

Genèse, croissance et émergence des premiers continents

Luc André^{1,2,}

¹Earth Science Department, Royal Museum for Central Africa, Leuvensesteenweg, 13, B-3800, Tervuren, Belgium.

²Laboratoire G-Time, Département Géosciences, Environnement et Société, Université Libre de Bruxelles, 50, Av. F. Roosevelt, B-1050 Brussels, Belgium.

Mots-clés: Archéen; Granitoïdes; Silicification ; Germanium; Isotopes du silicium.

Résumé: L'origine et la croissance des continents sur Terre et leur inexistence sur Mars restent des énigmes. La première partie de cet article fait la synthèse des idées les concernant. La seconde partie examine comment deux nouveaux traceurs, les isotopes du silicium (Si) et le rapport du germanium (Ge) comparé au Si (Ge/Si), permettent d'éclaircir ces questions. En combinant ces traceurs, on démontre que, depuis les origines, l'eau a été l'élément essentiel de la croissance continentale par le fait de l'altération continue des fonds océaniques au contact de l'eau de mer. Le facteur d'irréversibilité, qui distingue la croissance archéenne de ses phases ultérieures, s'avère être la sursaturation en silice des océans primitifs. Cette sursaturation a entraîné la silicification des basaltes océaniques et a profondément modifié la composition isotopique du Si et le rapport Ge/Si des basaltes ainsi altérés. Ces deux anomalies se retrouvent dans toutes les roches felsiques de la croûte primitive, tant sodiques que potassiques. Les basaltes silicifiés de l'Archéen apparaissent ainsi comme la source la plus probable des divers granitoïdes qui forment les premiers nucléi de continents. A l'inverse, avec la disparition rapide de son océan primitif, Mars n'avait pas d'océan saturé en Si qui aurait pu déclencher le processus de formation d'une protocroûte felsique. En montrant que la Terre est passée d'une croûte felsique appauvrie en Ge à

l'Archéen à une croûte post-Archéenne enrichie en Ge, on souligne toute l'importance des événements archéens de remaniement intra-crustal et de recyclage vers le manteau qui ont fait disparaître une très large fraction des premiers continents. Finalement, l'étude comparée des données isotopiques du Si et des rapports Ge/Si des diamictites de l'Archéen et du Protérozoïque inférieur prouve que la croûte continentale émergée, essentiellement mafique à l'Archéen, devient felsique à l'aube du Protérozoïque.

Trefwoorden: Archeïcum; Granitoïden; Silicificatie; Germanium; Silicium isotopen.

Samenvatting: Het ontstaan en de groei van continenten op Aarde en hun non-existentie op Mars blijven raadsels. In het eerste deel van dit artikel worden de ideeën daarover samengevat. In het tweede deel wordt nagegaan hoe twee nieuwe tracers, silicium (Si)-isotopen en de verhouding tussen germanium (Ge) en Si (Ge/Si), licht kunnen werpen op deze vragen. Door deze tracers te combineren, tonen wij aan dat water sinds de oorsprong het essentiële element is geweest van de groei van de continenten door de voortdurende verandering van de oceanbodem in contact met zeewater. De onomkeerbaarheidsfactor, die de Archeaanse groei onderscheidt van de latere fasen, blijkt de siliciumoververzadiging van de primitieve oceanen te zijn. Deze oververzadiging heeft geleid tot de silicificatie van oceanische basalten en heeft de kenmerken van hun Si isotopen en Ge/Si verhoudingen ingrijpend veranderd. Deze twee anomalieën worden aangetroffen in alle felsische gesteenten van de vroege korst, zowel sodisch als potassisch. Gesiliconiseerde basalten uit het Archea tijdperk lijken dus de meest waarschijnlijke bron te zijn van de verschillende granitoïden die de eerste kernen van continenten vormden. Omgekeerd had Mars, door het snelle verdwijnen van zijn vroege oceaan, geen met Si-verzadigde oceaan die het proces van de vorming van felsische protocrusts op gang zou kunnen hebben gebracht. Door aan te tonen dat de aarde tijdens het Archeïcum van een Ge-verarmde felsische korst naar een Ge-

verrijkte korst na het Archeïcum is gegaan, onderstrepen wij het belang van de gebeurtenissen in het Archeïcum op het gebied van intracrustale herbewerking en mantelrecyclage, die de verdwijning van een zeer groot deel van de eerste continenten hebben veroorzaakt. Tenslotte bewijst de vergelijkende studie van Si isotopische gegevens en Ge/Si verhoudingen van Archeaanse en Neder Proterozoïsche diamictieten dat de opkomende continentale korst, die in wezen mafisch was in het Archeïcum, felsisch wordt aan het begin van het Proterozoïcum.

Keywords: Archean; Granitoides; Silicification; Germanium; Silicon isotopes.

Summary: The origin and growth of continents on Earth and their non-existence on Mars remain enigmas. The first part of this article synthesizes the ideas concerning them. The second part examines how two new tracers, silicon (Si) isotopes and the ratio of germanium (Ge) to Si (Ge/Si), can shed light on these questions. By combining these tracers, we demonstrate that, since the origins, water has been the essential element of continental growth due to the continuous alteration of the ocean floor in contact with sea water. The factor of irreversibility, which distinguishes the Archean growth from its later phases, turns out to be the supersaturation in silica of the primitive oceans. This supersaturation led to the silicification of oceanic basalts and profoundly altered their Si isotopic characteristics and Ge/Si ratio. These two anomalies are found in all felsic rocks of the primitive crust, both sodic and potassic. The Archean silicified basalts thus appear as the most likely source of the various granitoids that form the first nuclei of continents. Conversely, with the rapid disappearance of its primitive ocean, Mars did not have a Si-saturated ocean that could have triggered the formation of a felsic protocrust. By showing that the Earth went from a Ge-depleted felsic crust during the Archean to a Ge-enriched post-Archean crust, we underline the importance of the Archean intra-crustal reworking and mantle recycling events that

caused a very large fraction of the early continents to disappear. Finally, the comparative study of Si isotopic data and Ge/Si ratios of Archean and Lower Proterozoic diamictites proves that the emerging continental crust, essentially mafic in the Archean, becomes felsic at the dawn of the Proterozoic.

1. Introduction

L'Homme se questionne sur l'origine des continents depuis l'antiquité. Les philosophes grecs s'y intéressaient en mêlant subtilement à son propos des notions de catastrophisme, fixisme et évolutionnisme. Ainsi Aristote fait clairement la distinction entre les événements exceptionnels désastreux et ceux récurrents plutôt évolutifs et cycliques. Parmi ces derniers, il pointe que ce ne sont pas toujours les mêmes régions qui sont les unes une mer, les autres un continent, mais que toutes évoluent avec le temps, car *«la mer vient là où il y avait du sol et ici où il y a maintenant la mer, il y aura de la terre... Cependant il faut penser que ces changements se produisent selon un certain ordre, et suivant un certain cycle. Leur principe et leur cause, c'est que l'intérieur de la Terre... possède aussi maturité et vieillesse.»* (Les météorologiques, Livre I, 14, p. 145¹). On ajoutera que, même si Aristote perçoit déjà que tout change avec le temps au fil d'évolutions lentes, la Terre reste, selon lui, néanmoins globalement inchangée, de sorte qu'elle n'est le siège d'aucune irréversibilité à l'échelle globale. Cette notion n'est évidemment plus défendable aujourd'hui compte tenu de la décroissance d'énergie interne qui fait suite à la désintégration continue des substances radioactives (U, Th, K). Nous verrons toutefois ici combien la notion de maturation au sein d'un continuum, telle qu'elle est prônée par Aristote, reste valable.

S'interroger sur l'apparition des continents sur Terre, c'est répondre à trois sous-questions dont la distinction est primordiale. Les roches felsiques, qui constituent la croûte

¹ Edition traduite, présentée et annotée par pierre Thillet, Gallimard, 2008, 616 pages.

continentale, sont en moyenne plus riches en silice ($\text{SiO}_2 = 60,6\%$) que les roches mafiques qui constituent la croûte océanique ($\text{SiO}_2 = 50,1\%$) ou celles ultramafiques présentes dans le manteau sous-jacent ($\text{SiO}_2 = 45,4\%$). Par leur densité plus faible ($2,7 \text{ kg.m}^{-3}$), les roches continentales « flottent » en quelque sorte au-dessus des roches plus denses mafiques ($2,9\text{-}3,0 \text{ kg.m}^{-3}$) et ultramafiques ($3,3\text{-}3,6 \text{ kg.m}^{-3}$). Comprendre la genèse des continents primordiaux revient donc à établir les mécanismes par lesquels cet enrichissement en silice est survenu. C'est **la question de la genèse**. Cette différenciation vers un pôle felsique a toutefois évolué au cours des temps. Comment et à quel rythme, c'est alors **la question de la croissance**. Enfin, il s'agit aussi d'évaluer quand, comment et sous quelles formes, les premiers continents plus légers sont peu à peu apparus à la surface des fonds océaniques plus denses, pour ensuite enfin émerger à la surface des eaux. C'est **la question de l'émergence**. Quel que soit le point de vue choisi, l'histoire du globe terrestre est étroitement dépendante des témoins (roches et minéraux) préservés mais aussi des traceurs très variés (chimiques, isotopiques et physiques) qui y sont préservés. N'oublions pas que plus nous reculons dans le temps, plus ces témoins se raréfient. Rares pour les périodes antérieures à 3 milliards d'années ($>3\text{Ga}$), les sources sont rarissimes au-delà de 4Ga , à l'Hadéen², et disparaissent au-delà de $4,2\text{Ga}$. Les marqueurs chimiques et isotopiques deviennent alors les outils essentiels pour reconstruire notre vision du passé. Heureusement, le spectre de ces traceurs est en augmentation constante, ainsi que leurs précisions et leurs

² Période la plus ancienne de la Terre (entre 4.5 et 4.0 Ga), l'Hadéen évoque Hadès, le dieu des enfers de la mythologie grecque. Cela suggère une période brûlante, une Terre initiale partiellement fondue à la suite de la collision entre la Terre et une planète de la taille de Mars (appelée Théia) qui va produire le couple Terre-Lune voici environ $4,51 \text{ Ga}$. L'«océan» magmatique global ainsi formé va peu-à-peu cristalliser pour former une croûte primitive de péridotites, serpentinisées en surface au contact de l'océan primitif. Que devient cette croûte primitive au cours de l'Hadéen ? Cela reste peu clair aujourd'hui. Les réponses seront sans doute à rechercher sur la Lune et sur Mars où les témoins rocheux de cet âge sont nombreux. Sur Terre, il est toutefois certain qu'elle a été fréquemment recyclée dans le manteau car 50 à 80% de cette croûte initiale a déjà disparu dans les zones profondes à la fin de l'Hadéen (Guo et Korenaga, 2023). Les mécanismes de ces recyclages restent obscurs. C'est pourquoi nous n'aborderons pas cette question dans cette synthèse qui traite de la croissance des continents à l'issue de l'Hadéen, au moment où les premiers témoins géologiques de cette croissance apparaissent.

résolutions temporelles et spatiales suite aux progrès rapides des méthodologies analytiques. La géologie des temps anciens repose ainsi fortement sur les succès de cette géochimie moderne. Elle devient l'outil décisif pour reconstituer ces dynamiques lointaines de la Terre primitive au sens où elle est la seule capable de témoigner de processus dont les témoins rocheux ont aujourd'hui disparu.

Mon objet est ici de : (1) brosser l'état des connaissances concernant la genèse, la croissance et l'émergence de la croûte continentale; (2) détailler les arguments géochimiques nouveaux que j'ai collectés à leurs propos; (3) proposer ma vision actuelle sur ces questions en tentant in fine (4) de risquer une hypothèse explicative à leur absence sur Mars. Tout cela est le fruit d'une longue réflexion (André, 2000) qui m'a conduit à développer des approches méthodologiques nouvelles (isotopes du silicium et rapport du germanium au silicium, Ge/Si), une démarche que je vais retracer succinctement dans le chapitre qui suit.

2. Une longue quête personnelle

Dès 1972, comme étudiant, j'étais imprégné des idées nouvelles relatives au modèle de la tectonique des plaques qui conduisait à un renouveau profond des concepts sur la croissance des continents. Mon intérêt sur cette question a ensuite été nourri à la suite de deux rencontres. La première intervient, en août 1977. William Fyfe (1927-2013) venait de présenter un exposé très novateur sur l'évolution de la croûte terrestre qui sera publié ensuite (Fyfe, 1978) et sur lequel je reviendrai. La seconde survient en juin 1994, lorsque je me rends à Berkeley pour la 8^{ème} ICOG et où je voyage avec Marcel Arnould. Astrophysicien bien connu pour ces travaux sur la nucléosynthèse, il m'interroge sur l'analyse des isotopes du Si, ce dont je dois l'avouer, j'ignorais tout, en faisant référence aux grains de carbure de silicium (SiC) dont les polymorphes sont un composant important de la poussière

interstellaire. Ceux-ci sont au cœur de la conférence invitée qu'il présentera au même congrès. L'idée me vint alors d'utiliser ces mêmes isotopes pour étudier la croissance de la croûte continentale. Le silicium est en effet le second élément en abondance dans la croûte continentale et sa composition isotopique pouvait être l'une des clés de la compréhension de l'origine des continents. Je constate rapidement que les méthodes d'analyses isotopiques de l'époque se révèlent bien trop imprécises pour permettre d'aborder la question (*e.g.*, André 2000). A l'époque, je développais les méthodes d'analyse par spectrométrie de masse par plasma à couplage inductif (en anglais, ICP-MS pour «Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer»). Survient alors l'opportunité de faire une demande (conjointe entre l'ULB et le MRAC) auprès du FNRS pour le financement d'un ICP-MS muticollecteur qui devait permettre d'ioniser le Si avec une efficacité suffisante pour atteindre une précision de l'ordre de 0,1‰ sur le rapport isotopique $^{30}\text{Si}/^{28}\text{Si}$. Tout va alors très vite. L'instrument est installé à l'ULB en 2000 et des mesures reproductibles à 0,08‰ sont, très vite, obtenues et publiées avec le détail de cette nouvelle méthodologie (Cardinal *et al.*, 2003). Les développements s'enchainent alors, le laboratoire explorant la distribution de ces isotopes dans de nombreux substrats : eaux (*e.g.*, Alleman *et al.*, 2005); cherts (André *et al.*, 2006); plantes et sols (*e.g.*, Opfergelt *et al.*, 2010); basaltes (Abraham *et al.*, 2011); minerais de fer (Delvigne *et al.*, 2012) et sédiments (Bayon *et al.*, 2018). Au terme de cette longue quête, la précision requise est finalement atteinte (<0,05‰), pour permettre d'analyser les roches granitoïdes et traiter la question de la croissance de la croûte continentale (André *et al.*, 2019). Entretemps, il m'est apparu nécessaire de confronter les informations issues des mesures isotopiques du Si, à celles qui peuvent être déduites d'un élément aux propriétés fort proches, le germanium (Ge). La méthode d'analyse de cet élément en très petites traces dans les roches (~1 ppm), développée tout d'abord sur les plantes (Delvigne *et al.*, 2009), les

minerais de fer rubanés (Delvigne *et al.*, 2012) et enfin les paléosols (Delvigne *et al.*, 2016), a ensuite pu être adaptée avec succès aux roches granitoïdes et à la question de la croissance crustale (André *et al.*, 2022). C'est la portée de ces résultats en termes de compréhension de la genèse de la croûte continentale primitive, de sa croissance, de son émergence ainsi que de son recyclage permanent vers le manteau que je souhaite discuter dans le cadre de la présente contribution.

3. Etat des questions.

Nos connaissances sur la genèse des continents sont en progrès constant. Pour permettre au lecteur d'intégrer nos nouvelles données au cadre actuel des concepts la concernant, il convient de faire leur état des lieux, en précisant les observations bien étayées concernant la structure, la composition et l'évolution de la lithosphère.

3.1. Structure de la lithosphère

La croûte continentale, qui forme ce que l'on dénomme usuellement les continents, constitue l'enveloppe rocheuse la plus externe de la planète couvrant 41% de la surface lithosphérique, l'essentiel de cette surface (71%) dépassant le niveau de la mer. Épaisse de 20 à 80 km et de faible densité moyenne ($2.7\text{-}2.9\text{ kg.m}^{-3}$), elle est caractérisée par l'abondance des roches felsiques riches en éléments alcalins (Na, K) et en silice ($\text{SiO}_2 > 65\%$), ce qui lui confère une teneur moyenne intermédiaire en SiO_2 ($\sim 60\%$). Ses composants lithologiques, d'âges très divers, dépassent 3,5 milliards d'années ($>3,5\text{ Ga}$) dans ses noyaux les plus anciens. Elle est limitée vers le bas par une forte discontinuité sismique (le Moho) qui la sépare d'un manteau lithosphérique sur lequel elle « flotte » (Figure 1). Composé de roches ultramafiques très pauvres en silice ($\text{SiO}_2 \sim 45\%$), ce manteau est rigide, épais et dense. La lithosphère océanique qui compose l'essentiel du reste de la surface est hétérogène, de composition mafique, basaltique et gabbroïque, pauvre en silice ($\text{SiO}_2 \sim 50\%$) en surface,

devenant ultramafique vers sa base, le tout étant appauvri en éléments alcalins. Cette lithosphère océanique est jeune (la plus ancienne date du Jurassique), car elle se forme continuellement au niveau des rides médio-océaniques et disparaît constamment dans le manteau au niveau des zones de subduction (Figure 1). A ces deux enveloppes lithosphériques externes (continentale et océanique), il faut en ajouter une troisième : les suites basaltiques épaisses des plateaux océaniques telles celles des archipels hawaïens et des Kerguelen. Celles-ci résultent de l'émission de laves à l'aplomb de points chauds produits par la montée gravitaire de panaches mantelliques anormalement chauds issus du manteau inférieur (Figure 1).

Tous les continents incluent des noyaux anciens d'âge archéen (>2,5Ga) autour desquels les formations géologiques plus récentes se sont ensuite agrégées (Figure 1). Ces cratons archéens sont typiquement structurés en dômes constitués de roches felsiques (migmatites également désignées par le terme "gneiss gris" mélangées à des plutons comprenant divers types de roches granitoïdes) et entourés de ceintures de roches vertes formées de composants effusifs, mafiques (basaltes) à ultramafiques (komatiites).

3.2. De l'origine des composants crustaux.

La théorie de la tectonique des plaques a, très tôt (*e.g.*, Taylor & White, 1966), fourni un mécanisme de formation de la croûte continentale en deux temps (Figure 1) : (1) la fusion du manteau supérieur à l'aplomb des rides médio-océaniques forme les roches différenciées (basaltes, gabbros, etc.) constitutives de la croûte océanique; (2) la déshydratation de cette croûte dans les zones de subduction transforme le manteau supérieur à l'aplomb de la subduction et facilite sa fusion ce qui génère les basaltes calco-alcalins des marges continentales actives et leurs produits dérivés (andésites, etc...). Ce modèle a graduellement été confirmé par les progrès de la géochimie des éléments majeurs

et en traces. Lors des processus de fusion des roches, certains éléments s'enrichissent dans le liquide magmatique alors que d'autres se concentrent dans les phases minérales résiduelles plus réfractaires. Les premiers sont dits incompatibles (ou hygromagmatophiles), les seconds compatibles. Les éléments hygromagmatophiles varient en intensité de comportement et sont classés selon leur degré d'incompatibilité (figure 2), le Césium (Cs) étant le plus incompatible, le Si et le Ge étant les moins incompatibles. En comparant les profils de distribution de ces éléments, dans les roches du manteau supérieur à ceux des croûtes océanique et continentale (Figure 2), on s'aperçoit que : (1) leur enrichissement est très marqué dans la croûte continentale et donne une image inversée à celle du manteau supérieur déprimé en ces mêmes éléments; (2) la croûte océanique présente un léger appauvrissement des éléments les plus hygromagmatophiles (Cs, Rb, U, ...) vis-à-vis des éléments qui le sont moins (Zr, Yb,...). Sur cette base, un paradigme géochimique a vu le jour (*e.g.*, Hurley *et al.*, 1962 ; Jacobsen et Wasserburg, 1979 ; Hofmann, 1988): la formation de la croûte continentale a contribué à appauvrir une grande partie du manteau supérieur en de nombreux éléments en traces incompatibles, et cette partie appauvrie du manteau constitue le réservoir actuel dont sont issus les magmas basaltiques générateurs de la croûte océanique. L'extraction de la croûte par appauvrissement du manteau s'amorce dès l'Hadéen comme le souligne la détection isotopique d'au moins deux événements majeurs de formation de croûte, il y a 4,2 et 4,4 Ga (Maltese *et al.*, 2022).

La toute grande similitude de distribution des éléments incompatibles entre la croûte continentale et les andésites des zones de subduction (Figure 2) est remarquable, notamment au vu de l'identité des anomalies d'abondance tant négatives (appauvrissement relatif en Nb, Ta, Na, Ti) que positives (enrichissement relatif en Pb). On en a déduit que, dans sa globalité, la croûte continentale présente une composition moyenne « andésitique ».

La fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction qui conduit à la production des magmas andésitiques de composition intermédiaire en termes de silice ($\text{SiO}_2 \sim 60\%$), à la suite de processus de différenciation, de contaminations crustales et de mélanges intermagmatiques complexes apparaît ainsi comme un lieu privilégié de la croissance continentale³. C'est le modèle andésitique de croissance des continents de Taylor (1967) affiné depuis, par de nombreux contributeurs (*e.g.*, Rudnick, 1995).

3.3. Du rôle critique de l'eau.

La percolation constante de l'eau de mer dans le plancher océanique transforme les parties superficielles de la croûte océanique en induisant le développement de minéraux secondaires fortement hydratés comme les smectites, les chlorites ou les serpentines. Durant sa subduction, cette croûte est graduellement déshydratée lorsque ces minéraux se transforment au profit de phases anhydres de plus hautes températures. L'eau ainsi réémise facilite la fusion des roches environnantes, en générant les magmas basaltiques calco-alcalins (et leurs produits de différenciation, notamment andésitiques et dacitiques) typiques des arcs insulaires et des marges continentales actives (Figure 1). Ce rôle clé de l'eau dans la croissance « andésitique » de la croûte moderne, qui avait été très tôt souligné par plusieurs auteurs (*e.g.*, Fyfe, 1978; Campbell & Taylor, 1983), a été confirmé depuis, par de nombreux travaux (*e.g.*, Collins *et al.*, 2020). Son rôle premier consiste à induire une augmentation des degrés de fusion par des réactions chimiques impliquant la dissociation de l'eau et la

³ Les andésites représentent une fraction importante des magmas éjectés par les volcans d'arc et de marges continentales et sont ainsi considérées comme un élément majeur de la croissance de la croûte continentale moderne. Toutefois, elles contiennent une proportion importante de cristaux présentant des caractéristiques pétrographiques de déséquilibre indiquant un mélange de magmas basaltiques calco-alcalins primaires issus de la zone de subduction avec des magmas plus évolués felsiques, ce qui remet finalement en question l'abondance de véritables liquides de composition andésitique (*e.g.*, Reubi and Blundy, 2009) qui seraient donc bien moins fréquents dans les réservoirs profonds que ne le suggère l'abondance des magmas éruptifs dans cette gamme de composition. Le transfert de masse du manteau vers la croûte ne serait donc pas andésitique mais bien basaltique. Pour expliquer le caractère andésitique de la croûte continentale moyenne moderne, on doit alors admettre que l'ajout basaltique est compensé par le retour vers le manteau d'une composante ultramafique issue de la différenciation des basaltes soit par la fonte de ces cumulats ultramafiques ou leur délamination de la croûte inférieure (*e.g.*, Rudnick, 1995). Le transfert net du manteau vers la croûte serait alors andésitique.

dépolymérisation résultante des structures silicatées par la formation de liaisons Q-OH, où Q est généralement Si^{4+} ou Al^{3+} (Mysen, 2014). A l'ère des slogans, on pourrait résumer son action comme suit, en paraphrasant une part du titre de Campbell & Taylor (1983), « pas d'océan, pas de continents ».

