoins, il n'apparaît pas exister une différence entre croûte supérieure et croûte inférieure. Nous garderons l'ordre de grandeur de $\alpha_{\text{CC}}^{\text{Nd}} = 0.51140$.

Le manteau source des MORBs est par contre bien déterminé, d'où $\alpha_{\text{MA}}^{\text{Nd}} = 0.51315$. Par le calcul direct, nous obtenons $W^{\text{Nd}} = 0.30$: 30% du néodyme contenu dans le matériel impliqué dans la construction de la croûte continentale se trouve effectivement dans cette croûte.

Pour tester l'hypothèse d'identité entre manteau supérieur source des MORBs et manteau appauvri, le paramètre le plus discriminant est le volume du réservoir appauvri. Il nous faut pour cela introduire les concentrations.

3.3 Bilan des concentrations

À partir du paramètre W^{Nd} , le calcul du volume peut être réalisé simplement si l'on dispose d'estimations des concentrations en Nd dans deux des trois réservoirs. Par exemple, à partir des concentrations en Nd dans la croûte continentale $[Nd]_{CC}$ et dans le manteau primitif $[Nd]_{MP}$, on écrit :

$$W^{Nd} = \frac{C_{CC}^{Nd}}{C_{MP}^{Nd}} \cdot \frac{M_{CC}}{M_{CC} + M_{MA}} = \frac{C_{CC}^{Nd}}{C_{MP}^{Nd}} \cdot \frac{x_{CC}}{x_{CC} + d_{Ap}^{\circ}} \quad (4)$$

x_{CC} est le rapport de la masse de la croûte continentale M_{CC} sur celle du manteau total :

$$x_{CC} = \frac{M_{CC}}{M_{MA} + M_{MP}}$$

d_{Ap}° est le degré d'appauvrissement du manteau :

$$d_{Ap}^{\circ} = \frac{M_{MA}}{M_{MA} + M_{MP}}$$

La masse de la croûte continentale est estimée à $2,6 \cdot 10^{22} \text{ kg} = 0,64 \%$ de la $4,060 \cdot 10^{24} \text{ kg}$

masse du manteau total (Taylor et McLennan, 1985). Le manteau supérieur correspond à 25,6% en masse du manteau total (Turcotte et Schubert, 1982). Implicitement, le bilan sur les masses écrit est : $M_{TS} = M_{CC} + M_{MA} + M_{MP}$.

Mais les estimations de concentration, en particulier celle de la croûte continentale, restent très approximatives ; de plus, nous ne bénéficions pas des informations disponibles sur la concentration en Nd dans le manteau source des MORBs, qui peut être reliée aux autres concentrations par une équation de bilan. Aussi abandonnerons-nous le mode de calcul direct pour une méthode d'évaluation dite en problème inverse, qui permettra de contraindre le degré d'appauvrissement du manteau en déterminant, dans les gammes d'estimations des valeurs des paramètres, des jeux de valeurs compatibles avec les équations de bilan. Cette méthode sera décrite en détail ultérieurement.

L'équation de bilan des concentrations s'écrit donc :

$$C_{TS}^{Nd} = \frac{M_{CC}}{M_{CC} + M_{MA}} * C_{CC}^{Nd} + \left(1 - \frac{M_{CC}}{M_{CC} + M_{MA}}\right) * C_{MA}^{Nd}$$

soit en passant aux proportions :

$$C_{TS}^{Nd} = \frac{x_{CC}}{x_{CC} + d_{Ap}^{\circ}} * C_{CC}^{Nd} + \frac{d_{Ap}^{\circ}}{x_{CC} + d_{Ap}^{\circ}} * C_{MA}^{Nd} \quad (5)$$

3.4 Bilan des rapports chimiques et âge-modèle

Nous montrerons dans le paragraphe décrivant les résultats que les contraintes utilisées ici ne sont toujours pas suffisantes. Aussi ajouterons-nous les contraintes d'âges que peuvent apporter les systèmes radiogéniques. Cela nécessite de faire intervenir les rapports chimiques père/fils, ici Sm/Nd, pour lesquels une équation de bilan peut aussi être écrite :

$$\begin{pmatrix} {}^{147}\text{Sm} \\ {}^{144}\text{Nd} \end{pmatrix}_{\text{TS}} = W * \begin{pmatrix} {}^{147}\text{Sm} \\ {}^{144}\text{Nd} \end{pmatrix}_{\text{CC}} + (1 - W) * \begin{pmatrix} {}^{147}\text{Sm} \\ {}^{144}\text{Nd} \end{pmatrix}_{\text{MA}} \quad (6)$$

Ultérieurement, nous noterons les rapports père/stable μ ; ainsi pour le système radioactif Sm-Nd, et pour le réservoir TS :

$$\mu_{\text{TS}}^{\text{Nd}} = \begin{pmatrix} {}^{147}\text{Sm} \\ {}^{144}\text{Nd} \end{pmatrix}_{\text{TS}}$$

Ce rapport μ est égal, à une constante près, au rapport d'abondance chimique $\frac{\text{Sm}}{\text{Nd}}$, la composition isotopique du Nd étant très peu variable ($\frac{\text{Sm}}{\text{Nd}} = 1.59$, avec une erreur réelle très inférieure à la demi-unité du dernier chiffre significatif!).

Allègre *et al.* (1983a, 1983b) ont utilisé la notion d'âge-modèle introduite par Jacobsen et Wasserburg (1979). En effet, une contrainte supplémentaire est celle qui la relie à l'âge moyen de la croûte continentale. Cet âge-modèle représente l'âge de différenciation de la croûte à partir du manteau primitif dans le scénario où cette différenciation se réalise instantanément : c'est ce que l'on appelle communément en géochimie isotopique le **modèle à deux stades**. Dans le cas du néodyme, on peut considérer avec une bonne approximation que l'âge-modèle et l'âge moyen de la croûte continentale sont égaux (Allègre *et al.* (1983a, 1983b).

L'équation de définition de l'âge-modèle, noté \tilde{T}^{Nd} , est la suivante :

$$\left(\alpha_{\text{CC}}^{\text{Nd}} - \alpha_{\text{MP}}^{\text{Nd}} \right) = \left(\mu_{\text{CC}}^{\text{Nd}} - \mu_{\text{MP}}^{\text{Nd}} \right) \left[\quad \right]^{-1} \quad (7)$$

où λ^{Nd} est la constante de désintégration du néodyme. Puisque λ^{Nd} est très petite, ($\lambda^{\text{Nd}} = 0,00654 \text{ Ga}^{-1}$), l'expression entre crochets peut simplement être linéarisée.

Si l'on appelle m_{CC} l'âge moyen de la croûte continentale, l'approximation s'écrit :

$$\tilde{T}^{\text{Nd}} = m_{\text{CC}} \quad (8)$$

Avant de terminer ce paragraphe, notons enfin que l'âge moyen peut être ici calculé indifféremment à partir du manteau primitif, ou à partir du manteau appauvri, cette identité dérivant directement des deux équations de bilan sur α et sur μ .

4. ÉNONCÉ FORMALISÉ DE LA MODÉLISATION

4.1 Paramétrisation

Rappelons la liste des paramètres qui décrivent le modèle (figure 2) :

- trois rapports isotopiques : α_{MP}^{Nd} , α_{MA}^{Nd} , α_{CC}^{Nd} ;
- trois concentrations : C_{MP}^{Nd} , C_{MA}^{Nd} , C_{CC}^{Nd} ;
- trois rapports chimiques : μ_{MP}^{Nd} , μ_{MA}^{Nd} , μ_{CC}^{Nd} ;
- les paramètres de partage : W^{Nd} et d_{Ap}° ;
- enfin l'âge-modèle : \tilde{T}^{Nd} , et l'âge moyen des continents : m_{CC} .

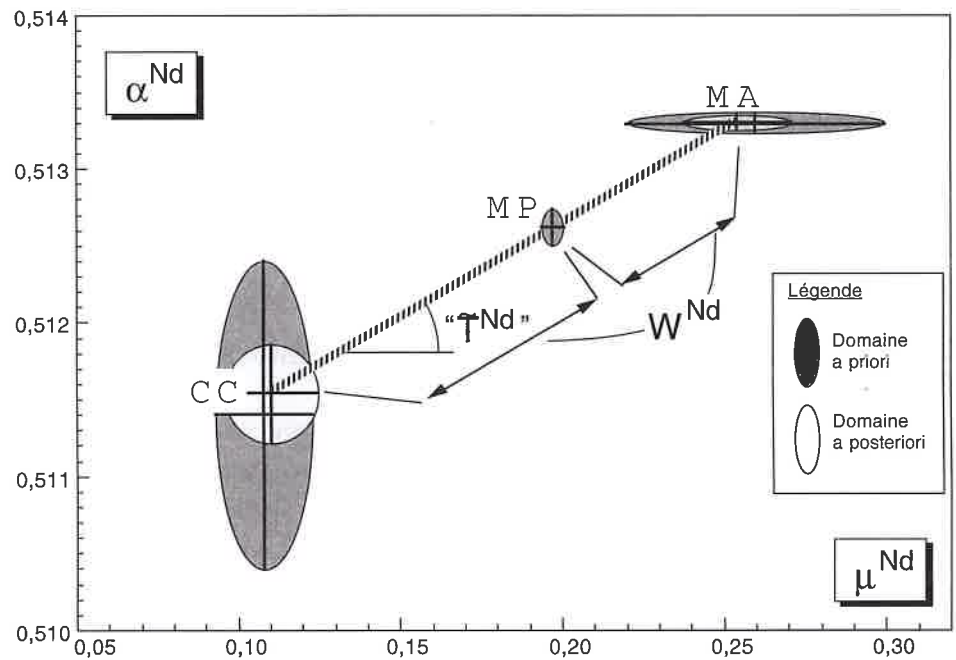


Figure 2 : Diagramme α^{Nd} vs μ^{Nd} , et interprétation graphique des divers paramètres inversés avec les ellipses d'erreurs a priori, et a posteriori (inversion de la cinquième colonne du tableau 1).

Les paramètres x_{CC} et λ^{Nd} seront considérés comme connus, même si une indétermination existe quant à leurs valeurs exactes. Cela permet de ne pas mélanger les causes d'incertitudes, essentiellement celles qui dépendent de la modélisation de celles issues d'une détermination incomplète de constantes physiques. Néanmoins, il sera facile de tester plusieurs valeurs, et d'en juger l'effet.

4.2 Contraintes

Les contraintes que nous imposons à ces paramètres sont de trois ordres : ce sont tout d'abord la traduction du *savoir a priori* sur chacun de ces paramètres. Sans entrer dans le détail des valeurs qui seront discutées du point de vue géochimique ultérieurement, nous dirons que d'après les mesures de rapports isotopiques de Nd sur les MORBs, nous estimons le paramètre α_{MA}^{Nd} à $0,51315 \pm 0,00005$. Nous dirons aussi que ne sachant rien sur le paramètre W^{Nd} , sa valeur est comprise entre 0 et 1. Dans le cadre de la méthode de résolution par inversion décrite au paragraphe suivant, cette connaissance sur chaque paramètre sera décrite par une loi d'information, formellement dépendante de deux nombres, la valeur et l'erreur sur le paramètre. La discussion des choix de la valeur et de l'erreur *a priori* pour chaque paramètre constituera un paragraphe ultérieur. Elle est particulièrement importante car elle donne un contenu aux paramètres. Nous verrons aussi que l'erreur *a priori* joue un rôle essentiel dans la technique de résolution, d'où l'aspect critique de sa détermination.

Le second ordre de contraintes sur les paramètres est l'ensemble des équations qui traduisent la modélisation. Dans le cas présent, ces équations sont :

- l'équation de bilan des rapports isotopiques (2),
- l'équation de bilan des concentrations (5),
- la relation entre W^{Nd} et le degré d'appauvrissement du manteau (4),
- l'équation de bilan des rapports chimiques (6),
- la définition de l'âge-modèle (7),
- et l'identité entre âge-modèle et âge moyen des continents (8).

Enfin, le troisième ordre de contraintes réside dans une traduction sous forme « faible » de relations existant entre les paramètres de la modélisation, différentes des équations de la modélisation, et sans les faire intervenir, ni ajouter de nouveaux paramètres. Par exemple, nous pourrions traduire l'évolution en système clos du système Sm-Nd de la Terre Silicatée depuis la formation de ce réservoir en ajoutant une équation d'évolution isotopique reliant α_{MP}^{Nd} et μ_{MP}^{Nd} et deux paramètres, le rapport isotopique initial et l'âge de formation du réservoir. Mais, nous pouvons aussi traduire cette relation, dite « forte », et les déterminations *a priori* sur les deux paramètres supplémentaires, par un coefficient de corrélation entre les incertitudes *a priori* sur α_{MP}^{Nd} et μ_{MP}^{Nd} . Les « variations dans les barres d'erreurs » de ces deux paramètres ne sont plus indépendantes, ce qui traduit, de façon « faible », la relation de clôture du système. De tels coefficients de corrélation constituent aussi des contraintes à prendre en compte dans une résolution de la modélisation.

5. TECHNIQUE DE RÉOLUTION DE LA MODÉLISATION : L'INVERSION

La technique de résolution d'une modélisation par inversion - ou méthode des problèmes inverses, développée par A. Tarantola (Tarantola, 1987 ; Tarantola et Valette, 1982a, 1982b) et utilisée pour la première fois en Géochimie par notre groupe (Allègre *et al.*, 1983a, 1983b ; Minster et Allègre, 1978 ; Minster *et al.*, 1977) - permet de combiner les contraintes issues de la modélisation, traduites par différentes équations, avec les **connaissances *a priori* sur les paramètres**. Cette expression signifie en fait que, pour chaque paramètre de la modélisation - rapports isotopiques, rapports chimiques, paramètre W , âge-modèle, etc. - nous affectons un niveau de vraisemblance à toute valeur possible par une loi dite d'information, formellement une loi de probabilité, traduisant ainsi l'état du savoir sur le paramètre. L'état *a priori* représente le savoir antérieur à la formulation du modèle. L'inversion consiste alors à affiner les lois d'information des paramètres en utilisant les contraintes définies par le modèle : on obtient alors les lois d'information dites *a posteriori*.

Parmi les différentes techniques d'inversion, la méthode la plus simple à mettre en œuvre est l'inversion par les moindres carrés, où la solution du problème inverse est le jeu de valeurs des paramètres qui, parmi tous les jeux de valeurs qui vérifient les équations du modèle, reste le plus « proche » du jeu de valeurs *a priori*. D'un point de vue statistique, la loi d'information utilisée est la loi gaussienne multi-dimensionnelle, totalement définie par une moyenne et une matrice de variance-covariance : ainsi la loi *a priori* est définie par un jeu de valeurs *a priori* des paramètres, un jeu d'incertitudes *a priori*, ainsi que des corrélations entre ces incertitudes permettant de construire la matrice de variance-covariance. La loi *a posteriori* est obtenue en « projetant » moyenne *a priori* et ellipsoïde des erreurs sur le sous-espace des jeux de valeurs solutions des équations du modèle.

