

# La croûte continentale et son évolution

Christian PIN

Magmas et Volcans, URA 10, CNRS, Université Blaise Pascal, 5 rue Kessler,  
63038 CLERMONT-FERRAND cedex.

- 1. INTRODUCTION**
  - 2. QUELQUES RAPPELS**
  - 3. COMPOSITION CHIMIQUE**
    - 3.1 La croûte supérieure
    - 3.2 La croûte inférieure
    - 3.3 La croûte continentale dans son ensemble
    - 3.4 Notion de fractionnement intracrustal
  - 4. CHRONOLOGIE DU DÉVELOPPEMENT DE LA CROÛTE CONTINENTALE**
  - 5. MÉCANISMES D'ACCRÉTION, DE RECYCLAGE ET DE DESTRUCTION DE LA CROÛTE CONTINENTALE**
    - 5.1 Accrétion
    - 5.2 Recyclage et différenciation interne
    - 5.3 Destruction
  - 6. CONCLUSIONS**
- BIBLIOGRAPHIE**

# La croûte continentale et son évolution

Christian PIN

## I. INTRODUCTION

Parmi les planètes du système solaire, la Terre présente la double particularité de posséder à sa surface des océans et des continents. Alors que la profondeur moyenne des océans avoisine 4 000 m, l'altitude moyenne des continents est d'environ 130 m (Cogley, 1984). Cette topographie bimodale reflète un contraste de densité entre la croûte océanique et la croûte continentale, lié à une différence marquée de composition chimique. Alors que les planchers océaniques sont constitués de roches basaltiques et ultrabasiques, les continents ont une composition nettement plus felsique, c'est-à-dire enrichie en Si, Al, Na, K et appauvrie en Ca, Fe, Mg.

Une autre différence fondamentale entre la croûte continentale et la croûte océanique concerne leur âge : alors que la croûte océanique a un âge moyen proche de 100 Ma et ne dépasse en aucun cas 200 Ma, l'âge moyen de la croûte continentale est voisin de 2 000 Ma, les plus vieilles roches continentales connues ayant près de 4 000 Ma.

Un des buts de la Géologie est de comprendre la signification et les causes de cette dualité des matériaux de l'enveloppe silicatée externe de la Terre. De plus, bien que la croûte continentale représente moins de 0,5% en masse de la Terre, son importance géochimique est très grande car de nombreux éléments y sont très fortement concentrés par rapport à leur abondance terrestre globale, et que nombre d'entre eux ont un intérêt économique majeur.

La contribution de la Géochimie des éléments et des isotopes à la connaissance de la croûte continentale consiste en :

- la caractérisation de sa composition et de son hétérogénéité, latérale et verticale
- la reconstitution de son histoire, notamment grâce aux datations radiométriques
- l'étude des mécanismes ayant permis son individualisation et sa croissance, c'est-à-dire l'étude des transferts de matière à partir du manteau ;
- l'étude de ses interactions avec les grands réservoirs géochimiques adjacents : atmosphère et hydrosphère, croûte océanique, manteau supérieur.

## 2. QUELQUES RAPPELS

Soubassement des continents et de leurs marges sous-marines, la croûte continentale occupe environ 40% de la surface du globe. Selon les cas, elle passe latéralement à une croûte de type océanique de façon rapide, ou très progressive (Boillot, 1990). Comme la croûte océanique, elle a pour limite inférieure la **discontinuité de Mohorovicic**, ou **Moho**, définie sur la base d'une augmentation rapide de la vitesse de propagation des ondes sismiques de compression, et marquant conventionnellement le passage au manteau supérieur. On notera toutefois que les notions de « Moho sismologique », « Moho pétrologique » (changement de minéralogie) et « Moho géochimique » (changement de composition) ne sont pas nécessairement superposables, dans la mesure où un changement de phase, à chimisme constant, peut induire un changement de densité et une augmentation de la vitesse de propagation des ondes sismiques.

Alors que l'épaisseur de la croûte océanique est généralement comprise entre 5 et 8 km, celle de la croûte continentale est nettement plus grande, de l'ordre de 40 km en moyenne, bien que variant dans de larges limites (10-70 km). Ainsi, la croûte continentale, épaisse et légère ( $d = 2,7-2,8$ ), s'oppose à la croûte océanique mince et dense ( $d = 3,0-3,1$ ). Bien que la Tectonique des Plaques soit régie par les déplacements de la lithosphère et non ceux de la croûte, cette dualité est également importante du point de vue cinématique. En effet, la croûte représente environ 25% de l'épaisseur de la lithosphère continentale, contre seulement 10% dans le cas de la lithosphère océanique mature. Plus que la seule différence de densité entre les deux types de croûtes, océanique et continentale, c'est ce contraste d'épaisseur relative des parties crustales qui est la cause de la flottabilité de la lithosphère continentale. Ceci explique, au moins en partie, pourquoi cette dernière, contrairement à la lithosphère océanique, ne participe pas à la convection mantellique (Warren, 1989).

Sur le terrain et les cartes géologiques, on distingue aisément parmi les matériaux constitutifs de la croûte continentale :

- des séries de couverture, formations sédimentaires et/ou volcaniques, pas ou peu déformées et d'épaisseur généralement limitée (quelques km);
- des séries de socle, ensembles de roches plutoniques – parmi lesquelles les granitoïdes prédominent largement – et de roches métamorphiques très déformées et d'épaisseur considérable ( $> 10$  km). Ces dernières correspondent à des matériaux initialement proches de ceux des séries de couverture, mais ayant été portés, lors d'épisodes de déformation sévère, dans des conditions de pression (5-20 kb) et de température (300-1 000°C) élevées.

Les séries de couverture (bassins sédimentaires, édifices volcaniques) reposent sur les séries de socle par l'intermédiaire de **discordances**, qui matérialisent le début d'un nouveau cycle après un épisode tectono-métamorphique, une phase de surrection et d'érosion, et le retour à des conditions superficielles. Les études cartographiques et géochronologiques montrent que la croûte continentale est caractérisée par la succession et la superposition de tels cycles, dits **orogéniques**. L'édification des chaînes de

montagnes, ou **orogénèse**, est en effet associée à des épisodes tectono-métamorphiques affectant des matériaux sédimentaires et/ou magmatiques accumulés précédemment (monocyclisme), ou bien des séries de socle antérieures, elles-mêmes racines de chaînes de montagnes plus anciennes (polycyclisme).

Par conséquent, alors que la croûte océanique a une histoire brève et relativement simple, linéaire depuis sa création au niveau d'une dorsale jusqu'à sa disparition dans une zone de subduction, la croûte continentale subit une évolution cyclique complexe, caractérisée par la succession de phases d'érosion, sédimentation, déformation, métamorphisme, fusion partielle et magmatisme qui la transforment, et dont elle constitue le résultat cumulé. Cette complexité est aussi une richesse, car la croûte continentale, bien que fréquemment remobilisée, n'est pas totalement détruite et conserve une mémoire, plus ou moins complète et plus ou moins altérée, du passé. Aussi est-elle le témoin d'une grande partie (près de 90%) de l'histoire de la Terre dont elle constitue, en quelque sorte, les archives.

### 3. COMPOSITION CHIMIQUE

On distingue généralement au sein de la croûte continentale une partie supérieure, d'environ 10 km d'épaisseur, les deux-tiers restants étant regroupés en un ensemble beaucoup plus mal connu, la croûte inférieure.

#### 3.1 La croûte supérieure

La croûte supérieure a l'avantage d'être accessible à l'observation directe. Toutefois, la complexité de la géologie de surface suggère qu'il ne sera pas facile d'estimer une composition moyenne représentative. Trois approches ont été utilisées.

- La première consiste à évaluer les proportions à l'affleurement des principaux types de roches, puis à calculer une composition pondérée à partir de compositions chimiques typiques de chacune des variétés pétrographiques prises en compte.
- La seconde approche est basée sur un échantillonnage représentatif d'un vaste domaine, et l'analyse d'échantillons individuels ou composites. Cette procédure a été utilisée pour l'étude du Bouclier Canadien et des Boucliers Balte et Ukrainien et a conduit à des résultats en bon accord (tableau 1).
- Une troisième méthode consiste à essayer de tirer profit des processus d'érosion, en utilisant les sédiments détritiques comme un échantillonnage moyen des terrains à l'affleurement. Les premiers sédiments utilisés dans ce but ont été les boues déposées dans les lacs d'eaux de fonte situés au front des calottes glaciaires pléistocènes. Ces boues sont le résultat de l'érosion essentiellement mécanique des glaces, et sont susceptibles de fournir un produit de broyage homogénéisé à partir de superficies considérables. Les variantes éoliennes (**loess**) ont aussi été utilisées, bien que le transport par le vent puisse introduire des biais significatifs, notamment un enrichissement en éléments présents en grande quantité dans les minéraux les plus résistants ( $\text{SiO}_2$  dans le quartz, Zr et Hf dans le zircon).

% poids	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	66,0	64,9	65,3	70,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,3	14,6	15,9	14,9
FeO	4,8	4,0	4,4	2,9
MnO	0,10	0,07	0,08	0,05
MgO	2,4	2,2	2,2	1,6
CaO	3,7	4,1	3,4	3,1
Na <sub>2</sub> O	3,2	3,5	3,9	4,5
K <sub>2</sub> O	3,5	3,1	2,9	2,0
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,52	0,53	0,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,15	0,16	0,10

Tableau 1 : Compositions chimiques moyennes obtenues par l'analyse d'échantillons composites de vastes domaines de croûte continentale supérieure.

1 : boucliers balte et ukrainien et socle de la plate-forme russe

2 : bouclier canadien

3 : bouclier canadien (autre estimation)

4 : NW de l'Ecosse. (d'après Taylor et McLennan, 1985, p. 10).

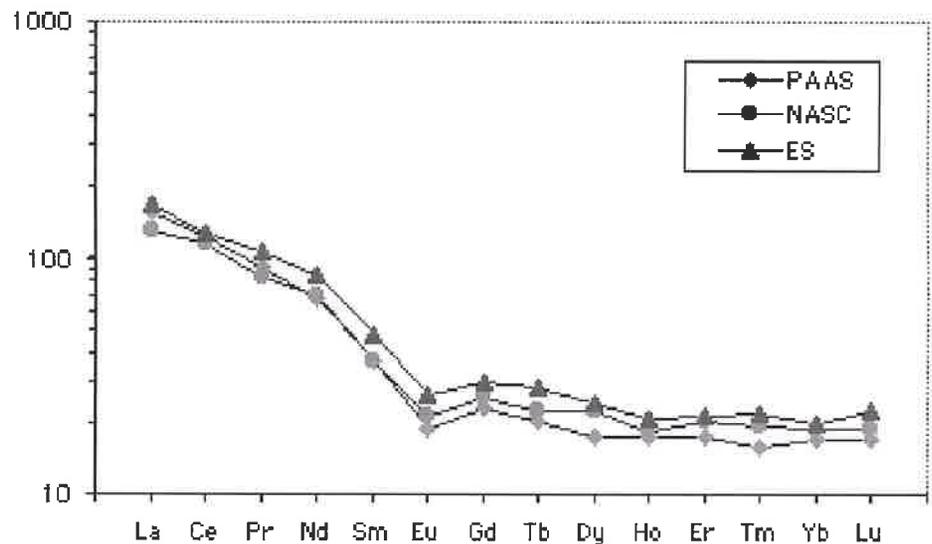


Figure 1 : Diagramme normalisé aux chondrites des Terres Rares pour trois échantillons composites de shales d'âge post-archéen.

PAAS : Post Archean Average Shale

NASC : North American Shale Composite

ES : European Paleozoic Shale Composite.

Noter l'uniformité des profils, l'enrichissement relatif en Terres Rares légères, l'anomalie négative en europium, et le faible fractionnement des Terres Rares lourdes. Ces profils, représentatifs de la croûte soumise à l'érosion, sont semblables à ceux des roches ignées granodioritiques (d'après Taylor et McLennan, 1985, p. 31).