3.4. Des limites du modèle andésitique.

Le modèle andésitique de croissance continentale ne rend pas compte de tous les faits. Primo, il n'explique pas toutes les caractéristiques géochimiques de la croûte continentale actuelle et d'autres facteurs doivent intervenir dans cette croissance. En particulier, des venues de magmas dérivés des "panaches mantelliques", géochimiquement très distincts des andésites, ont pu contribuer épisodiquement à la masse de la croûte continentale (*e.g.*, Stein & Hofmann, 1994; Pearson *et al.*, 2007 ; Parman, 2007 ; Touret *et al.*, 2022). Secundo, les suites magmatiques de l'Archéen (>2.5Ga) sont caractérisées par leur caractère bimodal (mafique-felsique) avec de rares roches andésitiques. Dès lors le modèle andésitique, intermédiaire en terme de silice, ne semble pas s'appliquer aux premiers stades de croissance de la croûte continentale. Tertio, l'Archéen voit un changement majeur dans la nature des roches felsiques granitoïdes qui caractérisent la croûte, thème sur lequel je reviendrai abondamment dans la suite de cette contribution. On passe graduellement de granitoïdes sodiques de type Trondhjemite-Tonalite-Granodiorite (la série dite des «TTGs») dominants à l'Eoarchéen (entre 4 et 3,6 Ga) et au Paléoarchéen (entre 3,6 et 3,2 Ga), à des granites potassiques au Mésoarchéen (entre 3,2 et 2,8 Ga) et au Néoarchéen (entre 2,8 et 2,5 Ga). Quarto, certains composants chimiques de la croûte sont soit préférentiellement recyclés vers le manteau dans les zones de subduction (Mg, Ca), soit séquestrés dans la croûte (Si, Al, Na, K) à la suite de processus de fusion intracrustaux. Dès lors, la composition actuelle de la croûte pourrait différer sensiblement de celle de son protolithe (*e.g.*, Albarède,

1998). En d'autres termes, la croûte continentale pourrait s'être formée à partir de magmas basaltiques et pas nécessairement à partir de magmas intermédiaires comme les andésites (Cf la note infrapaginale 3 de la section 3.2). Enfin, les mesures d'ajout et de perte de volume de croûte continentale, à l'aplomb des marges de plaques convergentes, soulignent que ces marges sont à la fois les principaux sites de génération de nouvelle croûte, mais aussi de perte continentale, via l'érosion continentale, la sédimentation marine qui en résulte et la part de ces sédiments qui est subductée (Figure 1). Il en résulte qu'il n'y aurait plus, aujourd'hui, d'ajout net à la croûte. Certains suggèrent même une légère réduction du volume continental (*e.g.*, Stern, 2011).

3.5. Des traces des tout premiers continents.

Aucune roche plus ancienne que les gneiss d'Acasta au Canada (datés de 4,03 Ga) n'a jusqu'ici été détectée. La cause en est probablement l'intense bombardement météoritique que la Terre primitive a subi jusqu'à Eoarchéen (vers 3,9 Ga). Cependant, une croûte plus ancienne a sûrement existé. La preuve en est fournie par la préservation, au sein de sédiments métamorphisés à l'Archéen, de zircons détritiques hadéens dont les âges s'échelonnent entre 4,2 et 4,4 Ga (Wilde *et al.*, 2001). Leurs caractéristiques géochimiques et isotopiques démontrent que ces minéraux se sont formés dans des granitoïdes de type TTG (Blichert-Toft & Albarède, 2008) dont les protolithes basaltiques ont subi une interaction à basse température avec l'hydrosphère de l'époque. Ces zircons sont donc les preuves de l'existence d'une croûte continentale couplée à un océan dès l'Hadéen.

3.6. De la croissance de la croûte continentale.

Traitant de la croissance continentale, il convient de distinguer quatre notions : la génération de croûte nouvelle, le recyclage de croûte vers le manteau, le remaniement intracrustal et la croissance crustale nette. La génération de croûte nouvelle se réfère à

l'addition de matériaux nouveaux, juvéniles au sens où ils sont issus de la fusion du manteau. Le recyclage crustal regroupe tous les processus qui peuvent permettre le retour de composants crustaux vers les zones profondes du globe. La croissance nette est le changement de masse résultant de la balance à chaque instant entre les apports juvéniles et les recyclages crustaux. Le remaniement intracrustal regroupe tous les processus se produisant dans la croûte, et qui conduisent à sa grande différenciation interne, tel que le métamorphisme et la fusion partielle qui peuvent modifier l'âge originel d'un événement crustal, masquant ainsi cet épisode ancien de croissance.

En admettant la complémentarité géochimique "croûte-manteau", on peut tenter de quantifier la croissance nette de la croûte continentale en mesurant la vitesse (dX/dt) de l'enrichissement de la croûte en un élément hygromagmatophile [X] ou bien celle de l'appauvrissement du manteau en ce même élément. C'est ici que la géochimie isotopique va se révéler un outil idéal en permettant de comparer l'évolution temporelle de deux éléments (X et Y) de compatibilité différente, X pouvant être plus incompatible que Y ou inversement. Pour expliquer le principe de la méthode, prenons un exemple, celui du couple Rb-Sr. Le rubidium (Rb) plus incompatible que le strontium (Sr) (Figure 2) présente un radioisotope instable, le ^{87}Rb , qui se désintègre à vitesse constante en ^{87}Sr . En mesurant le rapport de la quantité de ce strontium radiogénique par rapport à un isotope stable du Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), on quantifiera l'évolution temporelle relative du rapport du Rb/Sr dans des témoins d'âges croissants représentatifs des réservoirs crustaux ou mantelliques. Ces témoins doivent être datables avec fiabilité. Il peut s'agir de roches (*e.g.*, shales, basaltes) ou de minéraux (*e.g.*, zircon, monazite). Les couples utilisables sont maintenant fort nombreux : Rb/Sr, Sm/Nd et Lu/Hf pour n'en citer que quelque uns parmi les plus utilisés. Ils sont mesurés par les rapports isotopiques respectifs: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$.

La croûte continentale étant plus accessible que le manteau, on a, d'abord et surtout, appliqué cette méthode à des composants crustaux. Les premiers modèles basés sur le couple Rb/Sr (*e.g.*, Hurley *et al.*, 1962, Hurley & Rand, 1969) supposent que les fragments de croûte continentale qui sont préservés aujourd'hui sont des témoins fiables de la croissance continentale nette. Ils concluent à une croissance exponentielle des continents, selon une tendance proche de la courbe de répartition temporelle des volumes de roches présents à la surface des continents (Figure 3). Ces modèles sont rapidement contestés, notamment par Armstrong (1981) et Fyfe (1978), car cela présuppose une terre plus dynamique à l'heure actuelle qu'elle ne l'était à ses origines, ce que ces deux auteurs réfutent. En effet, comme le prouve l'abondance des magmas komatiitiques de hautes températures à l'Archéen, la Terre était significativement plus chaude aux origines (*e.g.*, Herzberg *et al.*, 2010). Dès lors, on l'imagine beaucoup plus dynamique et convective (*e.g.*, Korenaga, 2017) et donc apte à fournir une croissance crustale optimale (donc maximale en volumes de croûte produite) aux temps anciens pour se réduire ensuite rapidement (modèle de Armstrong, Figure 3) ou progressivement (modèle de Fyfe, Figure 3). Pour ces deux auteurs, le volume actuel de croûte continentale a été atteint très tôt dans l'histoire terrestre et les volumes de croûte juvénile formés et recyclés se compensent à chaque instant depuis l'Hadéen, sans croissance nette importante depuis cette période. Ils divergent cependant sur un point essentiel concernant les volumes de croûte préservée et de croissance nette. Armstrong admet une égalité constante entre eux, l'apport juvénile majeur, se situant très tôt à l'Hadéen, est remanié ensuite constamment au sein des continents au fil des orogénèses successives. Fyfe, par contre, la conteste, avec une conséquence importante : des recyclages crustaux massifs sont survenus vers les zones profondes du globe dès l'Hadéen. Nous verrons plus loin à quel point les données récentes s'inscrivent dans une vision intermédiaire entre ces deux

modèles pionniers. Les visions d'Armstrong et Fyfe sont cependant l'une et l'autre restées peu populaires car, théoriques, elles n'étaient pas soutenues par des observations tangibles. A l'inverse, trois éléments semblaient s'intégrer fort mal dans leurs théories. Primo, peu denses, les continents semblaient difficilement recyclables dans un manteau nettement plus dense (*e.g.*, Moorbath 1977). Secundo, la répartition des âges des roches formant les continents actuels (Figure 3) suggère une croissance progressive depuis l'Archéen avec une quasi absence de production de croûte à l'Hadéen. Tertio, les modèles géochimiques plus récents basés sur d'autres archives, notamment sédimentaires (*e.g.*, Allègre & Rousseau, 1984 ; figure 3) ou minérales comme les zircons, (*e.g.*, Condie, 1998 ; Condie & Aster, 2010) témoignaient à la fois de l'absence de croûte significative avant 3,5Ga mais aussi d'une croissance soit continue, soit épisodique depuis l'Archéen tardif.

Grâce à leurs propriétés physicochimiques particulières, les zircons sont vite devenus les outils essentiels de l'étude de la croissance crustale, car : (1) leurs âges de cristallisation peuvent être déterminés avec grande précision par la datation U-Pb ; (2) ils fournissent un échantillonnage de roches diversifiées couvrant de vastes régions de la croûte supérieure continentale et (3) leurs compositions chimique et isotopique tendent à résister aux vicissitudes des cycles sédimentaires et métamorphiques auxquels elles survivent. Les compilations mondiales de données obtenues sur les zircons détritiques ont ainsi souvent été utilisées pour retracer l'histoire de la croissance continentale. Alors que les premières études étaient basées uniquement sur la distribution des âges de cristallisation des zircons (*e.g.*, Condie, 1998 ; Condie & Aster, 2010), les progrès techniques en microanalyse isotopique ont peu à peu permis d'associer des mesures isotopiques de l'Hf à celle du Pb sur les mêmes cristaux. On a pu ainsi calculer les âges modèles d'extraction du Hf de son réservoir mantellique et, par-là, corriger les effets du remaniement crustal sur les courbes de

croissance continentale (Belousova *et al.*, 2010; Dhuime *et al.*, 2012). Ces modèles admettent des croissances nettes plus significatives, dès l'Archéen (Figure 3), entre 3 et 4Ga (*e.g.*, Belousova, 2010; Dhuime *et al.*, 2012; Spencer *et al.*, 2017). On remarquera que la question de l'émergence (cf. §3.8) constitue ici l'élément limitant. En effet, tant que les continents n'ont pas significativement émergé à la surface des océans, toutes les archives tributaires de cette émergence, par l'érosion et la sédimentation qui les créent, sont évidemment parcellaires et donc inefficaces à appréhender la dynamique de croissance des continents à l'Archéen et a fortiori à l'Hadéen. C'est la principale limitation des zircons détritiques à rendre compte de la croissance nette des continents avant 3 Ga. Par contre, dès que les continents ont massivement émergés à la fin de l'Archéen (cf. §3.8), leurs courbes de fréquence en dents de scie (Figure 4) enregistrent les fluctuations de la croissance crustale et suggèrent une croissance nette épisodique (*e.g.*, Condie, 1998 ; Condie & Aster, 2010 ; Hawkesworth *et al.*, 2020 ; Moreira *et al.*, 2023)⁴. Leurs quatre pics d'abondance rendent compte des cycles successifs d'amalgamation des continents en superunités tandis que leurs creux en fréquence, qui succèdent à chaque pic, témoignent des phases d'éparpillement et de dérive des masses continentales suite à la désagrégation de ces supercontinents en sous-unités. Cette croissance épisodique est traduite par la courbe ondulante proposée par Condie & Aster (2010) à la Figure 3. Les périodes de croissance de cette courbe attestent des phases de construction de quatre supercontinents successifs: Kenorland (2,9-2,4 Ga) ; Columbia (2,1-1,7 Ga) ; Rodinia (1,4-0,8 Ga) et Pangea-Gondwana (0,7-0,15 Ga). Les replats de la courbe traduisent eux les phases

⁴ L'autre interprétation, à laquelle nous souscrivons, considère que ces pics et ces creux des âges reflètent aussi, pour partie, le potentiel de préservation variable des roches générées dans différents contextes tectoniques, plutôt que des impulsions fondamentales d'activité magmatique. En effet, les pics des âges sont liés à la chronologie de l'assemblage des supercontinents (Hawkesworth *et al.*, 2009), période durant lesquelles, les pics des âges de cristallisation enregistrent des contributions remaniées relativement importantes, en provenance de segments de la croûte continentale préexistante (cf. la courbe en rouge du % de croûte remaniée à la figure 4).

consécutives correspondant à leurs fragmentations et à leurs dérivées en micro-unités sous le pilotage de la tectonique des plaques. C'est au cours des phases de métamorphisme granulitique anhydre de haute température ($>1000^{\circ}\text{C}$) survenant à l'issue de chacun de ces épisodes d'accrétion « supercontinentale » (Figure 4) que les continents auraient acquis leurs structures et leurs compositions actuelles, à la suite de remaniements métamorphiques et magmatiques résultant de la fusion partielle des zones continentales profondes. Ces derniers résulteraient de la pénétration de magmas mantelliques et de leurs fluides associés riches en CO_2 dans la croûte inférieure juste avant la phase extensive initiant la désagrégation des supercontinents (*cf.* Touret *et al.*, 2022 pour une belle synthèse sur le sujet).

Les premières tentatives pour mesurer la croissance nette de la croûte sur base de l'appauvrissement du manteau en éléments incompatibles utilisent comme traceur le rapport Nb/U des basaltes. La démarche est simple. L'U et le Nb présentent des coefficients de partage similaires pendant les processus de fusion partielle qui produisent les basaltes. Le rapport de concentrations de ces deux éléments (Nb/U) dans les basaltes reflètent donc celui de leur région source mantellique (Hofmann *et al.*, 1986). Au contraire, lors de l'extraction de la croûte continentale, le Nb est fractionné de U de sorte que le rapport Nb/U de la croûte continentale, de l'ordre de 9,7 (Rudnick & Fountain, 1995), est petit relativement à celui du manteau primitif établi à 32,4 (Sun & McDonough & Sun, 1995). L'extraction de la croûte continentale a de ce fait augmenté le rapport Nb/U moyen du manteau résiduel, tel qu'échantillonné par les basaltes (Hofmann *et al.*, 1986) et l'augmentation de ce rapport en fonction du temps donne, par inversion, une image de la croissance de la croûte continentale (Campbell, 2003). Pour Campbell, une large fraction de croûte continentale (50% de son volume actuel, Figure 3) a déjà été extraite du manteau à

l'Archéen vers 3,5Ga. Il met ainsi en lumière l'importance des masses de croûte continentale produites avant 3,5 Ga, mais recyclées vers le manteau, et dont les traces manifestes sont aujourd'hui perdues. Jusqu'à 3,5 Ga, l'essentiel de la masse de la croûte garderait une composition mafique (*cf.* section 3.9), donc proche des liquides produits par la fusion du manteau. C'est pourquoi son recyclage vers le manteau resterait peu détectable.

Pour approfondir la question, on s'est ensuite intéressé à une troisième catégorie de traceurs : la composition isotopique des gaz rares de l'atmosphère piégé dans certains minéraux. Leur dégazage des zones profondes du globe terrestre peut en effet apporter de sérieuses contraintes sur l'évolution de la croûte et du manteau (*e.g.*, Marty, 2020). C'est ainsi que le couple K/Ar mesuré par le rapport isotopique $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ a permis de mieux appréhender la variation temporelle de la croissance nette de la croûte continentale (Pujol *et al.*, 2013 ; Guo et Korenaga, 2020). L'idée est originale au sens où le K extrait du manteau se concentre dans la croûte, tandis que l' ^{40}Ar radiogénique qui en dérive se stocke dans l'atmosphère et n'a donc pas tendance à être remanié dans la croûte ni recyclé vers le manteau. Les courbes de croissance ainsi déduites (Figure 3) se rapprochent des modèles pionniers de Fyfe (1978) et Armstrong (1981) avec une masse de croûte continentale qui aurait déjà dépassé 60 à 80% du niveau actuel vers 3,5Ga⁵. Une étude récente basée sur un traceur indépendant (les isotopes du molybdène) confirme cet ordre de grandeur (McCoy-West *et al.*, 2019), apportant ainsi une seconde validation isotopique à l'approche théorique pionnière de Fyfe (1978).

3.7. De la validité du modèle de complémentarité croûte-manteau.

⁵ Des travaux récents (Zhang *et al.*, 2023) combinant les résultats de l'argon isotopique à ceux du néon ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$) suggèrent que les paramètres pris en compte par Guo et Korenaga (2020) ne seraient pas complets et tiennent trop peu compte des possibles dégazages du manteau, notamment lors d'impacts météoritiques. Toutefois, dans un travail plus récent, Guo et Korenaga (2023), sur base d'autres paramètres géochimiques, maintiennent que la croissance de la croûte continentale a été forte dès l'Hadéen, avec un minimum de 50% de volume de croûte produite dès 4,0 Ga.

La grande différence observée, à la figure 3, entre les courbes de croissance déduites des témoins extraits de la croûte (en particulier des zircons) et du manteau (notamment de son dégazage) démontre que la vision d'une stricte complémentarité géochimique entre le réservoir crustal et le manteau supérieur doit être amendée, car elle est perturbée par les remaniements intracrustaux et les recyclages de croûte tous deux vraisemblablement importants. En synthèse (Figure 5), on estime que : (1) la surface sous la courbe de Condie & Aster (2010) reflète l'évolution du volume détectable de croûte juvénile figé dans les continents ; (2) l'intervalle entre cette courbe et celle de Dhuime *et al.* (2012) donne un instantané des volumes de croûte primitive perdus par remaniements dans des segments crustaux plus récents, tandis que l'intervalle entre la courbe de Dhuime *et al.* (2012) et celle de Guo & Korenaga (2020) quantifie les volumes crustaux recyclés vers les zones profondes du manteau, à chaque période. Les raisons de l'absence de traces significatives des phases primitives de la croissance continentale sont maintenant claires. Elles ont été en grande partie, soit entraînées vers les zones profondes par la forte dynamique convective du manteau, soit effacées par leur incorporation à des événements géologiques post-archéens. Ces recyclages anciens ont pu modifier la distribution des éléments en traces et des isotopes radiogéniques observée au sein du manteau. Ils sont activement recherchés à l'aide des systèmes isotopiques basés sur des radionucléides éteints (tels que ^{182}Hf - ^{182}W et ^{146}Sm - ^{142}Nd) qui ne sont plus actifs depuis quatre milliards d'années du fait de leur courte période de désintégration (respectivement de 9 et 68 Ma). Par leur présence dans les régions sources des basaltes, leurs anomalies isotopiques, restées inchangées depuis la fin de l'Hadéen, témoigneraient de recyclages de roches felsiques enrichies en Hf ou Sm, dès cette époque précoce. Des indices très anciens (4,35-4,25Ga) de tels recyclages auraient ainsi été détectés

dans des basaltes paléoarchéens sur base d'anomalies isotopiques du ^{182}W produites par ^{182}Hf (Tusch *et al.*, 2022).

3.8. De l'émergence des premiers continents.

Le moment de l'émergence des premiers continents a fait longtemps débat. La question peut maintenant être appréhendée de trois manières indépendantes : (1) les évidences de dépôts épicontinentaux (sédiments déposés sur les marges continentales) ; (2) des modèles physiques; (3) des considérations géochimiques.

Bien que l'on connaisse des dépôts épicontinentaux dès l'Eoarchéen (notamment à Isua au Groenland), ils sont limités en volume. Les premiers dépôts épicontinentaux de large extension (plus de 30000 km²) apparaissent vers 2,9 Ga, notamment dans le groupe Mozaan du craton du Kaapvaal en Afrique du Sud. Ils sont clairement associés à des aires continentales, car ils sont contemporains de paléosols et de dépôts glaciaires sur lesquels je reviendrai.

Les modèles permettant d'évaluer la surface crustale émergée sont calculés en fonction de la température variable du manteau et de l'hypsométrie océanique à l'Hadéen et à l'Archéen. La question de l'hypsométrie est particulièrement délicate, car le volume d'eau a pu varier en fonction du dégazage du manteau ou de son regazage ultérieur par subduction, ainsi que de l'échappement de l'atmosphère vers l'espace sous la pression du vent solaire (cf. une discussion de la question par Korenaga *et al.*, 2017). Dès le début de l'Archéen, le manteau aurait été entièrement dégazé, produisant ainsi un océan profond. Selon l'estimation la plus modeste, l'océan aurait été 50% plus volumineux, il y a 2,5 Ga, qu'aujourd'hui (Korenaga, 2021). Pour une hypsométrie constante, proche des conditions modernes, et donc inférieure à l'estimation de Korenaga (2021), la superficie de la croûte

continentale émergée à l'Archéen ne dépasserait pas 2 à 3 % de la surface de la Terre (Flament *et al.*, 2008).

