



HAL
open science

Origine et évolution de la croûte continentale

Christian Nicollet

► **To cite this version:**

Christian Nicollet. Origine et évolution de la croûte continentale. Bulletin de l'APBG, 2014, 2, pp.153-171. <hal-01761260>

HAL Id: hal-01761260

<https://hal.science/hal-01761260v1>

Submitted on 8 Apr 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



HAL Authorization

BIOLOGIE GÉOLOGIE

apb



Origine et évolution de la croûte continentale

Christian Nicollet

La croûte continentale se crée depuis au moins 4 Ga, principalement dans des arcs magmatiques au dessus des zones de subduction. Ces roches magmatiques des zones de subduction sont très diversifiées (granodiorites, granites, andésites, etc.) d'une part parce que de nombreuses roches sources sont à l'origine de ces magmas (manteau, croûte océanique subduite, croûte continentale, sédiments) et d'autre part, parce que ces magmas évoluent, grâce à des processus pétrologiques variés (différenciation magmatique, mélange de magmas et contamination). La composition moyenne de la croûte continentale est andésitique/granodioritique. Les modalités de la genèse de cette croûte ont évolué au cours du temps, depuis le début de l'histoire de la Terre. En conséquence, le nouveau matériau continental produit dans les zones de subduction actuelles est-il toujours de nature andésitique/granodioritique ?

La croûte continentale est le stade le plus avancé de la différenciation du globe en enveloppes concentriques. Son évolution est complexe depuis 4 Ga comme en témoigne son hétérogénéité latérale et verticale en composition chimique, minéralogie et lithologie. Elle est principalement créée dans les **arcs magmatiques** qui se localisent le long des zones de subduction. À la surface de la croûte, ce magmatisme est représenté par des **arcs volcaniques**, édifices qui s'allongent sur des milliers de kilomètres, telle la ceinture de feu du Pacifique.

Cette phrase anodine du thème 1-B-3 du BO du 13 octobre 2011 « *Un magma d'origine mantellique aboutit à la création de nouveau matériau continental.* » introduit la genèse de la croûte continentale dans le programme de la terminale S. Elle sous entend l'intervention d'une grande diversité de processus pétrologiques pour passer du manteau au nouveau matériau continental. Rappelons brièvement ces processus pétrologiques.

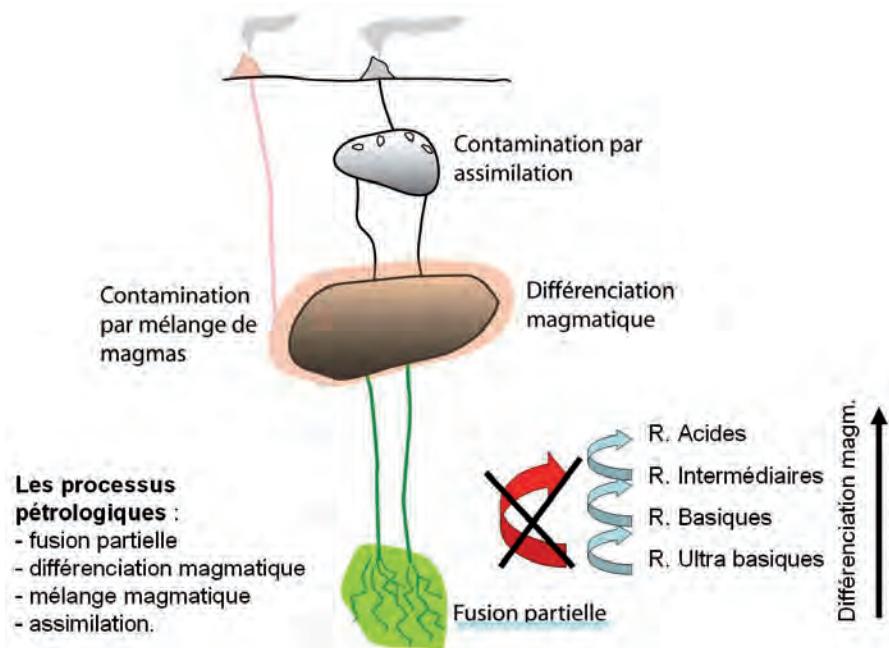
► **Mots clés** : croissance crustale, zone de subduction, andésite, granodiorite, adakite, Archéen, fusion partielle, différenciation magmatique, contamination

■ **Christian Nicollet** : professeur à l'Université Blaise Pascal, Équipe de Pétrologie Expérimentale Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont Ferrand

Les processus pétrologiques

Il s'agit de la fusion partielle (FP), de la différenciation magmatique, de la contamination par assimilation ou par mélange magmatique.

Ces différents processus sont à l'origine de roches magmatiques contrastées que l'on qualifie de roches ultrabasiques (= périclote), basiques (basalte, gabbro), intermédiaires (granodiorite, andésite) et acides (granite, rhyolite). Les adjectifs basique et acide n'ont pas la signification que leur donnent les chimistes, mais se réfèrent à la teneur en silice. Le schéma de la figure 1 résume de façon simplifiée ces processus responsables de la diversité des roches magmatiques.



1. Schéma simplifié des principaux processus pétrologiques à l'origine des différentes roches magmatiques que l'on classe en fonction de leur acidité - basicité.

La fusion partielle

Elle est à l'origine du magma que l'on qualifie de primitif. La fusion est toujours partielle et le taux (ou %) de fusion partielle, pour produire un magma en quantité suffisante pour pouvoir migrer vers la surface, est variable en fonction de la roche source. En règle générale, la fusion partielle d'une roche d'une « catégorie » produit un magma plus acide de la « catégorie » suivante : la fusion partielle d'une roche ultrabasique produit un magma basique, celle d'une roche basique produit un magma intermédiaire et celle d'une roche intermédiaire, un magma acide. Il n'est pas possible de « sauter » une étape et de produire, par exemple, un magma intermédiaire à partir de la fusion partielle d'une périclote du manteau. Le % minimum de

FP susceptible de produire un magma en quantité suffisante pour que celui-ci puisse migrer est contrôlé par la perméabilité de la roche et la viscosité du magma produit. Ainsi un très faible taux de FP d'une péridotite produit une toute petite quantité de magma (de composition intermédiaire) mais qui ne peut pas se séparer de la roche source.

Le % maximum possible de FP est contrôlé par la nature de la roche et la chaleur disponible dans le globe. A l'heure actuelle, les taux de FP du manteau sont de l'ordre de quelques % à une vingtaine de % et produisent des magmas basaltiques. Dans l'histoire précoce du globe, avant 2,5 Ga, ce taux a pu atteindre 40 à 50 %, produisant des magmas ultrabasiques qui ont donné des laves appelées komatiites.

La différenciation magmatique

Le magma primitif peut subir une différenciation magmatique produisant des cumulats et des magmas résiduels dont la composition devient de plus en plus acide. Le processus (ou plutôt les processus, car la différenciation magmatique peut prendre plusieurs formes) peut produire tout ou une partie de la succession de roches UB-B-I-A. En simplifiant, les premiers minéraux qui cristallisent sont très riches en éléments Fe-Mg et s'accumulent, formant les cumulats. Le magma résiduel devient plus acide et peut être extrait de la chambre magmatique et produit des roches de plus en plus acides au fur à mesure que le processus de différenciation magmatique se poursuit.