Les sédiments clastiques marins à grain fin (argilites, pélites ou shales,  $< 2 \mu\text{m}$ ) ont fait l'objet de nombreuses études, décrites en détail par Taylor et McLennan (1985). Les phénomènes d'altération, de mise en solution et de diagenèse compliquent leur utilisation en vue d'estimer la composition de la croûte continentale exposée à l'érosion dont ils dérivent. Il apparaît cependant que certains éléments insolubles, ayant des temps de résidence dans l'océan très brefs, sont transférés quantitativement dans le réservoir sédimentaire détritique. C'est le cas des Terres Rares, du thorium et du scandium. Taylor et McLennan (1985) notent que l'uniformité remarquable des spectres normalisés de Terres Rares (figure 1) contraste avec la grande variabilité observée dans les roches sources ignées, démontrant ainsi l'efficacité du mélange et de l'homogénéisation réalisés au cours des processus d'érosion, de transport et de sédimentation. Cette homogénéisation sera d'autant plus poussée que plusieurs cycles d'érosion-sédimentation se seront succédé (recyclage de sédiments). On considère donc que les **spectres normalisés** de Terres Rares des shales sont représentatifs de celui de la croûte continentale supérieure dans son ensemble. Cette dernière contenant des roches à concentrations en Terres Rares beaucoup plus faibles (grès siliceux, calcaires, évaporites), les **teneurs** de la croûte continentale supérieure sont supposées être environ 20% plus basses que celles des shales. À partir de là, il est possible d'estimer l'abondance d'autres éléments. Par exemple, McLennan *et al.* (1980) ont mis en évidence une corrélation linéaire entre les teneurs en La et celles en Th ( $\text{La}/\text{Th} = 2,8 \pm 0,2$ ) dans les roches sédimentaires détritiques à grain fin, traduisant leur similitude de comportement (autrement dit, l'absence de fractionnement) au cours des processus d'érosion-sédimentation (La et Th sont tous deux très insolubles). Donc, pour une concentration moyenne en lanthane dans la croûte continentale supérieure déduite des analyses des shales égale à  $30 \mu\text{g/g}$ , une concentration moyenne en thorium de  $10,7 \mu\text{g/g}$  peut être estimée. Ainsi, en s'appuyant soit sur des valeurs (concentrations élémentaires et rapports de concentrations) directement mesurées sur des roches crustales, soit sur les corrélations entre éléments insolubles au cours du cycle sédimentaire, Taylor et McLennan (1985) ont pu proposer une estimation de la composition chimique moyenne (éléments majeurs et en traces) de la croûte continentale supérieure (tableau 2).

Les caractères essentiels qui se dégagent de ce tableau sont les suivants :

- teneur en  $\text{SiO}_2$  élevée : 66% (en poids) en moyenne
- fortes concentrations en éléments radioactifs, producteurs de chaleur :
  - $\text{K} = 2,8\%$  en poids
  - $\text{U} = 2,8 \mu\text{g/g}$
  - $\text{Th} = 10,7 \mu\text{g/g}$
- fortes teneurs en alcalins, avec enrichissement relatif des plus incompatibles (Rb, Cs), exprimé par les basses valeurs des rapports :
  - $\text{K}/\text{Rb} = 250$
  - $\text{Rb}/\text{Cs} = 30$
- fractionnement des lanthanides, avec enrichissement des Terres Rares légères par rapport aux Terres Rares lourdes ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 9$ ) et anomalie négative en europium caractéristique :
  - $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,65$  (figure 2a)

<b>SiO<sub>2</sub></b>	66,0	<b>Ge</b>	1,6	<b>Sm</b>	4,5
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,2	<b>As</b>	1,5	<b>Eu</b>	0,88
<b>FeO</b>	4,5	<b>Se</b>	0,05	<b>Gd</b>	3,8
<b>MnO</b>	0,08	<b>Rb</b>	112	<b>Tb</b>	0,64
<b>MgO</b>	2,2	<b>Sr</b>	350	<b>Dy</b>	3,5
<b>CaO</b>	4,2	<b>Y</b>	22	<b>Ho</b>	0,8
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,9	<b>Zr</b>	190	<b>Er</b>	2,3
<b>K<sub>2</sub>O</b>	3,4	<b>Nb</b>	25	<b>Tm</b>	0,33
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,5	<b>Mo</b>	1,5	<b>Yb</b>	2,2
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	<b>Pd</b>	0,5 ng/g	<b>Lu</b>	0,32
<b>Li</b>	20	<b>Ag</b>	0,05	<b>Hf</b>	5,8
<b>Be</b>	3	<b>Cd</b>	0,1	<b>Ta</b>	2,2
<b>B</b>	15	<b>In</b>	0,05	<b>W</b>	2
<b>Sc</b>	11	<b>Sn</b>	5,5	<b>Re</b>	0,5 ng/g
<b>V</b>	60	<b>Sb</b>	0,2	<b>Ir</b>	0,02ng/g
<b>Cr</b>	35	<b>Cs</b>	3,7	<b>Au</b>	1,8 ng/g
<b>Co</b>	10	<b>Ba</b>	550	<b>Tl</b>	0,75
<b>Ni</b>	20	<b>La</b>	30	<b>Pb</b>	20
<b>Cu</b>	25	<b>Ce</b>	64	<b>Bi</b>	0,13
<b>Zn</b>	71	<b>Pr</b>	7,1	<b>Th</b>	10,7
<b>Ga</b>	17	<b>Nd</b>	26	<b>U</b>	2,8

Les oxydes sont indiqués en % pondéral, les autres éléments en µg/g, sauf indication spéciale.

Tableau 2 : Composition chimique de la croûte continentale supérieure (d'après Taylor et McLennan, 1985, p. 46).

- teneurs en éléments à forte charge (Nb, Ti) relativement faibles par rapport aux éléments de degré d'incompatibilité voisin, exprimées par des anomalies négatives sur les diagrammes normalisés (figure 2b)
- déficit relatif en alcalino-terreux (Ba, Sr) par rapport aux autres éléments de degré d'incompatibilité voisin (figure 2b)
- forte anomalie positive en Pb (figure 2b)
- fractionnement marqué des rapports d'éléments des couples radioactif/radiogénique : Rb/Sr élevé (0,32) et Sm/Nd faible (0,17) par rapport aux valeurs (0,03 et 0,33, respectivement) estimées (Taylor et McLennan, 1985, p.264) pour le «manteau primitif» (somme du manteau et de la croûte actuels). Ceci implique qu'avec le temps, les réservoirs de la croûte continentale supérieure développeront des signatures isotopiques caractérisées par des rapports <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr élevés (très radiogéniques) et, au contraire, des rapports <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd faibles, peu radiogéniques.

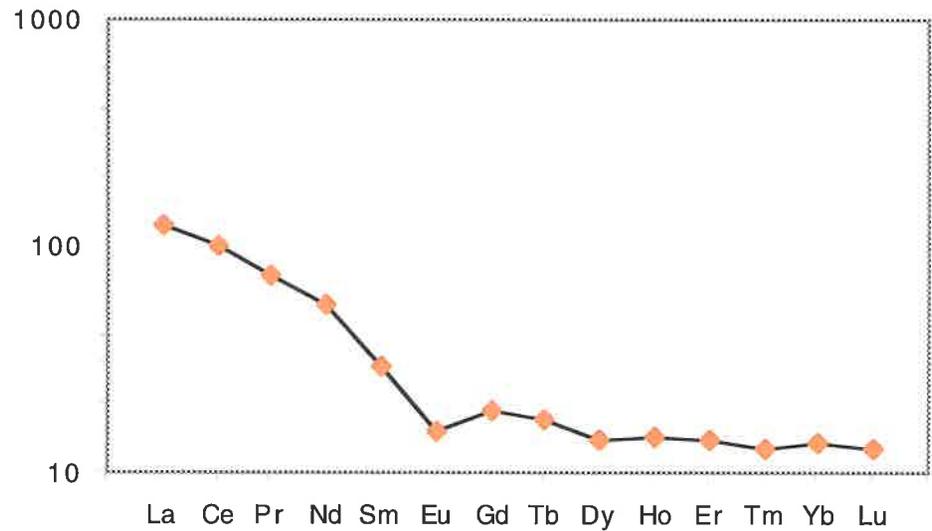


Figure 2a : Diagramme normalisé aux chondrites des Terres Rares pour la composition chimique moyenne de la croûte continentale supérieure (tableau 2).

Noter l'enrichissement marqué des Terres Rares légères par rapport aux Terres Rares lourdes et l'anomalie négative en europium.

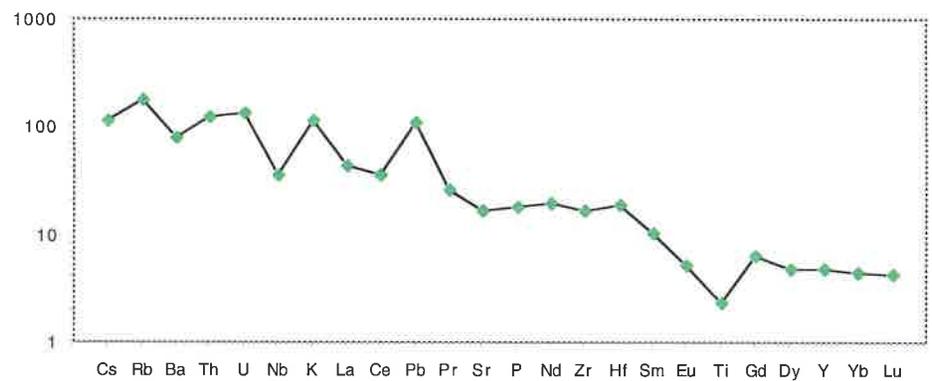


Figure 2b : Diagramme normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des éléments incompatibles dans la croûte continentale supérieure.

Les éléments sont classés de gauche à droite par ordre d'incompatibilité décroissante au cours des processus de fusion et cristallisation du manteau. On remarque la tendance générale d'enrichissement de la croûte continentale supérieure en éléments les plus incompatibles exprimée par la pente du profil de la gauche vers la droite du diagramme.

Les écarts à cette tendance générale ("anomalies") concernent principalement le plomb, fortement enrichi dans la croûte continentale supérieure, et les éléments du groupe du titane : Ti, Nb, ainsi que Ta (non représenté), fortement appauvris.

### 3.2 La croûte inférieure

Deux types d'arguments montrent que l'estimation obtenue pour la composition chimique de la croûte supérieure ne peut pas être étendue à l'ensemble de l'épaisseur de la croûte continentale.

- L'observation de témoins de la croûte inférieure, ramenés en surface soit sous forme d'écailles tectoniques dans les zones d'affrontement de plaques, soit sous forme de xénolithes dans les basaltes alcalins du volcanisme intraplaque, suggère une composition moyenne sensiblement plus mafique, matérialisée par la relative rareté des granitoïdes.
- Les concentrations en éléments radioactifs (K, U, Th) de la croûte supérieure suffiraient, si elles concernaient toute l'épaisseur (env. 30 km) de la croûte, à rendre compte de la totalité du flux de chaleur observé. Or, on sait par ailleurs qu'au moins la moitié de celui-ci est d'origine mantellique. Ceci impose que la couche enrichie en U, Th et K (et autres éléments hygromagphiles) est nettement moins épaisse que la croûte elle-même.

Le caractère fragmentaire des échantillons de croûte inférieure disponibles (xénolithes et écailles tectoniques), et leur hétérogénéité rendent difficile l'estimation d'une composition chimique moyenne significative, comme en témoigne la dispersion des valeurs proposées par divers auteurs (par ex. Arculus et Ruff, 1990, tableau 1). On constate cependant d'une façon générale, sinon systématique, que le passage à des assemblages minéralogiques moins hydroxylés (faciès granulite) s'accompagne logiquement d'un appauvrissement en éléments solubles en phase aqueuse (par ex. Rb, Cs, U). De même, les processus de fusion partielle et d'extraction de liquides silicatés granitiques ont pour effet d'entraîner vers la croûte supérieure les éléments «granitophiles» (Si, Na, K, Th, Terres Rares légères) ainsi que les éléments volatils, laissant dans la croûte inférieure des assemblages à caractère résiduel, plus mafiques et réfractaires. D'autre part, la croûte inférieure contient souvent en grandes proportions des roches magmatiques cumulatives, de composition gabbroïque à gabbro-dioritique. Ces corps mafiques témoignent de l'existence de chambres magmatiques profondes dans lesquelles les processus de cristallisation fractionnée ont causé l'accumulation d'assemblages minéralogiques riches en ferromagnésiens (olivine, pyroxènes, amphiboles) et en plagioclases. Les liquides résiduels de ces processus se sont quant à eux échappés vers la croûte supérieure pour former des granitoïdes.