La notion de distance introduite ici est basée sur le choix d'une forme gaussienne pour la loi d'information (d'où la notion d'ellipsoïde des erreurs) : le jeu des valeurs *a priori* en constitue la moyenne, et le jeu des incertitudes *a priori*, ainsi que les corrélations entre ces incertitudes, permettent de construire la matrice de variance-covariance de la loi ; dans ce cadre, la distance est la **norme du khi-deux**, encore appelée **norme des « erreurs »** (terme trompeur; synonyme d'incertitude). Il est extrêmement important de comprendre que cette notion d'« erreur » est centrale dans cette méthode d'inversion. C'est elle qui permet de mesurer les écarts à la valeur *a priori*, et surtout de comparer ces écarts pour des paramètres de nature physique différente, c'est-à-dire en essence incomparable, comme un âge et un rapport isotopique ou un rapport chimique. En particulier, la distance finale entre paramètres *a posteriori* et paramètres *a priori* donne une indication de la qualité de l'ajustement entre contraintes des valeurs *a priori* et équations du modèle. Cette distance sera appelée ultérieurement distance d'ajustement. Son carré correspond statistiquement à une variable du khi-deux, d'où la possibilité de valider statistiquement l'inversion. De plus, elle est un moyen simple de mesurer la contrainte apportée par chaque équation (Allègre et Lewin, 1989). Il suffit pour cela de réitérer l'inversion sans cette équation et de regarder la diminution induite de cette distance d'ajustement.

6. APPLICATION À L'INVERSION DES BILANS TERRESTRES

Les 6 équations du système Sm/Nd décrites ci-dessus sont donc les contraintes théoriques que nous allons imposer à l'ensemble des paramètres choisis, en concurrence avec les informations *a priori* sur ces paramètres, valeurs ET erreurs. Nous allons donc maintenant discuter cet aspect important de l'inversion, qui ressort plus encore du débat géochimique que les équations elles-mêmes.

6.1 Caractérisation du réservoir Manteau Primitif

Les valeurs isotopiques et chimiques de la Terre Silicatée Primitive sont déterminées à partir des valeurs des chondrites (Jacobsen et Wasserburg, 1980a, 1984). En effet les Terres Rares sont des éléments réfractaires, ni volatils, ni sidérophiles ; le rapport Sm/Nd du réservoir primordial est donc égal à celui du matériau formateur de la planète, non modifié par les processus d'accrétion planétaire, ni par la ségrégation du Noyau. Ce rapport chimique a été mesuré sur les chondrites, et donne une valeur de $\mu_{TS}^{Nd} = 0,1967 \pm 0,0030$.

En supposant un âge de formation du Manteau Primitif de 4,55 Ga, un rapport isotopique initial égal à celui des chondrites et la valeur de la constante de désintégration ($\lambda^{Nd} = 0,00654 \text{ Ga}^{-1}$), on obtient pour le Manteau Primitif un rapport isotopique actuel de $\alpha_{TS}^{Nd} = 0,51262 \pm 0,00011$.

6.2 Caractéristiques du réservoir Manteau Appauvri

Les valeurs des rapports isotopique et chimique de ce réservoir s'évaluent à partir des valeurs de ces rapports mesurés sur les basaltes océaniques. Du fait de l'absence de fractionnement isotopique lors de la fusion du manteau source, les rapports isotopiques sont conservés entre la source et le liquide basaltique. Or, en étudiant la systématique du rapport α^{Nd} sur l'ensemble des basaltes océaniques mesurés, dès les premières mesures, leurs auteurs (DePaolo et Wasserburg, 1976a ; Richard *et al.*, 1976) ont montré l'existence d'une variation importante.

Le choix de α_{MA}^{Nd} qui, par définition, est égal à celui de la source des MORBs α_{sMORB}^{Nd} , va donc dépendre de l'interprétation de cette variabilité.

On remarque d'abord que, en ce qui concerne les MORBs, ces variations de rapports isotopiques ne sont pas aléatoires géographiquement, mais au contraire, dépendent de la proximité d'un point chaud. Plus le segment de dorsale échantillonné est proche d'un point chaud, plus le rapport isotopique α^{Nd} mesuré apparaît élevé. Cette relation a été interprétée par Schilling (Schilling, 1985 ; Schilling *et al.*, 1985) comme résultant d'un mélange entre un matériau source des MORBs proprement dit et le matériau source du point chaud proche. En effet les OIBs, expression pétrologique des points chauds, présentent systématiquement des rapports isotopiques α^{Nd} plus bas que ceux des MORBs. C'est pour cela que l'on prendra comme rapport isoto-

rique de cette source α_{sMORB}^{Nd} le rapport isotopique le plus élevé parmi ceux mesurés sur les MORBs, c'est-à-dire celui correspondant à la plus faible contamination :

$$\alpha_{sMORB}^{Nd} = 0,51330 \pm 0,00005.$$

Pour obtenir la valeur du Sm/Nd, on ne peut utiliser les valeurs des basaltes, du fait du fractionnement chimique lors de la fusion du manteau source. Toutefois, le Sm étant moins incompatible que le Nd, les valeurs de Sm/Nd des basaltes donnent une limite inférieure pour le rapport Sm/Nd de la source.

6.3 Caractéristiques du réservoir Croûte Continentale

La valeur des rapports isotopiques de la croûte continentale est beaucoup plus difficile à estimer, dans la mesure où la croûte est segmentée en provinces d'âges différents, et est peu mélangée, à la différence du manteau. Par contre, le rapport chimique Sm/Nd de la croûte continentale est peu variable, avec une valeur de $\mu = 0,11$. L'avantage du Nd par rapport aux autres traceurs est l'absence de fractionnement Sm/Nd entre la croûte supérieure et la croûte inférieure. À partir des données de shales, nous obtenons une image moyenne de la croûte continentale supérieure. Mais cette image est biaisée par le fait que l'érosion est plus intense dans les chaînes de montagnes ; or c'est dans ces chaînes que se forme la nouvelle croûte continentale à partir de matériaux dont une partie provient du manteau. À partir de cette hypothèse, il est possible (Allègre et Rousseau, 1984) d'estimer une valeur moyenne du rapport isotopique Nd de la croûte continentale :

$$\mu_{CC}^{Nd} = 0,5114 \pm 0,0010.$$

6.4 Calcul du degré d'appauvrissement du manteau

À partir des valeurs précédentes et des équations de bilan, nous pouvons estimer la valeur du paramètre W^{Nd} , et, de là, calculer le degré d'appauvrissement du manteau terrestre. Les résultats des différentes inversions sont portés dans le tableau 1 : la première colonne rappelle les valeurs et erreurs *a priori* ; la matrice de corrélation des erreurs *a priori* est la matrice identité. La seconde colonne correspond aux résultats de l'inversion sur les 6 équations. Les colonnes suivantes correspondent à des inversions tests.

Le premier test est celui du degré d'appauvrissement : le manteau supérieur correspondant à 25,6% du manteau total, cette valeur est juste en limite de l'intervalle obtenu : $d_{Ap}^{Nd} = 0,396 \pm 0,157$. Nous avons donc testé l'inversion en forçant la valeur *a priori* du degré d'appauvrissement à la «valeur» du manteau supérieur, soit $0,256 \pm 0,010$. Cette unique modification va réagir sur les autres paramètres : le test consiste à mesurer les variations provoquées et, en particulier, à regarder si une incohérence apparaît (valeur *a posteriori* en dehors des limites d'erreurs, par exemple).

¹⁴² Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Valeurs et Incertitudes <i>a posteriori</i> pour Différentes Inversions					
	Valeurs et Incertitudes <i>a priori</i>	Modèle complet, avec les 6 équations	Idem en imposant d° _{Aprior} = 0,256 ± 0,010	Modèle sans les équations d'âge	Puis sans les équations avec les concentrations	Uniquement l'équation du bilan isotopique
δ_{Nd}	0,51262 ± 0,00011	0,51261 ± 0,00011	0,51259 ± 0,00011	0,51261 ± 0,00011	0,51261 ± 0,00011	0,51262 ± 0,00011
δ_{Nd}	0,51330 ± 0,00005	0,51330 ± 0,00005	0,51330 ± 0,00005	0,51330 ± 0,00005	0,51330 ± 0,00005	0,51330 ± 0,00005
δ_{Nd}	0,5114 ± 0,0010	0,51148 ± 0,00033	0,51154 ± 0,00031	0,51165 ± 0,00052	0,51157 ± 0,00059	0,51144 ± 0,00090
[Nd] (ppm)						
C _{sup}	1,00 ± 0,20	1,004 ± 0,193	1,055 ± 0,187	1,000 ± 0,194	(1,00 ± 0,20)	(1,00 ± 0,20)
C _{ma}	0,10 ± 1,00	0,829 ± 0,145	0,643 ± 0,146	0,591 ± 0,172	(0,10 ± 1,00)	(0,10 ± 1,00)
C _{cc}	29 ± 10	27,5 ± 9,1	19,9 ± 4,8	28,0 ± 9,3	(29 ± 10)	(29 ± 10)
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd						
W _{sup}	0,1967 ± 0,0030	0,1967 ± 0,0030	0,1966 ± 0,0030	0,1967 ± 0,0030	0,1967 ± 0,0030	(0,1967 ± 0,0030)
W _{ma}	0,26 ± 0,04	0,2512 ± 0,0149	0,2547 ± 0,0156	0,2604 ± 0,0313	0,2553 ± 0,0315	(0,26 ± 0,04)
W _{cc}	0,108 ± 0,015	0,1088 ± 0,0146	0,1108 ± 0,0145	0,1080 ± 0,0148	0,1076 ± 0,0148	(0,108 ± 0,015)
Partages						
W sm	0,40 ± 0,40	0,382 ± 0,073	0,404 ± 0,072	0,418 ± 0,121	0,396 ± 0,131	0,367 ± 0,184
d° _{Ap}	0,30 ± 0,30	0,396 ± 0,157	0,257 ± 0,010	0,370 ± 0,162	(0,30 ± 0,30)	(0,30 ± 0,30)
Ages (Ga)						
T _{mod}	2,5 ± 2,0	1,95 ± 0,44	1,87 ± 0,43	(2,5 ± 2,0)	(2,5 ± 2,0)	(2,5 ± 2,0)
moy	2,0 ± 0,5	1,95 ± 0,44	1,87 ± 0,43	(2,0 ± 0,5)	(2,0 ± 0,5)	(2,0 ± 0,5)

[Sm] (ppm)	Valeurs et Incertitudes Post-Calculées				
C _{sup}	0,315 ± 0,061	0,331 ± 0,059	0,313 ± 0,061	(0,313 ± 0,063)	(0,313 ± 0,063)
C _{ma}	0,252 ± 0,053	0,261 ± 0,053	0,245 ± 0,056	(0,041 ± 0,407)	(0,041 ± 0,414)
C _{cc}	4,8 ± 1,7	3,5 ± 1,1	4,8 ± 1,7	(5,0 ± 1,8)	(5,0 ± 1,9)
Partages					
d _{Ap} Calc	0,396 ± 0,157	0,257 ± 0,010	0,370 ± 0,162	0,405 ± 0,212	0,438 ± 0,284
W sm	0,212 ± 0,060	0,227 ± 0,061	0,230 ± 0,079	0,217 ± 0,083	0,201 ± 0,105

Tableau I : Résultats des cinq inversions du néodyme. Les incertitudes *a priori* sont prises sans corrélation.

Les résultats montrent que les valeurs *a posteriori* restent acceptables, et relativement peu différentes de la première inversion (aux erreurs près) : les paramètres les plus affectés sont la concentration en Nd et le rapport chimique Sm/Nd dans la croûte continentale. D'autre part, la distance d'ajustement dans ce cas est d'un facteur 2 plus grande, ce qui montre que cette contrainte, d°_{Ap} = 0,256 ± 0,010, est moins satisfaisante que le résultat initial. Toutefois, d'un point de vue strictement statistique, il n'est pas possible, avec cette seule inversion sur le Nd, d'exclure l'hypothèse d'un manteau appauvri restreint au seul manteau supérieur.

Les colonnes suivantes montrent l'importance des diverses contraintes : dans la 4^e colonne, les équations d'âge ne sont pas prises en compte ((7) et (8)) ; dans la 5^e colonne, ce sont en moins les équations avec les concentrations ((5) et (4)) ; enfin dans la 6^e colonne, seul le bilan (2) des rapports isotopiques est considéré. Dans ces deux derniers cas, le calcul du degré d'appauvrissement, qui fait intervenir les concentrations en Nd dans le manteau primitif et dans la croûte continentale, est réalisé à partir de leurs estimations *a priori*. On peut remarquer que la précision sur la valeur *a posteriori* du degré d'appauvrissement se dégrade lorsque le nombre de contraintes diminue : ainsi, la seule contrainte des rapports isotopiques laisse ce paramètre totalement indéfini, les contraintes de rapports chimiques diminuent l'incertitude de 75%, celles des concentrations de moitié. Par contre les contraintes d'âges semblent ne jouer qu'un rôle mineur dans l'inversion du Nd, si ce n'est la valeur crustale du rapport isotopique, la valeur dans le manteau appauvri du rapport chimique et l'incertitude sur WNd. Dans ce cas, on peut se poser la question de l'opportunité de rajouter de telles contraintes, alors même qu'elles semblent les moins solides dans la construction du modèle. Leur intérêt et l'importance de leur contrainte apparaîtront lors du couplage en inversion avec d'autres systèmes isotopiques, tels que Rb-Sr et Lu-Hf, discutés plus loin (Allègre *et al.*, 1983b ; Allègre et Lewin, 1989).

La figure 3 résume ces résultats, ainsi que ceux obtenus sur W^{Nd} pour ces diverses inversions. Il est remarquable de constater que, malgré la similitude des notions exprimées par ces deux paramètres - d_{Ap}° : rapport de masses, W^{Nd} : rapport d'abondances en Nd -, les quantités d'information apportées par les contraintes des équations diffèrent notablement. Ainsi pour le paramètre W^{Nd} , le seul bilan des rapports isotopiques contraint W^{Nd} d'un facteur 2, l'ajout des contraintes des rapports chimiques monte ce facteur à 3, celles des concentrations n'apportent rien de plus, et les notions d'âges font qu'au total W^{Nd} est précisé d'un facteur 5 !