La contamination

Le magma peut être contaminé par son environnement. Cette contamination peut se produire par **assimilation** de roches encaissantes au contact ou roches arrachées et incorporées dans le magma. Elle peut se faire également par **mélange de magmas**.

Une brève comparaison de la croûte océanique et de la croûte continentale

L'âge de la croûte océanique en place ne dépasse pas 200 Ma. Celle-ci a une composition relativement simple, de nature basaltique/gabbroïque. Elle est formée par la fusion partielle d'un manteau anhydre relativement homogène. De faibles variations de la composition du manteau et du taux de fusion partielle permettent d'obtenir une légère diversité dans les roches produites, telles des MORB auxquels on rajoute la lettre I ou N ou T, légère différence qui fait la joie des géochimistes mais qui a peu d'intérêt au niveau de cet article. La cristallisation de ce magma basique dans la croûte océanique est peu affectée par les processus de la différenciation magmatique et de la contamination. La différenciation magmatique s'effectue à petite échelle, comme on peut l'observer dans les gabbros lités de l'ophiolite

d'Oman par exemple. Lorsque l'on parcourt l'arête SO du Chenaillet, on traverse sur près de 200 m de dénivelé, un gabbro à la texture isotrope très homogène. Tout au plus, la partie basale est enrichie en minéraux ferromagnésiens (mélanogabbro) et l'on trouve localement des troctolites (dans lesquelles le clinopyroxène du gabbro est remplacé par de l'olivine). Les chambres magmatiques de la croûte océanique sont des chambres de refroidissement. Quant à la contamination, elle ne peut pas avoir une influence notable puisque les roches encaissantes susceptibles de contaminer proviennent de la cristallisation d'un magma identique à celui qui serait contaminé.

Un rapide aperçu d'une carte géologique sur le continent montre que la croûte continentale est très variée en lithologie (de composition chimique variée) avec une répartition aléatoire des différentes lithologies. Ceci s'explique d'une part parce que la croûte continentale est fabriquée depuis plus de 4 Ga et d'autre part parce qu'elle a été modifiée par des processus géologiques variés (endogènes tels que ceux décrits à la figure 1 mais également exogènes faisant intervenir érosion, sédimentation) pendant ces 4 Ga. On parle de recyclage interne.

La composition chimique de la croûte continentale

On comprend de ce qui précède qu'estimer la composition de la croûte continentale n'est pas une chose aisée et qu'une composition chimique moyenne sera affectée d'un écart-type non négligeable ! Il a fallu intégrer les compositions chimiques d'un nombre considérable de roches, en estimer la proportion relative, sachant que la répartition de ces roches est hétérogène tant en surface que verticalement, sur une coupe de la croûte continentale (voir figure 12). La tâche est particulièrement délicate en ce qui concerne la croûte inférieure, de composition différente de la croûte supérieure, difficile d'accès et n'affleurant que rarement. Après trois bonnes décennies de travail, il est actuellement admis que la croûte continentale actuelle a une composition moyenne proche de l'andésite, cette lave de composition intermédiaire, riche en phénocristaux de plagioclase et contenant souvent l'amphibole, minéral ferromagnésien hydraté. Elle est aussi comparée à l'adakite, lave proche de l'andésite, à la granodiorite et encore aux « gneiss gris » (figure 2), lithologie représentative des formations archéennes appelés TTG, abréviation des trois roches typiques de cette formation : tonalites, trondhjémites et granodiorites. (figures 3 et 4). **La croûte continentale a une composition de roche magmatique intermédiaire.**



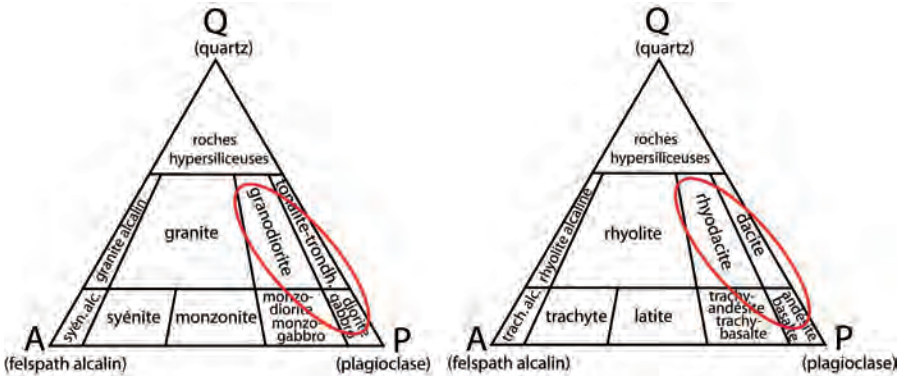
2. Les « gneiss gris » des terrains archéens représentent la lithologie caractéristique de la croûte continentale archéenne.

Remarquez quelques niveaux décimétriques sombres d'amphibolites, roches magmatiques basiques métamorphosées. Formation d'Andriamena, Nord de Madagascar.

% poids oxydes	CC moyenne	Andésite	TTG	Granodiorite	Adakite
SiO ₂	59,1	59,85	67,67	68,10	64,80
TiO ₂	0,7	0,54	0,44	0,54	0,56
Al ₂ O ₃	15,8	17,25	14,87	15,07	16,64
FeO _t	6,6	6,84	3,58	4,36	4,75
MnO	0,11	0,14	0,07	0,09	0,08
MgO	4,4	3,02	1,86	1,55	2,18
CaO	6,4	6,89	3,35	3,06	4,63
Na ₂ O	3,2	3,28	4,18	3,68	4,19
K ₂ O	1,88	0,87	2,60	3,40	1,97
P ₂ O ₅	0,2	0,14	0,16	0,15	0,20

3. Choix d'une composition chimique moyenne de la croûte continentale et de quelques roches caractéristiques (moyennes) de celle-ci.

Les TTG ou Gneiss gris représenteraient la composition chimique de la croûte continentale moyenne archéenne.



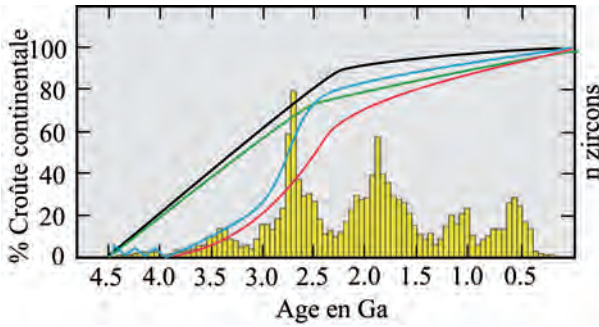
4. Classification de Streckeisen (1974) des granitoïdes (triangle de gauche) et leurs équivalents volcaniques (triangle de droite) basée sur les minéraux leucocrates. Les roches représentatives de la composition moyenne de la croûte continentale sont entourées de rouge.