Ce double aspect, résiduel pour ce qui concerne sa composante métasédimentaire, et cumulatif du point de vue de sa composante magmatique, est une caractéristique essentielle de la croûte inférieure.

Taylor et McLennan (1985) ont calculé la composition chimique d'une croûte inférieure «modèle», en supposant que les matériaux constitutifs de la croûte supérieure (représentant environ 25 % de la croûte totale) en avaient été extraits par fusion partielle. Ce calcul, qui requiert une estimation préalable de la composition moyenne

de la croûte continentale dans son ensemble (*cf.* paragraphe suivant) et une connaissance des coefficients de partage globaux entre solide et liquide silicaté, a donné les résultats exposés dans le tableau 3.

<b>SiO<sub>2</sub></b>	54,4	<b>Ge</b>	1,6	<b>Sm</b>	3,17
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16,1	<b>As</b>	0,8	<b>Eu</b>	1,17
<b>FeO</b>	10,6	<b>Se</b>	0,05	<b>Gd</b>	3,13
<b>MnO</b>	0,22	<b>Rb</b>	5,3	<b>Tb</b>	0,59
<b>MgO</b>	6,3	<b>Sr</b>	230	<b>Dy</b>	3,6
<b>CaO</b>	8,5	<b>Y</b>	19	<b>Ho</b>	0,77
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,8	<b>Zr</b>	70	<b>Er</b>	2,2
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,34	<b>Nb</b>	6	<b>Tm</b>	0,32
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,0	<b>Mo</b>	0,8	<b>Yb</b>	2,2
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	—	<b>Pd</b>	1,0 ng/g	<b>Lu</b>	0,29
<b>Li</b>	11	<b>Ag</b>	0,09	<b>Hf</b>	2,1
<b>Be</b>	1	<b>Cd</b>	0,1	<b>Ta</b>	0,6
<b>B</b>	8,3	<b>In</b>	0,05	<b>W</b>	0,7
<b>Sc</b>	36	<b>Sn</b>	1,5	<b>Re</b>	0,5 ng/g
<b>V</b>	285	<b>Sb</b>	0,2	<b>Ir</b>	0,13ng/g
<b>Cr</b>	235	<b>Cs</b>	0,1	<b>Au</b>	3,4 ng/g
<b>Co</b>	35	<b>Ba</b>	150	<b>Tl</b>	0,23
<b>Ni</b>	135	<b>La</b>	11	<b>Pb</b>	4
<b>Cu</b>	90	<b>Ce</b>	23	<b>Bi</b>	0,04
<b>Zn</b>	83	<b>Pr</b>	2,8	<b>Th</b>	1,06
<b>Ga</b>	18	<b>Nd</b>	12,7	<b>U</b>	0,28

Les oxydes sont indiqués en % pondéral, les autres éléments en  $\mu\text{g/g}$  sauf indication spéciale.

Tableau 3 : Composition chimique globale de la croûte continentale inférieure proposée par Taylor et McLennan (1985, p. 92).

### 3.3 La croûte continentale dans son ensemble

L'abondance crustale des éléments radioactifs contribuant au flux thermique (K, U, Th) peut être calculée si la part relative des composants d'origine crustale et d'origine mantellique au flux total (env.  $50 \text{ mW/m}^2$ ) est connue. En supposant une contribution crustale de  $23 \text{ mW/m}^2$  et une épaisseur crustale de 40 km, Taylor et McLennan (1985) obtiennent les concentrations suivantes :

$$K = 0,9\% \text{ en poids}$$

$$U = 0,9 \mu\text{g/g}$$

$$Th = 3,4 \mu\text{g/g}$$

À l'exception de ces éléments, les estimations de la composition chimique globale de la croûte continentale dépendent des modèles utilisés pour les calculer.

Se basant sur l'importance actuelle du magmatisme andésitique (production  $> 0,5 \text{ km}^3/\text{an}$ ), Taylor (1967, 1977) a considéré que l'essentiel de la croissance crustale

récente s'était fait par l'apport du magmatisme associé aux zones de subduction, et a donc proposé que la composition chimique de la croûte continentale dans son ensemble devait être proche de celle d'une andésite (tableau 4).

<b>SiO<sub>2</sub></b>	58	<b>Ge</b>	-	<b>Sm</b>	3,7
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	18	<b>As</b>	-	<b>Eu</b>	1,1
<b>FeO</b>	7,5	<b>Se</b>	-	<b>Gd</b>	3,6
<b>MnO</b>	0,14	<b>Rb</b>	42	<b>Tb</b>	0,64
<b>MgO</b>	3,5	<b>Sr</b>	400	<b>Dy</b>	3,7
<b>CaO</b>	7,5	<b>Y</b>	22	<b>Ho</b>	0,82
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,5	<b>Zr</b>	100	<b>Er</b>	2,3
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,5	<b>Nb</b>	11	<b>Tm</b>	0,32
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,8	<b>Mo</b>	-	<b>Yb</b>	2,2
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	<b>Pd</b>	-	<b>Lu</b>	0,3
<b>Li</b>	10	<b>Ag</b>	-	<b>Hf</b>	3,0
<b>Be</b>	1,5	<b>Cd</b>	-	<b>Ta</b>	-
<b>B</b>	-	<b>In</b>	-	<b>W</b>	-
<b>Sc</b>	30	<b>Sn</b>	-	<b>Re</b>	-
<b>V</b>	175	<b>Sb</b>	-	<b>Ir</b>	-
<b>Cr</b>	55	<b>Cs</b>	1,7	<b>Au</b>	-
<b>Co</b>	25	<b>Ba</b>	350	<b>Tl</b>	-
<b>Ni</b>	30	<b>La</b>	19	<b>Pb</b>	10
<b>Cu</b>	60	<b>Ce</b>	38	<b>Bi</b>	-
<b>Zn</b>	-	<b>Pr</b>	4,3	<b>Th</b>	4,8
<b>Ga</b>	18	<b>Nd</b>	16	<b>U</b>	1,25

Les oxydes sont indiqués en % pondéral, les autres éléments en µg/g.

Tableau 4 : Composition chimique globale de la croûte continentale selon le modèle andésitique adapté de Taylor (1977) (Taylor et McLennan, 1985, p. 62).

Cependant, ce «modèle andésitique» ne peut rendre compte de la formation, et donc de la composition de la croûte, car une part considérable (au moins 70%) de celle-ci paraît s'être développée à l'Archéen (> 2500 Ma), période pendant laquelle le magmatisme andésitique semble avoir eu un rôle mineur. La croûte archéenne est en effet dominée par des suites bimodales, constituées d'une part de basaltes et d'autre part de roches ignées felsiques, intrusives ou extrusives, à caractère sodique (tonalites, trondhjémites). Du point de vue des Terres Rares, un mélange de deux parts du composant basaltique pour une part du composant felsique pourrait constituer une bonne approximation de la composition globale de la croûte archéenne.

Taylor et McLennan (1985) proposent donc un modèle révisé de croûte continentale, constituée pour 75% de matériaux archéens (suites bimodales) et pour 25% de matériaux «andésitiques» post-archéens. Les concentrations résultantes sont données dans le tableau 5.

<b>SiO<sub>2</sub></b>	57,3	<b>Ge</b>	1,6	<b>Sm</b>	3,5
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,9	<b>As</b>	1,0	<b>Eu</b>	1,1
<b>FeO</b>	9,1	<b>Se</b>	0,05	<b>Gd</b>	3,3
<b>MnO</b>	0,18	<b>Rb</b>	32	<b>Tb</b>	0,60
<b>MgO</b>	5,3	<b>Sr</b>	260	<b>Dy</b>	3,7
<b>CaO</b>	7,4	<b>Y</b>	20	<b>Ho</b>	0,78
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,1	<b>Zr</b>	100	<b>Er</b>	2,2
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,1	<b>Nb</b>	11	<b>Tm</b>	0,32
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,9	<b>Mo</b>	1,0	<b>Yb</b>	2,2
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	<b>Pd</b>	1,0 ng/g	<b>Lu</b>	0,30
<b>Li</b>	13	<b>Ag</b>	0,08	<b>Hf</b>	3
<b>Be</b>	1,5	<b>Cd</b>	0,1	<b>Ta</b>	1,0
<b>B</b>	10	<b>In</b>	0,05	<b>W</b>	1,0
<b>Sc</b>	30	<b>Sn</b>	2,5	<b>Re</b>	0,5 ng/g
<b>V</b>	230	<b>Sb</b>	0,2	<b>Ir</b>	0,1 ng/g
<b>Cr</b>	185	<b>Cs</b>	1,0	<b>Au</b>	3,0 ng/g
<b>Co</b>	29	<b>Ba</b>	250	<b>Tl</b>	0,36
<b>Ni</b>	105	<b>La</b>	16	<b>Pb</b>	8
<b>Cu</b>	75	<b>Ce</b>	33	<b>Bi</b>	0,06
<b>Zn</b>	80	<b>Pr</b>	3,9	<b>Th</b>	3,5
<b>Ga</b>	18	<b>Nd</b>	16	<b>U</b>	0,91

Les oxydes sont indiqués en % pondéral, les autres éléments en  $\mu\text{g/g}$  sauf indication spéciale.

Tableau 5 : Composition chimique de la croûte continentale dans son ensemble, proposée par Taylor et McLennan, 1985, p. 67).

Les principales caractéristiques sont les suivantes :

$$\text{SiO}_2 = 57\%$$

$$\text{K} = 0,91\%$$

$$\text{U} = 0,91 \mu\text{g/g}$$

$$\text{Th} = 3,5 \mu\text{g/g}$$

$$(\text{La}_N/\text{Yb}_N) = 4,9$$

pas d'anomalie en Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1$ )

$$\text{Rb}/\text{Sr} = 0,12$$

$$\text{Sm}/\text{Nd} = 0,22$$

Les diagrammes normalisés d'éléments incompatibles mettent en évidence, outre l'enrichissement marqué en éléments les plus incompatibles (en particulier les alcalins lourds Cs, Rb), des anomalies négatives en Ti et Nb et une forte anomalie positive en Pb. Ces caractères opposent la croûte continentale à la croûte océanique, appauvrie en éléments les plus incompatibles et dépourvue d'anomalie significative à l'exception du plomb (figure 3).

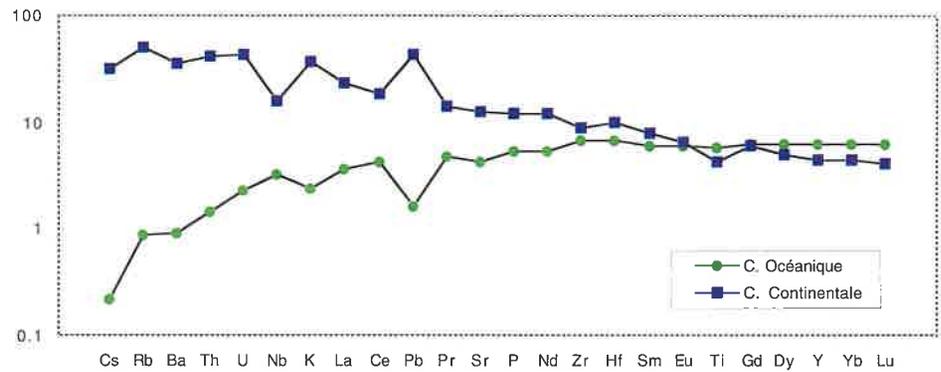


Figure 3 : Diagramme normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des éléments incompatibles de la croûte continentale (carrés noirs) et de la croûte océanique (ronds grisés) (basaltes médio-océaniques de type «normal», ronds verts). La croûte continentale est caractérisée par un fort enrichissement des éléments les plus incompatibles (partie gauche du diagramme) et des anomalies, positive en plomb, négatives en Nb et Ti. Elle s'oppose à la croûte océanique, appauvrie en éléments les plus incompatibles et dont le profil normalisé ne présente pas d'anomalie importante, si ce n'est en plomb.

### 3.4 Notion de fractionnement intracrustal

Une comparaison entre les tableaux 2 et 3 montre que le passage de la croûte inférieure à la croûte supérieure s'accompagne d'une nette augmentation en :

$\text{SiO}_2$  (54 → 66%),

$\text{K}_2\text{O}$  (0,34 → 3,4%),

$\text{TiO}_2$  (0,5 → 1,0%)

et d'une diminution concomitante de :

$\text{CaO}$  (8,5% → 4,2%),

$\text{MgO}$  (6,3 → 2,2%)

$\text{FeO}$  (10,6 → 4,5%).