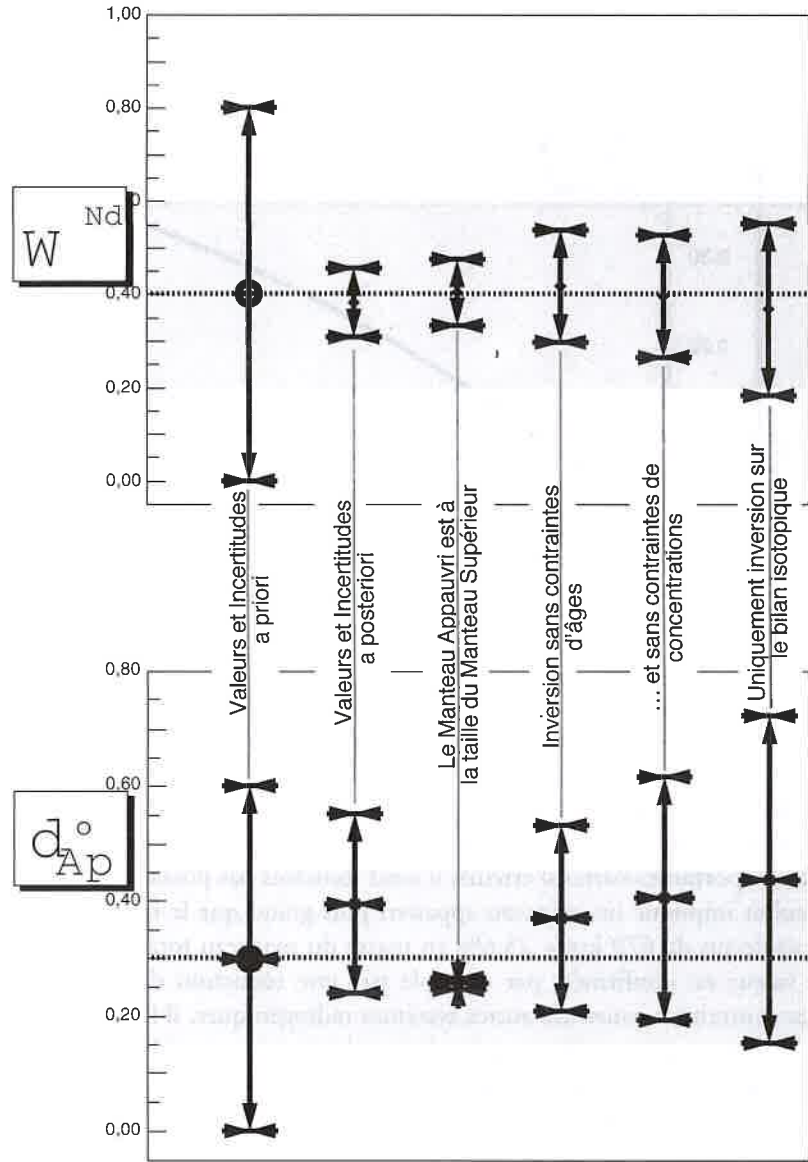


Figure 3 : Résultats des différentes inversions pour le paramètre de partage W^{Nd} et le degré d'appauvrissement d_{Ap}° .

Une autre étude intéressante est celle de la valeur prise pour le rapport isotopique du manteau appauvri. Ainsi que nous l'avons expliqué, nous avons choisi de prendre la valeur des MORBs les plus radiogéniques. La figure 4 montre la relation entre ce rapport isotopique α_{MA}^{Nd} et le paramètre W^{Nd} , ou sa traduction en terme de degré d'appauvrissement d_{Ap}° , ce calcul étant réalisé tous autres paramètres fixés. Il apparaît clairement qu'une valeur moins radiogénique pour α_{MA}^{Nd} , comme par exemple la valeur moyenne de ce rapport pour les MORBs, accentue dramatiquement le degré d'appauvrissement du manteau correspondant. Cela signifie donc que le choix d'une valeur « extrême » minimise le degré d'appauvrissement du manteau.

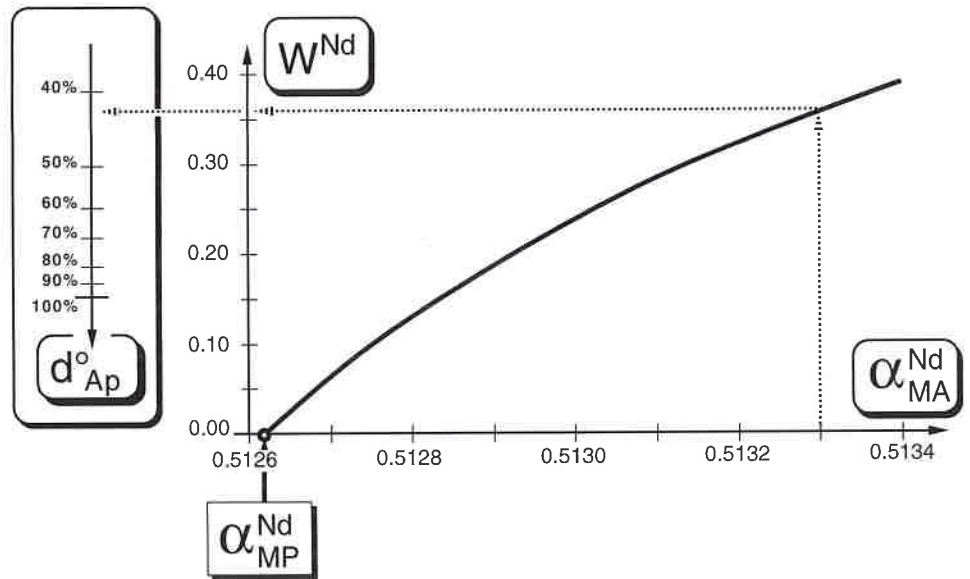


Figure 4 : Relation entre la valeur du rapport isotopique α_{MA}^{Nd} et celle du paramètre W^{Nd} , ou sa traduction en terme de degré d'appauvrissement d_{Ap}° , tous autres paramètres fixés.

En conclusion de ce paragraphe, les résultats de Nd montrent donc que le degré d'appauvrissement du manteau total semble être de l'ordre de $35\% \pm 15\%$ (en masse). À cause des importantes barres d'erreurs, il n'est toutefois pas possible de conclure ici que ce résultat implique un manteau appauvri plus grand que le manteau supérieur (portion au-dessus de 670 km = 25,6% en masse du manteau total). Néanmoins, si une telle valeur est confirmée, par exemple par une réduction de l'incertitude au moyen des contraintes issues des autres systèmes radiogéniques, il faudra alors considérer que le manteau appauvri est partagé entre le manteau supérieur et le manteau inférieur, ce dernier présentant globalement un caractère intermédiaire entre le réservoir primitif et le réservoir appauvri. Une autre alternative est bien sûr que le discernement entre manteau supérieur et manteau inférieur, c'est-à-dire le modèle de convection mantellique en deux couches n'est pas fondé (Davies, 1981, 1984 ; Gurnis et Davies, 1986).

7. EXTENSION AUX AUTRES SYSTÈMES RADIOGÉNIQUES

Trois systèmes d'éléments radioactifs-radiogéniques peuvent être aussi utilisés pour cette modélisation : le couple Rb-Sr, le couple Lu-Hf, et le triplet U-Th-Pb, triple système radioactif.

7.1 Rb-Sr et Lu-Hf

Ces deux couples ne possèdent pas tous les avantages du couple Sm-Nd. Aussi, la détermination des valeurs *a priori* des paramètres n'est pas aussi aisée.

Le problème du Sr est double. D'une part, le rapport Rb/Sr de la Terre Silicatée ne peut être déduit des météorites, du fait de la volatilité du Rb qui en a modifié l'abondance relative à celle du Sr lors de l'accrétion planétaire. D'autre part, le rapport chimique Rb/Sr de la croûte continentale apparaît différent entre croûte supérieure et croûte inférieure, les deux éléments étant différemment mobiles lors des processus d'érosion et de différenciation intracrustale. De ces faits, résulte une indétermination importante sur les valeurs caractéristiques des rapports isotopiques α^{Sr} et chimiques μ^{Sr} , que la technique d'inversion ne permet pas de réduire. Par contre, en couplant les deux systèmes Sr et Nd, et surtout en utilisant la corrélation Sr-Nd sur les basaltes océaniques, il est possible d'améliorer la connaissance du Sr : on peut dire que par un tel procédé, le « système » Rb-Sr bénéficie de l'information plus contrainte du système Sm-Nd.

Le système Lu-Hf possède *a priori* les mêmes avantages que le système Sm-Nd, dans la mesure où les éléments Lu et Hf sont tous deux réfractaires, et ne sont ni sidérophiles, ni calcophiles. Par contre, le fractionnement Lu/Hf entre croûte continentale et manteau appauvri est moins important que celui du Sm/Nd, d'un facteur 2 environ (Patchett, 1983b ; Patchett et Tatsumoto, 1980). De plus, alors que les MORBs présentent des rapports isotopiques de Nd homogènes, les valeurs de Hf sont relativement plus dispersées (l'origine de cette plus grande variabilité n'est pas expliquée actuellement). Enfin, il est important de se rappeler que, si nous disposons actuellement de plusieurs centaines de données isotopiques en Nd sur des basaltes océaniques, la base de données en Hf est beaucoup moins fournie. Potentiellement, le système Lu-Hf est donc important pour contraindre les modèles de géodynamique isotopique ; en pratique, son usage reste actuellement limité, essentiellement pour des raisons de difficultés analytiques. Comme pour le système Rb-Sr, le système Lu-Hf est donc plutôt bénéficiant de l'inversion, les contraintes qu'il apporte étant d'une part une bonne connaissance des rapports isotopique et chimique du manteau primitif, par le biais des météorites (Patchett, 1983a ; Patchett et Tatsumoto, 1981), et d'autre part l'existence de la corrélation des rapports isotopiques Nd-Hf sur les MORBs.

L'inversion du modèle à trois réservoirs avec les systèmes Rb-Sr et Sm-Nd a été réalisée par Allègre *et al.* (1983a, 1983b) ; l'extension avec le système Lu-Hf a été réalisée par Allègre et Lewin, (1989) ; Lewin, 1983. Nous ne reprendrons pas ici leurs résultats : les points importants ont été discutés sur l'inversion du Nd seul, et la comparaison des différents éléments se trouve après l'étude du système U-Th-Pb.

7.2 U-Th-Pb

Ce système présente en théorie un avantage important sur les systèmes précédents. En effet, nous avons à notre disposition trois isotopes radiogéniques du Pb, dont deux sont issus de deux isotopes de l'uranium. De plus, les trois constantes de désintégration sont très différentes : en particulier le ^{235}U , qui donne le ^{207}Pb , a une demi-vie de 700 Ma, ce qui lui confère un pouvoir de résolution important pour les datations archéennes et faible pour celles phanérozoïques. En ce qui concerne notre modélisation, c'est essentiellement le double système U-Pb ($^{206}\text{Pb} \leftarrow ^{238}\text{U}$; $^{207}\text{Pb} \leftarrow ^{235}\text{U}$) qui lui offre un avantage potentiel notable. De plus, Th et U sont deux des trois éléments calorigènes de la Terre actuelle. Le troisième est le potassium, dont le rapport à l'uranium apparaît constant dans les matériaux silicatés ($\text{K/U} = 12700 \pm 500$) (Jochum *et al.*, 1983).

D'un autre côté, le système U/Pb n'est pas aussi simple que celui du Nd. Comme pour le rubidium, la volatilité du plomb, et sa probable sidérophilie, empêchent de bien connaître le rapport U/Pb de la Terre Silicatée. De plus, le système U-Th-Pb est très fractionné entre croûte inférieure et croûte supérieure, et la grande variation du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dans les matériaux crustaux ne permet pas d'en contraindre la valeur globale.

Du point de vue de la modélisation, les équations de bilan sont les mêmes que pour le néodyme ; la contrainte d'âge-modèle doit par contre prendre en compte la valeur importante des deux constantes de désintégration de l'uranium : il n'est plus possible de se satisfaire d'une approximation linéaire de l'exponentielle. Plus précisément, l'histogramme des rapports isotopiques de la croûte continentale H_a , qui exprime les pourcentages de croûte, en termes d'abondance de Nd, ayant un rapport isotopique compris entre deux valeurs, peut être simplement mis en correspondance avec l'histogramme des âges d'extraction H_a , qui exprime les pourcentages en masse de croûte d'âge compris entre deux valeurs. La valeur moyenne du premier histogramme H_a donne le rapport isotopique global de la croûte continentale, soit α_{CC} ; la valeur moyenne du second est précisément l'âge moyen, noté μ_{CC} , d'extraction des continents (actuels, c'est-à-dire ayant survécu à l'érosion-réinjection dans le manteau). En développant le calcul de la relation entre rapport isotopique et âge d'extraction d'un segment crustal, puis en intégrant sur l'ensemble des continents actuels, l'âge-modèle, noté \tilde{T} et qui traduit en âge la valeur de α_{CC} , apparaît comme fonction des caractéristiques de l'histogramme d'âge H_a , de la courbe d'évolution isotopique du réservoir source, et de la constante de désintégration radioactive λ . En particulier, quand cette dernière est importante (de l'ordre de $\frac{\ln 2}{T_{\text{Terre}}}$ avec T_{Terre} l'âge de la Terre),

la dispersion des âges d'extraction (notée σ_{CC}) doit être prise en compte, ce qui introduit une correction de premier ordre :

$$\tilde{T} = \mu_{CC} + \frac{1}{2} \lambda \sigma_{CC}^2 + \text{termes négligeables} \quad (9)$$

Cette correction introduit implicitement l'histoire de l'extraction des continents. Or, jusqu'à présent, nous avons considéré que cette extraction s'était réalisée

instantanément à partir du Manteau Primitif. Dans le cadre d'une modélisation de l'extraction progressive, deux hypothèses extrêmes sont envisageables : ou bien l'extraction se réalise à partir de matériau issu du Manteau Primitif (modèle MP_sCC), les résidus d'extraction étant intégrés au Manteau Appauvri, ou bien le Manteau Appauvri est la source directe de la Croûte Continentale (modèle MA_sCC), l'extraction appauvrissant progressivement ce réservoir dont les caractéristiques s'éloignent du Manteau Primitif. Dans le premier cas, les tailles des deux réservoirs évoluent concurremment ; dans le second cas, il est possible d'envisager que la taille du Manteau Appauvri soit constante. Mais on peut aussi penser que du Manteau Primitif peut s'injecter dans le Manteau Appauvri, sa taille augmentant, et son degré d'appauvrissement diminuant. On comprend bien ainsi que la notion de degré d'appauvrissement est relative, et qu'elle dépend intimement de la définition du Manteau Appauvri, et de la valeur de ses rapports isotopiques. Outre ces deux hypothèses extrêmes, d'autres sont envisageables : par exemple, une extraction en deux phases : initialement la Croûte se forme à partir du Manteau Total, puis après une séparation du Manteau en Manteau Supérieur et Manteau Inférieur, l'extraction se poursuit au seul dépend du Manteau Supérieur. Dans un tel cas, le Manteau Appauvri est un réservoir virtuel, dont le degré d'appauvrissement sera intermédiaire entre ceux des manteaux supérieur et inférieur. Malgré ces différentes hypothèses, plus ou moins fines dans leur niveau de description du système CC-MA-MP et de son évolution, les équations de bilan isotopique restent les mêmes. Les rapports chimiques étant en général peu contraints, ils ne pourront permettre de les tester. Ce sont les contraintes que l'on apportera par les âges-modèle qui permettront de les différencier. Ainsi dans le cas du modèle MA_sCC, l'équation entre âge-modèle et âge moyen des continents est du type :

$$e^{\lambda T} = 1 + \lambda m_{CC} + \frac{1}{2} \lambda (\lambda - W) \tau (m_{CC}^2 + \sigma_{CC}^2) + \text{termes négligeables} \quad (10)$$

(τ est l'âge du début de l'extraction ; le calcul est ici fait sous l'hypothèse d'une évolution linéaire des rapports chimiques, ce qui représente bien le premier ordre d'un modèle d'extraction progressive)

Quelle que soit l'hypothèse choisie (MP_sCC ou MA_sCC), on note que si λ est petit, l'approximation $\tilde{T} = m_{CC}$ reste satisfaisante ; par conséquent seuls les deux systèmes ^{235}U - ^{207}Pb et ^{238}U - ^{206}Pb peuvent potentiellement contraindre σ_{CC} , c'est-à-dire l'histoire de l'extraction continentale.