Dès qu'elle devient significative, l'émergence continentale permet de déclencher le processus d'altération des roches pour produire des sols. Cette altération a deux conséquences majeures : (1) elle produit des argiles par des réactions très consommatrices de CO₂ atmosphérique ; (2) elle libère du phosphore (P) dans l'hydrosphère où il devient biodisponible. A l'Archéen, la principale source d'oxygène sur Terre repose sur la photosynthèse oxygénée marine. Celle-ci a pu être limitée par la faible disponibilité du phosphore à l'Eo-Paléoarchéen en raison des faibles taux d'altération associés à une émergence subaérienne limitée (Hao *et al.* 2020). Alcott et ses co-auteurs (2022) voient ainsi, dans l'évolution du recyclage du phosphore, une étape critique pour la transition d'une atmosphère archéenne riche en CO₂ vers une atmosphère constamment oxygénée au Protérozoïque. Dès lors, l'émergence des continents en masses significatives doit précéder cette transition remarquable (« The Great Oxidation Event ») qui se produit vers 2,4 Ga. Une vérification indirecte de cet accroissement du flux de P suite à l'altération continentale vient d'être mesurée par un changement significatif, entre 2,5 et 2,4 Ga, des signatures isotopiques de l'Hf dans les argiles détritiques (Bayon *et al.*, 2022). L'émergence rapide des masses continentales et la mise en place d'un cycle hydrologique moderne vers 2,5 Ga sont par ailleurs bien soulignées par le changement brusque de la signature des trois isotopes stables de l'oxygène dans les shales (Bindeman *et al.*, 2018).

Les trois approches convergent donc pour soutenir une émergence graduelle de la croûte continentale tout au long du Mésio-Néoarchéen (3,2-2,5 Ga). Cette émergence résulterait de l'élévation isostatique d'une croûte terrestre épaissie par la mise en place de

volumes importants de roches granitoïdes peu denses (car riches en silice) durant le Paléoarchéen et le Mésoarchéen (*e.g.*, Chowdhury *et al.*, 2021).

3.9. De la composition des premiers continents.

La composition lithologique des premiers continents fait encore débat. Dans leur étude pionnière, Taylor & McLennan (1985) ont démontré que plusieurs rapports géochimiques des shales, notamment Th/Sc, La/Sc et La/Yb, présentent tous des changements importants entre 3,0 et 2,5 Ga environ. De manière cohérente, ces rapports passent de signatures plus mafiques à l'Archéen à des signatures felsiques de type moderne au Protérozoïque. Au cours des dernières années, d'autres rapports géochimiques mesurés dans ces mêmes shales (*e.g.*, Cr/U, Cr/Zn, Nb/Ta, Ni/Co, Cu/Al₂O₃) ont été utilisés pour étudier la nature de la croûte émergée précoce. Elles s'accordent pour dire que la Terre de l'Archéen précoce était principalement mafique et qu'elle est passée à son état felsique moderne vers 2,5 Ga (*e.g.*, Tang *et al.*, 2016 ; Chen *et al.*, 2020). Par contre, d'autres études, moins nombreuses, basées sur les isotopes du Sr, du Ti parviennent à une conclusion opposée selon laquelle la croûte continentale émergée de l'Archéen serait surtout felsique depuis au moins 4 Ga (*e.g.*, Greber *et al.*, 2017 ; Roerdinck *et al.*, 2022). Ici encore, le débat d'idée conduit à nuancer l'utilité des isotopes du Ti à résoudre cette question, car, selon Deng *et al.* (2019), ils ne seraient pas suffisamment discriminants pour permettre de prouver l'existence d'une croûte continentale felsique importante dès l'Eoarchéen.

4. Les nouveaux traceurs: $\delta^{30}\text{Si}$ et rapport Ge/Si.

Le silicium possède trois isotopes stables. Avec une abondance de 92,23%, le silicium de masse légère, le ^{28}Si , domine nettement ces deux compagnons plus lourds : ^{29}Si (4,67%) ; ^{30}Si (3,10%) . La composition isotopique du silicium d'un échantillon (Ech.) est mesurée, en

pour mille (‰), par des rapports de masse entre les isotopes 30 et 28 et en référence à un standard international de quartz (NBS28) en utilisant la notation delta suivante:

$$\delta^{30}\text{Si} (\text{‰}) = \left[\left(\frac{{}^{30}\text{Si}}{{}^{28}\text{Si}}_{\text{Ech}} / \frac{{}^{30}\text{Si}}{{}^{28}\text{Si}}_{\text{NBS28}} \right) - 1 \right] \times 1000$$

Les roches du manteau et des croûtes, océanique et continentale, présentent des compositions isotopiques similaires du Si. En particulier, les basaltes ($\delta^{30}\text{Si} = -0,32 \pm 0,12\text{‰}$) ne diffèrent pas de leurs réservoirs mantelliques ($-0,29 \pm 0,08\text{‰}$), en raison du faible fractionnement isotopique du Si entre les minéraux et les liquides magmatiques basaltiques ($\Delta^{30}\text{Si}_{\text{Minéraux-Liq.Mag.}} < 0,1\text{‰}$) à haute température (*e.g.*, Savage *et al.*, 2014). Ces fractionnements augmentent légèrement avec la baisse de température dans les magmas les plus felsiques, mais ne dépassent jamais 0,2‰. Les réservoirs mantelliques et les roches magmatiques post-archéennes affichent ainsi une gamme réduite de variations isotopiques: $-0,5\text{‰} < \delta^{30}\text{Si} < -0,1\text{‰}$ (Figure 6A). Au contraire, à basse température, les fractionnements isotopiques, entre les minéraux et le Si dissous dans les eaux (l'acide orthosilicique, $\text{Si}(\text{OH})_{4(\text{aq})}$), sont nettement plus prononcés, de l'ordre de 1 à 3‰. Ils peuvent être de deux natures, soit à l'équilibre, soit cinétique (*e.g.* Sun *et al.*, 2023)⁶. Les fractionnements cinétiques sans doute très fréquents conduisent à un enrichissement en ^{28}Si des phases solides (argiles, oxydes de Fe, silices biogènes et inorganiques), ces dernières présentant une signature isotopique légère ($\delta^{30}\text{Si} < 0$) (*e.g.*, Bayon *et al.*, 2018 ; Sutton *et al.*, 2018). En réponse, l'acide orthosilicique résiduel de l'eau s'alourdit et présente des signatures positives⁷. On observe ainsi un spectre de fractionnements pouvant atteindre 12‰ entre les

⁶ Ces deux types de fractionnement sont peu distinguables compte tenu de la précision actuelle des mesures. Des progrès récents ouvrant la voie à de meilleures précisions laissent entrevoir la perspective de détecter la différence de fractionnements entre les couples isotopiques $^{30}\text{Si}/^{29}\text{Si}$ et $^{30}\text{Si}/^{28}\text{Si}$ produites par des conditions à l'équilibre ou suite à une cinétique de réaction (Stamm *et al.*, 2019; Sun *et al.*, 2023). L'application de cette technique indiquerait que la formation des cherts archéens est un processus complexe résultant d'épisodes successifs de dissolution et de reprécipitation par des processus à la fois cinétique et à l'équilibre.

⁷ Un fractionnement inverse a parfois été mesuré dans des expériences de fractionnement réalisées à l'équilibre (*e.g.* Stamm *et al.*, 2019), mais tous les fractionnements mesurés dans des conditions naturelles montrent que la phase solide est toujours appauvrie en ^{30}Si relativement à la phase aqueuse résiduelle qui est-

sols et l'eau (Figure 6B). Ces diverses interactions entre le $\text{Si(OH)}_{4(\text{aq})}$ et les phases minérales (ou biominérales) font de l'hydrosphère mondiale le principal réservoir terrestre enrichi en ^{30}Si ($\delta^{30}\text{Si} > 0$) et ce depuis au moins le début de l'Eoarchéen (André *et al.*, 2006 ; Robert & Chaussidon, 2006).

On considère souvent le Ge comme un "pseudo-isotope" du Si, car il se substitue presque parfaitement au Si dans les réseaux cristallins des silicates. Il en résulte des variations limitées des rapports molaires Ge/Si dans la plupart des roches silicatées (1,5-3,0 $\mu\text{mol/mol}$), ce rapport n'étant que légèrement fractionné au cours des processus de fusion et de différenciation magmatique (de Argollo & Schilling, 1978). Cette similitude, couplée à la faible abondance naturelle du Ge dans les roches cristallines, l'a rendu peu utilisé jusqu'ici en pétrologie. Cependant, He *et al.* (2019) ont récemment démontré que le degré de compatibilité du Ge au Si varie entre les silicates (Figure 7). Les coefficients d'échange entre les minéraux et les liquides magmatiques fondus ($D_{\text{Ge/Si}}^{\text{Min/Fondu}}$) sont inférieurs à 1 pour l'olivine (0,8), le plagioclase (0,6) et le quartz (0,3), mais supérieurs à 1 pour le grenat (2,5), l'amphibole (5,0), et la biotite (7,5), tandis que les pyroxènes ont des coefficients proches de 1. Par conséquent, le système Ge-Si a le potentiel d'être développé en un marqueur précieux du rôle de ces différentes phases minérales dans la genèse des roches ignées de la croûte terrestre.

Les différences significatives entre les enthalpies de formation et les capacités thermiques des hydroxydes $\text{Ge(OH)}_{4(\text{aq})}$ et $\text{Si(OH)}_{4(\text{aq})}$ se traduisent par des comportements différenciés des deux éléments dans les fluides en équilibre avec les silicates (*e.g.*, Pokrovski & Schott, 1998). Il en résulte des fractionnements élevés du rapport Ge/Si entre les fluides et les silicates à basse température (par exemple, les argiles ou l'opale), faisant du rapport

elle enrichie en ^{30}Si , montrant sans doute que le fractionnement entre les deux phases s'effectue globalement hors de l'équilibre.

Ge/Si un traceur unique des cycles du Si liés aux fluides supracrustaux. Combiner avec le $\delta^{30}\text{Si}$ dans une approche multiproxy, ce traceur s'est ainsi révélé fort efficace pour quantifier les interactions fluides-roches récentes et passées (*e.g.*, Delvigne *et al.*, 2016 ; Fernandez *et al.*, 2021)

5. Apports de ces nouveaux traceurs.

Les isotopes stables du Si répondent à deux questions essentielles concernant la dynamique de croissance de la croûte continentale. La première réside dans le fait même de l'enrichissement en Si des continents, celui-ci étant le second élément en abondance dans la croûte continentale. Comment l'expliquer alors que c'est l'élément le moins incompatible (Figure 2)? La seconde réside dans la mise en évidence du rôle capital de l'hydrosphère dans la génération des granitoïdes depuis l'Hadéen (cf. §3.3 et 3.5). Dans la mesure où l'océan précambrien est saturé en H_4SiO_4 et enrichi en ^{30}Si depuis au moins l'Eoarchéen (André *et al.*, 2006 ; Robert et Chaussidon, 2006), le $\delta^{30}\text{Si}$ sera un traceur privilégié du rôle joué par l'eau de mer et la silicification des fonds océaniques qu'elle génère durant les premières étapes de croissance des continents (André *et al.*, 2019). En complément, avec le rapport Ge/Si, on vise aussi à : (1) tirer parti de la réticence générale du Ge à entrer dans les tectosilicates (quartz, feldspaths) par rapport au grenat, à l'amphibole et au mica (Figure 7), pour cerner au mieux les mécanismes de formation des granitoïdes typiques de l'Archéen (cf. §3.4) et notamment préciser le rôle joué par la silicification des basaltes archéens au contact de l'eau de mer dans leurs genèses ; (2) en déduire des informations utiles pour contraindre l'impact des remaniements intracrustaux et des recyclages mantelliques sur la croissance des continents ; (3) fixer la composition des surfaces continentales soumises à l'érosion durant les étapes de leur émergence à la surface des flots.

5.1. La silicification archéenne des fonds océaniques

Nous avons déjà souligné toute l'importance du rôle de l'eau dans la croissance des continents. Elle est la conséquence d'une circulation d'eau de mer dans le plancher océanique. Celle-ci se déroule en trois temps : (1) à haute température (250-350 °C) au niveau des rides médio-océaniques (type I) où ces eaux devenues acides donnent naissance aux fameux fumeurs noirs chargés de particules pyriteuses; (2) à moyenne température (100 °C), à l'écart des rides, là où les roches ultramafiques de la base de la croûte océanique arrivent au contact de l'eau de mer par le jeu des failles (type II), pour produire des eaux basiques chargées de particules de carbonate de calcium (fumeurs blancs); (3) à basse température (2-60 °C) dans les zones distantes des rides (type III). Ce troisième groupe de systèmes hydrothermaux est probablement le plus important par sa durée d'action et les volumes d'eau qu'il brasse. Découverts par les anomalies négatives des flux de chaleur qu'ils engendrent dans le plancher océanique (*e.g.*, Fisher & Harris, 2010), ils restent peu connus, car leurs exutoires demeurent difficiles à détecter, compte tenu de leurs faibles contrastes thermiques avec l'océan profond, et des faibles dépôts qu'ils occasionnent sur les fonds océaniques. Ces systèmes de basse température se concentrent dans les basaltes confinés sous les sédiments des fonds océaniques, les conduits d'entrée et de sorties des flux d'eau se situant sur les reliefs sous-marins pointant au-dessus des sédiments (Figure 8A). Les flux d'eau dans cet aquifère sous-océanique sont engendrés, par les variations de pression hydrostatique et la perte de chaleur de la lithosphère océanique; ils sont guidés par le contraste de perméabilité entre les sédiments imperméables et les basaltes poreux sous-jacents (*e.g.*, Fisher & Becker, 2000). Pouvant se maintenir sur des millions d'années, ils produisent une altération profonde des basaltes, en faisant apparaître d'abord des minéraux magnésiens et potassiques très hydratés (smectites, céladonites) à basse température (<30 °C), puis graduellement des carbonates et des hydroxydes de Fe, au-delà de 30 °C (*e.g.*,

Marescotti *et al.*, 2000). Cette altération du plancher océanique a constamment joué un rôle central dans le fonctionnement passé du thermostat planétaire et dans la chimie de l'océan, notamment par le contrôle qu'elle exerce sur l'alcalinité et le taux de CO₂ de l'océan global (Albarède *et al.*, 2020 ; Coogan & Gillis, 2018 ; Coogan & Dosso, 2022).

En appliquant à la lettre le principe des causes actuelles, on considère souvent que l'altération des planchers océaniques, au contact de l'eau de mer, est restée stable tout au long de l'histoire du globe (*e.g.*, Hoffman *et al.*, 1986). Cette affirmation est certainement contestable pour les altérations de basse température (type III) du Néoarchéen, car les basaltes océaniques y sont intensément carbonatisés suite à la circulation d'une eau de mer très enrichie en CO₂ (*e.g.*, Shibuya *et al.*, 2013). Au Paléoarchéen et au Mésoarchéen, l'eau de mer présente une composition proche de celle de l'océan moderne par certains aspects, notamment par son rapport Cl/K (Marty *et al.*, 2018). Toutefois, elle s'en différencie par son faible pH, sa forte chlorinité, sa teneur élevée en CO₂ et son alcalinité réduite (Albarède *et al.*, 2020), mais aussi et surtout par sa saturation en Si(OH)_{4(aq)}, qui se manifeste dès l'Hadéen (Bindeman & O'Neil, 2022). Voyons pourquoi ! Depuis le Paléozoïque, le silicium dissous est drastiquement piégé par les organismes qui utilisent l'opale comme biomatériau : les éponges et les radiolaires d'abord durant le Paléozoïque, puis les diatomées depuis le Jurassique (Conley *et al.*, 2017). Cette surconsommation maintient la teneur en Si(OH)_{4(aq)} à un niveau très bas (en général, <50 μmol), bien en dessous de la saturation de l'eau de mer vis-à-vis de l'opale (±1 mmol). En conséquence, les précipitations d'opales non biogéniques sont rares dans l'hydrosphère moderne. Avant 3,0 Ga, par contre, en l'absence de biominéralisations, le Si océanique est maintenu à l'état saturé, comme le prouve l'ubiquité des précipitations siliceuses non biogènes à cette période (*e.g.*, André *et al.*, 2006 ; Robert & Chaussidon, 2006 ; Van den Boorn, 2010 ; Ledevin *et al.*, 2019 ; Bindeman & O'Neil, 2022).

L'impact de cette différence de saturation en silice sur l'altération du plancher océanique est considérable.

A l'heure actuelle, la sous-saturation en Si de l'eau pénétrant dans l'aquifère favorise la mise en solution du Si émis lors de l'altération des minéraux primaires des basaltes, et ce tout au long de son trajet dans l'aquifère. Les teneurs en Si du fluide augmentent ainsi avec la hausse de température, sans atteindre toutefois la saturation à l'exutoire (Figure 8A). A cette sortie, les teneurs en $\text{Si(OH)}_{4(\text{aq})}$ atteignent quelques centaines de micromoles, avec des compositions isotopiques équilibrées à celle des basaltes ($\delta^{30}\text{Si} = -0,3\text{‰}$, André et al., 2016).

A l'Eoarchéen et au Paléoarchéen, des aquifères analogues aux types III actuels, mais de températures plus élevées (50-150°C Hofmann et Harris, 2008 ; Bindeman et o'Neil, 2022), en rapport à la Terre plus chaude de l'époque, se sont développés dans les coulées de basaltes, sous des précipités de cherts qui remplacent les sédiments dans le rôle de barrière imperméable (Figure 8B). Ils sont bien visibles dans la séquence très épaisse (>12 km) de roches volcaniques ultramafiques (komatiites) à mafiques (basaltes) du Groupe d'Onverwacht en Afrique du Sud. Ces aquifères fossiles sont particulièrement bien exprimés au niveau des basaltes de la formation de Hoogenoeg comprenant neuf phases éruptives majeures, chacune d'une épaisseur de 100 à 700 m, et séparée par 1 à 15 m de chert, le tout formé rapidement en 5 millions d'années (entre 3467 et 3472 Ma, *e.g.*, Hofman & Harris, 2008 ; de Wit & Furnes, 2016). Dès son entrée dans l'aquifère, l'eau de mer, sursaturée en $\text{Si(OH)}_{4(\text{aq})}$, précipite de l'opale, en lieu et place des phases vitreuses et des minéraux primaires qu'elle dissout. Dans l'intervalle de température de l'aquifère (30° à 150°C, André *et al.*, 2022), la saturation du Si vis-à-vis de l'opale passe de 1 à 6 mmoles (Gunnarsson & Arnórsson, 2000). Du fait de cette augmentation du seuil de solubilité, l'aquifère incorpore graduellement du silicium additionnel, dégagé par la transformation des phases primaires en

albite, chlorite, épidote et carbonates. Ceci maintient son état de sursaturation vis-à-vis du Si et sa capacité à silicifier le basalte jusqu'aux cheminées exutoires (de Wit & Furnes, 2016). Tous les cations sont lessivés à l'exception du K (Hofmann & Harris, 2008) qui est maintenu enrichi de l'entrée (précipitation de feldspath potassique, André *et al.*, 2022) à la sortie de l'aquifère (précipitation de fuchsite, de Wit & Furnes, 2016). Restant saturé, le fluide précipite de la silice tout au long de son trajet, en créant ainsi peu à peu une couche imperméable silicifiée dans la partie sommitale de la roche volcanique altérée. Au fil du processus, la masse silicifiée s'épaissit en repoussant vers le bas l'aquifère et la zone sous-jacente où l'altération se poursuit, sous une plus faible activité de la silice, avec l'apparition de phases carbonatées associées au quartz, à l'albite et à la chlorite (Figure 8B). La silicification progresse ainsi, vers le bas, jusqu'à ce qu'une coulée basaltique plus récente se superpose aux cherts en colmatant l'aquifère. Un nouveau couple « aquifère-silicification » se crée alors dans cette dernière. L'épaisseur variable de la couche silicifiée (de quelques cm à quelques dizaines de mètres) traduit donc la durée de vie de l'aquifère sous-aquatique. Cette silicification qui régule la concentration de la silice océanique de la Terre primitive est une caractéristique omniprésente qui a affecté toutes les lithologies du plancher océanique : basaltes, basaltes komatiitiques, komatiites et sédiments volcanoclastiques (Hofmann & Harris, 2008). Dans chaque cas, la teneur en silice varie entre 50% à la base de la coulée jusqu'à des valeurs atteignant 90% au sommet de la zone silicifiée (Figure 9A). Localement, des teneurs plus élevées (proches de 100%) sont observées dans les veines de quartz qui recoupent de bas en haut la zone silicifiée. Elles traduisent la pression hydraulique que le fluide sursaturé en Si exerce sur la zone cassante silicifiée au fur et à mesure du scellement de l'aquifère par les dépôts siliceux.

L'altération archéenne du plancher océanique se traduit par des changements très significatifs des signatures $\delta^{30}\text{Si}$ et Ge/Si au sein des roches qui le composent (Figure 9B). Entre 30 et 150°C, les facteurs de fractionnement isotopique du Si entre l'opale et le fluide restent très faibles (Wang *et al.*, 2021) et le $\delta^{30}\text{Si}$ des opales (recristallisées depuis en quartz) reflètent étroitement celles des fluides de précipitation. Les signatures isotopiques mesurées témoignent donc des quantités respectives de Si provenant de l'eau de mer ($\delta^{30}\text{Si} > 1\text{‰}$) et de l'altération des minéraux primaires de la roche, ceux-ci oscillant entre 2 extrêmes : olivine ($\delta^{30}\text{Si} = -0,6\text{‰}$) et plagioclase ($\delta^{30}\text{Si} = -0,2\text{‰}$). Le rapport Ge/Si traduit, quant à lui, la proportion de quartz et d'albite présente dans la roche altérée (André *et al.*, 2022). Le couplage des deux traceurs permet ainsi d'évaluer en même temps, d'une part, l'origine interne (basaltique) ou externe (océanique) du Si déposé par l'aquifère, et d'autre part l'ordre de grandeur de la quantité de quartz et/ou d'albite secondaires ajoutés ainsi au basalte initial qui lui ne contient aucune de ces deux phases (Ge/Si=2,7, André *et al.*, 2022). On en déduit ainsi par exemple que : (1) les veines tardives de quartz pur, qui ont une signature à +0,4‰ (Figure 9B), dérivent d'une portion de l'aquifère comportant encore environ 55% de Si d'origine océanique; (2) le Ge/Si décroît rapidement pour de faibles ajouts de quartz (de 5 à 10%, à la base de la zone silicifiée) du fait du caractère très déprimé en Ge du quartz (Ge/Si=0,4-0,6, André *et al.*, 2022).

La courbe hyperbolique des variations du $\delta^{30}\text{Si}$ en fonction du rapport Ge/Si des roches non altérées, altérées et silicifiées (Figure 9B) traduit la variation couplée de ces deux traceurs entre les deux zones altérées du plancher océanique archéen. Toutefois, on notera que les zones altérées à quartz-albite-chlorite-carbonates, sous-jacentes aux zones silicifiées, et formant une transition irrégulière entre ces dernières et les basaltes non altérés, présentent des caractéristiques très variables en termes de silice (40-60 % en poids),

proportions de quartz (de l'ordre de 1 à 10% en poids), compositions isotopiques ($-0,4 < \delta^{30}\text{Si} < 0\text{‰}$) et teneur en Ge ($1 < \text{Ge/Si} < 2 \mu\text{mol/mol}$). Traduisant l'hétérogénéité des transformations minérales d'origine hydrothermale, cette variabilité géochimique, mise en évidence par la dispersion des points autour de la tendance hyperbolique, reflète le large éventail des perméabilités qui guident les flux d'eau, et conditionnent la cinétique des réactions de rétro-morphoses. En particulier, la signature isotopique du quartz varie en fonction des proportions respectives de silicium externe (dérivant de l'eau de mer, $\delta^{30}\text{Si} > 0\text{‰}$) ou interne (par altération du basalte, $\delta^{30}\text{Si} < -0,2\text{‰}$) dans le fluide présent au *locus* de précipitation du quartz.