Pour les éléments en traces, on constate un accroissement spectaculaire des concentrations en :

Rb (5 → 112  $\mu\text{g/g}$ ),

Cs (0,1 → 3,7  $\mu\text{g/g}$ ),

Pb (4 → 20  $\mu\text{g/g}$ ),

U (0,28 → 2,8  $\mu\text{g/g}$ ),

Th (1,06 → 10,7  $\mu\text{g/g}$ )

et en Terres Rares légères,

alors que les teneurs en Sr et en Terres Rares lourdes restent à peu près constantes et que Eu diminue de 1,17 à 0,88  $\mu\text{g/g}$ .

Ces valeurs illustrent l'existence de fractionnements intracrustaux, très prononcés pour certains éléments ou leurs rapports, par exemple :

K/Rb (530 → 250),  
 Rb/Sr (0,023 → 0,32),  
 Eu/Eu\* (1,14 → 0,65),  
 Sm/Nd (0,25 → 0,17),  
 La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> (3,8 → 9,2).

En particulier, la très faible valeur du rapport Rb/Sr de la croûte inférieure se traduira par une évolution très lente du rapport ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) de ce réservoir avec le temps. Ainsi, du point de vue de la composition isotopique du strontium, une croûte inférieure ancienne ne se distinguera pas ou peu des matériaux issus des réservoirs mantelliques, également caractérisés par des valeurs très basses du rapport Rb/Sr intégrées sur le temps.

#### 4. CHRONOLOGIE DU DÉVELOPPEMENT DE LA CROÛTE CONTINENTALE

Un problème fondamental de la croûte continentale est centré sur la chronologie de son développement. Si les méthodes géologiques classiques permettent souvent de définir la succession, ou chronologie relative, des différents événements, l'estimation des dates et des durées repose entièrement sur l'utilisation des systèmes isotopiques radiogéniques K-Ar (et sa variante  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$ ), Rb-Sr, U-Th-Pb ou Sm-Nd. Très tôt, l'existence de vastes provinces structurales et chronologiques a été reconnue, principalement sur la base d'âges K-Ar et Rb-Sr sur minéraux. Ainsi, Hurley et Rand (1969) ont montré que les cratons les plus anciens occupaient une position centrale au sein des masses continentales, et que des ceintures de plus en plus récentes se disposaient de manière concentrique autour d'eux. Les âges K-Ar ou Rb-Sr sur minéraux ayant valeur d'âges de refroidissement après le dernier épisode tectono-métamorphique, cet arrangement suggérait que la croûte continentale s'était stabilisée au cours du temps de façon grossièrement centrifuge.

Depuis, de nombreux travaux géochronologiques utilisant d'autres méthodes ont précisé ce schéma, en permettant notamment d'identifier les témoins crustaux les plus anciens (revue par Moorbath *et al.*, 1986).

Pendant longtemps, la série supracrustale d'Isua (ouest du Groenland), bien datée à 3,8 Ga par différentes méthodes (Moorbath *et al.*, 1973, 1975 ; Michard-Vitrac *et al.*, 1977 ; Hamilton *et al.*, 1978), a constitué le terrain le plus vieux. Plus récemment, les datations U-Pb ponctuelles réalisées à l'aide de la microsonde ionique SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion MicroProbe*) de l'Australian National University à Canberra, ont permis de mettre en évidence des gneiss encore plus anciens (3,96 Ga) à Acasta, dans le nord du Canada (Bowring *et al.*, 1989). Enfin, grâce à la même technique, des zircons détritiques contenus dans un quartzite à Mount Narryer (Australie) ont été datés à 4,1-4,2 Ga (Froude *et al.*, 1983). Dans ce dernier cas, il faut souligner que la découverte de ces zircons, les plus vieux matériaux terrestres connus, n'implique pas nécessairement l'existence d'une croûte continentale aussi ancienne, mais seulement celle de roches ignées contenant des zircons.

Bien que l'existence de croûte continentale soit argumentée dès 4 Ga, les reliques d'âge supérieur ou égal à 3,8 Ga ne constituent que des affleurements très réduits, et ce sont des roches plus récentes, d'âge archéen supérieur (2,8-2,5 Ga), protérozoïque (2,5-0,6 Ga) et, à un degré moindre, phanérozoïques qui constituent l'essentiel de la croûte continentale.

Ceci amène la question suivante : comment la croûte continentale s'est-elle développée au cours du temps ? La simple division du volume total des continents ( $7,58 \cdot 10^9 \text{ km}^3$ ) par l'âge de la Terre ( $4,5 \cdot 10^9$  ans) donne un taux de croissance moyen de  $1,7 \text{ km}^3/\text{an}$  (Schubert et Sandwell, 1989). Mais il est *a priori* peu probable que la production de la croûte continentale se soit faite à un rythme constant depuis l'origine de la Terre, ne serait-ce qu'à cause du refroidissement progressif de la Terre depuis sa formation. Il est donc nécessaire de comprendre quelle a été l'importance de la croissance crustale aux différentes époques des temps géologiques.

Deux catégories de modèles fondamentalement différents sont en présence :

- Pour la plupart des auteurs, la croûte continentale s'est formée progressivement, quoique de manière probablement épisodique, depuis l'Archéen ancien, le bilan net des processus d'addition et de soustraction de matériaux aux continents étant positif : ce sont les **modèles de croissance du volume crustal**. Diverses variantes se distinguent selon la vitesse de croissance, plus ou moins grande aux différentes périodes de l'histoire de la Terre, illustrées par l'allure des courbes de distribution des masses crustales en fonction du temps (figure 4).
- Pour certains autres, au contraire, l'essentiel de la croûte continentale s'est individualisé à un stade très précoce de l'évolution terrestre, et son volume est resté constant (Armstrong, 1981a), voire a diminué (Fyfe, 1978) par la suite : ce sont les **modèles de non-croissance** (figure 4). Les courbes de distribution du volume crustal en fonction de l'âge ne traduisent pas la croissance de la croûte continentale, mais seulement sa survivance (Armstrong, 1991). En fait, la distribution des âges dans la croûte actuelle est le résultat net de la production de croûte et de sa survivance, et elle donne une indication de la masse minimum des continents en fonction de l'âge (DePaolo *et al.*, 1991).

Les arguments utilisés pour défendre les différentes hypothèses concernent (Reymer et Schubert, 1984) :

- l'évolution isotopique des systèmes radiogéniques ;
- la distribution spatiale des provinces d'âges radiométriques ;
- l'évolution chimique et isotopique du réservoir sédimentaire ;
- les éventuelles variations de l'élévation moyenne des continents au-dessus du niveau de la mer, indices de changement du volume des continents ;
- l'évaluation directe des taux d'addition et de soustraction à la croûte continentale aux époques récentes (Phanérozoïque).

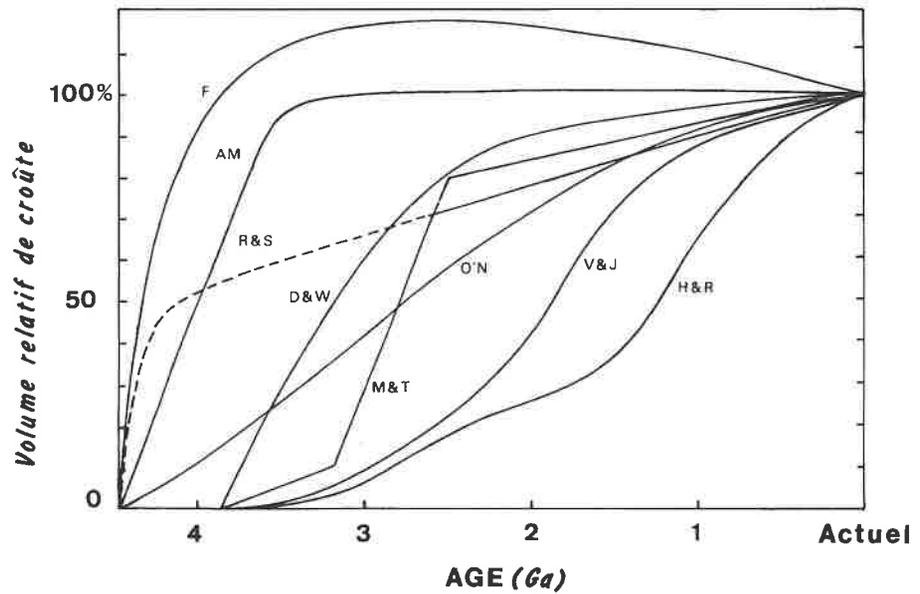


Figure 4 : Exemples de courbes de distribution du volume crustal en fonction du temps, proposées par différents auteurs (simplifié d'après Reymer et Schubert, 1984, p. 72). Certains modèles (F : Fyfe, 1978 ; Am : Armstrong, 1981a) supposent que la totalité de la croûte continentale s'est formée très précocement, et que le volume crustal est resté constant (Am) ou a diminué (F) par la suite. Les autres modèles considèrent que la croissance crustale s'est effectuée tout au long de l'histoire de la Terre, à des vitesses variables selon les époques.

Abréviations : R&S : Reymer et Schubert, 1982 ;

D&W : Dewey et Windley, 1981 ;

M&T : McLennan et Taylor, 1982

O'N : O'Nions *et al.*, 1979 (cité par Reymer et Schubert, 1982) ;

V&J : Veizer et Jansen, 1979 ;

H&R : Hurley et Rand, 1969.

Armstrong (1981a, 1981b, 1991) a montré que les données des isotopes radiogéniques (Sr, Nd, Pb, Hf) étaient compatibles aussi bien avec les modèles de croissance qu'avec les modèles de volume crustal constant (non-croissance nette) qui postulent un recyclage de croûte continentale dans le manteau en proportion comparable aux additions de matériaux «juvéniles», d'origine mantellique (voir aussi Patchett et Chauvel, 1984). Armstrong remarque qu'il est important de distinguer l'accroissement du volume des continents, négligeable selon lui, des phénomènes de stabilisation ou cratonisation qui traduisent seulement la diminution des processus de remobilisation de la croûte continentale au cours du temps. Dans son hypothèse, la rareté des témoins de croûte continentale très ancienne serait la conséquence d'un recyclage très actif durant l'histoire précoce de la Terre, imputable d'une part à des vitesses de convection et de subduction plus grandes du fait du flux de chaleur plus élevé, et d'autre part à un bombardement météoritique très intense (Taylor, 1989). La présence de segments continentaux plus récents en quantité importante traduirait, non pas une extraction plus active des continents à partir du manteau, mais plutôt une diminution de leur taux de recyclage.

Il est généralement admis que la Terre, et en tout cas le manteau supérieur, a subi un dégazage très précoce intense (Allègre *et al.*, 1987), ayant contribué à la formation de l'atmosphère et, probablement, de l'hydrosphère. Or, l'eau montre, au cours des processus de fractionnement mantelliques et du magmatisme de ride océanique, un degré d'incompatibilité comparable à celui de Ce, Nd, Sr ou P (Michael, 1988) qui sont enrichis dans la croûte continentale. Sur cette base, Armstrong (1991) note qu'il serait illogique de considérer que le fractionnement de la croûte continentale ne s'est pas fait en même temps que celui des composants volatils, c'est-à-dire lors des tout premiers stades de l'histoire de la planète.

Le modèle de non-croissance s'appuie également sur l'observation suivante : étant donné un volume constant d'eau dans les océans, la croissance des continents devrait se traduire par une diminution du volume des bassins océaniques, entraînant un envahissement progressif des continents et un approfondissement des mers épicontinentales. Or, l'épaisseur et l'élévation moyenne des continents au-dessus du niveau marin sont restées à peu près constantes depuis le Protérozoïque, voire l'Archéen (Wise, 1974, Armstrong, 1981a), ce qui plaide en faveur d'une masse continentale elle-même constante. Dewey et Windley (1981) et Reymer et Schubert (1984) ont objecté que le refroidissement progressif de la Terre dans son ensemble devrait avoir pour conséquence un ralentissement de l'accrétion au niveau des dorsales médio-océaniques, et donc une diminution de volume (subsidence) de celles-ci. Ceci causerait un approfondissement des bassins océaniques, et donc une baisse du niveau des mers. Dans ces conditions, une augmentation du volume des continents serait non seulement permise, mais deviendrait nécessaire pour maintenir constante l'élévation moyenne des continents. En fait, cet argument n'est lui-même pas déterminant, car il faut aussi prendre en compte l'épaississement progressif de la lithosphère continentale au fur et à mesure de son vieillissement. Cet épaississement se traduirait par une subsidence des continents de l'ordre de 0,5 à 0,6 km/Ga qui peut aisément compenser l'effet lié à la diminution de volume des rides océaniques (Armstrong, 1991).