7.3 Résultats de l'inversion du plomb

Nous ne redévelopperons pas dans cette partie la détermination des valeurs des différents réservoirs (Manteau Appauvri, Croûte Continentale, etc.), en renvoyant le lecteur aux références (Allègre *et al.*, 1986, 1988). Dans le second article, les auteurs proposent un ensemble de valeurs caractéristiques obtenues par inversion sur le modèle à trois réservoirs discuté ici, (« CC + MA = MP »). Sans rentrer dans les détails de

ces valeurs, on peut faire ressortir un certain nombre de résultats. Le premier concerne la valeur Th/U du manteau primitif. La valeur proposée dans le premier article (Allègre *et al.*, 1986), $\text{Th}/\text{U} = 4,2$, est basée sur la corrélation ^{230}Th vs $^{208}\text{Pb}^*$ / ^{232}Th / $^{206}\text{Pb}^*$

obtenue sur les MORBs et sur l'évolution du rapport $^{208}\text{Pb}^*$ / $^{206}\text{Pb}^*$ dans le manteau

appauvri au cours des temps géologiques tel qu'il a été enregistré par les komatiites (le rapport $^{208}\text{Pb}^*$ / $^{206}\text{Pb}^*$ décrit l'évolution intégrée du rapport chimique Th/U depuis

l'accrétion de la Terre ; il est défini par :

$$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*} = \frac{^{208}\text{Pb}_{204} - ^{208}\text{Pb}_{\text{CD}}}{^{206}\text{Pb}_{204} - ^{206}\text{Pb}_{\text{CD}}} \quad (11)$$

($^{208}\text{Pb}_{\text{CD}}$ et $^{206}\text{Pb}_{\text{CD}}$ sont les rapports isotopiques de Cañon Diablo, représentatifs de la Terre initiale).

La valeur de $\text{Th}/\text{U} = 4,2$ pour le manteau primitif est différente de celle des chondrites. Toutefois, cette valeur est peu modifiée par l'inversion, ce qui montre qu'elle est compatible avec les autres contraintes de bilan et d'âge-modèle du système U-Th-Pb.

Un autre résultat de l'inversion du système du Pb est le rapport Th/U de la croûte continentale, égal à 4,6. Si l'on considère que le rapport Th/U de la croûte supérieure est de l'ordre de 4,0, par bilan entre croûte inférieure et croûte supérieure, on peut calculer, pour la croûte continentale inférieure, une valeur minimale de 5,5, valeur qui apparaît élevée par rapport aux données des granulites (Doe et Zartman, 1979). Toutefois, les estimations de Th/U pour la croûte inférieure restent largement indéterminées. De plus, nous allons montrer que l'introduction du réservoir source des OIBs dans le bilan global a pour effet de diminuer la valeur Th/U de la croûte continentale globale.

8. LA QUESTION DES OIBS

Alors que la systématique des rapports isotopiques en Nd et Sr sur les basaltes de points chauds (OIBs pour *Oceanic Island Basalts* : basaltes d'îles océaniques) les fait apparaître comme intermédiaires entre un pôle Manteau Appauvri et un pôle Manteau Primitif, d'où l'idée du manteau à deux réservoirs, les isotopes du plomb s'opposent à cette conception : une grande majorité des basaltes d'îles océaniques présente des rapports plus radiogéniques qu'un matériel primitif. Dans la représentation classique $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, la géochrone représente le lieu géométrique du matériel primitif. Le domaine à gauche de la géochrone correspond aux matériaux

avec des rapports isotopiques ayant enregistré une évolution à bas rapport U/Pb (plus bas que celui du Manteau Primitif) : c'est le domaine des matériaux appauvris, sous-entendu en uranium, élément très incompatible, par rapport au plomb, élément moins incompatible. Or la majorité des basaltes d'îles océaniques se trouve dans la zone à droite de la géochrone. De fait, une part importante des MORBs présente la même particularité, le même caractère « enrichi ». La topologie des points représentatifs des basaltes océaniques dans l'espace des rapports isotopiques α^{Nd} - α^{Sr} - α^{6Pb} - α^{7Pb} - α^{8Pb} peut être étudiée au moyen des techniques multi-spatiales (Allègre *et al.*, 1987, 1995) et a été expliquée comme résultant de mélanges de matériaux issus de plusieurs réservoirs appelés pôles de mélange, lesquels participent à divers degrés dans la composition des basaltes océaniques. Le réservoir MsOib n'apparaît donc pas homogène géographiquement (Sun, 1980 ; Sun *et al.*, 1979). Enfin, les informations d'âges portées par les isotopes du plomb montrent que les matériaux sources des OIBs existent en tant que réservoir individualisé depuis plus de 1 Ga.

Récemment, à partir des valeurs de concentrations de divers éléments mesurés sur les basaltes d'îles océaniques et de rides médio-océaniques, Hofmann *et al.*, (1986) ont montré que le complément de l'extraction de la croûte devait inclure non seulement le manteau source des MORBs, mais aussi le manteau source des OIBs. Son argumentation se base sur la constance dans ces matériaux des rapports d'abondance d'éléments aux caractéristiques géochimiques très différentes. Par exemple, le plomb et le cérium, éléments aux comportements chimiques très différents, présentent un rapport d'abondance constant dans les produits océaniques ($Ce/Pb = 25 \pm 5$), malgré une grande variabilité de concentration (C^{Ce} de 5 à 150 ppm). Le point important est que ce rapport d'abondance est différent de celui obtenu sur des matériaux crustaux ($Ce/Pb \approx 4$). D'autre part, les rapports chondritiques sont estimés de l'ordre de $Ce/Pb \approx 9$, c'est-à-dire une valeur intermédiaire entre croûte et manteau source des basaltes océaniques. Les mêmes résultats sont obtenus de façon encore plus probante sur le couple niobium - uranium. D'un point de vue bilan, il apparaît difficile de concevoir que la croûte ait pu s'enrichir au seul dépens du manteau source des MORBs et que les processus magmatiques générateurs des OIBs rattrapent cette différence.

Ainsi, la question qui se pose relativement au réservoir source des OIBs est donc sa taille. Nous décrivons notre modèle ainsi :

$$TS = CC + MA + MP \text{ et } MA = x \text{ MsMorb} + (1-x) \text{ MsOib},$$

où MsMorb est le Manteau Appauvri source des MORBs, et MsOib le Manteau source des OIBs. Le Manteau Appauvri source des MORBs est caractérisé isotopiquement par les valeurs extrêmes des MORBs (les plus basses en rapport isotopique du plomb). Le Manteau source des OIBs étant hétérogène, nous utiliserons des valeurs moyennes des rapports isotopiques des OIBs pour le définir. Le manteau appauvri, complément de l'extraction de la croûte continentale à partir d'un manteau primitif, est donc caractérisé par des rapports isotopiques intermédiaires entre ceux du manteau source

des MORBs et ceux du manteau source des OIBs. Afin de garder un modèle simple, nous utiliserons des contraintes d'âges-modèle peu développées.

Nous avons utilisé la méthode d'inversion dans le cadre de cette hypothèse, de façon légèrement différente que précédemment. Puisque le paramètre important ici est x^{Pb} , la fraction de plomb dans le manteau appauvri issue du manteau source des MORBs, et que la contrainte *a priori* sur ce paramètre est très faible, nous avons préféré réaliser un ensemble d'inversions en fixant x^{Pb} à différentes valeurs en 0 et 100% (une telle façon de procéder s'appelle **étude de sensibilité** du paramètre x^{Pb} ; les notions d'élasticité et de souplesse développées dans Allègre et Lewin (1989) étant d'autres indicateurs de sensibilité, plus adaptés à l'identification des « sources » des contraintes dans l'inversion globale d'un modèle, qu'à la résolution « paramétrique » du modèle).

Un exemple de résultats (Lewin *et al.*, 1992) est présenté dans la figure 5. À partir des résultats, il est possible de calculer *a posteriori* le paramètre « âge-modèle 7/6 », à partir de la pente de la droite MA-MP-CC dans le diagramme $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$. Or celui-ci donne des valeurs non crédibles pour x^{Pb} inférieur à 0,60 (âges-modèle supérieurs à 3,75 Ga). On peut donc considérer que la valeur de 40% (= 1-0,60) représente la proportion maximale du plomb du manteau appauvri située dans le réservoir source des OIBs. La concentration en plomb dans ce réservoir étant généralement considérée comme supérieure à celle dans le manteau source des MORBs, le chiffre de 40% correspond donc à la taille maximale (en unités de masse) du réservoir source OIBs, soit au maximum $\frac{0,40}{0,60}$ = un réservoir source des OIBs d'au maximum les deux tiers de celui source des MORBs.

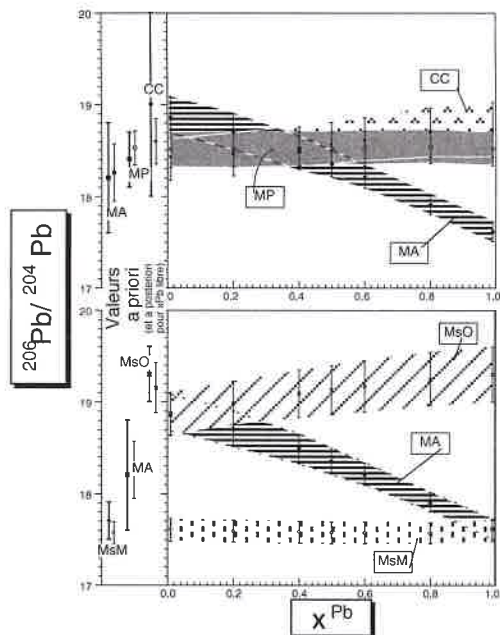


Figure 5 : Résultats des différentes inversions du système U-Th-Pb pour le modèle à quatre réservoirs, ici le rapport isotopique $^{206}Pb/^{204}Pb$.

9. COMPARAISON DES COEFFICIENTS DE RÉPARTITION W

Le paramètre W , du fait de sa signification de rapport d'abondance entre croûte continentale et manteau primitif impliqué dans cette extraction, a été appelé par Allègre et Lewin, «*index sialique*». Les différentes inversions, réalisées séparément comme précédemment, ou globalement (Allègre et Lewin, 1989), permettent de mesurer les comportements des différents éléments vis à vis de l'extraction continentale.

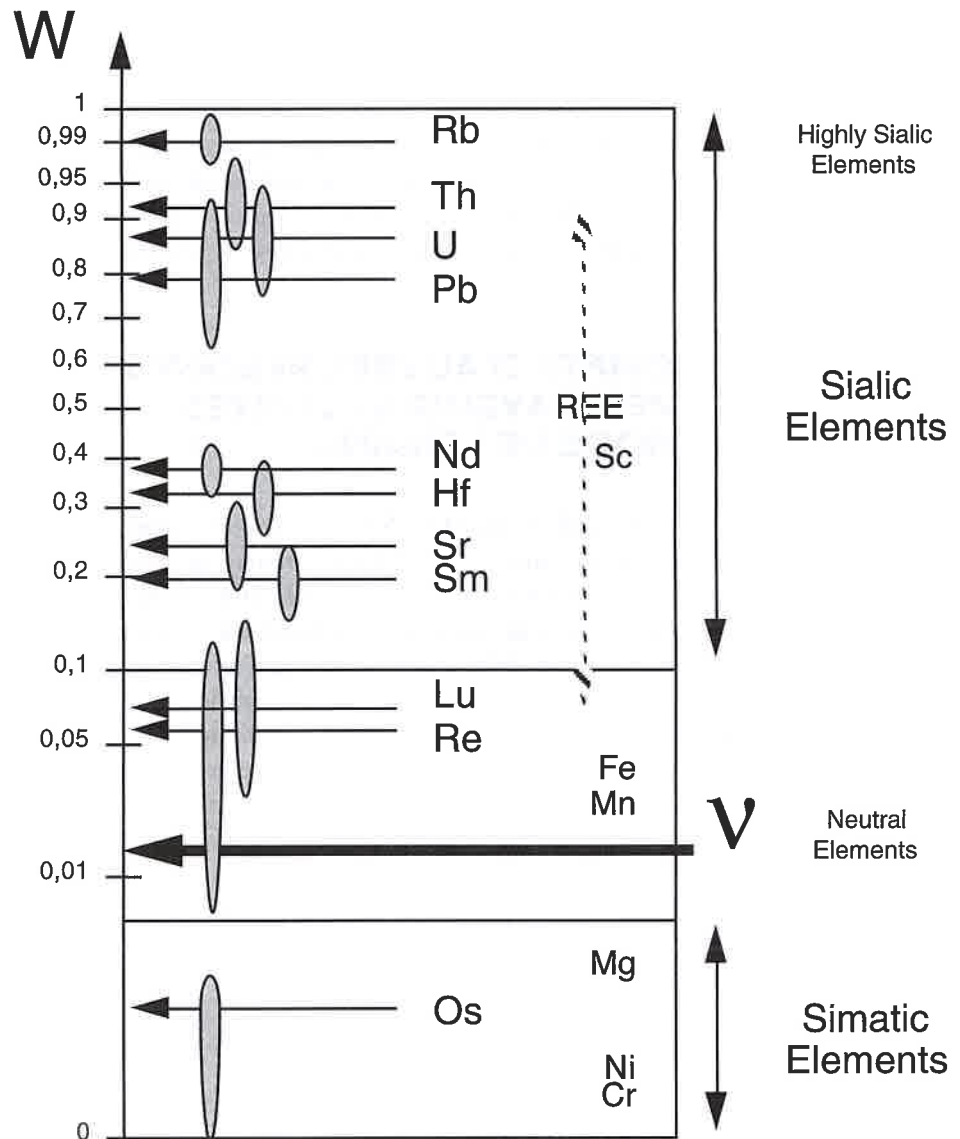


Figure 6 : Valeurs des différents index sialiques (d'après Allègre et Lewin, 1989).