5.2. *Origine des granitoïdes de l'Archéen.*

Les roches felsiques granitoïdes, à forte teneur en Na et à faible teneur en K, de la suite **Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG)**, associés à des granites nettement plus riches en K, constituent l'essentiel des phases hadéenne et archéenne de la croissance continentale. Bien que les granites potassiques se soient formés très tôt à l'Archéen (*e.g.*, Moyen et Laurent, 2018), la croissance de la croûte felsique de l'Eo-Paléoarchéen est dominée par les TTGs. Ce n'est qu'au Mésio-Néoarchéen que la proportion de ces granites a progressivement augmenté pour se généraliser aux dépens des TTGs qui perdurent cependant jusqu'au Protérozoïque inférieur (2,4-2,2 Ga, *e.g.*, Condie 2018). Il est généralement admis que la plupart des TTGs ont cristallisé à partir de magmas générés par la fusion partielle de protolithes basaltiques hydratés, transformés en amphibolites par métamorphisme (*e.g.*, Johnson *et al.*, 2017 ; Moyen & Laurent, 2018). L'apparition progressive des granites potassiques est généralement attribuée au remaniement, par fusion partielle, d'une croûte continentale antérieure, de type TTG, mais déformée et métamorphisée (les "gneiss gris", *e.g.*, Moyen *et al.*, 2021). Ces modèles établis voilà plus de

30 ans doivent maintenant être partiellement révisés pour répondre aux données nouvelles apportées par les isotopes du Si et le rapport Ge/Si.

En premier lieu, les travaux menés en parallèle par deux équipes indépendantes et publiées au même moment (André *et al.*, 2019 ; Deng *et al.*, 2019) révèlent que les TTGs présentent des signatures isotopiques du Si systématiquement plus lourdes, de 0,1 à 0,3‰, quand on les compare aux roches felsiques granitoïdes du Phanérozoïque. Ces résultats démontrent que l'hydratation de la source basaltique des TTGs est bien consécutive à une interaction avec l'eau de mer primitive dont on sait par ailleurs que son Si est alourdi depuis l'Eoarchéen (André *et al.*, 2006 ; Robert & Chaussidon, 2006). En prime, ils attestent qu'une part significative de la silice (2 à 5%) présente dans les TTGs dérive directement de l'eau de mer archéenne. Cette découverte est importante, car elle signifie que l'interaction avec l'eau de mer archéenne a induit un pré-enrichissement en silice du protolithe amphibolitique des TTGs. Nous verrons plus loin toute l'importance de ce pré-enrichissement. Cette anomalie du $\delta^{30}\text{Si}$ n'est pas seulement limitée aux seuls TTGs, car on la retrouve non seulement dans les granites pré-orogéniques (>3,2 Ga) de la ceinture de roches vertes de Barberton en Afrique du Sud (André *et al.*, 2019), mais aussi parmi les gneiss granitiques paléoarchéens du Zimbabwe (Figure 10B). Ceci prouve que les premiers granitoïdes potassiques sont très liés génétiquement aux TTGs soit par fusion de ces derniers soit par dérivation d'une source basaltique analogue à celle des TTGs mais enrichie en potasse à la suite de l'altération à basse température des fonds océaniques archéens (*cf.* section 5.3).

En second lieu, par leurs faibles rapports Ge/Si, les divers granitoïdes archéens tant sodique ($\bar{x}=0,92\pm0,17\ \mu\text{mol/mol}$) que potassique ($\bar{x}=1,05\pm0,19\ \mu\text{mol/mol}$) se distinguent nettement (André *et al.*, 2022) des basaltes archéens ($2,86\pm0,14\ \mu\text{mol/mol}$) et post-archéen ($2,71\pm0,04\ \mu\text{mol/mol}$), des andésites (Ge/Si = $2,17\pm0,06\ \mu\text{mol/mol}$), et surtout des roches

felsiques post-archéennes ($1,64 < \text{Ge/Si} < 2,1 \mu \text{ mol/mol}$). Cette anomalie systématique témoigne d'une ou plusieurs particularités uniques à la genèse de ces roches qui sont propres aux conditions de l'Archéen, car elles ne se retrouvent plus aux époques ultérieures.

Lorsque l'on reporte les données $\delta^{30}\text{Si}$ en fonction des rapports Ge/Si, pour les granitoïdes mis en place sous la forme de plutons en Afrique du sud (Figure 10A), ou déformés sous la forme de gneiss gris au sein du Paléoarchéen du Zimbabwe (Figure 10B), on constate que : (a) tous les échantillons se distribuent dans un domaine étroit superposé à la tendance d'altération des fonds océaniques du Paléoarchéen; (b) les trondhjemites et les granites potassiques présentent des signatures fort semblables regroupées au niveau du point d'inflexion de cette tendance correspondant à la transition entre les faciès très silicifiés et ceux peu silicifiés caractérisés par une association de quartz, albite, chlorite, épidote et carbonates; (c) les tonalites et les granodiorites se distinguent par des valeurs plus légères du $\delta^{30}\text{Si}$, et des rapports Ge/Si, en moyenne, plus élevés.

Il a été suggéré que les liquides parentaux des TTGs en route vers la surface auraient subi une cristallisation fractionnée d'amphiboles avant de cristalliser sous forme de tonalite ou de trondhjemite (*e.g.*, Nédélec et al., 2012 ; Rollinson, 2021). La dispersion linéaire des points de tonalite et de granodiorite à la figure 10B pourrait résulter d'une telle cristallisation fractionnée de 5 à 20% d'amphiboles, en partant d'un liquide TTG primitif produit par la fusion d'un basalte non altéré (étoile noire de la figure 10B). Cependant, ce mécanisme est improbable, car le plagioclase accompagne souvent l'amphibole au liquidus des TTGs (*e.g.*, Hoffmann *et al.*, 2019) et le fractionnement concomitant de ces deux phases (Figure 10B) diverge des valeurs $\delta^{30}\text{Si}$ et Ge/Si observées pour les tonalites et les granodiorites. A fortiori, la différenciation magmatique n'expliquerait certainement pas les valeurs nettement plus alourdies en $\delta^{30}\text{Si}$ et plus basses en Ge/Si des trondhjemites et de la

plupart des granites. On peut en conclure que les anomalies en ^{30}Si et en Ge doivent être recherchées au niveau d'une source basaltique archéenne, modifiée par l'ajout d'un minéral déprimé en Ge, comme le quartz ou les feldspaths (Figure 7). Les fonds océaniques archéens, enrichis en quartz par altération, s'avèrent ainsi les protolithes les plus probables⁸, puisque les signatures $\delta^{30}\text{Si}$ et Ge/Si de tous les granitoïdes analysés s'inscrivent sur la tendance de cette altération (Figures 10A,B). Une confirmation du rôle important joué par ces altérations est fournie par les compositions isotopiques du Ca ($\delta^{44}\text{Ca}$) des TTGs (Figure 11) qui varient dans un large intervalle de valeurs positives ($+0,1 < \delta^{44}\text{Ca} < +1,1\text{‰}$). Une telle gamme de variation, beaucoup plus étendue que celles reconnues pour les basaltes et les adakites, n'est en effet observable que parmi les minéraux calciques caractéristiques des associations secondaires produites, dans les basaltes, par les circulations hydrothermales : carbonates, épidotes et zéolites (Figure 11).

Dans l'optique d'une source altérée par silicification au contact de l'eau de mer, les proxys Ge/Si et $\delta^{30}\text{Si}$ peuvent alors servir respectivement à quantifier les proportions, de quartz secondaire et de Si océanique, présentes dans le protolithe (Figure 9B). On en déduit une source plus silicifiée, avec une proportion modale de quartz plus importante, pour les trondhjemitites et les granites que pour les tonalites et les granodiorites, les granites se différenciant par une source plus enrichie en K_2O lors de l'altération. La quantité de Si issue de l'eau de mer serait également moindre dans la source des tonalites et des granodiorites, le silicium mobilisé provenant, dans leurs cas, plutôt de l'altération des minéraux primaires présents dans la zone à quartz, albite, chlorite avec l'apparition, soit des carbonates ou de l'épidote, comme minéral calcique secondaire.

⁸ La fusion d'amphibolites à quartz (dérivant de ce type de basaltes silicifiés) produits des volumes significatifs (10-20%) de liquides trondhjemitiques à des conditions de basses températures (700-750°C, Huang *et al.*, 2020). Si la silicification s'accompagne d'un métasomatisme potassique, les amphibolites potassiques qui en dérivent produisent par fusion des quantités importantes (12-25%) de liquides granitiques (3-6% de K_2O) (Cf. Hoffmann *et al.*, 2019 pour une synthèse sur les expériences disponibles sur le sujet).

Jusqu'ici, nous n'avons examiné que le cas des petits volumes de granites potassiques produits au cours du Paléoarchéen et au début du Mésoarchéen. Cependant, à la fin du Mésoarchéen et surtout au Néoarchéen, les granites potassiques apparaissent en volumes beaucoup plus importants. Post-orogéniques vis-à-vis des déformations mésoarchéennes, ils présentent des signatures à la fois plus légères en $\delta^{30}\text{Si}$ et de rapports Ge/Si plus élevés, aussi bien dans les cratons du Kaapvaal (André *et al.*, 2022) que celui du Zimbabwe (André *et al.*, en préparation). C'est la trace que cette seconde génération de granite a une tout autre origine (André *et al.*, 2022) et dérive bien du remaniement, par fusion partielle, de la croûte continentale antérieure de type TTG ("gneiss gris"), conformément aux modèles déjà proposés par de nombreux auteurs (*e.g.*, Moyen *et al.*, 2021). En synthèse, deux types de granites potassiques, fort proches en composition, mais engendrés depuis des sources différentes, coexistent donc un moment à l'Archéen. Les premiers que nous qualifierons de type I sont surtout présents au Paléoarchéen et au début du Mésoarchéen et dérivent de la fusion de fonds océaniques altérés avec une composante potassique importante liée à cette altération. Les seconds (de type II), très présents vers la fin du Mésoarchéen et au Néoarchéen, proviennent eux de la fusion des TTGs antérieurs.

Finalement, il faut souligner que tous les TTGs paléoarchéens du Massif de Barberton, présentant des anomalies positives en $\delta^{30}\text{Si}$ issues de l'eau de mer, incorporent des zircons qui montrent tous des signatures isotopiques mantelliques de l'oxygène ($+5 < \delta^{18}\text{O} < +6\%$, Wang *et al.*, 2022). Cette observation importante démontre que la composition isotopique de l'oxygène des zircons ne peut plus être considérée comme un traceur fiable du recyclage de roches de la surface ayant interagi avec de l'eau de mer. Cette différence, dans la capacité de traçage des hydratations superficielles, témoigne de la plus grande résistance des isotopes du silicium aux rééquilibrages isotopiques pouvant subvenir suite aux

transformations métamorphiques subies par les basaltes et les cherts sous les conditions du facies amphibolite (André *et al.*, 2006) alors que la simple diagenèse modifie aisément les signatures isotopiques de l'oxygène des cherts (Marin-Carbonne *et al.*, 2014). Il en résulte qu'au moment de la fusion qui va produire le magma felsique, la source amphibolitique silicifiée a toute chance d'avoir été modifiée par métamorphisme pour les isotopes de l'oxygène alors qu'elle maintient une signature originelle pré-métamorphique pour les isotopes du Si. Dès lors, au moment de sa formation dans le magma felsique, le zircon ne peut qu'enregistrer une signature déjà modifiée pour l'oxygène isotopique, le traceur isotopique du Si restant lui plus proche des valeurs originelles.

5.3. *La silicification, élément clé de la fusion de la croûte basaltique.*

Le paradigme de la genèse des TTGs, par fusion d'amphibolites dérivant de basaltes hydratés en surface, bute depuis ses débuts sur un irréductible paradoxe. L'appauvrissement marqué en terres rares lourdes par rapport aux terres légères (rapports La/Yb très élevés) de nombreux TTGs dits de « haute pression » requièrent que le grenat soit présent lors de la fusion produisant ces magmas (*e.g.*, Hoffmann *et al.*, 2019), ce qui implique des pressions équivalentes à des profondeurs supérieures à 40 km (*e.g.*, Palin *et al.*, 2016). Dès lors, la production de croûte continentale archéenne nécessiterait que le basalte, et son eau d'origine marine, soient amenés à des profondeurs sous-crustales importantes. Lorsque ces conditions sont réunies, la fusion partielle produit un magma hydraté de composition intermédiaire, qui est ensuite transformé par cristallisation fractionnée pour créer les magmas granitoïdes plus évolués. Aujourd'hui, cette fusion, facilitée par la déshydratation des basaltes métamorphisés, peut se dérouler dans les régions, profondes et froides, des croûtes océaniques subductées (Figure 1). Or, au début de l'histoire de la Terre, le manteau étant plus chaud, les taux de fusion augmentent considérablement, laissant de grands

volumes de résidus mantelliques plus rigides à faible profondeur. Dans ces conditions, la subduction serait intermittente, voire impossible (*e.g.*, Perchuk *et al.*, 2019 ; Brown *et al.*, 2020 ; Capitano *et al.*, 2022 ; Liu *et al.*, 2022). Par ailleurs, l'intense dégazage du manteau, mesuré à la fin de l'Archéen, semble aussi incompatible avec un régime de tectonique des plaques (Marty *et al.*, 2019). Si tel est le cas, un mécanisme autre que la subduction doit avoir créé les granitoïdes qui dominent la croûte continentale archéenne. L'alternative, communément appelée sagduction, propose que la base d'une épaisse croûte océanique s'écoule par gravité dans le manteau et fonde alors partiellement pour générer du magma granitique. Toutefois, les modèles numériques d'une telle sagduction démontrent que les parties inférieures de la croûte, dans la zone de stabilité du grenat, sont à des températures dépassant le seuil de déshydratation de basaltes hydratés (*e.g.*, Roman & Arndt, 2019). Essentiellement sèches, elles ne possèdent donc pas les ingrédients essentiels à la génération de magma felsique. Comment donc concilier une source « basaltique » hydratée avec la présence de grenat? L'identification de longue date de cette antinomie et les riches débats d'idées qui s'en sont ensuivis n'ont pas permis jusqu'ici de lever la singularité. La découverte du caractère silicifié des sources basaltiques des premiers granitoïdes éclaire le paradoxe sous un jour nouveau ; elle permet de le comprendre et de le dépasser. Voyons comment !

La silicification apporte trois éléments facilitateurs à la fusion de basaltes hydratés puis métamorphisés en amphibolites. Primo, l'ajout de silice provoque l'apparition de quantité importante de quartz dans les amphibolites. Ce quartz libre, ainsi directement disponible pour la fusion, est bien connu pour la faciliter en réduisant la température du solidus d'environ 100 °C (*e.g.*, Stuck & Diener, 2018). Secundo, la silicification légère est accompagnée de nombreuses autres transformations chimiques, notamment d'une

augmentation de la teneur en Fe et d'une diminution de la teneur en Mg (André *et al.*, 2019). Ces deux facteurs modifient le domaine de stabilité du grenat présent dans une amphibolite qui devient stable jusqu'à des pressions intermédiaires (*e.g.*, Johnson *et al.*, 2017). C'est ainsi que la limite de stabilité du grenat vis-à-vis du plagioclase passe de 40 Km pour une source non silicifiée à une profondeur de 20-25 Km pour un protolithe silicifié (André *et al.*, 2022). Tertio, les altérations associées à la silicification des basaltes sont assorties d'une troisième modification chimique importante, un enrichissement quasi généralisé en potassium (Figure 12), le rapport K/U augmentant d'un facteur 2 à 200 dans la majorité des facies altérés. Or cet élément est le principal émetteur d'énergie radioactive, à l'Hadéen et à l'Archéen (Figure 13) du fait de la désintégration de son isotope ^{40}K , et ce, en particulier entre 3,5 et 3 Ga, au moment où cette altération potassique des fonds océaniques semble prépondérante (Liu & He, 2021). Au Paléoarchéen et au Mésoarchéen, on doit donc s'attendre, non seulement, à une large production de chaleur radiogénique dans le manteau, ce qui le rend fort convectif et sujet à des surfusions, mais aussi à de fortes surchauffes locales dans la croûte océanique, au sein de ses segments silicifiés. Cette surchauffe de la croûte a pu accroître fortement sa plasticité, en faciliter l'épaississement (Tang *et al.*, 2020) et la fusion, tout en empêchant ou limitant sa subduction (*e.g.*, Perchuk *et al.*, 2019 ; Brown *et al.*, 2020 ; Liu *et al.*, 2022). En comparant les figures 14A et 14B, on constate que les courbes en noir représentant les gradients géothermiques dans une croûte basaltique de 70km sont fortement abaissées en pression si les basaltes sont altérés et riches en K. La fusion des basaltes pour produire des TTGs (étoiles jaunes des 2 figures) passent alors de 55 à 30 km tout en restant dans le champ de stabilité du grenat. Pour une croûte moins épaisse de 50 km, ces deux chiffres s'abaissent encore, respectivement à 40 et 25 km, toujours dans le domaine de stabilité du grenat. La silicification potassique entraîne donc la fusion des

basaltes à basse température (700 °C), à une pression intermédiaire où ils restent hydratés du fait de la présence d'eau minérale sous la forme des groupes OH dans les amphiboles (Roman & Arndt, 2019) en présence du grenat, ce qui résout le paradoxe cité plus haut.

Notre modèle est soutenu par l'observation naturelle d'une fusion partielle au sein des amphibolites à quartz et grenat qui entourent les TTGs du Massif de Barberton. Ces amphibolites ont été étudiées par Nédélec *et al.* (2012). Contenant une forte proportion modale de quartz (20%), elles sont légèrement enrichies en silice (51,3%), en potasse ($K_2O=0,37\%$), et en Fe_2O_3 (12.8%), mais appauvries en MgO (6,0%). Elles présentent donc toutes les caractéristiques chimiques des basaltes altérés paléoarchéens affleurant dans la même région et on peut raisonnablement les considérer comme des équivalents métamorphiques de ces planchers océaniques légèrement silicifiés. Selon Nédélec *et al.* (2012), ces roches fondent en produisant des amphibolites migmatitiques contenant de petites poches magmatiques dont les minéraux ont toutes les caractéristiques de ceux trouvés dans les massifs de granitoïdes environnants (tonalites et trondhjemites). Cette fusion survient, à relativement basse profondeur, vers 760 °C et 11,5 kbar (étoile verte de la figure 14B, Nédélec *et al.*, 2012) selon un gradient géothermique de 20 °C/km. Bien supérieur aux gradients actuels des zones de subduction (15 °C/km), il est fort proche de celui que l'on pourrait rencontrer dans une croûte océanique partiellement silicifiée et enrichie en potasse (courbe noire à la figure 14B) où le grenat resterait stable en présence d'eau minérale (groupes OH présents dans les amphiboles).

Dès que les premiers plutons de TTGs se mettent en place au sein de la croûte basaltique silicifiée, un effet domino peut alors s'initier à la suite de l'intrusion de ces masses felsiques enrichies en K, Th et U. Elles ajoutent un surcroît de production d'énergie radioactive qui en se dissipant fait remonter les gradients géothermiques vers les basses

pressions (Figure 14B). Cet effet d'entraînement déplace les zones de production des TTGs, vers la surface, dans le domaine de stabilité du plagioclase (étoiles orange et rouge de la figure 14B). En parallèle, le recoupement du liquidus « tonalitique » (étoiles bleues de la Figure 14B) peut alors entraîner, en cascade, l'apparition des granites de type II par fusion des tonalites elles-mêmes, la croûte devenant ainsi essentiellement felsique. Par leur géochimie, ces granites de type II se rapprochent des granites de type I (I pour « igneous ») de la classification de Chapell et White (1974).

Deux autres facteurs peuvent s'être conjugués à la silicification pour engendrer les TTGs. Primo, le domaine de stabilité des minéraux hydratés, en particulier la chlorite, est très dépendant de la teneur en MgO du protolithe. Ainsi, les basaltes à forte teneur en MgO et les komatiites ultramagnésiennes peuvent incorporer respectivement jusqu'à deux ou quatre fois la quantité d'H₂O stockable dans les basaltes à faible teneur en MgO et retenir cette eau jusqu'à des températures dépassant 700 °C (Harnaldy *et al.*, 2022). Les basaltes riches en Mg et les komatiites étant surtout présents à l'Eoarchéen et au Paléoarchéen ancien, ils peuvent s'être retrouvés en base de croûte et par là avoir déclenché, par leur déshydratation profonde, un flux de fluide facilitant la fusion des roches basaltiques silicifiées sus-jacentes et la production de TTGs à haute et moyenne pression. Secundo, la genèse des premiers nucléus felsiques pourrait être consécutive à des impacts géants de météorites, ceux-ci restant fréquents à l'Eoarchéen (Johnson *et al.*, 2022). Ces impacts fournissent en effet un mécanisme permettant de fracturer la croûte en profondeur et d'établir, avec l'océan saturé en silice, une altération hydrothermale silicifiante plus étendue vers le bas de la croûte basaltique.

5.4. *Un continent primitif formé en 4 étapes.*

Le schéma de la figure 15 résume notre concept de la différenciation de la croûte, en quatre étapes qui permettent d'obtenir des roches felsiques diversifiées à partir d'une fusion d'un manteau homogène. Il se différencie en trois points des visions antérieures. Primo, il confère le rôle clé, ignoré jusqu'ici, à la multiplicité des faciès de l'altération archéenne des basaltes sources. C'est l'hétérogénéité du degré de silicification relativement aux autres altérations associées (carbonatée, potassique, ...) qui jouerait le rôle primordial dans la genèse des quatre groupes principaux de roches felsiques primitives : tonalite, trondhjemitite, granodiorite, et granite potassique. Ce pré-enrichissement de la source en Si est important pour les trondhjemitites et les granites potassiques (de type I), plus réduit pour les tonalites et les granodiorites où l'implication des faciès d'altération calcique (carbonates, épidotes,...) semble plus importante. Secundo, deux types de granite potassique sont reconnus. Un premier groupe majoritaire au Paléoarchéen dérive d'une source silicifiée analogue à celle des TTGs, mais plus potassique. Un second groupe (type II), fréquent au Néoarchéen, est issu de la fusion de tonalites antérieures (André *et al.*, 2019, 2022). Enfin, le rôle de la différenciation magmatique dans la diversité des granitoïdes s'avère relativement mineur, même si des trondhjemitites et des granites (de type III) peuvent aussi dériver de tonalites par cristallisation fractionnée (Rollinson, 2021 ; André et al., en préparation). Les granites de type I et II sont respectivement symbolisés comme γ_1 et γ_2 à la figure 16 qui décrit la succession des phases de croissance des continents.