## 5. MÉCANISMES D'ACCRÉTION, DE RECYCLAGE ET DE DESTRUCTION DE LA CROÛTE CONTINENTALE

### 5.1 Accrétion

On admet que les continents se sont formés aux dépens du manteau, ou tout au moins de sa partie supérieure, comme le suggère la complémentarité isotopique entre la croûte continentale et le manteau supérieur convectif, source des basaltes médio-océaniques (MORBs). En effet, la croûte continentale est caractérisée par des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  radiogéniques, et des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  peu radiogéniques, exprimés sous la notation epsilon (par ex. DePaolo, 1988) par des valeurs fortement positives pour le strontium et fortement négatives pour le néodyme. Au contraire, les basaltes

médio-océaniques ont des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  très peu radiogéniques (c'est-à-dire  $\epsilon_{\text{Sr}}$  négatifs) et des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  très radiogéniques (c'est-à-dire  $\epsilon_{\text{Nd}}$  fortement positifs). Toutefois, le caractère radiogénique ( $\epsilon_{\text{Nd}}$  positif) du néodyme des roches basiques archéennes montre que l'appauvrissement en éléments incompatibles du manteau supérieur source des MORBs est une caractéristique dont l'acquisition a débuté dès les stades les plus précoces de l'histoire de la Terre (4,5-3,8 Ga). Bien que mal expliqué, cet appauvrissement a pu être causé non seulement par la formation de croûte océanique, mais également peut-être par l'extraction d'une proto-croûte (pas nécessairement sialique) quasi-totalement détruite, notamment par bombardement météoritique, avant 3,8 Ga.

Si la genèse de la croûte continentale aux dépens du manteau ne fait guère de doute, les mécanismes responsables de sa formation et de son développement sont moins bien établis. Pour les besoins de la discussion, on peut distinguer des processus tectoniques, grâce auxquels des fragments d'origine océanique sont incorporés mécaniquement à la croûte continentale, et des processus magmatiques, permettant l'addition directe de matériaux d'origine mantellique.

Le plancher océanique, formé au niveau des dorsales médio-océaniques et facilement subductable après refroidissement, supporte souvent des édifices volcaniques construits ultérieurement, soit par le magmatisme intraplaque (plateaux océaniques, guyots, îles océaniques), soit à l'aplomb des zones de subduction intra-océaniques. Lors de la fermeture des bassins océaniques qui les contiennent, ces édifices culminant à plusieurs kilomètres au dessus des plaines abyssales sont susceptibles d'échapper, au moins en partie, à la subduction, et d'être incorporés aux prismes d'accrétion tectonique des marges continentales actives, puis à la croûte elle-même lors des collisions continent-continent (Ben-Avraham *et al.*, 1981). En l'absence de fermeture océanique, ces terrains néoformés pourraient s'accumuler le long d'une marge continentale à la faveur de grands coulissages, comme cela semble avoir été le cas en bordure du Pacifique dans les Cordillères de l'ouest du Canada (Samson et Patchett, 1991). La contribution de ce mécanisme à la croissance continentale peut avoir été significative (potentiellement jusqu'à  $3,7 \text{ km}^3/\text{an}$  pour les plateaux océaniques, Schubert et Sandwell, 1989), d'autant plus que la durée de vie limitée de la croûte océanique confère un caractère rapidement cumulatif à ce type d'accrétion tectonique. L'épisode majeur de production crustale daté à environ 2,1 Ga en Afrique de l'Ouest, pourrait constituer un exemple d'accrétion de plateau océanique (Abouchami *et al.*, 1990, Boher *et al.*, 1992). Soulignons que les matériaux ainsi ajoutés à la croûte continentale ont une composition essentiellement basaltique.

L'apport direct de magmas d'origine mantellique peut aussi contribuer à la croissance des plaques continentales, soit à leur intérieur, soit à leurs marges.

L'accrétion intraplaque est liée aux environnements distensifs, souvent sous l'influence de panaches mantelliennes (*mantle plumes* ou *hot spots*). Bien que les deux aspects ne soient pas mutuellement exclusifs, on peut distinguer :

- une accrétion par le haut, sous forme de complexes volcaniques plus ou moins

différenciés (parfois essentiellement ignimbritiques, comme dans le sud-ouest des États-Unis au Mésozoïque et au Cénozoïque, Johnson, 1991, 1993), qui seront rapidement détruits par l'érosion et incorporés au stock sédimentaire, et,

- une accréation par le bas (underplating), sous forme de chambres magmatiques gabbroïques plus ou moins cumulatives à tous les niveaux de la croûte et à l'interface croûte/manteau. Des exemples de ce dernier type de croissance crustale ont été décrits récemment (Asmerom et al., 1990, Voshage et al., 1990).

Les très grands épanchements de tholéiites continentales, souvent associés aux premiers stades de rupture des plaques continentales (White et McKenzie, 1989) participent également aux additions crustales. Bien que les sources de ces basaltes ne soient pas encore parfaitement élucidées, des arguments isotopiques (DePaolo, 1988 ; Sharma *et al.*, 1991) et dynamiques (White et McKenzie, 1989 ; Campbell et Griffiths, 1990) suggèrent une origine à partir d'un réservoir mantellique profond, géochimiquement plus primitif que le manteau supérieur très appauvri, source des basaltes médio-océaniques. Dans cette hypothèse, la croûte continentale se serait développée, non seulement aux dépens du manteau supérieur appauvri, mais également par apport de matériaux profonds, isotopiquement proches de la Terre dans son ensemble. Ces «basaltes des plateaux», souvent épais de plusieurs milliers de mètres, sont soumis à l'érosion et leurs produits de démantèlement viennent s'ajouter au réservoir sédimentaire, lié pour l'essentiel à la croûte continentale et ses marges. Ces additions intra-plaques de grande ampleur sont de nature fondamentalement épisodique, et on remarquera à cet égard qu'on ne connaît pas d'exemple actuel de tels épanchements. Leur composition chimique est principalement basaltique, mais il est important de noter que les laves et pyroclastites felsiques associées contiennent souvent une composante majeure d'origine juvénile (par ex. Johnson, 1991).

Les additions magmatiques aux plaques continentales se font surtout, ou en tout cas de façon permanente, au niveau des zones de subduction. Le fait que des anomalies négatives en niobium et positives en plomb caractérisent à la fois les spectres d'éléments incompatibles du magmatisme des zones de subduction et ceux de la croûte continentale (*cf.* figure 3) conforte le rôle important de cet environnement vis-à-vis de la production des continents (par ex. Hofmann, 1988).

Le magmatisme d'arcs insulaires et de marges actives assure le retour rapide vers la surface de certains éléments d'origine continentale, subductés avec la croûte océanique, et les phénomènes de contamination crustale jouent un rôle important dans beaucoup de marges actives (Hildreth et Moorbath, 1988). Cependant, le bilan se caractérise par une croissance importante, notamment en épaisseur, de la croûte continentale. Schématiquement, le mécanisme envisagé est le suivant: sous les conditions de faible gradient géothermique qui prévalent dans les zones de subduction actuelles, la croûte océanique, altérée par interaction avec l'eau de mer, et une éventuelle composante sédimentaire subductée, subissent une déshydratation, sans fusion partielle majeure. Les fluides ainsi libérés migrent vers le prisme de manteau situé au dessus du

plan de subduction, qu'ils «dopent» en certains éléments issus de la plaque subductée (par ex., Hawkesworth *et al.*, 1977, 1991). Ces fluides induisent la fusion partielle hydratée des péridotites, et permettent la production de magmas primaires basaltiques, dont la différenciation à des profondeurs crustales produit les suites andésitiques.

Quoique dans un cadre tectonique probablement différent, le même processus de subduction de croûte océanique (*s.l.*) semble avoir joué un rôle essentiel dans la genèse des suites bimodales de la croûte continentale archéenne. On considère en effet que la production de chaleur terrestre était nettement plus importante à l'Archéen que de nos jours (par ex. Bickle, 1978). Or, la convection mantellique et la formation d'une croûte basaltique qui se refroidit sous l'océan avant de retourner au manteau constituent le mécanisme majeur de dissipation thermique de la Terre (par ex. Sclater *et al.*, 1981). Il est donc vraisemblable que la période archéenne était caractérisée par des vitesses d'accrétion océanique, et donc de subduction, beaucoup plus rapides qu'actuellement. Ce sont donc des plaques océaniques plus jeunes et donc encore chaudes (quoique altérées hydrothermalement) qui étaient engagées dans les zones de subduction ou leur équivalent de l'époque. Dans ces conditions, la croûte océanique subductée à des profondeurs mantelliques (50-80 km) était susceptible de subir directement une fusion partielle significative, au lieu d'une simple déshydratation comme aux époques récentes (Martin, 1986 ; Arkani-Hamed et Jolly, 1989). À la différence de la situation actuelle, c'est donc une source basaltique, et non péridotitique, qui était impliquée dans la genèse des magmas calco-alcalins, permettant la production directe de la composante felsique (tonalites-trondhjémities) typiquement continentale, à Rb/Sr élevé (Ellam et Hawkesworth, 1988), des suites bimodales archéennes. Dans ce modèle, la croûte continentale précoce aurait donc été le résultat d'un processus à deux stades, impliquant :

- la genèse d'une croûte océanique basaltique à partir du manteau, puis,
- la fusion partielle de cette croûte subductée pour produire les tonalites-trondhjémities.

Ce changement des conditions de fusion et des mécanismes de production de la croûte continentale vers la limite Archéen-Protérozoïque rendrait compte, au moins en partie, du changement de caractéristiques géochimiques observé dans les roches sédimentaires détritiques, telles que la diminution du fractionnement des Terres Rares lourdes ou la présence d'une anomalie négative en europium plus prononcée (McLennan et Taylor, 1991).

Certains auteurs (Kelemen *et al.*, 1993) suggèrent que la croûte continentale pourrait s'être formée directement par accrétion d'andésites magnésiennes, avec lesquelles elle présente de grandes analogies chimiques (55-65% SiO<sub>2</sub>, MgO/(MgO+FeO) > 0.35, fractionnement semblable de K, Nb, La et Ce). Selon leur modèle, ces andésites magnésiennes seraient produites à partir de magmas formés par un petit degré de fusion partielle, soit dans la plaque subductée, soit dans le manteau, et dont le chimisme serait modifié au cours de leur ascension par des mécanismes réactionnels avec les minéraux des péridotites du prisme de manteau sus-jacent.

Pollack (1986) a souligné que les mécanismes d'accrétion crustale magmatique ont une conséquence importante pour l'ensemble de la lithosphère continentale. En effet, les produits de fusion partielle extraits du manteau supérieur entraînent vers la croûte continentale et l'exosphère l'essentiel des composants volatils ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ...). De plus, leur composition chimique en éléments majeurs est caractérisée par un rapport Fe/Mg supérieur à celui de leurs sources péridotitiques. Le résidu solide laissé dans le manteau après leur extraction est donc «dévolatilisé» et enrichi en Mg par rapport à Fe, donc moins dense. Or, les éléments volatils réduisent considérablement les températures de fusion ainsi que la viscosité des péridotites. Par conséquent, le manteau dévolatilisé sous-jacent à un segment crustal néoformé est réfractaire et rigide d'une part, et relativement peu dense d'autre part. Ceci contribue à stabiliser, thermiquement et mécaniquement, l'ensemble de la lithosphère continentale, ou tectosphère (Jordan, 1978), d'autant plus efficacement que l'extraction de magmas du manteau supérieur est plus importante.