La figure 6 présente ainsi les résultats obtenus, indiquant l'ordre relatif d'enrichissement de ces éléments dans la croûte, relativement au manteau primitif. Il est tentant de comparer les informations contenues dans ce paramètre avec celles relatives aux processus magmatiques «simples», comme les coefficients de répartition liquide/solide lors d'une fusion partielle à l'équilibre, ou les facteurs moyens d'enrichissement entre MORBs et source, dans les processus de genèse aux rides. On remarque ainsi que, plus les éléments sont incompatibles, plus ils sont enrichis dans la croûte continentale. Toutefois, le Pb et le Sr ne suivent pas cette logique. Le Pb semble plus enrichi dans la croûte continentale que ne le laisse prévoir son coefficient de partage. Cette observation rejoint celle de Hofmann (1988). Ces comportements particuliers du Pb et du Sr, à mettre en relation avec ceux du Nb et du Ta (Hofmann, 1988) impliquent que la formation de la croûte continentale ne s'effectue pas par de la fusion équivalente à celle de la péridotite au niveau des dorsales océaniques. Par contre, ils rappellent les caractéristiques de la fusion au niveau des zones de subduction. L'idée à laquelle on aboutit est que la genèse de la croûte continentale s'effectue par le biais du volcanisme d'arc ; elle rejoint celle proposée depuis 1985 par Taylor et McLennan (1985) : la fusion aux arcs est la première étape de la constitution de la croûte continentale.

10. PRISE EN COMPTE D'AUTRES RÉSERVOIRS : PERSPECTIVES D'AVENIR ET LIMITES DE LA MÉTHODE DES BILANS

Parmi les autres réservoirs d'éléments généralement invoqués comme pouvant représenter une contribution importante dans les bilans terrestres, on trouve la croûte océanique, les sédiments, l'atmosphère-hydrosphère, et la lithosphère sous-continentale. Il y a aussi le problème de la différenciation intracrustale. Ces ajouts représentent en fait des raffinements des modèles à trois ou quatre réservoirs présentés ici. Par exemple, en ce qui concerne les éléments chimiques étudiés ici, les données de concentrations montrent que les sédiments ou la croûte océanique représentent des réservoirs quantitativement peu importants par rapport aux réservoirs manteau ou croûte continentale. La lithosphère sous-continentale paraît être un réservoir pouvant jouer un rôle plus important dans les bilans géochimiques. Toutefois, les contraintes *a priori* dont on dispose actuellement ne sont pas suffisantes pour permettre espérer un réel gain d'information par inversion. Seul, probablement, le problème de la différenciation crustale pourrait valablement être attaqué, *via* les collections de données de rapports isotopiques en Pb disponibles.

11. EXTRAPOLATION DES BILANS AU COURS DES TEMPS GÉOLOGIQUES

Malgré la difficulté d'établir des bilans cohérents à l'actuel, il est possible de regarder ce que pourrait apporter ces contraintes de bilan au cours des temps géologiques.

Le modèle de réservoirs considéré « $TS \equiv MA \oplus CC \oplus MP$ » est représenté figure 7. Nous en étudierons l'évolution au cours des temps géologiques de leurs caractéristiques isotopiques et chimiques sous l'influence des divers échanges de matières.

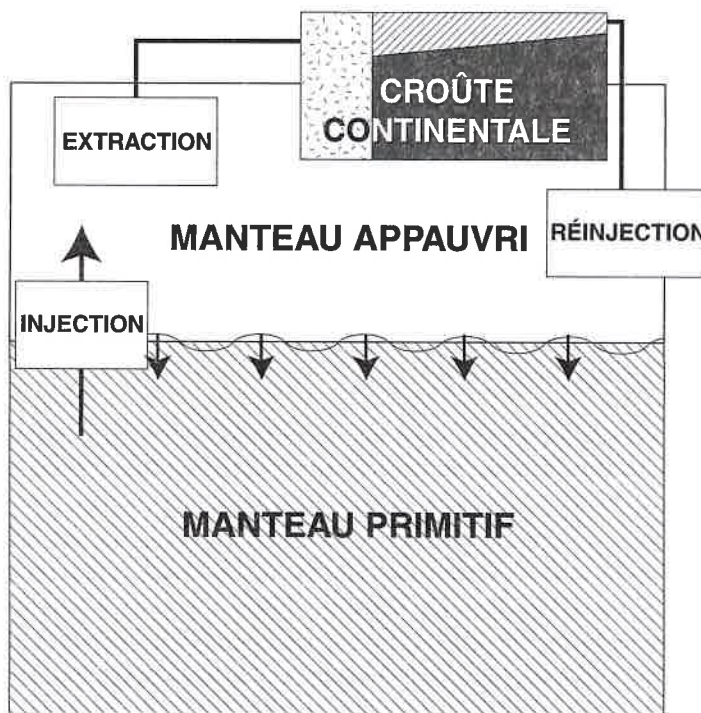


Figure 7 : Modèle «anatomique» de manteau à trois réservoirs, avec les flux entre ceux-ci.

Dans un premier temps, nous allons décrire comment on obtient des informations sur les rapports isotopiques des témoins anciens de la croûte et du manteau. Ils nous permettront, dans un second temps, de contraindre leur évolution dans le cadre de la modélisation simple à trois réservoirs.

11.1 Données d'évolution du système Sm-Nd des grands réservoirs géochimiques

Dans la suite de cet article, l'époque sera repérée par une date t , croissante dans le sens du temps, l'origine (date $t = 0$) correspondant à la formation de la planète, il y a $T_{\text{Terre}} = 4,5$ Ga (les données utilisées ne permettent pas de raffiner un modèle à l'échelle meilleure que 100 Ma, d'où l'usage d'un seul chiffre après la virgule). Une époque peut aussi être repérée relativement à aujourd'hui ($t = \text{actuel} = T_{\text{Terre}}$) au moyen de l'âge, dénoté \hat{a} . On a ainsi la relation simple :

$$t + \hat{a} = T_{\text{Terre}}$$

Notons aussi dès maintenant que dans les diagrammes isotopiques suivants, pour le néodyme, nous utiliserons la notation ϵ^{Nd} : pour un rapport isotopique α^{Nd} considéré à une époque t , on a le changement d'échelle suivant :

$$\epsilon^{\text{Nd}}(t) = 10^4 \cdot \left\{ \frac{\alpha^{\text{Nd}}}{\alpha_{\text{MP}}^{\text{Nd}}(t)} - 1 \right\}$$

11.1.a LE MANTEAU PRIMITIF

Puisque les éléments Sm et Nd ne présentent pas un caractère volatile, atmophile, ou sidérophile, leurs abondances sont déterminées par l'évolution en système clos du stock intégré lors de l'accrétion planétaire. On a donc :

$$\begin{aligned} \mu_{\text{MP}}(t) &= \text{constante} = \mu_{\text{MP}}(\text{actuel}) = \mu_{\text{MP}} \\ \alpha_{\text{MP}}(t) &= \alpha_{\text{MP}}(\text{actuel}) + \mu_{\text{MP}} (1 - e^{-\lambda_{\text{Nd}} t}) \end{aligned}$$

11.1.b LE MANTEAU APPAUVRI

Pour effectuer le bilan actuel, nous avons vu précédemment que l'on s'appuyait sur les mesures effectuées sur les basaltes récents MORBs et OIBs. Pour étendre cette étude aux temps géologiques, et contraindre l'évolution du manteau appauvri et les flux qui participent à cette évolution, il est nécessaire dans un premier temps de rechercher les témoins mantelliens anciens. Parmi les divers types pétrographiques pouvant ainsi être considérés comme dérivant du manteau, les komatiites, les complexes stratifiés et les ophiolites sont les plus abondants. Actuellement, aucune ophiolite de plus de 750 millions d'années n'est connue. Les complexes stratifiés s'échelonnent jusqu'à 2,7 milliards d'années, mais de très nombreuses études ont prouvé que la plupart de ces intrusions avaient subi une contamination crustale lors de leur mise en place (DePaolo et Wasserburg, 1979 ; Hamilton, 1977 ; Leeman et Dasch, 1978 ; Manhès *et al.*, 1980). Tout espoir de retracer l'évolution isotopique du manteau repose donc actuellement sur les komatiites. Un bémol doit toutefois être placé ici : autant les cadres géodynamiques des MORBs et des OIBs sont bien connus, autant de nombreuses incertitudes subsistent quant à celui des komatiites. De plus, des contaminations peuvent aussi avoir affecté certaines coulées : un choix s'impose donc parmi ces échantillonnages du manteau (Dupré et Arndt, 1990).

Néanmoins, on peut considérer dans un premier temps qu'une courbe d'évolution linéaire en coordonnées ϵ^{Nd} partant d'une valeur nulle vers 4 Ga, pour monter jusqu'à une valeur d'environ $\epsilon^{\text{Nd}} = 10 - 12$ à l'époque actuelle, représente bien l'évolution isotopique du néodyme dans le réservoir manteau appauvri. D'autres courbes ont aussi été testées, qui permettent une étude en sensibilité, un peu à la façon d'une propagation d'erreurs, tout en respectant au mieux la cohérence entre les données (figure 8 en haut).

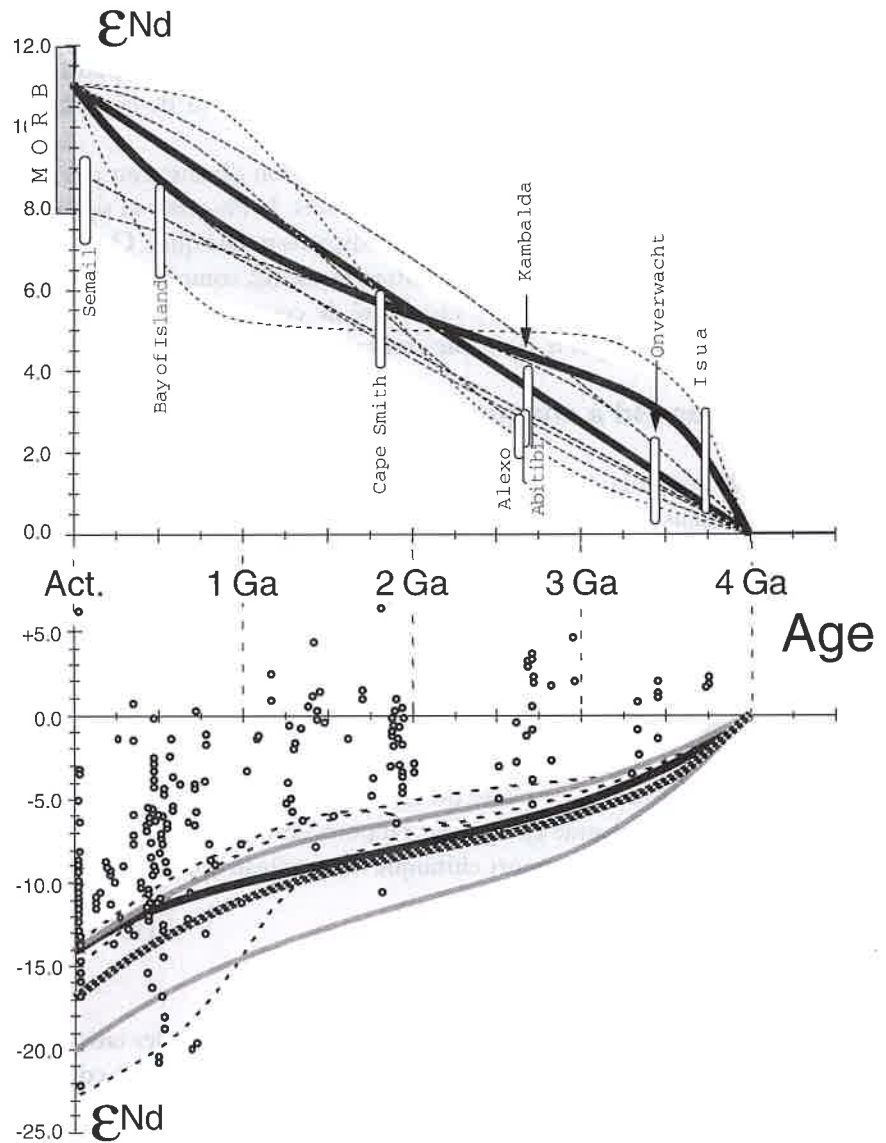


Figure 8 : Courbes d'évolution isotopique en néodyme possibles pour le manteau appauvri (en haut), et pour la croûte continentale (en bas).

II.1.c LA CROÛTE CONTINENTALE

Pour étudier les caractéristiques de la croûte continentale, nous utiliserons les informations obtenues sur les sédiments de type shales et d'âges variés (Allègre et Rousseau, 1984 ; Dia *et al.*, 1990a, 1990b). L'utilisation de ces shales est possible dans le cas du système Sm-Nd, du fait de la non-mobilité de ces éléments dans les processus d'altération. La courbe d'évolution du rapport isotopique de la croûte continentale peut être tracée approximativement à partir de ces données. Pour cela, il est néces-

saire de corriger la courbe d'évolution moyenne des shales du biais introduit par l'érosion préférentielle des terrains récents (figure 8 bas) (Allègre et Rousseau, 1984).

Un fait remarquable dans ces données est la relative constance du rapport Sm/Nd. Aussi prendrons-nous comme hypothèse que le rapport Sm/Nd de la croûte continentale est constant au cours du temps.

Dans le cas du système Rb/Sr et U/Th/Pb, l'utilisation directe n'est pas possible, du fait des fractionnements liés à l'altération. Toutefois, le Pb garde sa signature isotopique dans des minéraux à bas μ , tels que les feldspaths potassiques. Quant aux rapports chimiques, la différenciation verticale intracrustale (*cf.* compilation dans Doe et Zartman, 1979), d'une part, la grande variabilité de ces rapports dans les granites, d'autre part, ne permettent pas d'avoir une contrainte forte sur leurs valeurs.

11.2 Bilans de Nd à chaque époque

L'équation (2) reste valable à chaque époque, c'est-à-dire tant que le modèle à trois réservoirs reste satisfaisant :

$$\alpha_{TS}(t) = W^{Nd}(t) * \alpha_{CC}(t) + (1 - W^{Nd}(t)) * \alpha_{MA}(t) \quad (12)$$

Cette équation nous permet, dans le cas du Nd pour lequel nous disposons d'évaluations des courbes d'évolution $\alpha_{TS}(t)$, $\alpha_{CC}(t)$ et $\alpha_{MA}(t)$ *vs* t , de calculer la courbe de $W^{Nd}(t)$ *vs* t : ceci nous donne l'évolution du stockage du Nd dans la croûte continentale, c'est-à-dire au facteur supposé constant (*cf.* § précédent), l'évolution de la masse des continents, relative à la masse du manteau appauvri.