5.5. Croissance des continents

La différence significative observée entre les rapports élevés du Ge/Si des andésites (2,17 $\mu\text{mol/mol}$, André *et al.* 2022)⁹ et la moyenne plus faible de la croûte continentale (1,8 $\mu\text{mol/mol}$, Rudnick & Gao, 2014) atteste, à l'appui d'autres évidences (*cf.* § 3.4), que le

⁹Les andésites listées dans les banques de données couvrent un large spectre de roches. Il est donc possible que la moyenne des andésites publiées par André et al. (2022) à partir d'une telle base ne représente pas exactement la mesure des « andésites » calco-alkalines sensu-stricto.

modèle « andésitique » de croissance ne rend pas parfaitement compte de la composition des continents. Par ailleurs, dans l'état des connaissances, quels que soit les pourcentages respectifs de basaltes calco-alcalins et de restites ultrabasiques produites dans les régions de subductions (*cf.* notre commentaire dans la note infrapaginal 3), il semble difficile d'imaginer un modèle de croissance de croûte « calco-alcaline » qui serait limité aux ajouts et retraits de matière aux marges convergentes des plaques, compte tenu de l'inéquation suivante:

$$(\text{Ge/Si})_{\text{basaltes calco-alcalins}} [2,47] > (\text{Ge/Si})_{\text{croûte}} [1,8] + (\text{Ge/Si})_{\text{roches ultramafiques}} [2,05]^{10}$$

Ceci implique qu'un composant au rapport Ge/Si faible, analogue aux TTGs et granites du Paléoarchéen, est intégré à la croûte. En considérant que ce composant ancien, antérieur à 3,2 Ga, est constitué de part égale de trondhjemitite, de tonalite, de granodiorite et de granite, et présente un rapport Ge/Si moyen de 1,1 $\mu\text{mol/mol}$, cette fraction est estimée à 60% ou à 52% du volume crustal actuel, selon que l'on considère que la croûte plus jeune est purement andésitique ou résulte d'apports mixtes équivalents d'andésite et de basaltes (Ge/Si=2,7 $\mu\text{mol/mol}$, André *et al.*, 2022). Ceci implique qu'une fraction significative des roches continentales produites à l'Hadéen et à l'Eo-Paléoarchéen (<3,2 Ga) est conservée dans la croûte actuelle, soit exprimée sous l'aspect intrinsèque de noyaux cratoniques, soit surtout dissimulée sous une forme remaniée au sein des segments plus jeunes de cette croûte. Cette évaluation de 52 à 60% de croûte primitive, « fossilisée » de manière masquée dans la croûte actuelle, rejoint celles obtenues à partir des données isotopiques de l'Hf sur zircons (Belousova *et al.*, 2010 ; Dhuime *et al.*, 2012) ou à partir du rapport Nb/U des basaltes (Campbell, 2003) qu'elles confirment donc (Figures 3 et 5). Par déduction, si on admet l'estimation de 80% de croûte continentale produite durant les premières périodes du globe conformément aux travaux de Guo & Korenaga (2020), on évalue alors à 20-30% le volume

¹⁰ Ici encore, il convient de rester prudent, car les rapports Ge/Si des basaltes calco-alcalins et des roches ultrabasiques de $2,47 \pm 0,16$ ($\pm 3\text{SE}$) et $2,05 \pm 0,14$ ($\pm 3\text{SE}$) ont été établis sur base du petit nombre de mesures existantes dans la littérature, à savoir respectivement 255 et 124 mesures (André, données inédites).

de croûte primitive recyclée vers les zones profondes du manteau, avant 3,2 Ga (Figure 5) et à moins de 10% le volume de croûte primitive préservée intacte dans les continents d'aujourd'hui.

Nos données précisent l'image, déjà proposée par Dhuime *et al.* (2012) et reprise depuis, par de nombreux auteurs (*e.g.*, Brown *et al.*, 2020 ; Palin & Santosh, 2021 ; Wang et Spencer, 2022), d'une croissance continue de la croûte continentale où l'on peut reconnaître deux phases majeures, l'une antérieure à 3,2 Ga, l'autre postérieure à 2,5 Ga, la transition coïncidant avec un événement majeur de recyclage interne de la croûte primitive (*e.g.*, Kirkland *et al.*, 2021 ; Moyen *et al.*, 2021). Le détail de ces phases est illustré, à la figure 16, en 6 schémas retraçant les changements majeurs survenus, dans la structure de la croûte, entre l'Hadéen et le Protérozoïque inférieur (2,2 Ga). L'élément de continuum réside dans le rôle clé joué par l'altération de la croûte océanique depuis au moins la fin de l'Hadéen jusqu'à ce jour. L'élément d' « irréversibilité » s'inscrit dans son changement de caractère, siliceux puis non siliceux, qui s'opère avec la fin généralisée des silicifications des fonds marins dans les archives archéennes, au plus tard vers 3,0 Ga (*e.g.*, Hofmann & Harris, 2008). Une cause possible de ce changement serait un déclin progressif de la proportion de magma émis dans des environnements marins et subissant une forte altération hydrothermale à haute température (Liu & He, 2021) ¹¹. Cela aurait conduit à une diminution du niveau de saturation en silicium dans les océans, et par conséquent, à un déclin de la silicification des

¹¹ L'augmentation du $\delta^{30}\text{Si}$ de l'eau de mer pendant l'Archéen résulte d'une augmentation de la différence entre la température des fluides hydrothermaux percolant dans la croûte océanique et celle de l'eau de mer, ce qui entraîne une augmentation de la séquestration du quartz hydrothermal (appauvri en ^{30}Si) dans la croûte océanique. Le processus est maintenu tant que les percolations hydrothermales de basse température (<150°C) de l'eau de mer dans le plancher océanique restent mineures en comparaison des percolations à haute température ($T>300^\circ\text{C}$). Dès que ce n'est plus le cas, l'océan et la croûte océanique se refroidissent rapidement, ce qui réduit graduellement le seuil de solubilité du silicium dissous avec pour conséquence une réduction proportionnelle de la quantité de silice qui peut être précipitée du réservoir océanique et donc séquestrée dans la croûte océanique.

fonds marins, avec un impact négatif direct sur le volume des granitoïdes appauvris en Ge façonnés à partir de metabasaltes silicifiés.

Durant la **phase primitive** (>3,2 Ga), les granitoïdes de la croûte (TTGs et granites potassiques de type I) seraient, en majorité, produits par la fusion d'amphibolite à quartz dérivant par métamorphisme de basaltes hydratés légèrement silicifiés. Leur diversité traduirait la large gamme de sources possibles, reflétant la grande variabilité de l'altération « silicifiante » des planchers océaniques, plus calciques pour les tonalites et les granodiorites, plus sodiques pour les trondhjemitites, et enfin plus potassiques et/ou plus siliceuses pour les granites. Comme détaillé plus haut (*cf.* § 5.3), la fusion des anciens planchers océaniques se produirait dans des segments lithosphériques épaissis à la faveur de la convergence de quatre facteurs : la silicification des basaltes altérés ; leur enrichissement en potassium ; le dégagement massif d'eau par la déshydratation des komatiites et le fort gradient géothermique de l'époque. Cette phase débute tôt dans l'Hadéen (~4,2 Ga) et est dominée par les tonalites à l'Eoarchéen (Nutman *et al.*, 2021). Si la croissance est rapide, les recyclages vers le manteau le sont tout autant, surtout à l'Hadéen. Comment un tel recyclage est-il possible ? Des modélisations récentes ont montré qu'une croûte lithosphérique composée de komatiites, basaltes et granitoïdes, dans des proportions respectives de 20, 69 et 11%, reste plus dense à haute pression (>1 GPa) que les roches mantelliques (Palin *et al.*, 2021). Dès lors, on s'attend à ce que les résidus anhydres, d'abord granulitiques (<35km) puis éclogitiques (>35km), de la fusion des basaltes silicifiés soient plus denses que les roches du manteau sous-jacent et s'égouttent lentement dans celui-ci (sagduction), même s'ils incluent de petits volumes de granitoïdes. Cela reste vrai tant que ces derniers ne dépassent pas 20% du volume (Palin *et al.*, 2021), impliquant que les modestes premiers ensembles de granitoïdes piégés dans une croûte essentiellement

mafique et éclogitisée ont pu entrer en sagduction avec celle-ci (figure 16a,b). Compte tenu d'une part que les roches très silicifiées ($\text{SiO}_2 > 80\%$) se maintiennent en résidu de la fusion produisant les TTGs et que, d'autre part, le quartz pur demeure très réfractaire jusqu'à de très haute température ($> 1800^\circ\text{C}$), elles ont pu, elles aussi, être entraînées, en faibles proportions ($< 5\%$) compte tenu de leur faible densité, avec les éclogitites jusqu'à grande profondeur (Figure 16b,c) sous la forme de quartz jusqu'à 3 GPa (± 125 km), puis de coesite, et enfin de stishovite, au-delà de 8 GPa (± 250 km). Comme l'eau peut être stockée dans la phengite qui est stable avec la coesite, voilà un mécanisme susceptible de recycler de l'eau archéenne vers les grandes profondeurs mantelliques puisque la stishovite hydratée (contenant de 1 à 3% d'eau) est stable jusqu'à la limite cœur-manteau (Lin *et al.*, 2020, 2022). Dès que la proportion de granitoïdes présents dans la croûte mafique dépasse un certain seuil (sans doute entre 10 et 20%), l'écoulement gravitaire vers le manteau se bloque (Palin *et al.*, 2021) et la croûte se maintient, dans sa totalité, en surface (Figure 16c). Avec la quantité de granitoïdes allant croissant au fil du temps, du Paleoarchéen et au Néoarchéen (Figure 15d,e,f), l'accumulation de ces granitoïdes provoque l'émergence isostatique de cette croûte mélangeant basaltes et granitoïdes (*e.g.*, Chowdhury *et al.*, 2021).

La **phase de transition**, entre 3,2 et 2,5 Ga, se marque, par l'arrêt des sagductions avant 3,1 Ga (Mioceovich *et al.*, 2022), et un changement profond dans l'origine des granites potassiques (Figure 16d,e). Ils cessent de dériver des basaltes silicifiés pour être générés par les fusions partielles des séries TTGs plus anciennes (*cf.* § 5.2). Ce rajeunissement des cratons de l'Eo-Paléoarchéen, à différentes époques entre 3,2 et 2,5 Ga (Hawkesworth *et al.*, 2020), réduit le caractère appauvri en Ge de la croûte (*cf.* § 5.2). La cause de ce remaniement profond reste incertaine. Il est contemporain des premières phases d'émergence des continents (Figure 16d,e,f), de la première évidence d'amalgamation des continents (Figure

4), d'un épaissement de la croûte continentale (Tang *et al.*, 2021), d'un pic dans la température du manteau entre 2,8 et 3,2 Ga (Korenaga, 2008), d'un dégazage important du manteau (Marty *et al.*, 2019), de changements importants dans la géochimie des magmas basaltiques et komatiitiques issus du manteau (El dien *et al.*, 2020) et des premières phases d'intrusion de massif gabbro-noritique associé à des anorthosites (O'Neill *et al.*, 2022). Ce rajeunissement a probablement été causé par l'intrusion massive de liquides magmatiques mafiques à ultramafiques dans la lithosphère dont on trouve de nombreuses traces au Néoarchéen et à la base du Protérozoïque (*e.g.*, Kirkland *et al.*, 2021). Toutefois, le réchauffement de la croûte archéenne suite aux nombreuses intrusions antérieures de granitoïdes (*e.g.*, Tang *et al.*, 2020) est un autre facteur à prendre en compte. Son rôle a été sous-estimé jusqu'ici alors qu'il peut conduire à des réchauffements durables sur le long terme. En effet, dans une croûte basaltique partiellement silicifiée, et donc enrichie en potassium radioactif, la température de fusion des TTGs (650-700 °C, White *et al.*, 2017) serait atteinte à basse profondeur, entre 25 et 10 km de profondeur (Figure 14B), en fonction de la proportion de TTGs déjà présents (respectivement 20 et 40%). L'intrusion en masse de nouveaux TTGs accompagnés de granite de type I (granite γ_1 des figures 16c,d), au Mésoarchéen, au sein de cette croûte déjà surchauffée par les éléments radioactifs accumulés au Paléoarchéen, déclencherait alors l'apparition des granites de type II (granite γ_2 des figures 16d,e,f) par une fusion massive des TTGs antérieurs (étoiles bleues de la figure 13B).

La **phase moderne** démarre avec le déclenchement, au Méso-Néoarchéen, de la tectonique des plaques (*e.g.*, Condie, 2018 ; Brown *et al.*, 2020 ; Hawkesworth *et al.*, 2020 ; Palin et Santosh 2021), qui constitue une usine remarquablement efficace de productions de magmas intermédiaires (notamment andésitique) à felsiques (Collins *et al.*, 2020). La

croissance se maintient, mais à un rythme bien plus ralenti, surtout depuis le Neoprotérozoïque (<1Ga, Wang et Spencer, 2022). La production de croûte nouvelle dans les zones de subduction par l'injection de magmas calco-alcalins produits par la fusion de la croûte océanique altérée est instantanément contrebalancée, dans cette même zone, par la subduction continue des sédiments produits par l'érosion continentale (Figure 1). Tous les magmas riches en silice (>55%) postérieurs à 2,5 Ga sont significativement enrichis en Ge comparativement aux roches felsiques de l'ère archéenne ($\text{Ge/Si} < 1,4 \mu\text{mol/mol}$, André *et al.*, 2022), notamment : les andésites ($\text{Ge/Si} = 2,17 \pm 0,06 \mu\text{mol/mol}$), les rhyolites ($\text{Ge/Si} = 1,80 \pm 0,10 \mu\text{mol/mol}$), les adakitiques ($\text{Ge/Si} = 1,64 \mu\text{mol/mol}$), les granodiorites ($\text{Ge/Si} = 2,10 \pm 0,13 \mu\text{mol/mol}$) et les granites ($\text{Ge/Si} = 1,85 \pm 0,05 \mu\text{mol/mol}$). Ceci démontre que le rôle du quartz, très déprimé en Ge ($0,4\text{-}0,6 \mu\text{mol/mol}$), cesse d'être l'élément clé du bilan du Ge vis-à-vis du Si dans les magmas intermédiaires et felsiques produits à cette période. La géochimie du Ge est alors contrôlée par les rythmes de l'accrétion des supercontinents comprenant, à chaque fois, deux étapes de croissance successives : la « subduction » et la « collision ». Durant la première phase, les similitudes de composition entre les magmas andésitiques et la croûte continentale résulteraient du rôle central joué par la cristallisation fractionnée polybarique complexe des magmas des arcs insulaires (cf. Marxer *et al.*, 2022 pour une synthèse). En particulier, le démarrage de l'enrichissement en silice des liquides différenciés coïncide avec la saturation des amphiboles (Marxer *et al.*, 2022) et leurs cristallisations, à haute pression à la base de la croûte (Reubi & Müntener, 2022). Celle-ci permet la différenciation des magmas basaltiques calco-alcalins vers des pôles plus felsiques (andésitiques, dacitiques et rhyolitiques, Figure 16f). Comme toute cristallisation fractionnée est exothermique, la chaleur dégagée par cette différenciation induit l'assimilation massive des roches encaissantes plus anciennes (DePaolo, 1981). On dispose là

d'un premier mécanisme permettant la dilution progressive des composants de la croûte primitive déprimée en Ge au sein de la croûte andésitique moderne. Par ailleurs, cette cristallisation fractionnée précoce de l'amphibole expliquerait aussi la diminution des rapports du Ge/Si dans les produits différenciés post-archéens des andésites ($1,64 < \text{Ge/Si} < 1,85 \mu\text{mol/mol}$, André *et al.*, 2022), puisque le Ge est préférentiellement incorporé dans les amphiboles (Figure 7). Dans la phase de collision proprement dite, c'est le métamorphisme granulitique de haute température et les magmas anatectiques qu'il génère (*e.g.*, Touret *et al.*, 2022) qui tendent à délayer à nouveau les segments de croûte ancienne appauvrie en Ge dans les portions nouvelles de la croûte. En effet, la fusion incongruente des minéraux hydratés enrichis en Ge comme les amphiboles et biotites (Figure 7) produit inexorablement des liquides granitiques au rapport Ge/Si élevé (André *et al.*, 2022). C'est au cours de ces deux événements, de subduction puis de collision, reproduits au fil des agrégations supercontinentales successives que la croûte ancienne appauvrie en Ge a vraisemblablement été profondément remaniée, se retrouvant ainsi peu à peu redistribuée au sein des éléments de croissance plus récents enrichis en Ge.

5.6. Émergence des continents.

La géochimie des sédiments détritiques fins, notamment glaciaires tels que les diamictites, est bien connue pour fournir des informations précises sur les compositions lithologique et chimique de la surface terrestre qui a été, à un moment donné, soumise à l'érosion. En mesurant la composition isotopique du Si et le rapport Ge/Si de diamictites à différentes époques, on peut ainsi retracer l'évolution des compositions rocheuses moyennes des surfaces émergées, si on dispose des mêmes données pour les sources possibles aux diverses époques.

La figure 17 illustre les données $\delta^{30}\text{Si}$ et Ge/Si collectées, par respectivement Murphy *et al* (2022) et Gaschnig *et al* (2016), sur des diamictites du Mésoarchéen et du Paléoproterozoïque. Elles y sont comparées aux mêmes mesures dans les sources possibles du Mésoarchéen: paléosols, TTGs, granites, sédiments fins et gisements de fer rubanés. Les données des diamictites et les sédiments du Mésoarchéen se disposent selon une tendance hyperbolique entre une source comprise entre les niveaux de paléosols archéens développés sur un basalte et les sédiments de fer rubanés de la même époque. On peut en conclure que les deux groupes de sédiments représentent divers mélanges produits par l'érosion de ces deux sources. Puisque la plupart des diamictites présentent des compositions proches de celles des paléosols générés sur un substrat basaltique, ces derniers constituent sans doute le composant majeur de la surface de l'époque. Au Paléoproterozoïque, l'image géochimique fournie par les diamictites est tout autre. La plupart incorporent un composant caractérisé par une composition isotopique plus lourde du Si ($\delta^{30}\text{Si} \geq -0,22$), ce qui indique que les granitoïdes (TTGs et granites potassiques) ont alors rejoint les deux sources précédentes, à la surface des régions émergées. Ces résultats confortent les nombreux travaux qui s'accordent à dire que la Terre émergée de l'Archéen était principalement mafique, et qu'elle n'est passée à son état felsique que vers 2,5 Ga (*cf.* §3.9).

6. Et mars ?

En reliant la croissance primitive de la croûte felsique à l'évolution des interactions entre l'eau de mer et le plancher océanique sur la Terre primitive, nous répondons implicitement à la question de savoir pourquoi les roches granitoïdes sont rares ou absentes sur les autres planètes rocheuses, en particulier dans la croûte martienne, qui est principalement basaltique. Avec la disparition rapide de son océan primitif vers 4,1-3,7 Ga (Fawdon *et al.*, 2018 ; Rickman *et al.*, 2019), Mars n'avait pas d'océan saturé en Si qui aurait

pu interagir avec sa croûte basaltique pendant une période de temps suffisamment longue, à l'issue du bombardement météoritique intense, il y a 3,9 Ga. L'absence ou l'échelle restreinte de telles interactions a empêché la silicification des roches mafiques martiennes qui aurait été essentielle, suite à leur transport ultérieur en profondeur, pour déclencher le processus de formation d'une protocroûte felsique épaisse de type TTG. Mars nous donne ainsi la preuve formelle de la véracité du slogan : «pas d'océan, pas de continents ».

7. Conclusions et perspectives

Les nouveaux traceurs $\delta^{30}\text{Si}$ et Ge/Si aident à résoudre les questions inhérentes à l'omniprésence des continents sur Terre, à leur rareté apparente durant les premières tranches d'histoire de notre globe, à leur absence sur Mars et, au rôle crucial de l'océan dans leur genèse. En combinant ces traceurs, on démontre que, depuis les origines, l'eau a été l'élément essentiel de la croissance continentale par le fait de l'altération continue des fonds océaniques au contact de l'eau de mer. Le facteur d'irréversibilité, qui distingue la croissance archéenne de ses phases ultérieures, s'avère être la sursaturation en silice des océans primitifs qui s'est réduite drastiquement depuis. Nos découvertes renouvellent notre vision de la genèse des premiers nucléi continentaux.

L'apport majeur concerne la source des granitoïdes de type TTG. Elle est à chercher parmi les metabasites appauvries en Ge contenant une fraction modale significative de quartz supracrustal généré par la silicification des fonds marins de l'Eo-Paléoarchéen. Cette altération sous-océanique des basaltes, spécifique de l'Archéen, a entraîné diverses transformations chimiques et minéralogiques qui ont facilité la production et la diversification des TTGs, à des profondeurs relativement faibles (15-30 km), là où les sources basaltiques hydratées, mais non silicifiées, ne fondent normalement pas. Ceci démontre la possibilité de générer des proto-croûtes felsiques par des fusions peu profondes, sans

nécessité de hautes pressions par subduction, tant que les planchers océaniques de la Terre primitive étaient silicifiés et enrichis en K. Ce contexte se clôt avec la fin de l'Archéen, à un moment où la tectonique des plaques moderne prend le relais pour produire des composants felsiques calco-alcalins, apportant aux continents leurs composants andésitiques caractéristiques.

On démontre que les granites potassiques des cratons archéens anciens du Kaapvaal et du Zimbabwe ne sont pas liés à la fusion d'une croûte TTG préexistante, comme on le supposait, mais dérivent, comme les TTGs, de sources basaltiques silicifiées. Cela suggère que les premières transitions entre les granitoïdes sodiques et potassiques, qui débutent tôt au Paléoarchéen et se terminent au Mésoarchéen, pourraient être liées à une augmentation progressive du transfert du potassium de l'océan vers la croûte océanique.

En montrant que la Terre est passée d'une croûte felsique appauvrie en Ge à l'Archéen à une croûte post-Archéenne enrichie en Ge, on souligne toute l'importance des événements archéens de remaniement intra-crustal et de recyclage vers le manteau. Les données du Ge indiquent qu'une large portion (3:4) des 80% de croûte continentale produite à l'Archéen a été remaniée au sein des compartiments crustaux post-archéens. Ainsi dilués dans la croûte plus jeune, ils semblent dès lors n'avoir jamais existé.