## 5.2 Recyclage et différenciation interne

Sous le terme de **recyclage**, on regroupe les mécanismes qui fabriquent de la croûte continentale à partir de matériaux continentaux préexistants. En effet, après sa formation, la croûte continentale est sujette à des processus de remobilisation, au premier rang desquels la fusion partielle et l'érosion. Pour l'essentiel, tous deux sont une conséquence des phénomènes orogéniques, que ce soit en contexte principalement magmatique (par exemple les Andes) ou tectonique (par exemple les chaînes de collision paléozoïques péri-Atlantiques (Calédonides, Appalaches, Hercynides) ou les Alpes et l'Himalaya).

La fusion partielle intracrustale est le résultat d'une élévation du gradient géothermique produite, soit par un transfert (conductif et, surtout, convectif par le biais de l'intrusion de magmas basaltiques) de chaleur à partir du manteau (par ex., Hawkesworth *et al.*, 1982), soit par relaxation des isothermes d'une croûte sur-épaisse par collision (England et Thompson, 1986), ou bien les deux. Les températures nécessaires pour que débute la fusion dépendent de la nature des matériaux constitutifs de la croûte inférieure. Dans la plupart des cas sont produits des liquides granitiques, en quantité variable selon la minéralogie des roches sources (Clemens et Vielzeuf, 1987), ainsi qu'un résidu solide (restite). Ces magmas crustaux interagissent éventuellement avec les injections mantelliques contemporaines, et ils se différencient par cristallisation fractionnée à relativement basse pression, dans le champ de stabilité du plagioclase. Il en résulte l'accumulation dans la croûte inférieure et moyenne de complexes cumulatifs mafiques à intermédiaires, riches en plagioclase, donc en Ca, Al et porteurs d'une anomalie positive en Eu (par ex. Pin et Sills, 1986), tandis que les liquides différenciés complémentaires, à anomalie négative en Eu, intrudent la croûte supérieure. Ces derniers sont responsables du transfert vers la partie superficielle des continents des éléments «granitophiles» tels que K, Rb, U, Th et Terres Rares légères. En résumé, les processus de fusion partielle et de cristallisation fractionnée en base de croûte sont les agents de la différenciation intracontinentale. Souvent, une compo-

sante extérieure (magma mantellique) est impliquée. Cependant, l'évolution des caractères isotopiques des granitoïdes au cours des temps géologiques montre que l'importance du recyclage de matériaux crustaux préexistants est allée en croissant (par ex. Allègre et Ben Othman, 1980). Le moteur de ces mécanismes de recyclage intracrustal endogène est la **Tectonique des Plaques**, qu'il s'agisse des chaînes de collision ou des orogènes de marge active.

Les reliefs, qu'ils soient produits par l'édification de massifs volcaniques (magmatisme intraplaque, et de zones de subduction), par collision continentale (par ex. Himalaya) ou par surrection épirogénique (par ex. Basin and Range Province de l'ouest des États-Unis, Tibet), sont rapidement démantelés par l'érosion. Comme cela a été signalé précédemment, les phénomènes de transport et de sédimentation assurent un mélange mécanique efficace des composantes anciennes remaniées et des éventuelles additions juvéniles (volcanisme, parfois ophiolites obductées...). Les sédiments occupant les parties les plus superficielles de la Terre, ils sont soumis préférentiellement à l'érosion, et ont donc un taux de recyclage «cannibale» très important (65-90% selon Veizer et Jansen, 1979, 1985). Comme pour les granitoïdes, les données isotopiques du néodyme illustrent l'importance croissante du recyclage de croûte plus ancienne depuis la fin de l'Archéen (par ex. Allègre et Rousseau, 1984 ; Frost et O'Nions, 1984). Ce brassage «en circuit fermé» domine largement l'évolution protérozoïque et phanérozoïque du réservoir sédimentaire, dont l'âge de résidence crustale moyen, estimé d'après les données Sm-Nd, est de  $2,0 \pm 0,2$  Ga (Miller *et al.*, 1986). Cependant, les produits de l'érosion très récente (poussières atmosphériques, charge particulaire des fleuves, loess), fournissent des âges de résidence légèrement plus jeunes ( $1,70 \pm 0,35$  Ga, S.L. Goldstein *et al.*, 1984 ; environ 1,60 Ga, S.J. Goldstein et Jacobsen, 1986 ;  $< 1,7$  Ga, Taylor *et al.*, 1983). Ceci peut s'expliquer par l'érosion préférentielle des zones orogéniques et volcaniques, à composante juvénile plus importante, ou bien traduire un épisode significatif récent d'addition de matériaux d'origine mantellique à la croûte continentale supérieure (*cf.* Jacobsen, 1988). Les précipitations et les réseaux fluviaux sont les agents de ce recyclage exogène, incorporant progressivement des composantes d'origine mantellique au stock sédimentaire. Les moteurs en sont la gravité d'une part, et l'énergie solaire, responsable des circulations atmosphériques, d'autre part.

### 5.3 Destruction

Les mécanismes permettant de détruire une partie de la croûte continentale impliquent le transfert de matériaux vers le manteau, et restent largement conjecturaux.

Le processus le mieux étudié est la subduction de la croûte océanique altérée et des sédiments qui la recouvrent. Dans ce cas, le transfert des continents vers le manteau se fait donc par l'intermédiaire d'un réservoir intermédiaire transitoire, la croûte océanique. Les altérations hydrothermales et de basse température de la croûte océanique ont pour effet la fixation d'éléments d'origine continentale dissous dans l'eau

de mer, en particulier Mg et S (Albarède et Michard, 1986) ou B (Spivack et Edmond, 1987). Le cas des alcalins K, Rb, Cs, éléments très fortement enrichis dans la croûte continentale supérieure et solubles, est plus ambigu, car au piégeage dans la croûte océanique supérieure associé à la spilitisation des basaltes s'oppose un lessivage de ces éléments dans les parties plus profondes (Hart et Staudigel, 1982). Cependant, globalement, la croûte océanique altérée constitue pour ces éléments un moyen de transport vers les zones de subduction.

Le cas du magnésium est particulièrement intéressant. Cet élément majeur est fortement appauvri dans la croûte continentale (env. 5% de MgO) par rapport au manteau (35-45% de MgO), conformément à son comportement très compatible au cours des processus de fusion partielle et de cristallisation fractionnée des matériaux silicatés. L'existence supplémentaire d'un flux exogène de Mg de la croûte continentale érodée vers le manteau *via* la croûte océanique subductée pourrait contribuer à appauvrir encore davantage, et de manière irréversible, la croûte continentale en cet élément (Arculus et Ruff, 1990).

Bien que longtemps controversée, la subduction de sédiments est maintenant largement admise et quantifiée (von Huene et Scholl, 1991, 1993). Physiquement, ce processus est rendu possible non seulement par les irrégularités (grabens) des fonds océaniques, qui constituent des pièges pour les sédiments, et empêchent qu'ils soient incorporés en totalité dans les prismes d'accrétion (Uyeda, 1983), mais aussi par les processus d'érosion tectonique de l'extrémité de la plaque supérieure (Lallemant et Malavieille, 1992). La subduction de sédiments est attestée par les caractéristiques géochimiques des volcanites d'arcs insulaires (enrichissement en Ba, Rb, Sr, Pb, dont  $^{207}\text{Pb}$ , par ex. White et Dupré, 1986), ainsi que par la présence dans ces roches de l'isotope de courte période  $^{10}\text{Be}$ , formé dans la haute atmosphère et concentré dans les sédiments les plus superficiels (Tera *et al.*, 1986). On notera au passage que ces arguments tirés de l'étude du magmatisme d'arc témoignent d'un retour très rapide (< 5 Ma) d'au moins une partie de la composante d'origine continentale vers la surface, ce qui implique que ce mécanisme de destruction de la croûte continentale n'a qu'une efficacité partielle. Un transfert à beaucoup plus long terme (1-2 Ga) de matériaux dérivés de la croûte continentale dans le manteau a été proposé pour expliquer les caractéristiques géochimiques et isotopiques (notamment du plomb, Sun, 1980) des basaltes d'îles océaniques (Hofmann et White, 1982, Weaver *et al.*, 1986), mais Patchett *et al.* (1984) ont remarqué que la subduction profonde de sédiments détritiques n'était guère susceptible de rendre compte des signatures isotopiques Nd-Hf de ces basaltes.

On considère généralement que la subduction de segments de lithosphère continentale est impossible pour des raisons de densité. Cependant, la modélisation géophysique montre que, dans certaines circonstances particulières de croûte continentale amincie, lestée d'intrusions basiques, ou entourée de croûte océanique (îles, péninsules), des quantités substantielles de croûte continentale peuvent être subductées (Molnar et Gray, 1979). L'observation de matériaux supracrustaux métamorphisés

sous très haute pression (Chopin, 1984) démontre clairement que des écailles continentales peuvent être subductées à des profondeurs mantelliques (environ 100 km). Si une remontée tectonique rapide n'est pas la règle, l'équilibration thermique de ces fragments sialiques subductés devrait entraîner leur fusion partielle. Les liquides ainsi formés, de composition très potassique (*cf.* Vrana, 1989), seront capables de s'hybrider avec les péridotites encaissantes (Schreyer *et al.*, 1987), causant ainsi un ré-enrichissement du manteau supérieur. Lors d'épisodes de fusion partielle ultérieurs, ce sont ces zones enrichies, moins réfractaires, qui contribueront préférentiellement à la production des magmas, permettant le retour vers des niveaux plus superficiels de la composante continentale. Ce mécanisme pourrait avoir joué un rôle dans la genèse de certains magmas ultra-potassiques (Nelson *et al.*, 1986).

Un dernier mécanisme, hypothétique, de transfert de matière de la croûte continentale vers le manteau a été proposé. De même que la partie mantellique de la lithosphère continentale peut, après épaissement, devenir gravitairement instable, se détacher, et être entraînée dans le manteau convectif (McKenzie et O'Nions, 1983), il est possible que la partie inférieure de la croûte devienne plus dense que les péridotites sous-jacentes, donc instable. Arndt et Goldstein (1989) ont suggéré deux mécanismes : d'une part, la formation en base de croûte de cumulats ultramafiques (à pyroxène et olivine relativement ferrifère, donc denses) à partir d'intrusions de basaltes picritiques, et d'autre part, la concentration de matériaux restitiques riches en grenat résultant de l'extraction de magmas granitiques à partir de sources crustales. Dans la mesure où des phénomènes de contamination sont probables lors de la cristallisation de magmas basaltiques mis en place en base de croûte, les cumulats à olivine-pyroxène peuvent acquérir une signature isotopique continentale. Leur détachement et leur incorporation au manteau, ainsi que celle des restites, permettrait donc un transfert durable de composants de la croûte continentale - quoique de composition (ultra)mafique - vers le manteau supérieur. De même, Mengel et Kern (1992) notent que lors d'un épaissement important par collision, des roches gabbroïques contenues dans les racines crustales pourraient être transformées en éclogites. Plus denses que le manteau péridotitique (à olivine très magnésienne), ces éclogites pourraient se détacher comme les cumulats et restites du modèle de Arndt et Goldstein, et être incorporées au manteau sous-orogénique.

Bien que théoriquement possibles, ces modèles de «délamination» (Kay et Kay, 1993) sont difficiles à argumenter faute d'information détaillée sur l'interface croûte-manteau. Il semble toutefois probable que les phénomènes orogéniques impliquant l'ensemble de la lithosphère sont de nature à favoriser non seulement des transferts du manteau vers la croûte, mais aussi un recyclage de matériaux continentaux anormalement denses vers le manteau.

D'un point de vue plus général, on a vu qu'après l'Archéen, les matériaux transférés du manteau vers la croûte sont de composition principalement basaltique (exception : les andésites magnésiennes, selon le modèle réactionnel de Kelemen *et al.*, 1993), et que les processus de différenciation intracrustale (cristallisation fractionnée

avec ou sans assimilation, fusion partielle) jouent un rôle majeur dans la production de magmas felsiques. Des mécanismes d'élimination des cumulats et résidus (ultra)mafiques ainsi produits sont donc clairement nécessaires si la croûte continentale doit conserver une composition chimique globalement felsique. Le transfert vers le manteau, par «délamination», de ces cumulats et/ou restites permettrait de produire une croûte de chimisme global intermédiaire, de type continental, à partir d'additions primaires de composition basaltique, en particulier au niveau des arcs insulaires (Pearcy *et al.*, 1990). Le manteau sous-continentale pourrait donc être, au moins en partie, le réservoir complémentaire requis par la différenciation intracrustale.