L'équation de bilan à chaque époque des rapports chimiques nous permet de calculer la courbe d'évolution du rapport chimique du manteau appauvri (figure 9) :

$$\mu_{MA}(t) = \frac{\mu_{TS}(t) - W^{Nd}(t) * \mu_{CC}(t)}{1 - W^{Nd}(t)} \quad (13)$$

Mais nous pouvons aller un cran plus loin, c'est-à-dire calculer les taux d'accroissement, ou les flux de matières entre ces réservoirs. Il suffit pour cela de comparer les valeurs des paramètres entre deux époques, et de calculer leurs accroissements, relativement aux causes de ces variations. Si les deux époques sont proches, on utilise le calcul des dérivées. La dérivation temporelle du rapport isotopique d'un réservoir permet ainsi de calculer le rapport chimique apparent, c'est-à-dire le rapport chimique que devrait avoir ce réservoir pour que, en système clos, son rapport isotopique évolue identiquement. Ce rapport chimique, noté μ^* , peut être différent du rapport chimique « vrai » μ , et la différence renseigne sur les caractéristiques du matériel qui entre ou sort du réservoir (figure 9).

À titre d'exemple, nous détaillerons le calcul dans le cas d'un modèle unidirectionnel : la croûte s'extrait au dépend du manteau appauvri, sans que celui-ci ne soit réapprovisionné, soit par réinjection de sédiments, soit par tout autre entrée de matière.

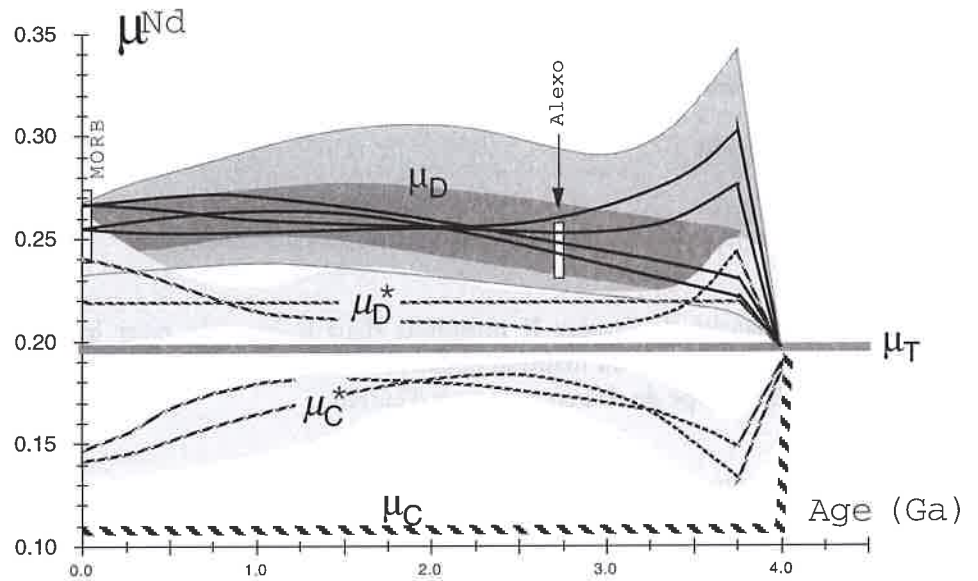


Figure 9 : Courbes d'évolution des rapports chimiques $(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}})$

pour la croûte continentale (C), et le manteau appauvri (D). Les rapports chimiques μ_T du manteau primitif, et μ_C de la croûte continentale sont considérés comme constants. Les rapports chimiques μ_D^* et μ_C^* sont les rapports chimiques apparents (cf. texte), correspondant aux évolutions instantanées des rapports isotopiques respectifs.

11.3 Le modèle d'extraction pure

Écrivons les bilans des différentes espèces chimiques dans le réservoir croûte continentale (CC) entre deux époques t et $t+\delta t$:

- pour le ^{144}Nd , élément stable, de référence, et noté S_{CC} :

$$S_{CC}(t+\delta t) = S_{CC}(t) + \delta^*S ;$$

- pour le ^{143}Nd , noté F :

$$F_{CC}(t+\delta t) = F_{CC}(t) + \delta^*F + \delta^*F ;$$

- et pour le ^{147}Sm , noté P :

$$P_{CC}(t+\delta t) = P_{CC}(t) + \delta^*P + \delta^*P ,$$

avec les deux notations suivantes :

- δ^*F est la quantité de l'isotope radiogénique ^{143}Nd produite entre les deux époques t et $t+\delta t$ dans le réservoir CC ; elle est proportionnelle au temps écoulé et à l'abondance en isotopes pères :

$$\delta^*F = \lambda^{Nd} P_{CC} \delta t ;$$

pour l'isotope père, on a :

$$\delta^*P = - \delta^*F.$$

Les rapports chimiques sont conventionnellement rapportés à la période actuelle, ceci afin de pouvoir les comparer directement entre différentes époques tout en faisant abstraction de la variation par désintégration radioactive. Si \hat{a} dénote l'âge actuel d'un événement datant de l'époque t , on a :

$$P_{\text{act}} = P e^{-\lambda \hat{a}},$$

d'où :

$$\mu(t) = \frac{P(t)}{S(t)} e^{-\lambda \hat{a}};$$

- δ^+X est la quantité de l'espèce X introduite dans le réservoir entre les deux époques t et $t+\delta t$ à partir du manteau appauvri dans la croûte. Ainsi, on définit, par rapport à l'isotope de référence, le taux d'entrée :

$$T^+(t) = \frac{\delta^+S}{\delta t},$$

et le flux d'entrée, rapporté à la croûte :

$$\mathcal{F}^+(t) = \frac{T^+(t)}{S_{\text{CC}}} = \frac{\delta^+S}{S_{\text{CC}} \delta t}$$

L'évolution du rapport isotopique $\alpha_{\text{CC}} = \frac{F_{\text{CC}}}{S_{\text{CC}}}$ s'écrit alors (développement au 1^{er} ordre) :

$$\delta \alpha_{\text{CC}} = \frac{F_{\text{CC}} + \delta F}{S_{\text{CC}} + \delta S} - \frac{F_{\text{CC}}}{S_{\text{CC}}} = \frac{\delta^+F}{S_{\text{CC}}} + \frac{\delta^+S}{S_{\text{CC}}} * \left(\frac{\delta^+F}{\delta^+S} - \frac{F_{\text{CC}}}{S_{\text{CC}}} \right)$$

d'où en la rapportant à l'intervalle de temps δt :

$$\frac{\delta \alpha_{\text{CC}}}{\delta t} = \lambda^{\text{Nd}} \mu_{\text{CC}} e^{\lambda \hat{a}} + \mathcal{F}^+ (\alpha^+ - \alpha_{\text{CC}})$$

• $\mu_{\text{CC}} = \frac{P_{\text{CC}}}{S_{\text{CC}}}$ est le rapport chimique ; le premier terme correspond à la désintégration radioactive ;

- $\alpha^+ = \frac{\delta^+F}{\delta^+S}$ est le rapport isotopique caractérisant le flux entrant dans le réservoir ;

le second terme correspond à l'effet du transfert de matière. Notons ici que le flux \mathcal{F}^+ est le flux de l'élément Nd (en toute rigueur, celui de l'isotope de référence, qui est dans le cas du néodyme en abondance proportionnelle à celle de l'élément). On peut éventuellement relier ce flux de Nd au flux de masse de matière correspondant par le biais des concentrations. Avec des notations évidentes, on a :

$$\mathcal{F}^+ = \frac{\delta^+ S}{S_{CC} \delta t} = \frac{C^+ \cdot \delta^+ M}{C_{CC} \cdot M_{CC} \cdot \delta t} = \frac{C^+}{C_{CC}} \cdot \frac{\delta^+ M}{M_{CC} \delta t} = \frac{C^+}{C_{CC}} \cdot \mathcal{M}^+$$

Le flux de masse est égal au flux de néodyme corrigé du facteur d'enrichissement en néodyme dans la matière transportée relativement à celle dans le réservoir.

Une équation équivalente à l'équation d'évolution temporelle du rapport isotopique du réservoir croûte continentale peut être écrite pour le réservoir manteau appauvri. Mais il faut tirer parti du fait que le matériel entrant dans la croûte continentale est celui qui sort du manteau appauvri :

$$\frac{\delta \alpha_{MA}}{\delta t} = \lambda^{Nd} \mu_{MA} e^{\lambda a} - \frac{S_{CC}}{S_{MA}} \mathcal{F}^+ (\alpha^+ - \alpha_{MA})$$

D'autre part, le rapport isotopique ne subissant pas de fractionnement lors des processus magmatiques, le rapport isotopique du matériel extrait α^+ est égal à celui de sa source α_{MA} , d'où la simplification du terme de transport. Les deux équations d'évolution sont alors :

$$\frac{\delta \alpha_{CC}}{\delta t} = \lambda^{Nd} \mu_{CC} e^{\lambda a} + \mathcal{F}^+ (\alpha_{MA} - \alpha_{CC}) \quad (14)$$

$$\frac{\delta \alpha_{MA}}{\delta t} = \lambda^{Nd} \mu_{MA} e^{\lambda a} \quad (15)$$

Dans un tel modèle unidirectionnel, le manteau appauvri voit son rapport isotopique évoluer comme pour un système clos, uniquement par l'enrichissement radioactif. Mais ce n'est pas pour autant une évolution en système clos, puisque le rapport chimique μ_{MA} peut lui-même varier. En particulier, nous pouvons aussi écrire les équations d'évolution des rapports chimiques :

$$\frac{\delta \mu_{CC}}{\delta t} = \mathcal{F}^+ (\mu^+ - \mu_{CC}) \quad \text{et} \quad \frac{\delta \mu_{MA}}{\delta t} = -\frac{S_{CC}}{S_{MA}} \mathcal{F}^+ (\mu^+ - \mu_{MA})$$

• $\mu^+ = \frac{\delta^+ P}{\delta^+ S}$ est le rapport chimique caractérisant le flux entrant dans le réservoir

crustal. Nous avons montré au paragraphe précédent que le rapport chimique Sm/Nd de la croûte continentale pouvait être tenu pour constant au cours des temps géologiques. Il est donc nécessaire que le rapport chimique du matériel entrant soit égal au rapport chimique de la croûte :

$$\mu^+ = \mu_{CC} \quad \text{et donc} \quad \frac{\delta \mu_{CC}}{\delta t} = 0.$$

Remarquons qu'aucun terme de désintégration (du type « $-\lambda^{Nd} \mu_{XX}$ ») n'est présent dans ces formules d'évolution de rapports chimiques. Cela correspond bien à la correction de désintégration que nous avons introduite au début de ce paragraphe.

Enfin, d'après les équations de bilan, le rapport $\frac{S_{CC}}{S_{MA}}$ s'écrit aussi $\frac{W^{Nd}}{1 - W^{Nd}}$.
 D'où finalement :

$$\frac{\delta\mu_{CC}}{\delta t} = 0 \quad (16)$$

$$\frac{\delta\mu_{MA}}{\delta t} = -\frac{W^{Nd}}{1 - W^{Nd}} \mathcal{F}^+ (\mu_{CC} - \mu_{MA}) \quad (17)$$

Nous pouvons donc calculer le flux \mathcal{F}^+ de deux façons, d'une part *via* l'évolution du rapport isotopique crustal, d'autre part *via* le rapport chimique du manteau appauvri. Ce calcul montre que les deux estimations ne coïncident pas. De même, l'équation (15) montre que le rapport chimique «vrai» du manteau appauvri - calculé, après la détermination de $W(t)$, par bilan avec (13) - doit être égal au rapport chimique apparent - calculé comme la dérivée temporelle du rapport isotopique, corrigée de la désintégration radioactive séculaire. La figure 9 montre un profond désaccord entre les deux évolutions.

La conclusion de ce calcul est que le modèle unidirectionnel ne permet pas de rendre compte des évolutions en Sm-Nd des réservoirs croûte continentale et manteau appauvri (DePaolo, 1980). On est ainsi amené à considérer un flux entrant dans le manteau appauvri.

11.4 Les modèles avec réapprovisionnement du manteau appauvri

Dans le cadre de notre modèle à trois réservoirs, deux sources sont susceptibles de fournir du matériel au manteau appauvri : la croûte continentale, *via* la réinjection de sédiments à la faveur des zones de subduction (Armstrong, 1968, 1981 ; DePaolo, 1983b), et un manteau plus primitif, *via* l'injection de matériau profond. Ce deuxième mécanisme a été décrit par Schilling qui observe que, à proximité d'un volcanisme de hot-spot, les caractéristiques isotopiques s'écartent des valeurs de manteau appauvri. Cette observation est interprétée par un mélange entre du matériel provenant du manteau supérieur et du manteau profond (Schilling, 1973). Patchett et Chauvel ont montré que la nature de ce composant recyclé (sédiments ou manteau primitif) était fondamental pour contraindre la croissance de la croûte continentale (Patchett et Chauvel, 1984).

11.4.a LES TROIS FLUX : DÉFINITIONS ET CARACTÉRISTIQUES

Entre les trois réservoirs Croûte Continentale, Manteau Appauvri et Manteau Primitif, nous considérerons donc les flux de néodyme suivants :

- le flux noté \mathcal{E} , d'extraction de la croûte continentale aux dépens du manteau appauvri ;
- le flux noté \mathcal{R} , de réinjection de sédiments de la croûte continentale dans le manteau appauvri ;

- le flux noté I , d'injection de matériau primitif dans le manteau appauvri.

Par choix et à but de permettre une comparaison directe, ces flux sont rapportés relativement au réservoir croûte continentale :

$$\mathcal{E} = \frac{\delta_{MA \rightarrow CC} S}{S_{CC} \cdot \delta t} ; \quad \mathcal{R} = \frac{\delta_{CC \rightarrow MA} S}{S_{CC} \cdot \delta t} ; \quad I = \frac{\delta_{MP \rightarrow MA} S}{S_{CC} \cdot \delta t}$$

Les caractéristiques isotopiques de ces flux sont celles de leur réservoir source. Cette hypothèse apparaît naturelle dans le cas du flux \mathcal{E} , puisque les processus magmatiques conduisant à la genèse de la croûte continentale ne fractionnent pas les isotopes. On peut considérer que le flux I est un flux de masse, sans fractionnement chimique, ni isotopique. Dans le cas du flux \mathcal{R} , cette hypothèse apparaît mise en défaut par les données isotopiques des shales (Allègre et Rousseau, 1984). En fait, ces auteurs considèrent, du point de vue isotopique, ces sédiments comme un mélange de matériau représentatif de la croûte continentale moyenne et de matériau tout juste extrait du manteau appauvri, ce dernier terme étant sans influence sur le bilan isotopique des flux de Nd. (Par contre, comme nous l'avons écrit plus haut, il intervient dans la correction entre la courbe d'évolution isotopique des shales et celle de la croûte continentale (Allègre et Rousseau, 1984 ; Dia *et al.*, 1990a,b).

Les caractéristiques chimiques (rapports Sm/Nd et concentrations C^{Nd}) des deux flux \mathcal{E} et \mathcal{R} sont considérées comme identiques, et égales à celles de la croûte continentale. En effet, les sédiments ne présentent pas un caractère différent en Sm/Nd et en concentration, contrairement au rapport isotopique. En ce qui concerne le flux \mathcal{E} , la constance du rapport chimique crustal $(Sm/Nd)_{CC}$ impose que ce flux soit lui-même de composition chimique crustale. Enfin, nous l'avons dit, le flux I est un flux de masse, les caractéristiques chimiques y sont donc primitives.