L'étude comparée des données isotopiques du Si et des rapports Ge/Si, dans les diamictites de l'Archéen et du Protérozoïque inférieur, prouve que la croûte continentale émergée, essentiellement mafique à l'Archéen, devient felsique à l'aube du Protérozoïque. Clairement, l'accumulation des intrusions légères de granitoïde de l'Eoarchéen au Néoarchéen n'imprime ses effets gravitaires poussant à l'émergence de la croûte continentale felsique que vers la toute fin de l'Archéen.

Contempler n'est pas regarder, regarder n'est pas voir, voir n'est pas savoir, savoir n'est pas comprendre. Sans compter que tout ne se laisse pas voir. Le monde est chargé d'invisible et cet invisible ne se laisse entrevoir que par les paradoxes qu'il suscite. Résoudre et dépasser un paradoxe ouvre la porte d'un monde inconnu chargé d'incertitudes, initiant de nouveaux débats d'idées. J'espère avoir déverrouillé une porte sur la compréhension de l'origine des continents. En l'ouvrant, je vois déjà qu'elle nous pose de nouvelles énigmes en cascade. Je vous laisse méditer sur deux d'entre-elles.

Comment l'océan primitif a-t-il pu s'enrichir en K, au point de métasomatiser les fonds océaniques de l'Archéen ? Quelle est l'ampleur de ce transfert de K vers la lithosphère océanique ? Cet enrichissement, par un élément ayant un fort potentiel calorifique, du fait de la radioactivité qu'il dégage à l'Archéen, a-t-il pu modifier le bilan thermique de la lithosphère archéenne et les mouvements de matière entre cette lithosphère et le manteau ?

La fusion des basaltes silicifiés pour produire les granitoïdes archéens a, sans doute, laissé des résidus très riches en silice. La silice pure étant fort réfractaire, a-t-elle pu alors être recyclée vers le manteau profond ? L'a-t-elle été ? Dans l'affirmative, a-t-elle pu alors réagir avec les éléments du manteau pour les enrichir en silice et faciliter certaines fusions mantelliques ? A hautes pressions et températures, le polymorphe de la silice, la stishovite, est stable jusqu'à la limite cœur-manteau, et peut incorporer de 1 à 3% d'eau. Aurait-elle pu jouer un rôle dans la réhydratation précoce des zones profondes du globe terrestre ?

Ce monde est un brouillard, presque un rêve, et comment trouver la certitude en ce gouffre où tout ment ? nous disait Victor Hugo¹². Restons inspirés ! Voilà tant de mondes inconnus, chargés de questions inattendues qui s'ouvrent à nous. L'exploration de Mars ouvrira-t-elle de nouvelles pistes... ?

¹² L'Âne, réaction de la création sur l'homme. Œuvres complètes de Victor Hugo - Poésie III, Robert Laffont, Paris, 1985.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier ici le FNRS et Belspo pour leurs nombreux soutiens financiers reçus, au fil de ma carrière, pour développer notamment les nouvelles méthodologies d'analyses par ICP-MS, LA-ICP-MS, HR-ICP-MS et MC-ICP-MS. Par leurs critiques pointues et constructives, deux relecteurs anonymes m'ont permis d'améliorer mon manuscrit initial sur de nombreux points. Je les en remercie.

REFERENCES

Abraham, K., Hofmann, A., Foley, S. F., Cardinal, D., Harris, C., Barth, M.G., André, L., 2011. Coupled silicon-oxygen isotope fractionation traces Archaean silicification. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **301**, 222–230.

Albarède, F., 1998. The growth of continental crust. *Tectonophysics* 296 (1-2), 1–14.

Albarède, F., Thibon, F., Blichert-Toft, J., Tsikos, H. 2020. Chemical archeoceanography *Chemical Geology* 548, 119625.

Alcott, L.J., Mills B.J.W., Bekker, A., Poulton, S.W. 2022. Earth's Great Oxidation Event facilitated by the rise of sedimentary phosphorus recycling. *Nat. Geosci.* 15 (3), 210-215.

Allègre, C.J., Rousseau, D., 1984. The growth of the continent through geological time studied by Nd isotope analysis of shales. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67, 19 – 34.

Alleman, L. Y., Cardinal, D., Cocquyt, C., Plisnier, P.-D. P.-D., Descy, J.-P. J.-P., Kimirei, I., Sinyinza, D., André, L. 2005. Silicon isotope fractionation in Lake Tanganyika and its main tributaries. *J. Great Lakes Res.* 31, 509–519. doi: 10.1016/S0380-1330(05)70280-X

André L. 2000. La dynamique terrestre: rythmes ou chaos? De la nécessité d'accroître la résolution de nos mesures. *Bull. Séanc. Acad. Sci. Outre-mer*, 46, 295-318.

André, L., Abraham, K., Hofmann, A., Monin, L., Kleinhanns, I.C., Foley, S., 2019. Early continental crust generated by reworking of basalts variably silicified by seawater. *Nat. Geosci.* 12 (9), 769-773.

André, L., Cardinal, D., Alleman, L.Y. & Moorbath, S., 2006. Silicon isotopes in ~3.8 Ga West Greenland rocks as clues to the Eoarchaeon supracrustal Si cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **245**, 162-173.

André L, Planchon F, Delvigne C & Monnin C. 2016. $\delta^{26}\text{Mg}$ - $\delta^{30}\text{Si}$ of Off-Axis Ridge Fluids: Constraints on the Ridge Flank Water Flux and the Oceanic Mg-Si Budgets. 26th V. M. Goldschmidt Conference June 26th-july 1st 2016, Yokohama, Japan. Conference Abstract book, p.73.

André, L., Monin, L., Hofmann, A. 2022. The origin of early continental crust: new clues from coupling Ge/Si ratios with silicon isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 582, 117415. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117415>.

Antonelli M. A., Kendrick J., Yakymchuk C., Guitreau M., Mittal T. and Moynier F. 2021. Calcium isotope evidence for early Archaean carbonates and subduction of oceanic crust. *Nat. Commun.* 12, 2534.

Arevalo Jr., R., McDonough, W.F., Luong, M. 2009. The K/U ratio of the silicate Earth: insights into mantle composition, structure, and thermal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 278, 361–369.

Armstrong, R. 1981. Radiogenic isotopes: The case for crustal recycling on a near-steady-state no-continental-growth Earth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 301, 443–472.

Bayon, G., Bindeman, I.N., Trinquier A., Retallack, G.J., Bekker A. 2022. Long-term evolution of terrestrial weathering and its link to Earth's oxygenation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 584, 117490

Bayon G., Delvigne C., Ponzevera E., Borges A. V., Darchambeau, F., De Deckker P., Lambert T., Monin L., Toucanne S., André, L. 2018. The silicon isotopic composition of fine-grained river sediments and its relation to climate and lithology. *Geochim. Cosmochim. Acta* 229, 147–161.

Belousova, E.A., Kostitsyn, Y.A., Griffin, W.L., Begg, G.C., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J. 2010. The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos* 119 (3-4), 457–466.

Bindeman, I.N., Zakharov, D.O., Palandri, J., Greber, N.D., Dauphas, N., Retallack, G.J., Hofmann, A., Lackey, J.S., Bekker, A. 2018. Rapid emergence of subaerial landmasses and onset of a modern hydrologic cycle 2.5 billion years ago. *Nature* 557, 545–548.

Bindeman, I. N. & O'Neil, J. R. 2022. Earth's earliest hydrosphere recorded by the oldest hydrothermally-altered oceanic crust: triple oxygen and hydrogen isotopes in the 4.3–3.8 Ga Nuvvuagittuq belt, Canada. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 586, 117539.

Blättler, C. L. & Higgins, J. A. 2017. Testing Urey's carbonate–silicate cycle using the calcium isotopic composition of sedimentary carbonates. *Earth Planet. Sci. Lett.* 479, 241–251.

Blichert-Toft J. & Albarède F. 2008. Hafnium isotopes in Jack Hills zircons and the formation of the Hadean crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 265, 686–702.

Brown, S. T., Turchyn A.V., Bickle M.J., Davis A.C., Alt J.C., Bédard J.H., Skulski T., DePaolo D.J. 2020. High-temperature kinetic isotope fractionation of calcium in epidiosites
Luc André ARSOM version révisée le 28/03/2023

from modern and ancient seafloor hydrothermal systems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 535, 116101.

Brown, M. & Johnson, T. 2019. Time's arrow, time's cycle: granulite metamorphism and geodynamics. *Min. Mag.* 83, 323–338.

Brown, M., Johnson, T., and Gardiner, N.J. 2020. Plate tectonics and the Archean Earth: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 48, p. 291–320, <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-081619-052705>.

Campbell, I.H. 2003. Constraints on continental growth models from Nb/U ratios in the 3.5 Ga Barberton and other Archaean basalt-komatiite suites. *American Journal of Science* 303 (4), 319–351. doi:10.2475/ajs.303.4.319.

Campbell IH, Taylor SR. 1983 No water, no granites - no oceans, no continents. *Geophys. Res. Lett.* 10, 1061–1064. (doi:10.1029/GL010i011p01061)

Capitano, F.A., Nebel, O., Moyen, J-F., Cawood, P.A. 2022. Craton formation in early Earth mantle convection regimes. *J.G.R., Solid Earth*, 127, e2021JB023911. <https://doi.org/10.1029/2021JB023911>

Cardinal D., Alleman L. Y., De Jong J., Ziegler K. and Andre L. 2003. Isotopic composition of silicon measured by multi-collector plasma source mass spectrometry in dry plasma mode. *J. Anal. At. Spectrom.* 18, 213–218.

Chappell, B. W. and White A. J. R. 1974. "Two contrasting granite types." *Pacific Geology* 8 : 173-174.

Chen, K., Rudnick, R.L., Wang, Z., Tang, M., Gaschnig, R.M., Zou, Z., He, T., Hu, Z., Liu, Y. 2020. How mafic was the Archaean upper continental crust? Insights from Cu and Ag in ancient glacial diamictites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 278, 16–29.

Chowdhury, P., Mulder, J.A., Cawood, P.A., Bhattacharjee, S., Roy, S., Wainwright, A.N., Nebel, O., Mukherjee, S. 2021. Magmatic thickening of crust in non–plate tectonic settings initiated the subaerial rise of Earth’s first continents 3.3 to 3.2 billion years ago. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 118 (46), e2105746118.

Collins, W.J., Murphy, J.B., Johnson, T.E., Huang, H.-Q., 2020. Critical role of water in the formation of continental crust. *Nat. Geosc.*, 13, 1-8.

Condie, K.C. 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 163, 97–108.

Condie, K.C. 2018. A planet in transition: the onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2Ga? *Geoscience Frontiers*, 9, 51-60.

Condie, K.C. & Aster, R.C. 2010. Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: The supercontinent connection and continental growth. *Precambrian Research* 180 (3-4), 227–236. doi:10.1016/j.precamres.2010.03.008.

Conley, D. J., Frings, P. J., Fontorbe, G., Clymans, W., Stadmark, J., Hendry, K. R., Marron, A. O., De La Rocha, C. L., 2017. Biosilicification drives a decline of dissolved Si in the oceans through geologic time. *Frontiers in Marine Science*, 4.

Coogan, L.A. & Dosso, S.E. 2022. Controls on the evolution of Cenozoic seawater chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 329, 22–37.

Coogan, L.A. & Gillis, K.M. 2018. Low-temperature alteration of the seafloor: impacts on ocean chemistry. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 46, 21–45.

de Argollo, R.M. & Schilling, J.G. 1978. Ge/Si and Ga/Al variations along the Reykjanes Ridge and Iceland. *Nature* **276**, 24–28.

DePaolo, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 189-202.

De Wit, M. & Furnes, H. 2016. 3.5 Ga Hydrothermal fields and diamictites in the Barberton Greenstone Belt – Paleo-Archean crust in cool environments *Science Advances*, 2, p. e1500368

Delvigne, C., Cardinal, D., Hofmann, A., André, L. 2012. Stratigraphic changes of Ge/Si, REE+Y and silicon isotopes as insights into the deposition of a Mesoarchean banded iron formation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 355-356, 109–118.

Delvigne, C., Opfergelt, S., Cardinal, D., Delvaux, B., André, L. 2009. Distinct silicon and germanium pathways in the soil-plant system: evidence from banana and horsetail. *J. Geophys. Res.* 114, G02013. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JG000899>.

Delvigne C., Opfergelt S., Cardinal D., Hofmann A., André L. 2016. Desilication in Archean weathering processes traced by silicon isotopes and Ge/Si ratios. *Chem. Geol.* 420, 139–147.

Deng, Z.B., Chaussidon, M., Guitreau, M., Puchtel, I.S., Dauphas, N., Moynier, F. 2019. An oceanic subduction origin for Archean granitoids revealed by silicon isotopes. *Nat. Geosci.* 12 (9), 774-777.

Deng, Z.B., Chaussidon, M., Savage, S., Robert, F., Pik, R., Moynier, F. 2019. Titanium isotopes as a tracer for the plume or island arc affinity of felsic rocks. *PNAS*, 116 (4) 1132-1135.

Dhuime, B., Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., Storey, C.D. 2012. A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago. *Science* 335 (6074), 1334–1336.

El Dien, H. G., Doucet, L. S., Murphy, J. B. & Li, Z.-X. 2020. Geochemical evidence for a widespread mantle re-enrichment 3.2 billion years ago: implications for global-scale plate tectonics. *Sci. Rep.* 10, 1–7.

Eriksen, Z.T. & Jacobsen, S.B. 2022. Calcium isotope constraints on OIB and MORB petrogenesis: the importance of melt mixing. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 593, 117665.

Fawdon, P., Gupta S., Davis J.M., Warner N.H., Adler J.B., Balme M.R., Bell III J.F., Grindrod P.M., Sefton-Nash E. 2018. The Hypanis Valles delta: the last highstand of a sea on early Mars? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 500, 225–241.

Fernandez, N.M., Perez-Fodichc, A., Derry, L.A., Druhan J. L. 2021. A first look at Ge/Si partitioning during amorphous silica precipitation: Implications for Ge/Si as a tracer of fluid-silicate interactions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **297**, 158–178.

Fisher, A. T. & Becker, K. (2000). Channelized fluid flow in oceanic crust reconciles heat-flow and permeability data. *Nature*, 403, 71–74.

Fisher, A.T. & Harris, R.N. 2010. Using seafloor heat flow as a tracer to map subseafloor fluid flow in the ocean crust. *Geofluids*, 10, 142-160.

Fisher, A.T. & Wheat, C.G. 2010. Seamounts as conduits for massive fluid, heat and solute fluxes on ridge flanks. *Oceanography* 23 (1), 74–87.

Flament, N., Coltice, N., Rey, P.F. 2008. A case for late-Archaean continental emergence from thermal evolution models and hypsometry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 275, 326–336.

Fyfe, W. 1978. The evolution of the earth's crust: Modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? *Chemical Geology*. 23: 89-114. DOI: 10.1016/0009-2541(78)90068-2

Gaschnig, R.M., Rudnick, R.L., McDonough, W.F., Kaufman, A.J., Valley, J.W., Hu, Z., Gao, S., Beck, M.L. 2016. Compositional evolution of the upper continental crust through time, as constrained by ancient glacial diamictites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 186, 316–343. <https://doi.org/10.1016/j.GCA.2016.03.020>.

Ge R., Zhu, W., Wilde, S.A., Wu, H. 2018. Remnants of Eoarchean continental crust derived from a subducted proto-arc. *Sci. Adv*, 4: eaao3159.

Goodwin, A.M., 1996. *Principles of Precambrian Geology*. Academic Press, London. 327 pages.

Greber, N.D., Dauphas, N., Bekker, A., Ptáček, M.P., Bindeman, I.N., Hofmann, A. 2017. Titanium isotopic evidence for felsic crust and plate tectonics 3.5 billion years ago. *Science* 357, 1271–1274.

Guo, M. & Korenaga, J. 2020. Argon constraints on the early growth of felsic continental crust. *Sci. Adv*. 9, eade2711.

Guo, M. & Korenaga, J. 2023. The combined Hf and Nd isotope evolution of the depleted mantle requires Hadean continental formation. *Sci. Adv*. 6, eaaz6234.

Gunnarsson, I. & Arnórsson, S. 2000. Amorphous silica solubility and the thermodynamic properties of H_4SiO_4 in the range of 0° to 350°C at Psat. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 2295–2307.

Hao, J., Knoll, A. H., Huang, F., Hazen, R. M. & Daniel, I. 2020. Cycling phosphorus on the Archean Earth: part I. Continental weathering and riverine transport of phosphorus. *Geochim. Cosmochim. Acta* 273, 70–84.

Hartnady, M.I.H., Johnson, T.E., Schorn, S., Smithies, R.H., Kirkland, C.L., Richardson, S.H. 2022. Fluid processes in the early Earth and the growth of continents. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 594, 117695.

Hawkesworth, C., Cawood, P., Kemp, T., Storey, C., Dhuime, B. 2009. A matter of preservation. *Science* 323, 49e50.

Hawkesworth, C.J., Cadwood, P.A., Dhuime, B. 2020. The evolution of the continental crust and the onset of plate tectonics. *Front. Earth Sci.*, 8, article 326.

He, D., Lee, C.A., Yu, X., Farner, M. 2019. Ge/Si Partitioning in Igneous systems: Constraints from laser ablation ICP-MS measurements on natural samples. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 20, 4472–4486 (2019).

Herzberg, C., Condie, K., Korenaga, J. 2010. Thermal evolution of the Earth and its petrological expression. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 292, 79–88.

Hofmann, A. & Harris, C. 2008. Silica alteration zones in the Barberton Greenstone Belt: a window into subseafloor processes 3.5-3.3 Ga ago. *Chem. Geol.* **257**, 221-239.

Hofmann, A. W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90(3), 297–314.
[https://doi.org/10.1016/0012-821x\(88\)90132-x](https://doi.org/10.1016/0012-821x(88)90132-x)

Hofmann, A. W., Jochum, K.-P., Seufert, M., & White, W. M. 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79(1–2), 33–45. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(86\)90038-5](https://doi.org/10.1016/0012-821x(86)90038-5)

Hoffmann, J. E., Zhang, C., Moyen, J.-F. & Nagel, T. J. 2019. The formation of tonalites-trondhjemite-granodiorites in early continental crust. in *Earth's Oldest Rocks*, 2nd edn (eds Van Kranendonk, M. J. et al.) 133–168 (Elsevier).

Hoffman, S., Wilson, M., Stakes, D., 1986. Inferred oxygen isotope profile of Archaean oceanic crust, Onverwacht Group, South Africa. *Nature* 321, 55–58. <https://doi.org/10.1038/321055a0>.

Huang, G., Palin, R., Wang, D., Guo, J. 2020. Open-system fractional melting of Archean basalts: implications for tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) magma genesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 175:102.

Hurley, P.M., Hughes, H., Faure, G., Fairbairn, H.W., Pinson, W.H. 1962. Radiogenic strontium 87 model of continental formation, *J. Geophys. Res.* 67, 5315-5334, 1962.

Hurley, P.M. & Rand J.R. 1969. Pre-drift continental nuclei. *Science*, 164, 1229-1242.

Jacobsen, S.B. & Wasserburg G.J. 1979. The mean age of mantle and crustal reservoirs, *J. Geophys. Res.* 84, 7411-7427, 1979.

Johnson, T.E., Brown, M., Gardiner, N.J., Kirkland, C.L., Smithies, R.H. 2017. Earth's first stable continents did not form by subduction. *Nature* **543**, 239–242.

Johnson, T.E., Kirkland, C.L., Lu, Y., Smithies, R.H., Brown, M., Hartnady, M.I.H. 2022. Giant impacts and the origin and evolution of continents. *Nature*, 2022; 608 (7922): 330 DOI: 10.1038/s41586-022-04956-y

Kelemenn, P.B. Hanghøj, K., Greene, A.R. 2014. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and the lower crust. In *Treatise on Geochemistry* (eds. H. D. Holland and K.K. Turekian), second ed. Elsevier, Oxford, vol 4, The crust, pp. 749–805.

Kirkland, C.L., Hartnady, M.I.H., Barham, M., Olierook, H.K.H., Steenfelt, A., Hollis, J.A. 2021. Widespread reworking of Hadean-to-Eoarchean continents during Earth's thermal peak. *Nat. Com.* 12, 331 | <https://doi.org/10.1038/s41467-020-20514-4>.

Korenaga, J. 2017. On the extent of mantle hydration by plate bending. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 457, 1–9.

Korenaga, J., Planavsky, N. J. & Evans, D. A. D. 2017. Global water cycle and the coevolution of the Earth's interior and surface environment. *Philos. Trans. R. Soc. A* 375, 20150393.

Korenaga, J. 2018. Estimating the formation age distribution of continental crust by unmixing zircon ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 482, 388–395. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.11.039>

Korenaga, J. 2021. Hadean geodynamics and the nature of early continental crust. *Precambrian Res.* 2021, 359, 106178.

Ledevin, M. 2019. Archean Cherts: Formation Processes and Paleoenvironments. in early continental crust. in *Earth's Oldest Rocks*, 2nd edn (eds Van Kranendonk, M. J. et al.) 913–944 (Elsevier).

Lin, Y., Hu, Q., Meng, Y., Walter, M., Mao, H-K. 2020. Evidence for the stability of ultrahydrous stishovite in Earth's lower mantle. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 117, 184–189.

Lin, Y., Hu, Q., Walter, M., Yang, J., Meng, Y., Feng, X., Zhuang, Y., Cohen, R.E., Mao, H-K., 2022. Hydrous SiO₂ in subducted oceanic crust and H₂O transport to the core-mantle boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 594, 117708.

Liu, C.-T., He, Y.-S., 2021. Rise of major subaerial landmasses about 3,0 to 2,7 billion years ago. *Geoch. Persp. Lett.*, 18,1-5.

Liu, S., Bao, H., Sun, G., Wang, W., Fu, J., Gao, L., Guo, R., Hu, Y., 2022. Archean crust-mantle geodynamic regimes: A review. *Geosystems and Geoenvironment* 1,100063

Maltese, A., Caro, G., Pandey, O.P., Upadhyay, D., Mezger, K. 2022. Direct evidence for crust-mantle differentiation in the late Hadean. *Communications earth & environment*, 3:12, <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00341-9>

Marescotti, P., D. A. Vanko, D.A., Cabella, R. 2000. From oxidizing to reducing alteration: Mineralogical variations in pillow basalts from the east flank, Juan de Fuca Ridge, *Proc.Ocean Drill. Program Sci. Results*, 168, 119–136.

Marin-Carbonne, J., Robert, F., Chaussidon, M., 2014. The silicon and oxygen isotope compositions of Precambrian cherts: a record of oceanic paleo-temperatures? *Precambrian Res.* 247, 223–234. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2014.03.016>.

Marty, B. 2020. Origins and Early Evolution of the Atmosphere and the Oceans. *Geochemical Perspectives*, 9,2, 135-313. doi: 10.7185/geochempersp.9.2

Marty, B., Avice, G., Bekaert, D.V, Broadley, M.W. (2018) Salinity of the Archaean oceans from analysis of fluid inclusions in quartz. *Comptes Rendus Geoscience* 350, 154–163.