La croissance crustale

Quand s'est formée cette croûte continentale ? Les gneiss d'Acasta au Canada sont les roches les plus vieilles connues de la croûte continentale. Ils ont 4 Ga. Des roches sédimentaires de Jack Hills (en Australie) déposées il y a 3 Ga contiennent des zircons détritiques (ces minéraux chronomètres) dont les âges s'échelonnent entre 4 et 4.4 Ga, c'est à dire 170 Ma après l'accrétion de notre planète. Des micro-inclusions de minéraux dans ces zircons suggèrent que la roche magmatique les contenant pourrait être un « granitoïde », roche caractéristique de la croûte continentale.

Plusieurs courbes d'évolution de la croissance crustale au cours du temps sont proposées ; la figure 5 en donne 4 exemples. Ces courbes montrent quelques différences, mais ce qui retiendra notre attention, c'est qu'il est admis que les 2/3, voire les 3/4 du volume de la croûte continentale étaient formés à la fin de l'Archéen (2,5 Ga). La croissance crustale a décliné au Protérozoïque et Phanérozoïque pour être proche de zéro actuellement. Une croissance nulle ne signifie pas pour autant un renouvellement nul, un apport juvénile nul dans la croûte continentale : elle signifie que l'apport, la création dans les arcs magmatiques au dessus des zones de subduction est (approximativement) compensé par la destruction de la croûte continentale par érosion et retour dans le manteau dans les zones de subduction. Sur la figure 5, les histogrammes de fréquence des zircons montrent que cette croissance n'a pas été continue et les pics de croissance coïncideraient avec les grands cycles orogéniques, associés à la formation des supercontinents.

Malgré une décroissance de la création de croûte continentale juvénile depuis le Protérozoïque, la persistance du magmatisme d'arc et l'érosion de la croûte continentale montrent que celle-ci se renouvelle encore et, de ce fait, la croûte continentale ancienne, archéenne tend à disparaître. Les terrains archéens actuellement affleurant sont représentés par des formations profondes, de hautes températures, granitoïdes et métamorphiques, démontrant, s'il en est besoin, que l'érosion affecte principalement la croûte continentale supérieure.

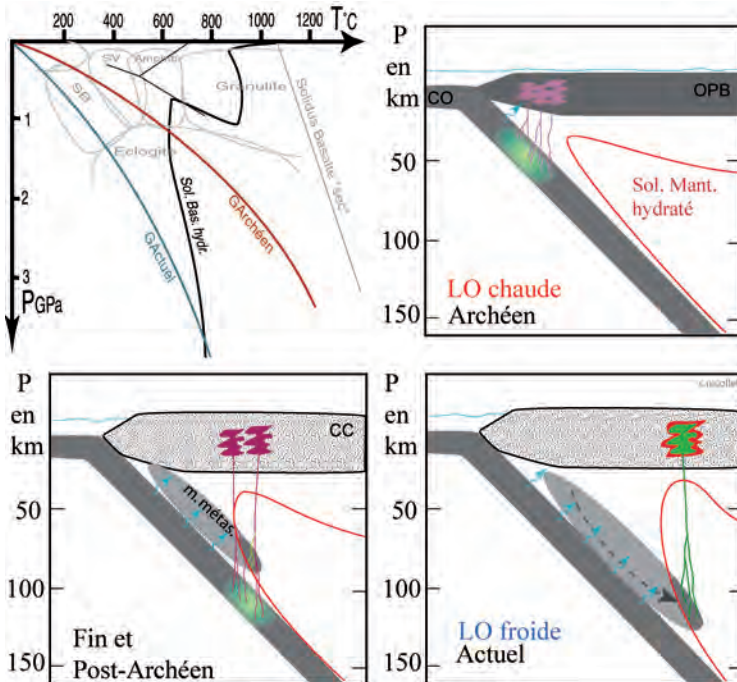


5. Quelques exemples de courbes de croissance crustale au cours du temps exprimée en % du volume de la croûte actuelle

Les histogrammes indiquant le nombre de roches magmatiques juvéniles (nbre de zircons) montrent que cette croissance est épisodique.

Les différents « contributeurs » à l'origine du magma de la croûte continentale

Si l'on considère que la majorité de la croûte continentale est produite dans les zones de subduction, quelle est l'origine du magma ? Quatre contributeurs peuvent intervenir : le coin mantellique, la croûte océanique, les sédiments et la croûte continentale elle-même (figure 6).



6. Évolution du mode de production de la croûte continentale au cours du temps (modifié d'après Martin, 1999)

La fusion partielle de la croûte océanique chaude (CO) produit des adakites à l'Archéen. À l'époque actuelle, la lithosphère océanique (LO) se déshydrate (flèches bleues) et métasomatise le coin mantellique (m.métabas.) dont la fusion, lorsque celui-ci atteint la température de 1000°C (Sol.Mant.hydraté) produit un magma basique. Le passage d'un mécanisme de production magmatique à l'autre (au Protérozoïque ?) est progressif. OPB : basaltes de plateau océanique. GActuel et GArchéen : géothermes de subduction ; Sol. Bas. hydr. : solidus basalte hydraté.

Le coin mantellique

Il est communément admis que le magma à l'origine du magmatisme d'arc au dessus des zones de subduction dérive majoritairement de la fusion partielle du manteau hydraté du coin mantellique qui chevauche la plaque de lithosphère océanique subduite. L'eau abaissant la température de fusion des roches, la fusion de ce manteau hydraté débute à 1000°C. Le magma produit est (comme tout magma d'origine mantellique) de composition basique, pas significativement différent du magma produit à la ride, mais toutefois hydraté.

La croûte océanique contribue à la genèse des magmas d'arc de deux manières

– Lors de l'enfouissement dans une subduction, les roches de la lithosphère océanique froide se déshydratent assez rapidement, à des profondeurs faibles (entre 10 et 20 km) lorsque les minéraux de basses T des roches hydratées de la partie superficielle de la croûte sont remplacés (passage faciès zéolite - pump - prehnite au faciès schistes bleus). Dans les conditions du faciès schistes bleus, la déshydratation est faible et ne devient importante qu'au passage au faciès éclogite, vers 50 km de profondeur. L'eau libérée contribue à hydrater le coin mantellique chevauchant.

– Rarement à l'heure actuelle, c'est une lithosphère océanique jeune et encore chaude qui est subduite, une situation que l'on rencontre sur certaines portions de la côte ouest des continents américains. Dans ce cas, la croûte océanique hydratée atteint à faibles profondeurs les températures de la fusion partielle : elle n'a pas le temps de se déshydrater. Le magma produit est de composition intermédiaire et est à l'origine des adakites.