11.4.b ÉQUATIONS D'ÉVOLUTION, PROBLÈME DE L'INDÉTERMINATION DE LA SOURCE DU FLUX ENTRANT DANS MA

Nous ne reprendrons pas en détail l'établissement des équations d'évolution dans le cadre du modèle décrit ci-dessus, comme nous l'avons fait dans le paragraphe sur le modèle de pure extraction.

L'évolution du rapport isotopique crustal se décrit par la même équation que précédemment :

$$\frac{\delta \alpha_{CC}}{\delta t} = \lambda^{Nd} \mu_{CC} e^{\lambda t} + \mathcal{E} (\alpha_{MA} - \alpha_{CC}) \quad (18)$$

L'évolution du rapport isotopique mantellique prend en compte l'entrée des deux types de matériaux :

$$\frac{\delta \alpha_{MA}}{\delta t} = \lambda^{Nd} \mu_{MA} e^{\lambda t} + \frac{W^{Nd}}{1 - W^{Nd}} \{ \mathcal{R} (\alpha_{CC} - \alpha_{MA}) + I (\alpha_{TS} - \alpha_{MA}) \}$$

Cette équation peut être simplifiée quand on utilise l'équation de bilan qui lie les trois rapports isotopiques α_{TS} , α_{MA} et α_{CC} : avec $(\alpha_{TS} - \alpha_{MA}) = W^{Nd} (\alpha_{CC} - \alpha_{MA})$, on obtient :

$$\frac{\delta\alpha_{MA}}{\delta t} = \lambda^{Nd} \mu_{MA} e^{Ia} + \frac{W^{Nd}}{1 - W^{Nd}} \{ \mathcal{R} + W^{Nd} I \} (\alpha_{CC} - \alpha_{MA}) \quad (19)$$

Comme précédemment remarqué, les préfacteurs, W^{Nd} devant I , et $W^{Nd}/(1 - W^{Nd})$ devant le terme entre accolades, traduisent le choix que les flux soient rapportés relativement à l'unique réservoir crustal.

L'équation d'évolution du rapport chimique crustale traduit simplement l'hypothèse de constante de ce rapport chimique, cohérente avec l'hypothèse que les rapports chimiques des flux \mathcal{E} et \mathcal{R} lui sont identiques :

$$\frac{\delta\mu_{CC}}{\delta t} = 0 \quad (20)$$

Enfin, l'équation d'évolution du rapport chimique du manteau appauvri, que l'on peut obtenir soit par le bilan temporel des flux, soit par les bilans à chaque époque entre les différents réservoirs, donne :

$$\frac{\delta\mu_{MA}}{\delta t} = \frac{W^{Nd}}{1 - W^{Nd}} \{ \mathcal{R} + W^{Nd} I - \mathcal{E} \} (\mu_{CC} - \mu_{MA}) \quad (21)$$

Il faut bien prendre garde que les quatre équations d'évolution ne sont pas indépendantes lorsque l'on y ajoute les équations de bilan à chaque époque. Néanmoins, il est aussi intéressant d'écrire l'équation d'évolution de l'index sialique W^{Nd} , qui traduit le degré de fractionnement du néodyme entre croûte et manteau appauvri :

$$\frac{\delta W^{Nd}}{\delta t} = W^{Nd} \cdot \{ \mathcal{R} + W^{Nd} I - \mathcal{E} \} \quad (22)$$

Cette équation montre bien l'effet relatif des trois flux dans la détermination de l'abondance relative du néodyme dans la croûte continentale par rapport au système différencié manteau appauvri + croûte continentale. Mais elle montre aussi la limite à considérer ce paramètre comme un indicateur de la quantité absolue de croûte continentale. En effet, il nous manque les contraintes permettant de quantifier la taille de ce réservoir différencié, ou de façon équivalente la quantité restante de réservoir primitif. Pour ce faire, il nous faudrait pouvoir déterminer le flux I qui correspond à la croissance du réservoir différencié. Or on constate facilement que dans toutes ces équations d'évolution, ce flux n'apparaît pas indépendamment de celui de réinjection des sédiments crustaux, \mathcal{R} , mais en fait sous la forme unique de l'expression combinée $\{ \mathcal{R} + W^{Nd} I \}$. Cette **indétermination** des flux entrant dans le réservoir manteau appauvri **résulte structurellement de la contrainte de bilan** entre les différents réservoirs, et de **l'absence de fractionnements** dans ces flux par rapport à leurs sources.

Il est donc nécessaire, pour poursuivre au-delà, de considérer divers scénarios. Ainsi l'on considérera plus particulièrement les deux cas extrêmes pour lesquels l'un des deux flux \mathcal{R} ou I est absent. On notera donc **E&R**, le scénario pour lequel le réservoir différencié a une abondance en Nd et une taille constantes (pas d'injection de matériau primitif), et **E&I** celui correspondant à l'absence de réinjection de sédiments au niveau des zones de subduction (figure 10). Dans ces cas-là, on pourra alors calculer les flux de néodyme entre les réservoirs, et donc, en réintégrant ces flux, calculer l'évolution en abondance de Nd dans ces réservoirs. Notons que cette intégration ne peut se faire qu'à partir de l'époque actuelle en remontant dans le passé (et non à partir du temps origine $t = 0$), et donc relativement à l'abondance actuelle, ceci d'une part à cause de la forme en dérivée logarithmique des flux, et d'autre part du fait de la propagation d'erreurs qui privilégie l'état actuel par rapport aux temps anciens, et *a fortiori* relativement à l'état initial du système que l'on considère, et donc les processus d'évolution sont un autre sujet d'étude encore fort embryonnaire.

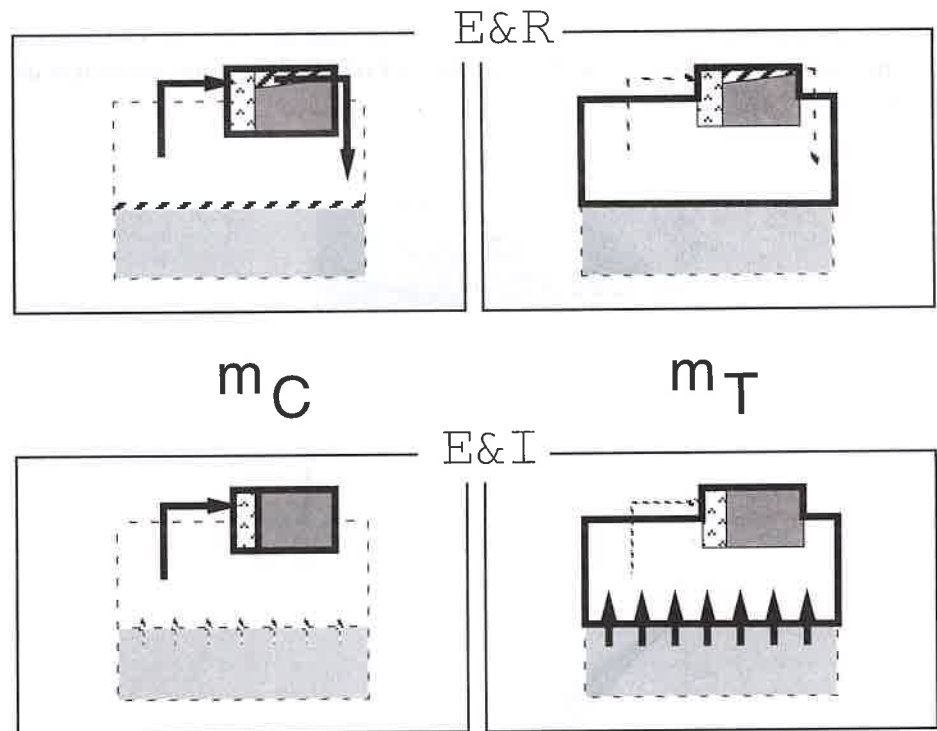


Figure 10 : Les deux modèles «extrêmes» d'évolution, E&R en haut et E&I en bas.

Avant de donner les résultats en terme de courbes de croissance continentale, notons aussi qu'il est possible avec le présent formalisme d'envisager une hypothèse d'état stationnaire du manteau appauvri comme l'ont proposé Galer et O'Nions (1985). Cette hypothèse nécessite de prendre en compte un quatrième flux, dit **flux de retour**. Ce flux, transportant des roches du réservoir manteau appauvri vers le

réservoir manteau primitif, est considéré comme un flux en masse, sans fractionnement par rapport à son réservoir source. Par hypothèse, son intensité est telle que le volume (l'abondance en Nd) du réservoir différencié - manteau appauvri + croûte continentale - reste constant. En toute rigueur, il conviendra alors de prendre en compte le fait que ce flux de retour enlève au manteau qui le reçoit son caractère primitif. Néanmoins, si ce flux, intégré sur la durée des temps géologiques, reste faible devant la taille du réservoir primitif, l'hypothèse des caractéristiques primitives reste acceptable. Dans ce cas, les équations d'évolution que l'on a écrites plus haut restent valables. La conséquence importante est que les données géochimiques de néodyme ne permettent pas de trancher cette question.

11.4.c RÉSULTATS : COURBES DE CROISSANCE CRUSTALES DANS DIFFÉRENTES HYPOTHÈSES

À partir des flux de néodyme, traduits en flux de masse par les concentrations, calculés au paragraphe précédent, il est possible de calculer la courbe de croissance des continents dans les deux cas extrêmes : E&R, et E&I. Celles-ci sont présentées dans la figure 11.

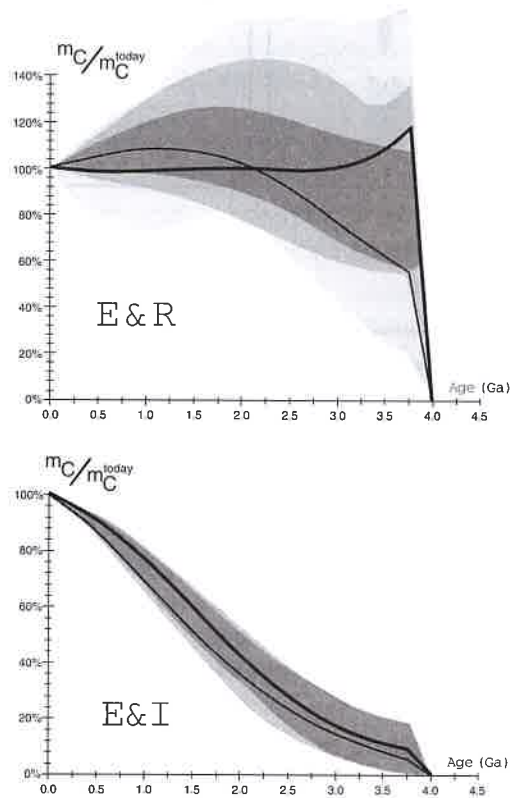


Figure 11 : Courbes de croissance de la masse continentale pour les deux scénarios, E&R en haut et E&I en bas.

Dans le cas où la réinjection des sédiments est le processus unique de contamination du manteau appauvri, il apparaît que la croûte est créée pour moitié de sa masse actuelle dès les premières centaines de millions d'années. Au contraire, si la réinjection de sédiments dans le manteau appauvri est négligeable, il n'est possible d'expliquer les résultats d'évolution isotopique du Nd que par une croissance continue de la croûte sur l'ensemble des temps géologiques. Comme nous l'avons montré au paragraphe précédent, tout modèle résultant d'une combinaison linéaire de ces deux cas extrêmes explique aussi bien les données de néodyme. Pour lever cette indétermination, nous avons essayé d'appliquer la méthode aux autres systèmes radiogéniques, le Sr puis le Pb.

11.5 Extension du modèle au Sr

Comme nous l'avons discuté dans le paragraphe sur les données retraçant l'évolution des réservoirs, il est possible de contraindre relativement bien l'évolution en α^{Sr} du manteau appauvri. Cela ne l'est pas à l'heure actuelle pour la croûte continentale, du fait de la sensibilité du Rb et du Sr aux processus d'altération.

Nous nous proposons alors d'utiliser les flux calculés à partir du néodyme pour recalculer, selon ces flux, l'évolution en α^{Sr} des réservoirs. Il suffit pour cela d'intégrer les équations d'évolution. L'idéal serait de procéder à partir du début de la formation des continents. Mais les flux initiaux sont numériquement infinis, à cause de la normalisation du taux de transfert à l'abondance crustale, nulle par définition à cette époque initiale. Nous avons donc procédé par intégration à partir de l'actuel. Pour cela, nous injectons une valeur pour le rapport isotopique actuel du manteau appauvri. Ensuite, la valeur du rapport isotopique actuel de la croûte continentale est ajustée de façon à ce que les deux courbes d'évolution convergent vers la courbe du manteau primitif à l'époque de l'initiation de la formation de la croûte continentale. Or, un tel calcul confère au réservoir manteau appauvri un caractère trop appauvri pendant l'archéen, incompatible avec les données isotopiques. Il est en effet remarquable, voire paradoxal, de constater que le rapport Rb/Sr reste quasiment primitif pendant toute la période archéenne.

11.6 Extension du modèle au Pb

Les mêmes calculs d'intégration peuvent être menés sur le Pb. Dans ce cas-là aussi, il n'est pas possible de réconcilier les résultats obtenus avec les données, ici celles du rapport isotopique $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour le manteau appauvri actuel, pour lequel les valeurs nécessaires à l'ajustement du modèle sont significativement plus élevées par rapport aux MORBs.

Nous n'irons guère plus loin dans le développement théorique de cette modélisation, pour la raison qu'il nous faut probablement considérer que certaines hypothèses, comme la constance des rapports chimiques crustaux, et l'identité isotopique et chimique des sédiments et de la croûte continentale globale, ne sont plus valides dans les cas des systèmes Rb-Sr et U-Th-Pb. L'abandon de ces hypothèses nécessite alors

d'autres contraintes qui ne peuvent réellement être qu'appuyées sur de solides bases de données, ce dont nous ne disposons pas actuellement.

12. CONCLUSION

La globalisation des modèles géochimiques à l'ensemble de la planète a permis d'utiliser la méthode des bilans pour contraindre ici les caractéristiques des grands réservoirs. Cette méthode constitue un moyen puissant en Géochimie susceptible d'être appliqué à d'autres systèmes.

BIBLIOGRAPHIE

ALLÈGRE C.-J. (1971). Géochronologie isotopique et développement de la croûte terrestre au cours des temps géologiques. *In* : Structure et dynamique de la lithosphère, C.J. Allègre et M. Mattauer (Eds), Hermann, Paris, 374-433.

ALLÈGRE C.-J. (1980). La géodynamique chimique. *Mém. Soc. Géol. de France* (hors série), 10, 87-104.