## 6. CONCLUSIONS

La croûte continentale s'est formée depuis l'Archéen ancien (env. 4 Ga), en réponse à un processus de différenciation irréversible du manteau, contrôlé par les mécanismes de la Tectonique des Plaques (Ringwood, 1982). Des épisodes de croissance rapide (suggérés par la présence de «pics» dans la distribution des âges radiométriques) pourraient être le résultat d'événements majeurs ayant affecté les circuits convectifs mantelliques. Cependant, le phénomène de retour vers le manteau de composants d'origine continentale complique l'interprétation de la courbe de distribution des âges en termes de croissance crustale réelle. Ainsi, Gurnis et Davies (1986) ont montré qu'un recyclage préférentiel de croûte jeune dans le manteau pourrait se traduire dans la distribution des âges par un pic **apparent** vers 2,5 Ga, malgré une croissance crustale réelle à taux constant, non épisodique.

Plusieurs mécanismes ont certainement joué un rôle dans la genèse des continents, de façon concomitante ou en se relayant au cours des temps géologiques. L'approche géochimique, quoiqu'essentielle, ne donne pas toujours de réponses claires et univoques, comme le montre de façon instructive le dernier article de R.L. Armstrong (1991). Beaucoup de raisonnements sont basés sur les **éléments en traces incompatibles** et sur des systèmes isotopiques radiogéniques qui ne concernent eux-mêmes que des éléments en traces incompatibles. Or, il est possible que l'essentiel du transfert préférentiel vers les continents des éléments en traces les plus incompatibles (exprimé notamment par le fractionnement des Terres Rares) se soit fait par l'extraction de produits issus d'un faible pourcentage (environ 1%) de fusion partielle du manteau (O'Nions et McKenzie, 1988). Les magmas correspondants envisageables (basaltes alcalins, néphélinites, kimberlites, carbonatites), très mobiles, sont mis en place dans des contextes géodynamiques distensifs (O'Nions et Oxburgh, 1988). Ils montrent de très forts enrichissements des éléments en traces les plus incompatibles, comparables ou supérieurs à ceux de la croûte continentale. Cependant, leur composition chimique en **éléments majeurs** est bien différente de celle de la croûte continentale. Ceci suggère que le fort enrichissement de la croûte continentale en éléments en traces incompatibles ne nous renseigne pas nécessairement de façon simple et directe sur les **mécanismes de transfert** des éléments majeurs, ni sur leur **temps de résidence** dans la croûte continentale, ni sur les **sources mantelliques** impliquées.

C'est la production de quantités importantes de matériaux de faible densité, riches en Si, Al, Na, K et pauvres en Ca, Fe et Mg, qui est responsable de l'existence et de la préservation des continents. Or, l'extraction des éléments fortement incompatibles apparaît en fait largement découplée de celle des éléments majeurs « sialiques » (Ringwood, 1982).

À la différence des autres couples d'isotopes radioactif-radiogénique, le système  $^{187}\text{Re}$ - $^{186}\text{Os}$ , nouvellement appliqué, a un isotope fils appartenant à un élément fortement compatible, l'osmium. Or, les premières données disponibles indiquent que la proportion de manteau appauvri en rhénium du fait de l'extraction de la croûte continentale est faible, probablement < 3%, et comparable à la masse du manteau lithosphérique sous-continentale (Martin *et al.*, 1991). Cette conclusion diffère des conceptions fondées sur les traceurs isotopiques impliquant des éléments incompatibles, qui suggèrent que c'est un volume de manteau beaucoup plus grand, correspondant au manteau supérieur convectif (source des MORBs), qui a été appauvri pour former la croûte continentale. En revanche, une relation de complémentarité entre la croûte continentale et le manteau lithosphérique sous-continentale serait compatible avec le bilan de masse des éléments majeurs (Silver *et al.*, 1988, pp. 506-508). En fait, ces observations semblent indiquer que les réservoirs mantelliques dont ont été extraits les matériaux constitutifs de la croûte continentale ont des volumes variables selon les groupes d'éléments pris en considération.

Dans l'état actuel des connaissances, il semble que deux processus majeurs puissent être invoqués pour la genèse des continents (*cf.* Stein et Hofmann, 1994). Le premier, de nature épisodique, est lié au magmatisme intra-plaque et sous le contrôle de panaches mantelliques d'origine profonde. Du point de vue des volumes impliqués, il se traduit principalement par la construction rapide de « plateaux » basaltiques, tant en milieu océanique (par exemple le sud-ouest du Pacifique, Mahoney et Spencer, 1991) qu'en milieu continental (*traps* du Deccan, de Sibérie, du Parana, *etc.*). L'accrétion à la lithosphère continentale des plateaux océaniques, présumés peu subductables, se fait par le jeu normal de la Tectonique des Plaques. L'incorporation des matériaux constitutifs des *traps* au réservoir continental se fait par l'intermédiaire du cycle érosion-sédimentation.

Le second processus, actif en permanence, est lié à la subduction *s.l.* de croûte océanique. À l'Archéen, les forts gradients géothermiques permettaient la fusion partielle des basaltes subductés et la production directe de tonalites-trondhjémites et d'un résidu enrichi en grenat (Martin, 1986). Plus tard, dans une Terre moins chaude, c'est la fusion du prisme de manteau péridotitique, envahi par les fluides libérés par la déshydratation de la plaque subductée, qui est devenu le mécanisme dominant (Hawkesworth *et al.*, 1991). Ceci a entraîné le transfert vers la croûte d'un composant basaltique, dont la différenciation intracrustale produit les suites andésitiques. Ce n'est qu'exceptionnellement, dans des sites où est subductée de la croûte océanique très jeune, et donc anormalement chaude, que sont observées des andésites géochimiquement analogues aux suites de tonalites-trondhjémites archéennes (Martin, 1993).

On peut noter que le processus «archéen» de fusion de la croûte océanique subductée serait susceptible de rendre compte du caractère complémentaire de la croûte continentale et du manteau supérieur convectif, mis en évidence par les éléments incompatibles et les traceurs isotopiques associés. Le processus «moderne», de fusion partielle au sein du prisme de manteau situé au dessus des marges actives, pourrait quant à lui expliquer la complémentarité suggérée, à partir d'autres arguments, entre la croûte continentale et le manteau supérieur lithosphérique.

La caractéristique essentielle commune à tous les environnements de subduction est l'introduction dans le manteau de matériaux riches en eau, dont la présence permet d'abaisser considérablement les températures de fusion des roches silicatées et d'accroître les capacités de production magmatique. La subduction de matériaux hydratés est une conséquence de la situation sous-marine des dorsales qui permet, grâce au flux thermique très élevé, une interaction poussée de la croûte basique néoformée avec l'eau de mer. On peut donc considérer, comme l'ont fait Campbell et Taylor (1983), que l'eau des océans a joué un rôle crucial dans la production des magmas felsiques en quantité importante, et même a été nécessaire à la genèse des continents.

De plus, l'importance des processus d'érosion et de recyclage sédimentaire souligne le rôle essentiel de l'hydrosphère vis-à-vis de l'évolution «interne» de la croûte continentale.

Ainsi, la particularité de la Terre de posséder des océans et des continents ne serait pas une coïncidence fortuite, mais résulterait des relations génétiques étroites, et plus particulièrement de la localisation précise de la Terre par rapport au Soleil, qui a permis de conserver en surface de l'eau sous forme liquide, à la différence des autres planètes du système solaire (Omont et Bertaux, 1990).

### **Remerciements**

Je remercie Danielle Briot, Jean-Louis Duthou, Franck Poitrasson et François Seimille pour leur aide lors de la préparation de ce chapitre.

## BIBLIOGRAPHIE

- ABOUCAMI W., M. BOHER, A. MICHARD et F. ALBARÈDE (1990). A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa : An early stage of crustal accretion. *J. Geophys. Res.*, **95**, 17605-17629.
- ALBARÈDE F. et A. MICHARD (1986). Transfer of continental Mg, S, O and U to the mantle through hydrothermal alteration of the oceanic crust. *Chem. Geol.*, **57**, 1-15.
- ALLÈGRE C.J. et D. BEN OTHMAN (1980). Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development : a chemical approach to orogenesis. *Nature*, **286**, 335-342.
- ALLÈGRE C.J. et D. ROUSSEAU (1984). The growth of the continent through geological time studied by Nd isotope analysis of shale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**, 19-34.
- ALLÈGRE C.J., T. STAUDACHER et P. SARDA (1987). Rare gas systematics : formation of the atmosphere, evolution and structure of the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **81**, 127-150.
- ARCULUS R.J. et L.J. RUFF (1990). Genesis of continental crust : evidence from island arcs, granulites and exospheric processes. *In* : Granulites and crustal evolution, D. Vielzeuf et P. Vidal Eds, Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 7-23.
- ARKANI-HAMED J. et W.T. JOLLY (1989). Generation of Archean tonalites. *Geology*, **17**, 307-310.
- ARMSTRONG R.L. (1981a). Radiogenic isotopes : the case for crustal recycling on a near-steady-state no-continental-growth Earth. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A301**, 443-472.
- ARMSTRONG R.L. (1981b). Comment on «Crustal growth and mantle evolution : inferences from models of element transport and Nd and Sr isotopes». *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 1251.
- ARMSTRONG R.L. (1991). The persistent myth of crustal growth. *Australian J. Earth Sciences*, **38**, 613-630.
- ARNDT N.T. et S.L. GOLDSTEIN (1989). An open boundary between lower continental crust and mantle : its role in crust formation and crustal recycling. *Tectonophysics*, **161**, 201-212.

- ASMEROM Y., J.K. SNOW, D.K. HOLM, S.B. JACOBSEN, B.P. WERNICKE et D.R. LUX (1990). Rapid uplift and crustal growth in extensional environments : An isotopic study from the Death Valley region, California. *Geology*, **18**, 223-226.
- BEN-AVRAHAM Z., A. NUR, D. JONES et A. COX (1981). Continental accretion : From oceanic plateaus to allochthonous terranes. *Science*, **213**, 47-54.
- BICKLE M.J. (1978). Heat loss from the Earth : a constraint on Archean tectonics from the relation between geothermal gradients and the rate of plate production. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**, 301-315.
- BOHER M., W. ABOUCHAMI, A. MICHARD, F. ALBARÈDE et N. ARNDT (1992). Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *J. Geophys. Res.*, **97**, 345-369.
- BOILLOT G. (1990). Géologie des marges continentales. (3<sup>e</sup> éd.) Masson, Paris, 135 p.
- BOWRING S.A., I.S. WILLIAMS et W. COMPSTON (1989). 3.96 Ga gneisses from the Slave Province, Northwest Territories, Canada. *Geology*, **17**, 971-975.
- CAMPBELL I.H. et R.W. GRIFFITHS (1990). Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **99**, 79-93.
- CAMPBELL I.H. et S.R. TAYLOR (1983). No water, no granites - No oceans, no continent. *Geophys. Res. Lett.*, **10**, 1061-1064.
- CHOPIN C. (1984). Coesite and pure pyrope in high grade blueschists of the Western Alps : a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 107-118.
- CLEMENS J.C. et D. VIELZEUF (1987). Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **86**, 287-306.
- COGLEY J.G. (1984). Continental margins and the extent and number of the continents. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **22**, 101-122.
- DePAOLO D.J. (1988). Neodymium isotope geochemistry : An introduction. Springer, Berlin, 187 p.
- DePAOLO D.J., A.M. LINN et G. SCHUBERT (1991). The continental crustal age distribution : Methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the Southwestern United States. *J. Geophys. Res.*, **96**, 2071-2088.
- DEWEY J.F. et B.F. WINDLEY (1981). Growth and differentiation of the continental crust. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A301**, 189-206.