Marty, B., Bekaert, D.V., Broadley, M.W., Jaupart, C. 2019. Geochemical evidence for high volatile fluxes from the mantle at the end of the Archean. *Nature* 575, 485–488.

Marxer, F., Ulmer, P. Müntener, O. 2022. Polybaric fractional crystallisation of arc magmas: an experimental study simulating trans-crustal magmatic systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 177:3.

McCoy-West A. J., Chowdhury P., Burton K. W., Sossi P., Nowell G. M., Fitton J. G., Kerr A. C., Cawood P. A. and Williams H. M. 2019. Extensive crustal extraction in Earth's early history inferred from molybdenum isotopes. *Nat. Geosci.* 12, 946–951.

McDonough, W. F. & Sun, S.-S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4), 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)

Miocevic, S.R., Copley, A, Weller, O.M. 2022. Testing the importance of sagduction: insights from the Lewisian Gneiss Complex of northwest Scotland. *Precambrian Research* 379, 106708.

Moorbath, S. 1977. Ages, isotopes, and evolution of Precambrian continental crust. *Chemical Geology*, 20, 151-187.

Moreira, H., Buzenchi, A., Chris J. Hawkesworth, C.J., Dhuime, B. 2023. Plumbing the depths of magma crystallization using $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ in zircon as a pressure proxy. *Geology*, 51, 3, 233-237.

Moyen, J.-F. & Laurent, O., 2018. Archaean tectonic systems: a view from igneous rocks. *Lithos* 302–303, 99–125.

Moyen, J.-F. & Martin, H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos* 148, 312–336.

Moyen, J.F., Zeh, A., Cuney, M., Dziggel, A., Carrouée, S. 2021. The multiple ways of recycling Archaean crust: a case study from the ca. 3.1 Ga granitoids from the Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Precambrian Res.* 353 105998.

Murphy M.E., Savage P.S., Gardiner N.J., Prave, A.R., Gaschnig, R.M., Rudnick R.L. 2022. Homogenising the upper continental crust: The Si isotope evolution of the crust recorded by ancient glacial diamictites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 591, 117620.

Mysen, B. 2014. Water-melt interaction in hydrous magmatic systems at high temperature and pressure. *Progress Earth Planet. Sci.* 1, 4. <http://www.progearthplanetsci.com/content/1/1/4>.

Nédélec, A., Chevrel, M.O., Moyen, J.F., Ganne, J., Fabre, S. 2012. TTGs in the making: natural evidence from Inyoni shear zone (Barberton, South Africa). *Lithos* 153, 25–38.

Nelson C., Jacobson A., Kitch G. and Weisenberger T. B. 2021. Large calcium isotope fractionations by zeolite minerals from Iceland. *Commun. Earth Environ.* ,2, 1–12.

Nutman A.P., Bennett V.C., Friend C.R.L., Polat A., Hoffmann E, Van Kranendonk, M. 2021. Fifty years of the Eoarchean and the case for evolving uniformitarianism. *Prec. Res.* 367, 106342.

O'Neill, C., Brown, M., Schaefer, B., Gazi, J. A. 2022. Earth's anomalous middle-age magmatism driven by plate slowdown. *Scientific Reports* 12:10460.

Opfergelt, S., Cardinal, D., André, L., Delvigne, C., Bremond, L., Delvaux, B. 2010. Variations of $\delta^{30}\text{Si}$ and Ge/Si with weathering and biogenic input in tropical basaltic ash soils under monoculture. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74,225–240. doi: 10.1016/j.gca.2009.09.025

Palin, R.M., Moore J.D.P., Zhang Z., Huang G., Wade J., Dyck D. 2021. Mafic Archean continental crust prohibited exhumation of orogenic UHP eclogite. *Geosciences Frontiers*,12, 101225.

Palin, R.M., Santosh, M., 2021. Plate tectonics: What, where, why, and when? *Gondwana Res.* 100, 3–24.

Palin, R.M., White, R.W., Green, E.C. 2016. Partial melting of metabasic rocks and the generation of tonalitic–trondhjemitic–granodioritic (TTG) crust in the Archaean: Constraints from phase equilibrium modelling. *Precambrian Res.*287, 73–90.

Palme, H. & O'Neill, H.S.C. 2014. Geochemical estimates of mantle composition. In *Treatise on Geochemistry* (eds. H. D. Holland and K.K. Turekian), second ed. Elsevier, Oxford, vol 3, The mantle and core, pp. 1–39.

Parman, S. W. 2007. Helium isotopic evidence for episodic mantle melting and crustal growth. *Nature* 446, 900–903.

Pearson, D.G., Parman, S.W., Nowell, G.M., 2007. A link between large mantle melting events and continent growth seen in osmium isotopes. *Nature* 449, 202–205.

Perchuk, A.L., Zakharov, V.S., Geryad, T.V. Brown, M. 2019. Hotter mantle but colder subduction in the Precambrian: What are the implications? *Precambrian Research*, 330, 20-34.

Pokrovski G. S. & Schott J. 1998. Thermodynamic properties of aqueous Ge (IV) hydroxide complexes from 25 to 350 degrees C: Implications for the behavior of germanium and the Ge/Si ratio in hydrothermal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta* **62**, 1631–1642.

Poitrasson F. & Zambardi T. 2015. An Earth–Moon silicon isotope model to track silicic magma origins. *Geochim. Cosmochim. Acta* 167, 301–312.

Puetz, S. J., Ganade, C. E., Zimmermann, U. & Borchardt, G. 2018. Statistical Analyses of Global U-Pb Database 2017. *Geoscience Frontiers* 9, 121–145.

Pujol, M., Marty, B., Burgess, R., Turner, G., Philippot, P. 2013. Argon isotopic composition of Archaean atmosphere probes early Earth geodynamics. *Nature* 498, 87–90.

Reubi, O. & Blundy, J. 2009. A dearth of intermediate melts at subduction zone volcanoes and the petrogenesis of arc andesites. *Nature* 461, 1269–1273.

Reubi, O. & Müntener, O. 2022. Making Andesites and the Continental Crust: Mind the Step When Wet. *Journal of Petrology*, 63, 6, egac044, <https://doi.org/10.1093/petrology/egac044>.

Rickman, H., Błęcka M.I., Gurgurewicz J., Jørgensen U.G., Słaby E., Szutowicz S., Zalewska N. 2019. Water in the history of Mars: an assessment. *Planet. Space Sci.* 166, 70–89.

Robert F. & Chaussidon M., 2006. A palaeotemperature curve for the Precambrian oceans based on silicon isotopes in cherts. *Nature* 443, 969–972.

Roerdink, D.L., Ronen Y., Strauss, H., Mason, P.R.D. 2022. Emergence of felsic crust and subaerial weathering recorded in Palaeoarchean barite. *Nat. Geosc.*, 3, 227-232.

Rollinson, H. 2021. Do all Archaean TTG rock compositions represent former melts? *Precambrian Res.* 367 106448.

Roman, A. & Arndt, N., 2020. Differentiated Archean oceanic crust: Its thermal structure, mechanical stability and a test of the sagduction hypothesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 278, 65–77.

- Rudnick, R.L. 1995. Making continental crust. *Nature* 378, 571–578.
- Rudnick RL & Fountain DM. 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33: 267–309.
- Rudnick R. L. & Gao S., 2014. Composition of the continental crust. In *Treatise on Geochemistry* (eds. H. D. Holland and K.K. Turekian), second ed. Elsevier, Oxford, vol 4, The crust, pp. 1–51.
- Savage P. S., Armytage R. M. G., Georg R. B. and Halliday A. N. 2014. High temperature silicon isotope geochemistry. *Lithos*, 190–191, 500–519.
- Shibuya, T., Tahata, M., Ueno, Y., Komiya, T., Takai, K., Yoshida, N., Maruyama, S., Russell, M.J., 2013. Decrease of seawater CO₂ concentration in the Late Archean: an implication from 2.6 Ga seafloor hydrothermal alteration. *Precambrian Res.* 236, 59–64.
- Spencer, C.J., Roberts, N.M.W., Santosh, M., 2017. Growth, destruction, and preservation of Earth's continental crust. *Earth Sci. Rev.* 172, 87–106.
- Stamm, F.M., Zambardi, T., Chmieleff, J., Schott, J., von Blanckenburg, F. Oelkers, E.H. 2019. The experimental determination of equilibrium Si isotope fractionation factors among H₄SiO₄, H₃SiO₄⁻ and amorphous silica (SiO₂.0.32 H₂O) at 25 and 75°C using the three-isotope method. *Geochim. Cosmochim. Acta* 255, 49–68.
- Stein, M. & Hofmann, A.W., 1994. Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature* 372, 63–68.
- Stern, C.R., 2011. Subduction erosion: rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle. *Gondwana Res.* 20, 284–308.

Stuck, T. J. & Diener, J. F. A. 2018. Mineral equilibria constraints on open-system melting in metamafic compositions. *J. Metamorph. Geol.* 36, 255–281.

Sun, H., Chaussidon, M., Robert, F., Tian, S., Deng, Z., Moynier, F. 2023. Triple silicon isotope insights into the formation of Precambrian cherts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 607, 118069.

Sutton J. N., Andre L., Cardinal D., Conley D. J., de Souza G. F., Dean J., Dodd J., Elhert C., Ellwood M. J., Frings P. J., Grasse P., Hendry K., Leng M. J., Michalopoulos P., Panizzo V. N. and Swann G. E. A. 2018. A review of the stable isotope bio- geochemistry of the global silicon cycle and its associated trace elements. *Front. Earth Sci.* 5, 112.

Tang, M., Chen, K. & Rudnick, R. L. 2016. Archean upper crust transition from mafic to felsic marks the onset of plate tectonics. *Science* 351, 372–375.

Tang, M., Lee, C-T.A. Lee, Rudnick, R. L., Condie, K.C. 2020. Rapid mantle convection drove massive crustal thickening in the late Archean, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 278, 6-15.

Touret, J.L.R., Santosh, M. Huizenga, J.M. 2022. Composition and evolution of the continental crust: Retrospect and prospect. *Geos. Frontiers*, 13, 101428.

Taylor, S. R. 1967. The origin and growth of continents. *Tectonophysics* 4, 17-34.

Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1985). *The continental crust: Its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications.

Taylor, S. R. & White A. J. R. 1966. Trace element abundances in andesites. *Bull. Volcanol.* 29, 177-194.

Tusch, J., Hoffmann, J.E., Hasenstab, E., Fischer-Gödde, M., Mariena, C.S., Wilson, A.H., Münker, C. 2022. Long-term preservation of Hadean protocrust in Earth's mantle. *PNAS*, 119 No. 18 e2120241119 <https://doi.org/10.1073/pnas.2120241119>

Van den Boorn, S.H.J.M., van Bergen, M.J., Vroon, P.Z., de Vries, S.T., Nijman, W. 2010. Silicon isotope and trace element constraints on the origin of ~3.5 Ga cherts: Implications for Early Archaean marine environments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74 (3), 1077–1103.

Wang, W., Geilert, S., Wei, H.-Z., Jiang, S.-Y. 2021. Competition of equilibrium and kinetic silicon isotope fractionation during silica precipitation from acidic to alkaline pH solutions in geothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* 306, 44–62.

Wang, X. & Spencer, C.J. 2022. Spatial declustering of zircon data indicate rapid Archean crustal growth and Neoproterozoic plate tectonic equilibrium. *Lithos*, 418-419, 106687.

Wang, X., Tang, M., Moya, J., Wang, D., Kröner, A., Hawkesworth, C., Xia, X., Xie, H., Anhaeusser, C., Hofmann, A., Li, J., Li, L. 2022. The onset of deep recycling of supracrustal materials at the Paleo-Mesoarchean boundary. *National Science Review* 9: nwab136, 2022

White, W.M. & Klein, E.M. 2014. Composition of the oceanic crust. In *Treatise on Geochemistry* (eds. H. D. Holland and K.K. Turekian), second ed. Elsevier, Oxford, vol 4, The crust, pp. 457–496.

White, R.W., Palin, R.M., Green, E.C.R. 2017. High-grade metamorphism and partial melting in Archean composite grey gneiss complexes. *J. Metamorph. Geol.* 35, 181–195.

Wilde, S.A., Valley, J.W., Peck, W.H., Graham, C.M. 2001. Evidence from detrital zircons or the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature* 409, 75–178.

Zhang, X.J., Avice, G., Parai.R. 2023. Noble gas insights into early impact delivery and volcanic outgassing to Earth's atmosphere: a limited role for the continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 609, 118083.

TEXTE DES FIGURES

Figure 1 : Schéma des principales composantes de la tectonique des plaques moderne. La lithosphère océanique, ultramafique en profondeur, avec sa croûte mafique en surface, se forme au niveau des rides médio-océaniques. Elle est ensuite altérée au contact de l'eau de mer, puis plonge sous les continents. La déshydratation de la croûte océanique entraîne le métasomatisme et la fusion du manteau supérieur en produisant les magmas calco-alcalins basaltiques qui se différencient ensuite par décompression en magmas plus felsiques (notamment andésitiques) à l'aplomb de la zone subductée. Les zones sous-jacentes aux rides et les panaches mantelliques sont constitués de masses ultramafiques solides chaudes et plastiques, qui montent par gravité (diapirisme) alors que la lithosphère océanique subductée est froide et donc plus dense, ce qui entraîne son plongement dans le manteau par effet gravitaire inverse. Ce double mouvement dans la zone du manteau supérieur entraîne les flux convectifs de matière (flèches noires). Les continents sont constitués autour de noyaux archéens (cratons) formés de roches mafiques, vertes par métamorphisme, déformées par pincement entre des dômes de gneiss et de granitoïdes. Ils flottent sur le manteau lithosphérique réfractaire, plus épais sous les cratons. Les sédiments produits par l'érosion continentale sont partiellement subductés et recyclés vers les zones profondes. Le panache qui monte sous le continent finira par le briser en créant une zone de rift.

Figure 2 : Distribution des teneurs moyennes en éléments incompatibles dans la croûte continentale, les andésites, le manteau appauvri et la croûte océanique. Chacune des teneurs est normalisée à la teneur de l'élément correspondant dans le manteau primitif. Sources : Kelemen et *al.*, 2014 ; Palme & O'Neill, 2014 ; Rudnick & Gao, 2014 ; White & Klein, 2014.

Figure 3 : Quantité de croûte continentale formée en fonction du temps (en % du volume actuel des continents), selon différents modèles théoriques (en mauve) ou basés sur des traceurs géochimiques mesurant le dégazage du manteau (en bleu), l'enrichissement des éléments hygromagmatophiles dans la croûte (en vert) ou l'appauvrissement de ces éléments dans le manteau (en rouge). La courbe en tirets noirs (Goodwin, 1996) illustre la distribution des âges des roches à la surface des continents.

Figure 4 : Fréquence normalisée de la distribution des âges des zircons (surface orange sous la courbe brune, d'après Puetz *et al.*, 2018) comparée à la croissance crustale (d'après Dhuime *et al.*, 2012) et au pourcentage de croûte remaniée lors des processus intracrustaux (d'après Hawkesworth *et al.*, 2020). Les symboles de thermomètres indiquent les quatre phases majeures de métamorphisme granulitique à haute température (d'après Brown & Johnson, 2019). Les blocs de couleur sur l'axe pointent les phases successives d'amalgamation des continents en superunités: Kenorland (K) ; Columbia (C) ; Rodinia (R) ; et Gondwana (G)-Pangea (P).

Figure 5 : Évolution temporelle des volumes de croûte continentale conservé (zone rouge), remanié dans les zones continentales plus jeunes (zone jaune) ou recyclé vers le manteau (zone bleue). Le rectangle marqué « Ge » indique le pourcentage de croûte remanié à l'Archéen tel qu'il est déduit de nos données du germanium (cf. discussion dans le texte).

Figure 6 : Distribution de fréquence des compositions isotopiques du silicium ($\delta^{30}\text{Si}$) dans : (A) les roches mantelliques, les basaltes archéens et post-archéens qui en sont dérivés et leurs produits de différenciation ; (B) les roches précipitées en surface (cherts,...), les sols (et leurs composants argileux et oxydes de Fe) et l'hydrosphère. La moyenne de la distribution des roches ignées de la figure A est une bonne approche de la composition de la Terre silicatée ($\delta^{30}\text{Si} = -0,29 \pm 0,07\text{‰}$). Elle est indiquée par une étoile rouge dans la figure B. Les eaux de

Luc André ARSOM version révisée le 28/03/2023

l'hydrosphère terrestre (des sols, rivières, océans et systèmes hydrothermaux) présentent des valeurs plus lourdes ($\delta^{30}\text{Si} > -0,3\text{‰}$). Les composants des sols possèdent, a contrario, des signatures plus légères ($\delta^{30}\text{Si} < -0,3\text{‰}$).

Figure 7 : Gamme de variation des coefficients de partition du rapport Ge/Si, entre les minéraux (Min.) et le liquide magmatique (Liq.) avec lequel ils sont en équilibre, pour les sept familles de minéraux étudiés par He *et al.* (2019). Les chiffres en rouge correspondent aux valeurs moyennes des coefficients pour chaque famille. Les minéraux où le Ge est incompatible vis-à-vis du Si sont en rouge. Ceux où il est compatible sont en vert.

Figure 8 : A. Circulation hydrothermale sur les flancs des dorsales actuelles (d'après Fisher & Wheat, 2010), d'un relief sous-marin à un autre, sous la couverture sédimentaire peu perméable. La différence, entre les pressions du fluide, à la base des zones de recharges et de décharges, est la principale force motrice de cet aquifère sous-océanique (Fisher & Becker, 2000). Durant sa circulation latérale, le fluide se réchauffe de 2 à 40-60°C. Sur son parcours, il altère le basalte et change de composition, au fil des changements minéralogiques qu'il impose au basalte : smectites et céladonites à basse température, carbonates et hydroxydes de Fe à hautes températures (Marescotti *et al.*, 2000). En particulier, l'eau de mer très sous-saturée en silice au niveau de la recharge, va peu à peu s'enrichir en Si durant l'altération, sa composition isotopique égalant peu à peu celle des basaltes ($\delta^{30}\text{Si} = -0,3\text{‰}$, André *et al.*, 2016). **B.** Circulation hydrothermale à basse température sur les fonds océaniques archéens (d'après André *et al.*, 2022). Cette fois, ce sont les dépôts siliceux précipités sous la forme de chert du fait de la sursaturation de l'océan en Si qui jouent le rôle de couche imperméable. Très acide du fait de sa saturation en CO_2 à l'Archéen, l'eau de mer précipite de la silice dès qu'elle pénètre dans le basalte. Elle transfère ainsi sa signature $\delta^{30}\text{Si}$ positive à la roche altérée. En parallèle, les ions H^+ qu'elle contient sont

rapidement neutralisés par réaction avec les minéraux des basaltes que les dépôts de silice remplacent. Cette augmentation du pH aide à maintenir la silice en solution. La température augmentant, entre 30 et 150 °C, le fluide, plus alcalin, prélève du Si léger ($\delta^{30}\text{Si} = -0.3\text{‰}$) du basalte pour maintenir sa sursaturation. Chaque fois qu'il repasse le seuil de saturation sur son parcours, notamment par baisse de température ou du pH, il précipite de la silice au détriment des minéraux primaires dissous, ce jusqu'à la cheminée de décharge où le quartz précipite avec de la fuschite (de Wit & Furnes, 2016). Au fil de l'épaississement des dépôts siliceux, l'aquifère est repoussé vers le bas, au détriment de la zone d'altération sous-jacente à quartz, chlorite, albite, épidote et carbonates, qui progresse à son tour graduellement vers le bas, au détriment des basaltes non altérés.

Figure 9 : A. SiO_2 vs Ge/Si dans les laves altérées de la ceinture de roches vertes paléoarchéennes de Barberton (craton du Kaapvaal, Afrique du sud). **B.** $\delta^{30}\text{Si}$ vs Ge/Si dans une sélection des mêmes roches d'après Abraham et al. (2011) et André et al. (2022) ; la croix noire représente l'erreur moyenne sur ces deux facteurs. La courbe représente le mélange de redistribution du silicium entre deux sources, l'une provenant de l'océan ($\delta^{30}\text{Si} > 1\text{‰}$) et l'autre libéré par l'altération des minéraux primaires ($-0,6 < \delta^{30}\text{Si} < -0,2\text{‰}$). La dispersion des points autour de la courbe résulte de l'hétérogénéité localement très variable des sources possibles de Si dans le fluide, celles-ci variant en fonction de la perméabilité locale et du pourcentage de Si issu de l'eau de mer ainsi que de la qualité des silicates dissous sur le parcours, les minéraux primaires du basalte présentant des compositions isotopiques différentes : légères enrichies en ^{28}Si pour l'olivine, lourdes enrichies en ^{30}Si pour le plagioclase.

Figure 10 : Diagrammes $\delta^{30}\text{Si}$ vs. Ge/Si pour : **A.** les plutons de TTGs paléo- et mésoarchéens (tous trondjémiques à l'exception d'une tonalite représentée par le cercle bleu) et de

granites potassiques mésoarchéens du massif de Barberton en Afrique du Sud (André et al., 2019, 2022); **B.** les TTGs et granites gneissiques du Paléoarchéen du Zimbabwe (André, données inédites). Dans les deux figures, les carrés noirs représentent la tendance d'altération des signaux $\delta^{30}\text{Si}$ et Ge/Si suite à la silicification des coulées (détaillée à la Figure 9B). Les champs en jaune et en rouge à la figure B représentent respectivement les domaines des plutons trondhjemitiques et granitiques de l'Afrique du Sud figuré en A. La composition moyenne des andésites (diamant mauve) et de la croûte continentale (diamant orange) sont extraites des travaux de Poitrasson & Zambardi (2015) et de Savage et al. (2014) pour les $\delta^{30}\text{Si}$ et d'André et al. (2022) pour les rapports Ge/Si. Les valeurs des géostandards GA et BHVO-2 sont extraites des travaux de Poitrasson et Zambardi (2015) et de Savage et al. (2014) pour les $\delta^{30}\text{Si}$ et d'André et al. (2022) pour les rapports Ge/Si. L'étoile noire représente la composition calculée d'un liquide de type TTG produit par fusion d'un basalte hydraté, mais non altéré, et métamorphisé dans le domaine de stabilité du grenat (selon André et al., 2022). Les flèches en tiretés noires au départ de cette étoile montrent l'effet d'une cristallisation fractionnée de 30% d'amphibole (Amph.) et de plagioclase (Pl.). La flèche violette représente le fractionnement combiné du plagioclase avec l'amphibole (Amph + Pl).