La contribution des sédiments

Celle-ci est difficile à quantifier. Ces roches légères s'accumulent majoritairement dans le prisme d'accrétion, mais une quantité faible (dont le volume est très discuté) est entraînée dans la subduction et contribue au recyclage de la croûte continentale dans le manteau. Elle peut intervenir dans la composition des magmas d'arc. Les analyses isotopiques des laves d'arc témoignent de cette contribution. Un très bel exemple de cette contribution est donné par l'isotope 10 du Béryllium. Cet isotope est créé dans la haute atmosphère et est transporté dans les sédiments océaniques argileux. Il est absent des MORB (Mid Ocean Ridge Basalt) et OIB (Oceanic Island Basalts) et est, par contre, souvent détecté dans les laves d'arc : cet isotope est entraîné dans la subduction avec les sédiments, transféré dans les laves et ramené à la surface par celles-ci. A noter que le Be10 a une période très brève et qu'il est transformé complètement en Bore en moins de 9 Ma. Ceci témoigne de la rapidité du cycle du magmatisme d'arc.

Les sédiments interviennent en transportant des éléments dans le fluide libéré au cours du métamorphisme de HP ou bien en fondant.

La croûte continentale

Lorsque la subduction s'effectue sous une croûte continentale, le magma en provenance du manteau traverse celle-ci et interagit avec elle. Le magma mantellique provoque la fusion partielle des roches crustales. Il peut alors y avoir contamination par mélange de magmas et/ou par assimilation des roches encaissantes.

Evolution au cours du temps du processus de formation des magmas à l'origine de la croûte continentale

On ne connaît rien des mécanismes à l'origine des roches hadéennes de Jack Hills. Après l'Hadéen, le processus de formation des magmas à l'origine de la croûte continentale semble avoir évolué au cours du temps, selon deux modèles extrêmes (figure 6).

– Les premiers nucléii de croûte continentale apparaissent très précocement dans l'histoire de la terre et la majeure partie de celle-ci est produite dès la fin de l'Archéen (figure 5). Dans cette période de l'histoire de notre planète, la production de chaleur est de 4 fois (début de l'Archéen) à 2 fois (fin de l'Archéen) supérieure à ce qu'elle est actuellement. En conséquence, le géotherme de subduction était beaucoup plus chaud qu'à l'heure actuelle (diagramme PT de la figure 6). Aussi, la croûte océanique subduite atteignait rapidement les conditions de la fusion, à faibles profondeurs, sans se déshydrater. Le magma produit, de nature adakitique, est proche des compositions des TTG (figure 3).

– À l'époque actuelle, c'est en général une lithosphère océanique froide qui subduit dans les conditions d'un géotherme de subduction plus froid que précédemment. Ce géotherme ne recoupe pas la courbe du solidus des roches de la croûte océanique (figure 6) : la croûte océanique ne fond pas mais, au contraire, se métamorphise selon un gradient métamorphique de HP-BT et se déshydrate. L'eau libérée hydrate et métasomatise le coin du manteau sus-jacent. Celui-ci, entraîné dans le déplacement de la subduction, fond lorsqu'il atteint l'isotherme 1000°C (Sol. Mant. hydraté sur la figure 6), correspondant à la température du solidus du manteau hydraté. Le magma produit par fusion partielle de ce manteau hydraté est basique.

Le processus de subduction chaude a sans doute était opérationnel durant toute la période archéenne et a été relayé par le modèle de subduction froide à partir du Néoprotérozoïque. Cependant, le passage d'un processus à l'autre a sans doute était progressif, au fur à mesure du refroidissement du globe. Le long d'un gradient de subduction se refroidissant, la profondeur de la zone de fusion de la croûte océanique a augmenté. Par voie de conséquence, la croûte océanique a pu se déshydrater partiellement et hydrater le coin mantellique avant de fondre : les 2 processus - fusion de la croûte océanique et fusion du manteau hydraté - sont intervenus simultanément. C'est un manteau hydraté et métasomatisé par le magma adakitique qui fond et serait à l'origine de roches telles que les sanukitoïdes et andésites magnésiennes.

Production actuelle de la croûte continentale

Les arcs magmatiques sur 30 000 km de long, soit la moitié de la longueur des rides océaniques, sont un lieu privilégié de production magmatique. Ils se situent principalement sur tout le pourtour de l'océan pacifique et quelques autres sites plus localisés, tels que les Caraïbes, au Sud du continent sud américain et en Méditerranée. La zone de fusion partielle du coin mantellique se situe à une profondeur moyenne de 100 km. Cette profondeur est calculée assez simplement : nous connaissons l'angle de plongement de la lithosphère océanique plongeante grâce à la tomographie sismique ; nous connaissons la distance entre l'arc volcanique et la fosse ; en utilisant le théorème de Pythagore, on obtient la profondeur du domaine de la fusion partielle du coin mantellique à la verticale de l'arc.

Nous avons noté ci-dessus que l'eau était libérée dans le coin du manteau sus-jacent vers une cinquantaine de kilomètres de profondeur. Le manteau hydraté, entraîné vers le bas dans le déplacement de la subduction, fond lorsqu'il atteint l'isotherme 1000° C vers 100 km de profondeur.

Les arcs magmatiques sont caractérisés par les arcs volcaniques à la surface de la croûte, parties bien visibles qui se rappellent régulièrement à notre souvenir, car ils sont associés à des événements catastrophiques ; ils contiennent aussi des roches intrusives, mises en place à différents niveaux de la croûte. Il est difficile de connaître précisément la nature de ces roches et leur volume respectif, car les exemples de parties profondes d'arcs magmatiques exhumées à l'affleurement sont très rares.

Les arcs magmatiques se sont mis en place dans (et sur) une croûte océanique d'épaisseur normale, ou bien dans une croûte océanique épaisse ou encore dans une croûte continentale. Que produisent-ils ? Si la composition moyenne de la croûte continentale est de nature andésitique/granodioritique, les arcs magmatiques actuels fabriquent-ils de telles roches ?

Les arcs dans croûte océanique d'épaisseur normale

Ils sont les plus rares. Cette rareté suggère que la subduction spontanée, intra-océanique lorsque la lithosphère océanique est devenue plus lourde que l'asthénosphère sur laquelle elle repose, n'est pas le mécanisme le plus commun qui déclenche la subduction. Citons l'arc d'Izu Bonin, celui des Tonga. Les basaltes prédominant dans le volcanisme de ces arcs intra-océaniques : il s'agit de tholéiites d'arc appelés « Island Arc Basalts » (IAB). Ainsi, sans surprise, le manteau hydraté du coin mantellique produit un magma basique qui est peu modifié par différenciation magmatique jusqu'à sa mise en place. **Les arcs intra-océaniques ne fabriquent pas de la croûte andésitique.**

Les arcs dans croûte continentale

Ils sont bien représentés sur la côte ouest américaine. Les andésites, termes intermédiaires de la série calco-alcaline, sont abondantes parmi les édifices volcaniques

de ces arcs. Ceci est sans surprise, puisque le nom de ces laves vient de leur abondance dans les Andes. On parle encore d'arc de type andin. Ce sont des laves porphyriques à abondants phénocristaux de plagioclase (voir photo de couverture). Des adakites sont aussi représentées. Basaltes et basaltes andésitiques sont rares. Il s'y ajoute des rhyolites et ignimbrites rhyolitiques témoignant d'un mode de mise en place explosif. A la faveur de l'érosion d'un arc fonctionnant depuis plus de 100 Ma, des portions de la croûte moyenne ont été mises à l'affleurement et ce sont plus de 200 batholites de granodiorites qui sont emboîtés les uns dans les autres sur une superficie de près de 700 km sur 100 km dans la Sierra Nevada, aux Etats-Unis d'Amérique.