ALLÈGRE C.-J. (1982). Chemical geodynamics. *Tectonophysics*, 81, 109-132.

ALLÈGRE C.-J. (1985). The evolving Earth system. *Terra Cognita*, 5, 5-14.

ALLÈGRE C.-J. (1987). Isotope geodynamics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86, 175-203.

ALLÈGRE C.-J. (1989). Mantle cycling : process and time scales. *In* : Crust / mantle recycling at convergence zones, S.R. Hart et L. Gülen (Eds.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1-14.

ALLÈGRE C.-J. et Y. BOTTINGA (1974). Tholeiite, alkali basalt and ascent velocity. *Nature*, 252, 31-32.

ALLÈGRE C.J. et É. LEWIN (1989). Chemical structure and history of the Earth : evidence from global non-linear inversion of isotopic data in a three-box model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, 61-88.

ALLÈGRE C.-J. et D. ROUSSEAU (1984). The growth of the continents through geological time studied by Nd isotope analysis of shales. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67, 19-34.

ALLÈGRE C.-J., S.R. HART et J.-F. MINSTER (1983a). Chemical structure of the mantle and continents determined by inversion of Nd and Sr isotopic data : I) Theoretical methods. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 177-190.

- ALLÈGRE C.-J., S.R. HART et J.-F. MINSTER (1983b). Chemical structure of the mantle and continents determined by inversion of Nd and Sr isotopic data : II) Numerical experiments and discussion. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **66**, 191-213.
- ALLÈGRE C.-J., B. DUPRÉ et É. LEWIN (1986). Thorium - Uranium ratio of the Earth. *Chem. Geol.*, **56**, 219-227.
- ALLÈGRE C.-J., B. HAMELIN, A. PROVOST et B. DUPRÉ (1987). Topology in isotopic multispace and origin of mantle chemical heterogeneities. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **81**, 319-337.
- ALLÈGRE C.-J., É. LEWIN et B. DUPRÉ (1988). A coherent crust-mantle model for the uranium - thorium - lead isotopic system. *Chem. Geol.*, **70**, 211-234.
- ALLÈGRE C.-J., P. SCHIANO et É. LEWIN (1995). Differences between oceanic basalts by multitrace element ratio topology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **129**, 1-12.
- ARMSTRONG R.L. (1968). A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic Earth. *Rev. Geophys.*, **6**, 175-199.
- ARMSTRONG R.L. (1981). Radiogenic isotopes : the case for crustal recycling on a near-steady-state no-continental-growth Earth. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A 301**, 443-472.
- ARMSTRONG R.L. et HEIN S.M. (1973). Computer simulation of Pb and Sr isotope evolution of the Earth's crust and upper mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 1-18.
- CHLADNI E.F.F. (1794). Über den Ursprung der von Pallas Gefunden und Anderer ihr Ähnlicher Eisenmassen und Über Einige Damit in Verbindung Stehende Naturscheinungen (Sur l'origine des masses de Fer de Pallas et autres similaires, et sur les apparitions naturelles en relation). J.F. Hartknoch, Riga.
- CLARKE F.W. et H.S. WASHINGTON (1924). Average composition of igneous rocks. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **127**.
- COHEN R.S., N.M. EVENSEN, P.J. HAMILTON et R.K. O'NIONS (1980). U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr systematics of mid-ocean ridge basalt glasses. *Nature*, **283**, 149-153.
- CREAGER K.C. et T.H. JORDAN (1984). Slab penetration into the lower mantle. *J. Geophys. Res.*, **89**, 3031-3049.
- DAVIES G.F. (1981). Earth's neodymium budget and structure and evolution of the mantle. *Nature*, **290**, 208-213.

- DAVIES G.F. (1984). Geophysical and isotopic constraints on mantle convection : an interim synthesis. *J. Geophys. Res.*, **89**, 6017-6040.
- DePAOLO D.J. (1980). Crustal growth and mantle evolution : inferences from models of element transport and Nd and Sr isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 1185-1196.
- DePAOLO D.J. (1983a). Geochemical evolution of the crust and mantle. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **21**, 1347-1358.
- DePAOLO D.J. (1983b). The mean life of continents : estimates of continent recycling rates from Nd and Hf isotopic data and implications for the mantle structure. *Geophys. Res. Lett.*, **10**, 705-708.
- DePAOLO D.J. (1988). Age dependence of the composition of continental crust: evidence from Nd isotopic variations in granitic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**, 263-271.
- DePAOLO D.J. et G.J. WASSERBURG (1976a). Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. *Geophys. Res. Lett.*, **3**, 743-746.
- DePAOLO D.J. et G.J. WASSERBURG (1976b). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, **3**, 249-252.
- DePAOLO D.J. et G.J. WASSERBURG (1979). Sm-Nd age of the Stillwater Complex and the mantle evolution curve for neodymium. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 999-1008.
- DIA A., C.-J. ALLÈGRE et A.J. ERLANK (1990a). The development of continental crust through geological time : the South African case. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **98**, 74-89.
- DIA A., B. DUPRÉ, C. GARIÉPY et C.-J. ALLÈGRE (1990b). Sm-Nd and trace-element characterization of shales from the Abitibi Belt, Labrador Trough, and Appalachian Belt : consequences for crustal evolution through time. *Can. J. Earth Sci.*, **27**, 758-766.
- DOE B.R. et R.E. ZARTMAN (1979). Plumbotectonics, the Phanerozoic. *In* : Geochemistry of hydrothermal ore deposits, H.L. Barnes (Ed.), J. Wiley & Sons, New York, 22-70.
- DUPRÉ B. et C.-J. ALLÈGRE (1980). Pb-Sr-Nd isotopic correlation and the chemistry of the North Atlantic mantle. *Nature*, **286**, 17-22.

- DUPRÉ B. et N.T. ARNDT (1990). Pb isotopic compositions of Archean komatiites and sulfides. *Chem. Geol.*, **85**, 35-56.
- ENGEL A.E.J. et R.G. HAVENS (1965). *Bull. Geol. Soc. Am.*, **76**, 719-734.
- FAURE G. et P.M. HURLEY (1963). The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalt : application to the origin of igneous rocks. *J. Petrol.*, **4**, 31-50.
- FISCHER K.M. et Th.H. JORDAN (1988). Seismic constraints on the morphology of deep slabs. *J. Geophys. Res.*, **93**, 4773-4783.
- GALER S.J.G. et R.K. O'NIONS (1985). Residence time of thorium, uranium and lead in the mantle with implications for mantle convection. *Nature*, **316**, 778-782.
- GAST P.W. (1960). Limitations on the composition of the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, **65**, 1287-1297.
- GAST P.W., G.R. TILTON et C.E. HEDGE (1964). Isotopic composition of lead and strontium from Ascension and Gough islands. *Science*, **145**, 1181-1185.
- GOLDSCHMIDT V.M. (1937). The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. *J. Chem. Soc.*, 655-675.
- GURNIS M. et G.F. DAVIES (1986). The effect of depth-dependent viscosity on convective mixing in the mantle and the possible survival of primitive mantle. *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 541-544.
- GUTENBERG B. (1914). Über Erdbebenwellen : VIIA - Beobachtungen an Registrierungen von Fernbeben in Göttingen und Folgerungen über die Konstitution des Erdkörpers. *Nachr. Ges. Wiss. (Göttingen), Math.-Phys. Klasse*, 1-52 et 125-176.
- HAMILTON J.A. (1977). Sr isotope and trace element studies of the Great Dyke and Bushveld Mafic Phase and their relation to Early Proterozoic magma genesis in southern Africa. *J. Petrol.*, **18**, 24-52.
- HART S.R. (1971). K, Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A268**, 573.
- HEDGE C.E. et Z.E. PETERMAN (1970). The strontium isotopic composition of basalts from the Gorda and Juan de Fuca Rises. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **27**, 114.
- HEDGE C.E. et F.G. WALTHALL (1963). Radiogenic strontium 87 as an index of geological processes. *Science*, **140**, 1214-1217.

- HOFMANN A.W. (1988). Chemical differentiation of the Earth : the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**, 297-314.
- HOFMANN A.W., K.P. JOCHUM, H.M. SEUFERT et W.M. WHITE (1986). Nb and Pb in oceanic basalts : new constraints on mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **79**, 33-45.
- HURLEY P.M., H. HUGUES, G. FAURE, H.W. FAIRBAIN et W.H. PINSON Jr. (1962). Radiogenic strontium-87 model of continental formation. *J. Geophys. Res.*, **67**, 5315-5334.
- ISACKS B. et P. MOLNAR (1969). Mantle earthquake mechanisms and the sinking of the lithosphere. *Nature*, **223**, 1121-1124.
- JACOBSEN S.B. (1988a). Isotopic and chemical constraints on mantle-crust evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 1341-1350.
- JACOBSEN S.B. (1988b). Isotopic constraints on crustal growth and recycling. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**, 315-329.
- JACOBSEN S.B. (1989). Isotopic and chemical signatures of recycled oceanic and continental crust. *In* : Crust / mantle recycling at convergence zones, S.R. Hart et L. Gülen (Eds.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 181-182.
- JACOBSEN S.B. et G.J. WASSERBURG (1979). The mean age of mantle and crustal reservoirs. *J. Geophys. Res.*, **84**, 7411-7427.
- JACOBSEN S.B. et G.J. WASSERBURG (1980a). Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**, 139-155.
- JACOBSEN S.B. et G.J. WASSERBURG (1980b). A two-reservoir recycling model for mantle-crust evolution. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **77**, 6298-6302.
- JACOBSEN S.B. et G.J. WASSERBURG (1981). Transport models for crust and mantle evolution. *Tectonophysics*, **75**, 163-179.
- JACOBSEN S.B. et G.J. WASSERBURG (1984). Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**, 137-150.
- JOCHUM K.P., A.W. HOFMANN, E. ITO, H.M. SEUFERT et W.M. WHITE (1983). K, U and Th in mid-ocean ridge basalt glasses and heat production, K/U and K/Rb in the mantle. *Nature*, **306**, 431-436.

KENNEDY W.Q. (1933). Trends of differentiation in basaltic magmas. *Amer. J. Sci.*, 25, 239-256.

LEEMAN W.P. et E.J. DASCH (1978). Strontium-lead and oxygen isotopic investigation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, 47-59.

LEWIN É. (1983). Modélisation des réservoirs géochimiques terrestres : inversion totale des données de strontium, néodyme et hafnium. *Mémoire de D.E.A.*, Univ. Paris VII, non publié.

LEWIN É., B. DUPRÉ et C.J. ALLÈGRE (1992). De la taille du réservoir source de l'extraction de la croûte continentale actuelle (résumé). *R.S.T.* - Toulouse, 13-15 Avril 1992, 98.

MANHÈS G., C.J. ALLÈGRE, B. DUPRÉ et B. HAMELIN (1980). Lead isotope study of basic-ultrabasic layered complexes : speculations about the age of the Earth and primitive mantle characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47, 370-382.

MEUNIER M.S. (1871). Structure du globe d'où proviennent les météorites. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 72, 111-114.

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

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

MOHOROVICIC A. (1909). Das Beben vom 8.X.1909. *Jb. met. Obs. Zagreb (Agram.)*, 9, 1-63.

O'NIONS R.K., N.M. EVENSEN et P.J. HAMILTON (1979). Geochemical modeling of mantle differentiation and crustal growth. *J. Geophys. Res.*, 84, 6091-6101.

O'NIONS R.K., N.M. EVENSEN et P.J. HAMILTON (1980). Differentiation and evolution of the mantle. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 297, 479-493.

O'NIONS R.K., P.J. HAMILTON et N.M. EVENSEN (1977). Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34, 13-22.

OLDHAM R.D. (1906). The constitution of the interior of the Earth, as revealed by earthquakes. *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, 92, 456-475.

PATCHETT J. (1983a). REE and Hf in Orgueil : new isotope dilution data for evaluation of the planetary Hf isotopic growth curve and the ^{176}Lu cosmic clock (abstract). *46th meeting of the Meteoritical Society*, 46, 372-373.

PATCHETT J. (1983b). Hafnium isotope results from mid-ocean ridges and Kerguelen. *Lithos*, 16, 47-51.

PATCHETT J. et M. TATSUMOTO (1981). Lu/Hf in chondrites and definition of a chondritic hafnium growth curve. *Lunar Planet. Sci. Conf.*, 12, 822-824.

PATCHETT J. et C. CHAUVEL (1984). Comment : the mean life of continents is currently not constrained by Nd and Hf isotopes. *Geophys. Res. Lett.*, 11, 151-153.

PATTERSON C. et M. TATSUMOTO (1964). The significance of lead isotopes in detrital feldspar with respect to chemical differentiation within the Earth's mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 1-22.

PATCHETT J. et M. TATSUMOTO (1980). Hafnium isotope variations in oceanic basalts. *Geophys. Res. Lett.*, 7, 1077-1080.

PATTERSON C.C. (1956). Age of meteorites and the Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 10, 230-237.

RICHARD P., N. SHIMIZU et C.-J. ALLÈGRE (1976). $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer : an application to oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, 269-278.

SCHILLING J.-G. (1973). Iceland mantle plume : geochemical study of Reykjanes ridge. *Nature*, 242, 565-571.

SCHILLING J.-G. (1985). Upper mantle heterogeneities and dynamics. *Nature*, 314, 62-67.

SCHILLING J.-G., G. THOMPSON, R.H. KINGSLEY et S. HUMPHRIS (1985). Hotspot - migrating ridge interaction in the South Atlantic. *Nature*, 313, 187-191.

SUESS E. (1883-1909). *Das Antlitz der Erde - La face de la Terre* (3 tomes).

SUN S.S. (1980). Lead isotope study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 297, 409-445.

SUN S.S. et G.N. HANSON (1975). Evolution of the mantle : geochemical evidence from alkali basalts. *Geology*, 3, 297-302.

- SUN S.S., R.W. NESBITT et A.Y. SHARASKIN (1979). Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 44, 119-138.
- TARANTOLA A. (1987). Inverse problem theory : methods for data fitting and model parameter estimation. Elsevier, Amsterdam, 614p.
- TARANTOLA A. et B. VALETTE (1982a). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 219-232.
- TARANTOLA A. et B. VALETTE (1982b). Inverse problems = quest for information. *J. Geophys.*, 50, 159-170.
- TATON R. (1964). La science contemporaine - 2 : le XX^{ième} siècle. Presses Universitaires de France, Paris, t.3 v.2, 1080p.
- TATSUMOTO M. (1966). Genetic relations of oceanic basalts as indicated by lead isotopes. *Science*, 153, 1094-1101.
- TAYLOR S.R. et S.M. McLENNAN (1985). The continental crust : its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 312p.
- TURCOTTE D.L. et G. SCHUBERT (1982). Geodynamics : Applications of continuum physics to geological problems. J. Wiley & Sons, NewYork, 450p.
- YODER H.S. Jr. (1976). Generation of basaltic magma. Nat. Acad. Sci., Washington, D.C., 265p.
- YODER H.S. et C.E. TILLEY (1962). Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, 3, 342-532.