- ELLAM R.M. et C.J. HAWKESWORTH (1988). Is average continental crust generated at subduction zones ? *Geology*, **16**, 314-317.
- ENGLAND P.C. et A.B. THOMPSON (1986). Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. *In* : Collision Tectonics, M.P. Coward et A.C. Ries Eds, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **19**, 83-94.
- FROST C.D. et R.K. O'NIONS (1984). Nd evidence for Proterozoic crustal development in the Belt-Purcell Supergroup. *Nature*, **312**, 53-56.
- FROUDE D.O., T.R. IRELAND, P.D. KINNY, I.S. WILLIAMS, W. COMPSTON, I.R. WILLIAMS et J.S. MYERS (1983). Ion microprobe identification of 4100-4200 Myr-old terrestrial zircons. *Nature*, **304**, 616-618.
- FYFE W.S. (1978). The evolution of the Earth's crust : modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics ? *Chem. Geol.*, **23**, 89-114.
- GOLDSTEIN S.J. et S.B. JACOBSEN (1988). Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material : implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**, 249-265.
- GOLDSTEIN S.L., R.K. O'NIONS et P.J. HAMILTON (1984). A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **70**, 221-236.
- GURNIS M. et G.F. DAVIES (1986). Apparent episodic crustal growth arising from a smoothly evolving mantle. *Geology*, **14**, 396-399.
- HAMILTON P.J., R.K. O'NIONS, N.M. EVENSEN, D. BRIDGEWATER et J.H. ALLART (1978). Sm-Nd isotopic investigations of Isua supracrustals and implications for mantle evolution. *Nature*, **272**, 41-43.
- HART S.R. et H. STAUDIGEL (1982). The control of alkalis and uranium in seawater by ocean crust alteration. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **58**, 202-212.
- HAWKESWORTH C.J., R.K. O'NIONS, R.J. PANKHURST, P.J. HAMILTON et N.M. EVENSEN (1977). A geochemical study of island arc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 253-263.
- HAWKESWORTH C.J., M. HAMMIL, A.R. GLEDHILL, P. van CALSTEREN et G. ROGERS (1982). Isotope and trace element evidence for late-stage intracrustal melting in the high Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **58**, 240-254.

HAWKESWORTH C.J., J.M. HERGT, F. McDERMOTT et R.M. ELLAM (1991). Destructive margin magmatism and the contributions from the mantle wedge and subducted crust. *Australian J. Earth Sciences*, **38**, 577-594.

HILDRETH W. et S. MOORBATH (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**, 455-489

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. et W.M. WHITE (1982). Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **57**, 421-436.

HURLEY P.M. et J.R. RAND (1969). Pre-drift continental nuclei. *Science*, **164**, 1229-1242.

JACOBSEN S.B. (1988). Isotopic constraints on crustal growth and recycling. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**, 315-329.

JOHNSON C.M. (1990). Large-scale crust formation and lithosphere modification beneath Middle to late Cenozoic calderas and volcanic fields, Western North America. *J. Geophys. Res.*, **96**, 13485-13507.

JOHNSON C.M. (1993). Mesozoic and Cenozoic contributions to crustal growth in the Southwestern United States. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **118**, 75-89.

JORDAN T.H. (1978). Composition and development of the continental tectosphere. *Nature*, **274**, 544-548.

KAY R.W. et S.M. KAY (1993). Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, **219**, 177-189.

KELEMEN P.B., N. SHIMIZU et T. DUNN (1993). Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust : partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**, 111-134.

LALLEMAND S. et J. MALAVIEILLE (1992). L'érosion profonde des continents. *La Recherche*, **249**, 1388-1397.

MAHONEY J.J. et K.J. SPENCER (1991). Isotopic evidence for the origin of the Manihiki and Ontong Java oceanic plateaus. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**, 196-219.

MARTIN C.E., B.K. ESSER et K.K. TUREKIAN (1991). Re-Os isotopic constraints on the formation of mantle and crustal reservoirs. *Australian J. Earth Sciences*, **38**, 569-576.

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

MARTIN H. (1993). The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust - Comparison with modern processes. *Lithos*, **30**, 373-388.

MENGEL K. et H. KERN (1992). Evolution of the petrological and seismic Moho - Implications for the continental crust-mantle boundary. *Terra Nova*, **4**, 109-116.

MICHAEL P.J. (1988). The concentration, behavior and storage of H<sub>2</sub>O in the suboceanic upper mantle : Implications for mantle metasomatism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 555-566.

MICHARD-VITRAC A., J. LANCELOT, C.J. ALLÈGRE et S. MOORBATH (1977). U-Pb ages on single zircons from the Early Precambrian rocks of West Greenland and the Minnesota River Valley. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **35**, 449-453.

MILLER R.G., R.K. O'NIONS, P.J. HAMILTON et E. WELIN (1986). Crustal residence ages of clastic sediments, orogeny and continental evolution. *Chem. Geol.*, **57**, 87-99.

MILLER J.F. et N.B.W. HARRIS (1989). Evolution of the continental crust in the Central Andes ; constraints from Nd isotope systematics. *Geology*, **17**, 615-617.

MOLNAR P. et D. GRAY (1979). Subduction of continental lithosphere : some constraints and uncertainties. *Geology*, **7**, 58-62.

MOORBATH S., R.K. O'NIONS et R.J. PANKHURST (1973). Early Archean age for the Isua Iron Formation, West Greenland. *Nature*, **245**, 138-139.

MOORBATH S., R.K. O'NIONS et R.J. PANKHURST (1975). The evolution of Early Precambrian crustal rocks at Isua, West Greenland - Geochemical and isotopic evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**, 229-239.

MOORBATH S., P.N. TAYLOR et N.W. JONES (1986). Dating the oldest terrestrial rocks - Fact and fiction. *Chem. Geol.*, **57**, 63-86.

NELSON D.R., M.T. McCULLOCH et S.S. SUN (1986). The origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 231-245.

- OMONT A. et J.L. BERTAUX (1990). L'eau dans le Cosmos. *La Recherche*, 221, 556-562.
- O'NIONS R.K. et D.P. MCKENZIE (1988). Melting and continent generation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 449-456.
- O'NIONS R.K. et E.R. OXBURGH (1988). Helium, volatile fluxes and the development of continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 331-347.
- PATCHETT J. et C. CHAUVEL (1984). The mean life of continents is currently not constrained by Nd and Hf isotopes. *Geophys. Res. Lett.*, 11, 151-153.
- PATCHETT P.J., W.M. WHITE, H. FELDMAN, S. KIELINCZUK et A.W. HOFMANN (1984). Hafnium/rare earth element fractionation in the sedimentary system and crustal recycling into the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69, 365-378.
- PATCHETT P.J., W. TODT et R. GORBATSCHEV (1987). Origin of continental crust of 1.9-1.7 Ga age : Nd isotopes in the svecofennian orogenic terrains of Sweden. *Preambrian. Res.*, 35, 145-160.
- PEARCY L.G., S.M. DeBARI et N.M. SLEEP (1990). Mass balance calculations for two sections of island arc crust and implications for the continents. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, 427-442.
- PIN C. et J.D. SILLS (1986). Petrogenesis of layered gabbros and ultramafic rocks from Val Sesia, the Ivrea Zone, NW Italy : trace element and isotope geochemistry. In : The nature of the lower continental crust, J.B. Dawson, D.A. Hall et K.H. Wedepohl Eds., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 24, 231-249.
- POLLACK H.N. (1986). Cratonization and thermal evolution of the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80, 175-182.
- REYMER A. et G. SCHUBERT (1984). Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth. *Tectonics*, 3, 63-77.
- RINGWOOD A.E. (1982). Phase transformations and differentiation in subducted lithosphere : implications for mantle dynamics, basalt petrogenesis, and crustal evolution. *J. Geol.*, 90, 611-643.
- SAMSON S.D., W.C. McCLELLAND, P.J. PATCHETT, G.E. GEHRELS et R.G. ANDERSON (1989). Evidence from neodymium isotopes for mantle contributions to Phanerozoic crustal genesis in the Canadian Cordillera. *Nature*, 337, 705-709.

- SAMSON S.D. et P.J. PATCHETT (1991). The Canadian Cordillera as a modern analogue of Proterozoic crustal growth. *Australian J. Earth Sciences*, **38**, 595-611.
- SCHÄRER U. (1991). Rapid continental crust formation at 1.7 Ga from a reservoir with chondritic isotope signatures, Eastern Labrador. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **102**, 110-133.
- SCHREYER W., H.J. MASSONNE et C. CHOPIN (1987). Continental crust subducted to depths near 100 km : Implications for magma and fluid genesis in collision zones. *In* : Magmatic processes and physicochemical principles, (B.O. Mysen Ed.) *The Geochem. Soc., Spec. Publ.*, **1**, 155-163.
- SCHUBERT G. et D. SANDWELL (1989). Crustal volume of the continents and of oceanic and continental submarine plateaus. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **92**, 234-246.
- SCLATER J.G., B. PARSONS et C. JAUPART (1981). Oceans and continents : similarities and differences in the mechanisms of heat loss. *J. Geophys. Res.*, **86**, 11535-11552.
- SHARMA M., A.R. BASU et G.V. NESTERENKO (1991). Nd-Sr isotopes, petrochemistry, and origin of the Siberian flood basalts, USSR. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 1183-1192.
- SILVER P.G., R.W. CARLSON et P. OLSON (1988). Deep slabs, geochemical heterogeneity, and the large-scale structure of mantle convection. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **16**, 477-541.
- SPIVACK A.J. et J.M. EDMOND (1987). Boron isotope exchange between seawater and the oceanic crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 1033-1044.
- STEIN M. et A.W. HOFMANN (1994). Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature*, **372**, 63-68.
- STEVENSON R.K. et P.J. PATCHETT (1990). Implications for the evolution of continental crust from Hf isotope systematics of Archean detrital zircons. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 1683-1697.
- SUN S.S. (1980). Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean island and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A 297**, 409-445.
- SUN S.S. et W.F. McDONOUGH (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. *In* : Magmatism in the ocean basins, A.D. Saunders et M.J. Norry Eds., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **42**, 313-345.

- TAYLOR S.R. (1967). The origin and growth of continents. *Tectonophysics*, 4, 17-34.
- TAYLOR S.R. (1977). Island arc models and the composition of the continental crust. *Am. Geophys. Union, M. Ewing Series*, 1, 325-335.
- TAYLOR S.R. (1989). Growth of planetary crusts. *Tectonophysics*, 161, 147-156.
- TAYLOR S.R. et S.M. McLENNAN (1985). The continental crust : its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 312 p.
- TAYLOR S.R., S.M. McLENNAN et M.T. McCULLOCH (1983). Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 1897-1905.
- TERA F., L. BROWN, J. MORRIS et I.S. SACKS (1986). Sediment incorporation in island-arc magmas : inferences from  $^{10}\text{Be}$ . *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 535-550.
- UYEDA S. (1983). Comparative subductology. *Episodes*, 2, 19-24.
- VEIZER J. et S.L. JANSEN (1979). Basement and sedimentary recycling and continental evolution. *J. Geol.*, 87, 341-370.
- VEIZER J. et S.L. JANSEN (1985). Basement and sedimentary recycling - 2: time dimension to global tectonics. *J. Geol.*, 93, 625-643.
- von HUENE R. et D.W. SCHOLL (1991). Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, 29, 279-316.
- von HUENE R. et D.W. SCHOLL (1993). The return of sialic material to the mantle indicated by terrigenous material subducted at convergent margins. *Tectonophysics*, 219, 163-175.
- VOSHAGE H., A.W. HOFMANN, M. MAZZUCHELLI, G. RIVALENTI, S. SINIGOI, I. RACZEK et G. DEMARCHI (1990). Isotopic evidence from the Ivrea Zone for a hybrid lower crust formed by magmatic underplating. *Nature*, 347, 731-736.
- VRANA S. (1989). Perpotassic granulites from Southern Bohemia. A new rock type derived from partial melting of crustal rocks under mantle conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103, 510-522.
- WARREN P.H. (1989). Growth of the continental crust : a planetary analogue. *Tectonophysics*, 161, 165-199.

WEAVER B.L., D.A. WOOD, J. TARNEY et J.-L. JORON (1986). Role of subducted sediment in the genesis of ocean-island basalts : Geochemical evidence from the South Atlantic Ocean islands. *Geology*, 14, 275-278.

WHITE W.M. et B. DUPRÉ (1986). Sediment subduction and magma genesis in the Lesser Antilles : Isotopic and trace element constraints. *J. Geophys. Res.*, 91, 465-468.

WHITE W.M. et D. MCKENZIE (1989). Magmatism at rift zones : the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.*, 94, 7685-7729.

WISE D.U. (1974). Continental margins, freeboard and the volumes of continents and oceans through time. *In* : Geology of continental margins, C.A. Burk et C.L. Drake Eds., Springer, Berlin, 45-58.