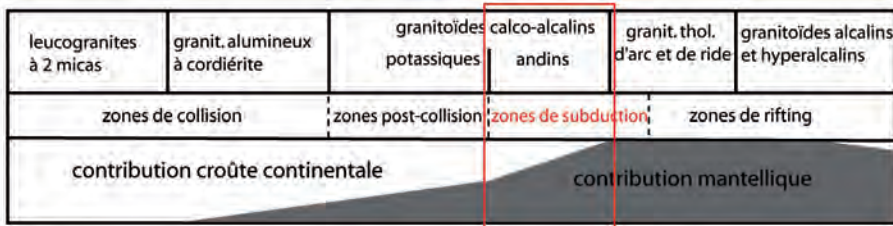
Les adakites se situent préférentiellement au dessus des subductions de lithosphère jeune, proche de la ride, donc chaude. La fusion partielle de la croûte océanique est envisagée. Les andésites dominent au dessus des subductions de lithosphère océanique vieille et froide. Le magma basique de la fusion partielle du coin mantellique pénètre dans la croûte continentale chevauchante et est stocké dans des réservoirs magmatiques. Dans celles-ci, le magma évolue par **crystallisation fractionnée**, mais assimile également des morceaux des parois des réservoirs. Ces **matériaux crustaux assimilés** modifient significativement la composition du magma mantellique. D'autre part, l'apport thermique important fourni par ce magma provoque la fusion partielle, l'anatexie des roches encaissantes. Les magmas produits d'origine crustale sont acides. Les rhyolites et ignimbrites en sont le témoignage en surface. Dans la croûte médiane, ce magma acide se mélange avec le magma basique mantellique et est à l'origine des nombreux batholites granodioritiques. Les enclaves sphériques (figure 7) basiques dans la granodiorite témoignent de ce **mélange de magmas**.



7. Enclave basique sphérique dans une granodiorite, témoin de mélange de magmas partiellement miscibles

Cet ensemble complexe de processus pétrologiques est résumé par l'abréviation MASH : « Melting » (fusion en anglais), assimilation, stockage et homogénéisation (pour le mélange de magmas).

Dans sa classification des granitoïdes, Barbarin (1999) met l'accent sur les contributions respectives du manteau et/ou de la croûte continentale à l'origine des magmas de ces roches. La figure 8 montre que les granitoïdes se forment dans tous les contextes géodynamiques, avec une contribution variable de manteau et de la croûte continentale. En ce qui concerne les batholites de « type andin », une contribution importante à la fois du manteau et de la croûte est démontrée.



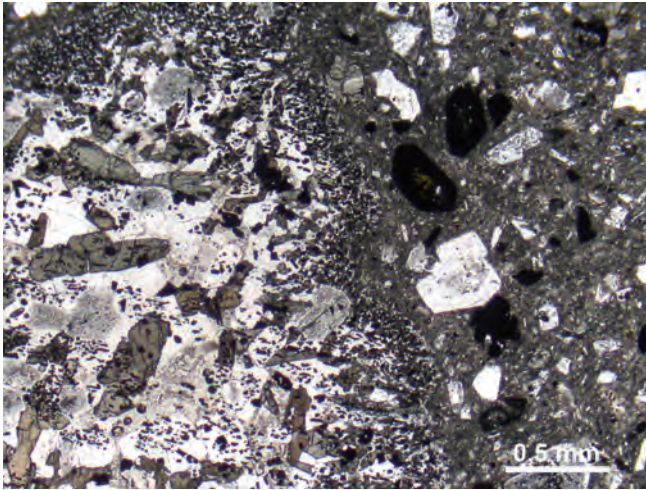
8. Classification des granitoïdes simplifiée d'après Barbarin (1999)

Les granitoïdes se forment dans tous les sites géodynamiques et dérivent de la croûte continentale et/ou du manteau. Encadré en rouge : granitoïdes de type « andin » des arcs magmatiques des zones de subduction sous une croûte continentale

Les granodiorites et andésites produites en contexte de subduction andine sont obtenues par contamination du magma basaltique (d'origine mantellique) par la croûte continentale elle-même : elles n'ont pas cristallisé à partir d'un magma juvénile.

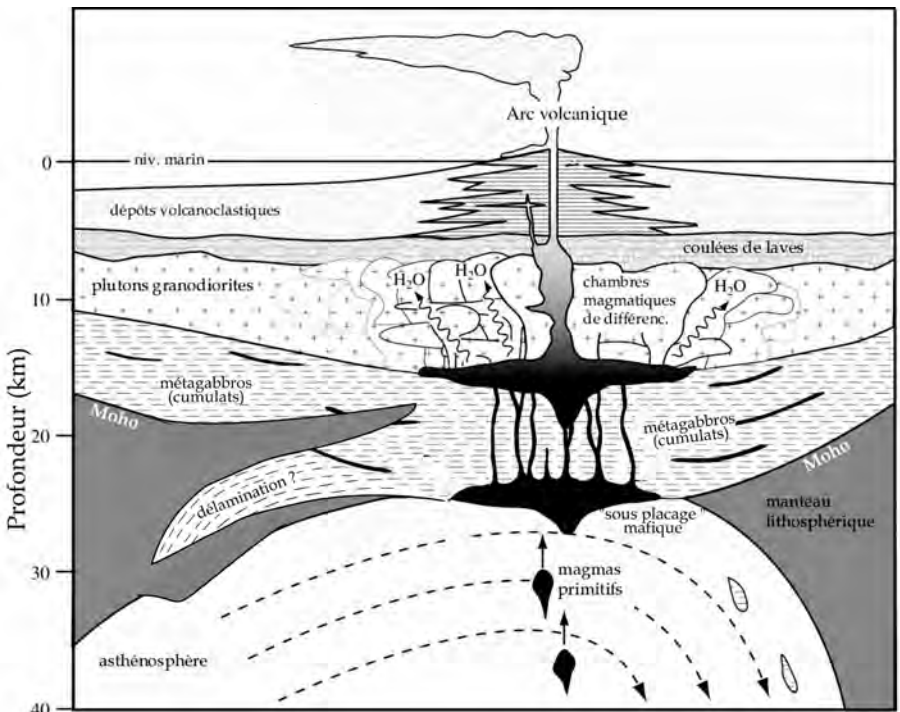
Les arcs dans la croûte océanique épaisse (15 à 30 km)

Ce sont les plus nombreux. La croûte océanique a une épaisseur variable entre 15 et plus de 30 km. L'arc volcanique des Antilles repose sur une croûte océanique de 35 km d'épaisseur. Andésites basiques, andésites et dacites sont abondantes. Dans ce cas, aucune contribution de croûte continentale n'est nécessaire pour expliquer la nature intermédiaire de ces laves, comme c'était le cas dans le paragraphe précédent. Ces roches dérivent du magma basique mantellique par différenciation magmatique. S'il est difficile d'accéder aux parties profondes de ces arcs qui ne sont que rarement ramenées à l'affleurement, la présence d'enclaves gabbroïques dans les laves différenciées montre bien que ce processus opère en profondeur (figure 9). L'eau présente dans le magma mantellique avec des concentrations significatives (entre 5 et 8 %) joue un rôle important dans le processus de différenciation magmatique. En effet, l'eau favorise la cristallisation précoce, dans les gabbros, de minéraux hydroxylés tel que l'amphibole. Ce minéral est relativement pauvre en silice (plus pauvre que le clinopyroxène qu'il remplace) et accentue « l'acidification » du magma résiduel. D'autre part, l'eau abaisse la température de cristallisation du plagioclase, conduisant à des liquides résiduels enrichis en alumine et calcium, caractéristique de ces séries calco-alcalines.



9. Microphotographie d'une andésite de la Martinique contenant une enclave de gabbro à grain fin (moitié gauche de la photo)

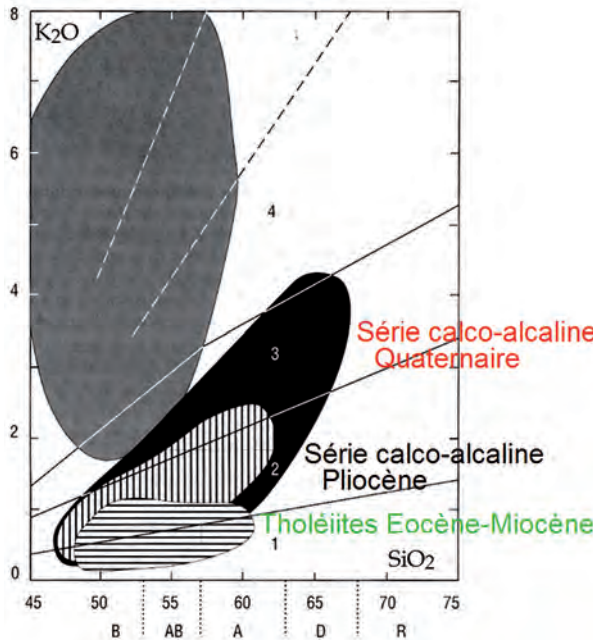
Ainsi, dans les arcs sur croûte océanique épaisse, les andésites se forment par différenciation magmatique à parti d'un magma mantellique, basique et hydraté. Les racines profondes des arcs ne sont que très rarement exposées à l'affleurement, mais on peut proposer une coupe verticale (figure 10) dans laquelle la croûte inférieure est basique, la croûte médiane constituée de roches plutoniques dioritiques et granodioritiques. La partie supérieure est composée de roches volcaniques andésitiques à dacitiques et rares termes basiques.



10. Coupe d'un arc magmatique sur croûte océanique épaisse (simplifiée d'après Stern, 2002)

Les rares arcs exhumés – un arc créacé du Kohistan exhumé grâce à la collision Himalayenne, un arc jurassique en Alaska et un arc créacé dans le sud-ouest de la Nlle Zélande – ont permis d’observer la partie basi-crustale qui montre un sous-pla-cage magmatique mafique au niveau du Moho. Au dessus d’un manteau supérieur métasomaté par les magmas qui l’ont traversé, la partie profonde de l’arc est méta-morphisée jusqu’aux conditions du faciès granulite. Dans cette croûte inférieure, des granulites basiques à grenat sont surmontées successivement par des (méta)gab-bros, diorites, amphibolites recoupés par de rares intrusions granitiques.

Quelle peut être la relation entre les arcs développés dans une croûte océanique d’épaisseur normale et ceux développés dans croûte océanique épaisse ? Pour répondre à cette question, intéressons nous à la composition chimique des laves de l’arc de Java dans les îles de la sonde. Celle-ci est très diversifiée (figure 11). Ce dia-gramme montre 4 séries volcaniques différentes à la fois par leur composition et par leur âge. Ignorons les laves les plus potassiques car elles se situent dans le domaine arrière-arc. Les 3 autres séries montrent une évolution chimique au cours du temps : les laves les plus anciennes sont des basaltes tholéitiques d’arc d’âge éocène - mio-cène ; les laves suivantes d’âge miocène sup – pliocène et ensuite quaternaires évoluent au cours du temps vers des séries calco-alcalines moyennement potassiques. Cette évolution peut s’expliquer par un épaissement de l’arc au cours du temps. Initialement, cet arc volcanique sur croûte océanique normale produit des tholéiites d’arc (IAB) ; ensuite, lorsque l’arc s’épaissit par ajout magmatique, les laves évoluent par différenciation magmatique.



11 : Diagramme K₂O - SiO₂ des laves de l’arc volcanique de Java, dans les îles de la sonde.

Champs 3-2-1 : séries calco-alcalines plus ou moins potassiques ; champs 4 : séries alcalines du domaine arrière-arc ; en gris : laves alcalines Quaternaire du domaine arrière-arc. B et AB: basalte et andésites basaltiques ; A : andésites ; D : dacites ; R : rhyolites (in Juteau et Maury, 2012).

Ainsi, la croûte océanique épaisse de la majorité des arcs s'explique par épaississement au cours du temps d'une croûte océanique d'épaisseur normale par l'ajout magmatique. Toutefois, la croûte épaisse de ces arcs peut aussi s'expliquer par le fait que la subduction s'initierait préférentiellement contre des plateaux océaniques dont l'épaisseur peut atteindre 40 km. Les deux mécanismes ne sont pas exclusifs l'un de l'autre.

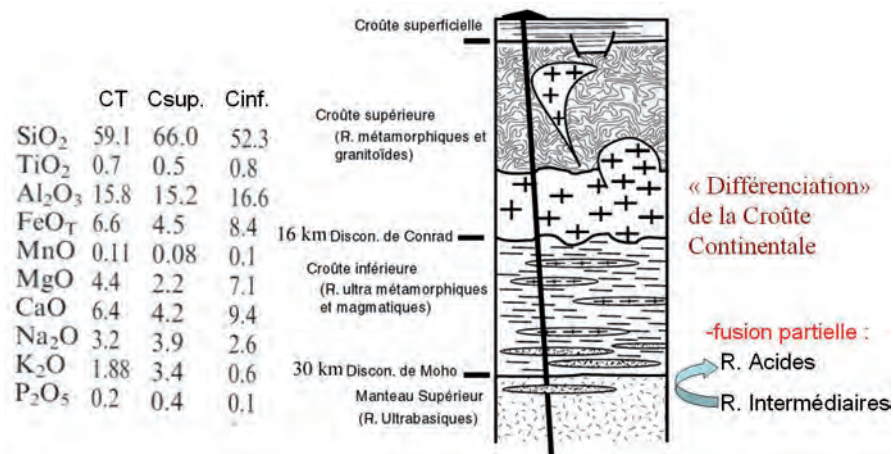
Les granodiorites/andésites des arcs dans croûte océanique épaisse sont obtenues par différenciation magmatique d'un magma juvénile. Mais, ce magma est basaltique et, de fait, la croûte continentale juvénile est (globalement) basaltique.

Ainsi, la croûte continentale nouvellement formée n'a pas la composition moyenne andésitique qui a été calculée au tableau 1. Seule sa partie supérieure est granodioritique/andésitique. Dans ce cas, si ce mécanisme de genèse de la croûte continentale est opérationnel depuis la fin de l'Archéen, il est surprenant que la croûte continentale ne soit pas plus basique. C'est ce que l'on appelle le « paradoxe des arcs ». Il semblerait que la « basification » de la croûte continentale soit ralentie. La solution qui est généralement proposée est une délamination de la croûte inférieure « gabbroïque » et métamorphique. Cette portion de la croûte est plus lourde que l'asthénosphère sous-jacente et il est envisagé que celle-ci (ou au moins une portion de celle-ci) se détache de la croûte médiane, granodioritique (figure 10).

Différenciation de la croûte continentale, recyclage interne de la croûte continentale

Dans toute cette discussion sur l'origine et l'évolution de la croûte continentale, nous avons parlé de granitoïdes, mais ignoré les granites. En effet, si ces lithologies sont importantes dans la croûte continentale, elles ne sont pas représentatives de la composition moyenne de celle-ci. Dans la classification de Streckeisen, les granites sont plus potassiques que les roches caractéristiques de la croûte moyenne (figure 4). Notons tout d'abord que les granites sont rares dans les TTG archéennes et ne deviennent importants qu'à partir du Protérozoïque. Situons ces roches dans une coupe verticale de la croûte continentale (figure 12). Sous une croûte superficielle constituée de roches sédimentaires et volcaniques, la croûte supérieure est le domaine des roches métamorphiques de faible à moyen degré, traversé par des granites intrusifs. La partie inférieure de cette croûte supérieure, vers 16 km de profondeur, est le domaine des granites d'anatexie, produits de la fusion hydratée de métasédiments, au delà du métamorphisme de moyen degré. Le massif granitique (anatectique) du Velay, le massif de l'Agly fournissent de beaux exemples de cette croûte médiane.

La croûte inférieure est constituée de roches ultra-métamorphiques du faciès Granulite montrant un litage métamorphique généralement horizontal. Des métasédiments granulitiques sont associés à des roches magmatiques basiques (d'origine mantellique) métamorphisées. La croûte inférieure est difficile d'accès. La zone



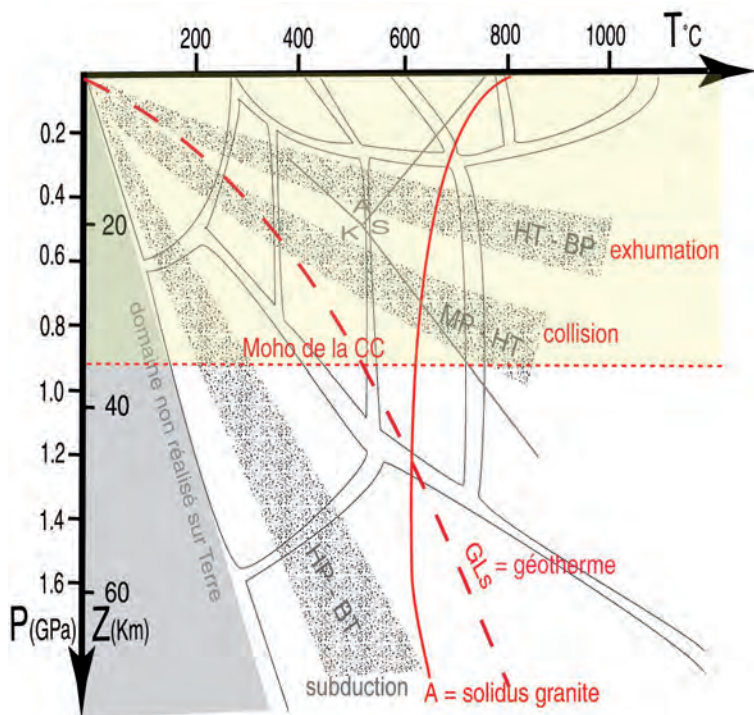
12. Coupe verticale de la croûte continentale montrant une croûte supérieure de composition plus acide et moins métamorphique que la croûte inférieure (=restitique) (Nicollet, 2010)

Le tableau donne les compositions moyennes de la croûte supérieure (Csup.), de la croûte inférieure (Cinf.) et de la croûte totale (CT).

d'Ivrée en est un très bel exemple sur le versant italien des Alpes Occidentales, ramenée à l'affleurement à la faveur de l'exhumation alpine. Côté français des Alpes, la croûte inférieure n'a pas été exhumée et elle n'est observable que sous la forme d'enclaves arrachées par les volcans (par ex. : Bournac en Haute Loire, Maar de Beaunit dans le Puy de Dôme). Quelques affleurements sont observables dans les massifs hercyniens nord pyrénéens.

Comparons les compositions chimiques de la croûte supérieure, de la croûte inférieure et la composition moyenne de la croûte continentale dans son ensemble. (figure 12). On constate que la croûte supérieure est plus acide que la croûte inférieure et que les deux résulteraient d'une différenciation de la croûte par fusion partielle. La fusion partielle de la croûte continentale de composition andésitique produit un liquide granitique qui intrude la croûte supérieure et laisse une croûte inférieure restitique, c'est-à-dire résiduelle. Cette fusion de la croûte continentale se fait dans les conditions du faciès Amphibolite profond et faciès Granulite. De cette différenciation intra-crustale résulte un recyclage interne de la croûte continentale.

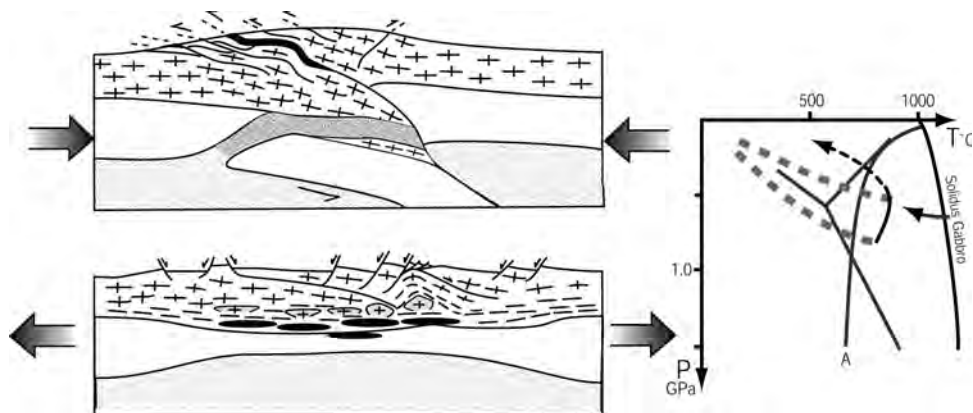
Le diagramme P-T de la figure 13 nous permet de comprendre dans quel contexte géodynamique se fait cette différenciation intra-crustale. Sur cette figure est dessiné le géotherme de la lithosphère stable qui indique les températures croissantes dans la croûte continentale. On remarque que cette courbe ne rencontre pas la courbe du solidus granitique (ou courbe d'anatexie) qui indique la température minimale de fusion des roches de la croûte. En effet, les conditions thermiques à l'origine des granulites de la croûte continentale inférieure sont bien supérieures aux conditions qui règnent dans une croûte continentale stable. A la base de celle-ci, la température est voisine de 500-550° C, ce qui correspond aux températures de la transition des faciès Schistes Verts - Amphibolites.



13 : Le diagramme P-T dans la croûte continentale montre que la différenciation crustale ne peut pas se faire dans une croûte d'une lithosphère stable, puisque, dans celle-ci, la courbe d'anatexie granitique (A) et le géotherme moyen (GLs) de cette lithosphère stable ne se recoupent pas.

C'est en contexte de collision et amincissement de la croûte épaissie que celle-ci peut fondre et se différencier en une croûte supérieure plus acide (par ajouts granitiques) et une croûte inférieure « restitique ». Le point triple des silicates d'alumine est indiqué à titre de repère (A : andalousite, S : sillimanite, K : disthène). Les 3 gradients métamorphiques sont: le gradient de hautes pressions – basses températures (HP-BT), caractéristique du contexte de subduction ; le gradient de moyennes pressions – hautes températures (MP-HT), caractéristique du contexte de collision ; le gradient de basses pressions – hautes températures (BP-HT), caractéristique du contexte de l'exhumation. Les champs des faciès métamorphiques, non légendés, sont indiqués.

Au contraire, les deux gradients métamorphiques de MP-HT et BP-HT franchissent la courbe de solidus. Ces deux gradients témoignent de l'évolution thermique de la croûte continentale dans un contexte de collision et d'exhumation post-collision respectivement (figure 14). C'est dans ces conditions que sont produits des magmas granitiques susceptibles de monter à travers la croûte. En pratique, la viscosité des magmas granitiques est telle qu'il faut des pourcentages de fusion partielle élevés (plus de 30 à 40 % ; à comparer au 10-15 % de la fusion mantellique) pour que le magma soit extrait de sa roche source et puisse migrer vers la croûte supérieure. Aussi, le magma en quantité relativement faible des migmatites produites lors d'un gradient de MP ne migre pas et cristallise in situ. Par contre, lors d'un gradient de BP, une production magmatique importante autorise la ségrégation du magma pour former des granites d'anatexie, tel le granite du Velay, dans la croûte médiane.



14. Collision et effondrement d'une chaîne de montagnes

Lors de la collision, la dissociation de la croûte et de la lithosphère mantellique (en blanc à laquelle pourrait s'ajouter une portion de croûte inférieure) favorise l'exhumation de l'asthénosphère (gris clair) qui fond partiellement (gris sombre) et alimentent la croûte inférieure en magmas basiques (ellipses noires). La croûte épaissie est ramollie à cause de l'importante production de chaleur et s'effondre. Cette chaleur et celle libérée par les magmas basiques sont favorables à la fusion partielle de la croûte qui produit des granites (lentilles grises et croix). Sur le diagramme PT, le trajet PTT d'une roche de la croûte ramollie qui s'effondre évolue depuis le gradient de MP-HT vers un gradient de BP-HT. La flèche de droite est le trajet PTT des magmas basiques qui se refroidissent dans les conditions du faciès granulite dans la croûte inférieure. A : courbe d'anatexis et solidus granitique. Le point triple des silicates d'alumine est indiqué à titre de repère. Tirets épais : gradients métamorphiques.

Ainsi, la différenciation intra-crustale, ce recyclage interne de la croûte continentale, se réalise en contexte orogénique depuis le Protérozoïque.

En conclusion, quelques questions

La croûte continentale a une origine et une histoire complexe dont nous ne comprenons pas encore tous les détails. De nombreuses questions se posent encore. En voici quelques unes.

– Concernant, par exemple, l'étape « zéro » : est-ce que les modèles de genèse de la croûte continentale que nous avons présentés peuvent être à l'origine des premiers nucléii de croûte continentale à l'Hadéen (entre 4,0 et 4,4 Ga) ? Quelle était la nature de la « croûte océanique » ? Peut être komatiitique, c'est-à-dire ultrabasique ? Dans ce cas, la fusion partielle de celle-ci était-elle susceptible de produire des magmas granitoïdes ? Quand les basaltes deviennent-ils le constituant majeur de cette croûte océanique ?

– Il est proposé de relier la croissance discontinue de la croûte (figure 5) aux grands cycles orogéniques et aux supercontinents. Mais à quelle étape ? Comme nous l'avons vu précédemment, la collision (et l'amalgamation des supercontinents)

n'est pas propice à la production de croûte juvénile mais au contraire à la différenciation intra-crustale. Les pics de croissance crustale ont-ils eu lieu avant l'amalgamation définitive des supercontinents ou, au contraire, lors de leur dislocation ?

– Et dans le futur, quel est le devenir de la croûte continentale ? L'apport de matériaux juvéniles, abondants à l'Archéen se fait rare actuellement. La différenciation intra-crustale et les processus de la géodynamique externe (érosion – sédimentation) recyclent la croûte préexistante. Il est difficile d'évaluer le taux de renouvellement de celle-ci, car on ne sait pas estimer la part des sédiments, produits de l'érosion de la croûte, qui retournent dans le manteau. Erodée par sa partie supérieure la plus différenciée (= la plus acide), renouvelée par le magmatisme basique d'arc, la croûte continentale tend à devenir plus basique. Toutefois, cette « basification » de la croûte peut être atténuée par la délamination de ses parties profondes. Il n'empêche qu'une croûte continentale archéenne (= les TTG) plus acide que la croûte continentale actuelle (figure 3) semble bien confirmer cette basification de la croûte continentale au cours du temps.

– Cette délamination pourrait être couplée à celle de la lithosphère mantellique lors de la collision comme illustré sur la figure 14.

– La croissance crustale proche de zéro à l'heure actuelle suggère que les continents ne couvriront pas la surface du globe. Mais ceux-ci, en devenant de composition plus basique, pourraient être submergés en s'alourdissant. Mais nous sommes là dans le domaine de la Géologie-fiction !

Bibliographie

BARBARIN B. - *A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environment* - Lithos, 46, p. 605-626, 1999

JUTEAU Th. et MAURY R. - *La croûte océanique - Pétrologie et dynamique endogènes* - Ed. SGF, Vuibert, 624 p., 2012

MARTIN, H. - *Adakitic magmas : modern analogs of Archaean granitoids* - Lithos, 46, p. 411-429, 1999

NICOLLET C. - *Métamorphisme et Géodynamique* - Dunod éd., 304 p., 2010

STERN, R.J. - « Subduction Zones » - *Reviews of Geophysics*, 40, p. 3.1-3.38, 2002

STRECKEISEN A. - *Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks* - *Geologische Rundschau*, 63, p. 773-786, 1974

Remarque: cet article a été rédigé à la suite de deux conférences APBG effectuées par C. Nicollet pour les régionales de Clermont, le 12 février 2014 et de Montpellier, le 2 avril 2014