Figure 11 : Variations des compositions isotopiques du Ca ($\delta^{44}\text{Ca}$, d'après Antonelli *et al.*, 2021) par rapport à celles du Si ($\delta^{30}\text{Si}$, selon Deng *et al.*, 2019) dans des TTGs d'âges divers affleurant dans différents cratons. Les champs en vert foncé et en rouge sont ceux des basaltes (données de Eriksen & Jacobsen, 2022) et des adakites (données d'Antonelli *et al.*, 2021). Les champs représentant les gammes de variations des $\delta^{44}\text{Ca}$ caractéristiques des principaux minéraux calciques hydrothermaux (carbonates en jaune clair, épidotes en vert clair et zéolites en bleu clair) sont repris respectivement d'après Blätter & Higgins (2017),

Brown *et al.*, (2020) et Nelson *et al.* (2021). Toutes les valeurs $\delta^{44}\text{Ca}$ sont normalisées au standard SRM915a.

Figure 12 : K/Th vs K/U pour les basaltes altérés des fonds océaniques du Paléoarchéen (données de Hofmann & Harris, 2008 et Abraham *et al.*, 2011). Les carrés jaunes et orange représentent les valeurs moyennes pour les TTGs et les granites potassiques archéens (Moyen & Martin, 2012). Le carré rouge indique la valeur moyenne de la croûte continentale (Rudnick & Gao, 2014). La zone carrée verte représente le champ des basaltes modernes non altérés (Arevalo *et al.*, 2009). Notez que les basaltes silicifiés et non silicifiés s'alignent selon une droite qui démontre la mobilité importante du K suite à l'altération liée à la percolation de l'eau de mer, et l'absence de changements importants du rapport Th/U basaltique initial qui reste lui assez immobile.

Figure 13 : Variation temporelle du flux de chaleur radiogénique provenant de la désintégration des radionucléides à longue durée de vie sur Terre (Modifié d'après Arevalo *et al.*, 2009). A l'Archéen, entre 4 et 3 Ga (bande verte), le potassium était la principale source de chaleur radiogénique sur la planète. La contribution relative du K vis-à-vis de l'U et du Th (encart) est maximale entre 3,5 et 3,0 Ga au moment où l'altération potassique associée à la silicification des fonds océaniques est généralisée (zone bleue dans l'encart). On notera que l'augmentation exponentielle de la chaleur radiogénique à l'Hadéen et à l'Archéen a probablement entraîné un nombre d'Urey convectif plus élevé dans le manteau primitif de ces époques (Korenaga, 2021).

Figure 14: Structure thermique d'une croûte mésoarchéenne épaisse de 70 km montrant l'impact, sur la production de chaleur et la fusion des basaltes, de l'addition de roches enrichies en éléments radioactifs dans la moitié supérieure de la croûte, selon deux cas distincts : **(A)** les composants de la croûte sont tous non altérés et pauvres en éléments

Luc André ARSOM version révisée le 28/03/2023

radioactifs (K, Th, U) (modifiée d'après Tang *et al.*, 2020) ou (B) la moitié supérieure de cette croûte contient 20% de basaltes altérés du plancher océanique (très enrichis en ^{40}K du fait de leurs teneurs élevées en K_2O , cf. Figure 12), en tenant compte d'une teneur moyenne en K_2O de 3% dans les faciès altérés (André *et al.*, en préparation). Les courbes en noir, orange et brun des deux figures représentent les gradients géothermiques d'une croûte basaltique avec respectivement 0%, 20% et 40% de granitoïdes. Les étoiles, jaune, orange et rouge, pointent les profondeurs où commencent les fusions (bandes rouges) des basaltes non-silicifiés (cas de la figure A) et silicifiés (cas de la figure B, température de fusion abaissée de 100 °C) en fonction du pourcentage de granitoïdes présents. Ceci montre l'effet drastique de la silicification et des intrusions de granitoïdes sur la profondeur et la température de la fusion dans la croûte archéenne (voir texte, pour le détail de la discussion des figures). Les lignes vertes représentent la limite de stabilité entre le grenat et le plagioclase. Dans une croûte partiellement silicifiée, cette limite est abaissée vers 25 km alors que cette limite se trouve vers 40 km pour une croûte non silicifiée (André *et al.*, 2022). Dans le cas des étoiles jaunes, la fusion sera réalisée avec du grenat en résidu de fusion. Dans les cas correspondant aux étoiles orange et rouge, la fusion laissera du plagioclase en résidu. La zone, hachurée obliquement en bleu à la figure A, représente la gamme des conditions P-T estimées pour la formation des tonalites eoarchéennes (d'après Ge *et al.*, 2018), à une époque où les silicifications ne semblent pas accompagnées par des enrichissements en potasse. L'étoile verte de la figure B correspond aux conditions de la fusion partielle d'une amphibolite à grenat légèrement silicifiée et comprenant une large proportion (20%) de quartz exprimé (d'après Nédélec *et al.*, 2012). La courbe bleue en tirets de la même figure illustre le liquidus pour une composition tonalitique (White *et al.*, 2017). Les trois étoiles bleues indiquent le point de fusion initial d'une tonalite dans un environnement pauvre en intrusions TTGs, ou

avec 20% ou 40% de TTGs dans la croûte. Ces 3 étoiles traduisent les conditions de pression (22-12km) et de température ($600\pm 50^{\circ}\text{C}$) à laquelle les premiers granites potassiques issus de la fusion de la croûte tonalitique ancienne apparaissent en fonction de la quantité de TTGs déjà présents dans la croûte continentale.

Figure 15 : Schéma en 4 étapes de la diversification des granitoïdes archéens mettant en évidence le rôle clé joué par l'altération silicifiante des basaltes au contact de l'eau de mer. « + Altération K » : silicification avec enrichissement potassique ; « + altération Ca » : silicification avec composante d'altération comportant des carbonates ou des épidotes secondaires ; « Crist. Frac. » : cristallisation fractionnée.

Figure 16 : Evolution schématique de la lithosphère. **(a)** A l'Hadéen, les TTGs produits, à grande profondeur (>40 km), dans un contexte de roches mafiques et ultramafiques altérées, mais non ou peu silicifiées, sont majoritairement recyclés vers le manteau par les processus de sagduction. **(b)** A la transition Hadéen-Archéen, la production de magmas mantelliques est alors maximale ; les komatiites et basaltes en coussins, qui en résultent, s'épanchent en masse à la surface, submergeant ainsi la croûte hadéenne qui disparaît en profondeur où elle se métamorphise et fond toujours en profondeur (>40km) en produisant des TTGs essentiellement tonalitiques à l'Eoarchéen. **(c)** Au Paléoarchéen, les sagductions se réduisent puis cessent, les TTGs et les granites de type I (γ_1 , figurés en rouge) sont produits à plus faible profondeur (25-35 km) par fusion partielle des basaltes silicifiés aux époques antérieures puis métamorphisés en amphibolites à quartz. **(d)** Au Mésoarchéen, l'accumulation des granitoïdes dans la croûte génère des fusions en cascade, à plus faible profondeur, et soulève la croûte mafique qui émerge peu-à-peu des océans. Au même moment, le manteau lithosphérique s'agrége sous la croûte continentale. **(e)** Au Néoarchéen, la fusion des TTGs est généralisée et produit de grandes masses de granites de type II (γ_2 ,
Luc André ARSOM version révisée le 28/03/2023

figurés en orange) dont le diapirisme conduit à l'émergence rapide des continents devenus essentiellement felsiques. (f) Les roches granitoïdes finissent par poindre à la surface des océans au Protérozoïque, à un moment où la tectonique des plaques s'initie et génère des volumes importants de magmas calco-alcalins. Ceux-ci assimilent les compartiments crustaux archéens, dont les témoins disparaissent peu-à-peu au travers des remaniements crustaux successifs, engendrés au fil des quatre séquences d'amalgamation des continents en superunités.

Figure 17: Distribution des isotopes du silicium ($\delta^{30}\text{Si}$, Murphy *et al.*, 2022) en fonction du rapport Ge/Si (Gaschnig *et al.*, 2016) dans les diamictites du Mésoarchéen (cercles oranges) et du Protérozoïque inférieur (cercles noirs) comparés aux sédiments fins du Mésoarchéen (triangles bleus) et aux différentes sources possibles du même âge (carrés de diverses couleurs): TTG (jaune) ; granite potassique type I (rouge) ; basalte (vert) ; paléosols niveau chloritique inférieur (vert clair) et niveau séricitique supérieur (mauve). Les données des sources TTG et granitique du craton du kaapvaal sont d'André *et al.* (2022). Les sources mésoarchéennes (basalte, paléosols et Fe rubanné) et les sédiments fins proviennent toutes du groupe Mozaan (Craton du Kaapvaal, Afrique du Sud, suivant Delvigne *et al.*, 2016). L'âge relatif et le code couleur de ces sources est donné dans l'échelle stratigraphique schématisée placée à droite de la figure. La courbe logarithmique figure un possible mélange entre les sources des paléosols et les sédiments de Fe rubannés incluant les diamictites et les sédiments mésoarchéens.

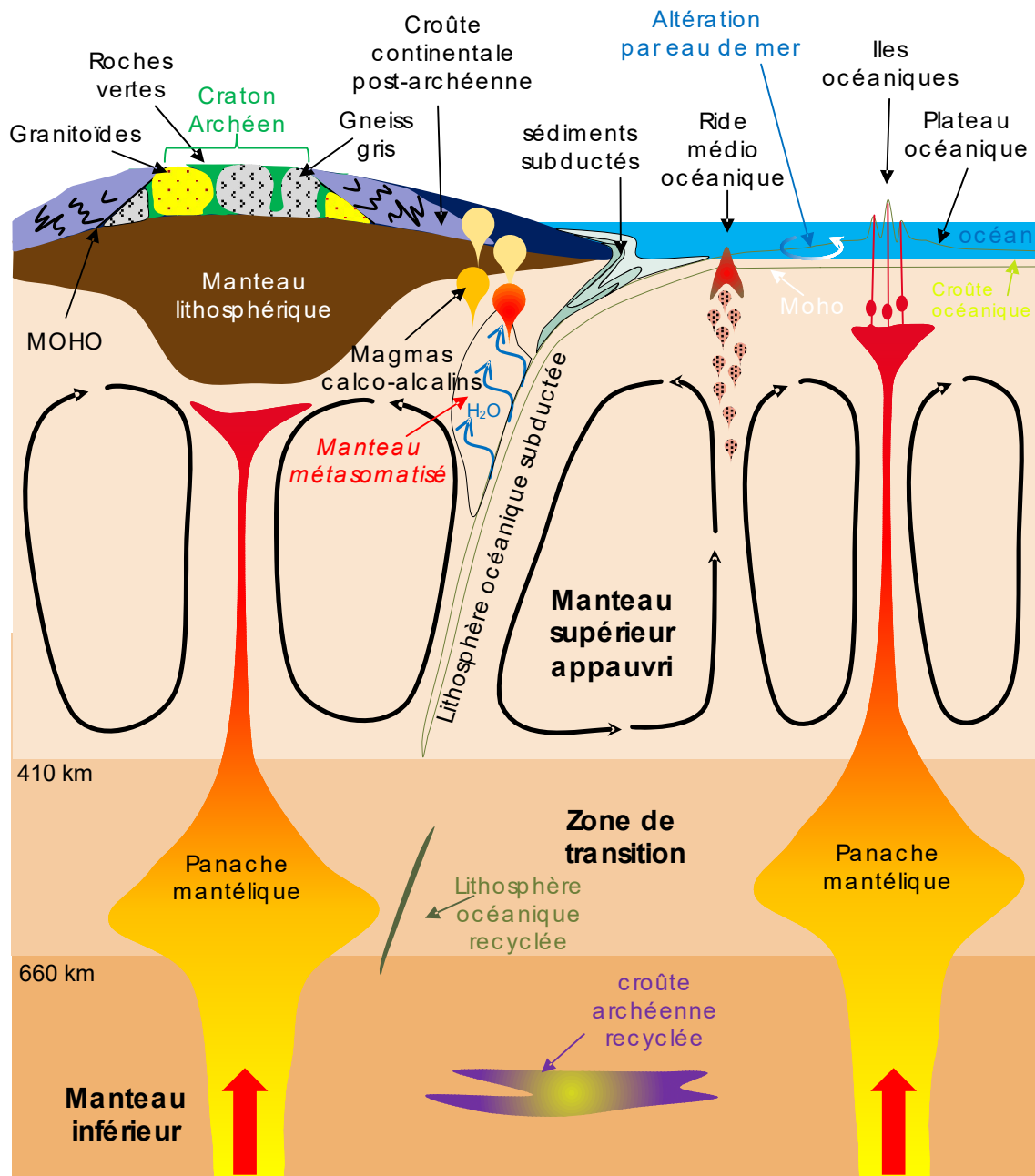


Figure 1

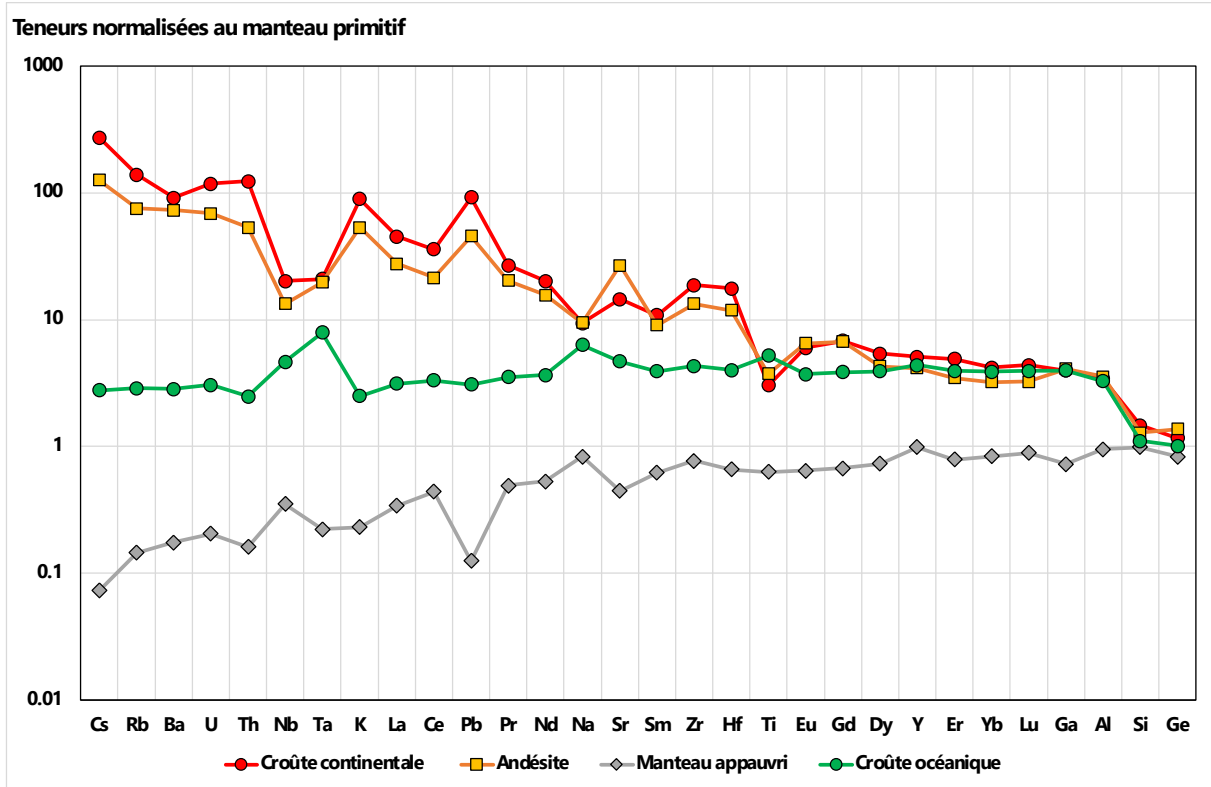


Figure 2

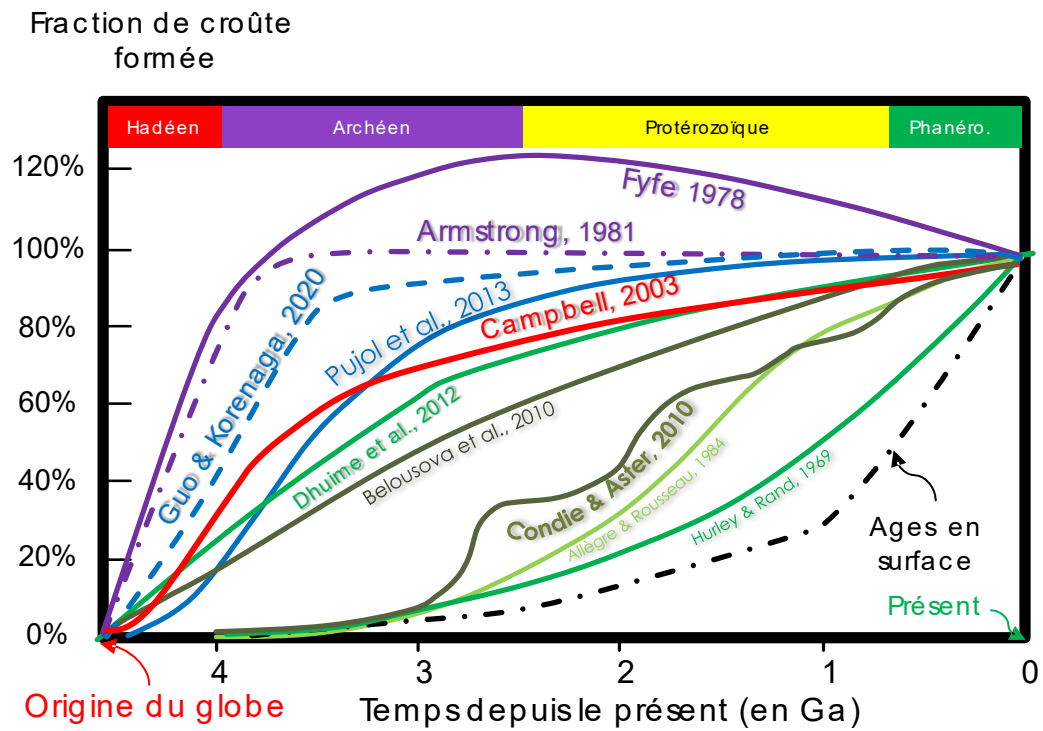


Figure 3

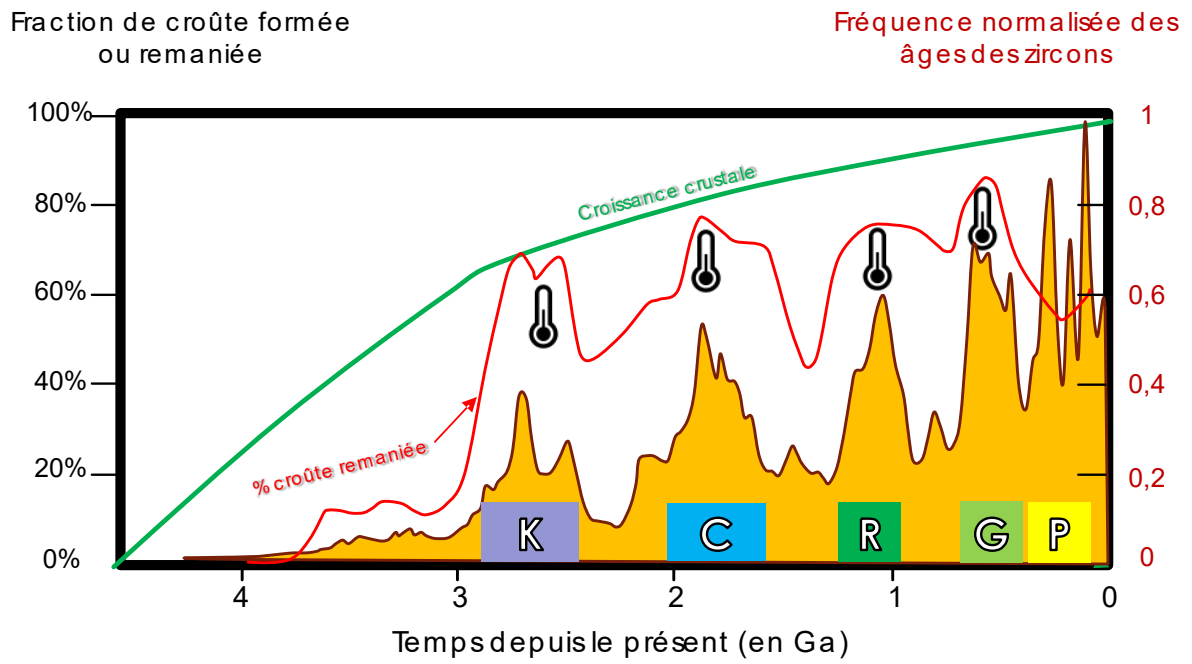


Figure 4

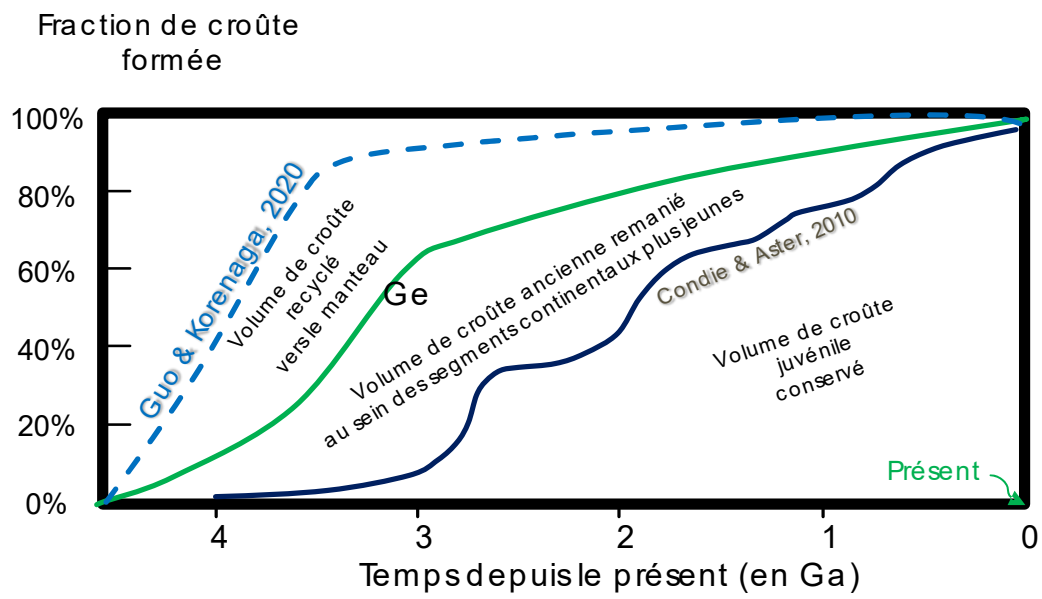


Figure 5

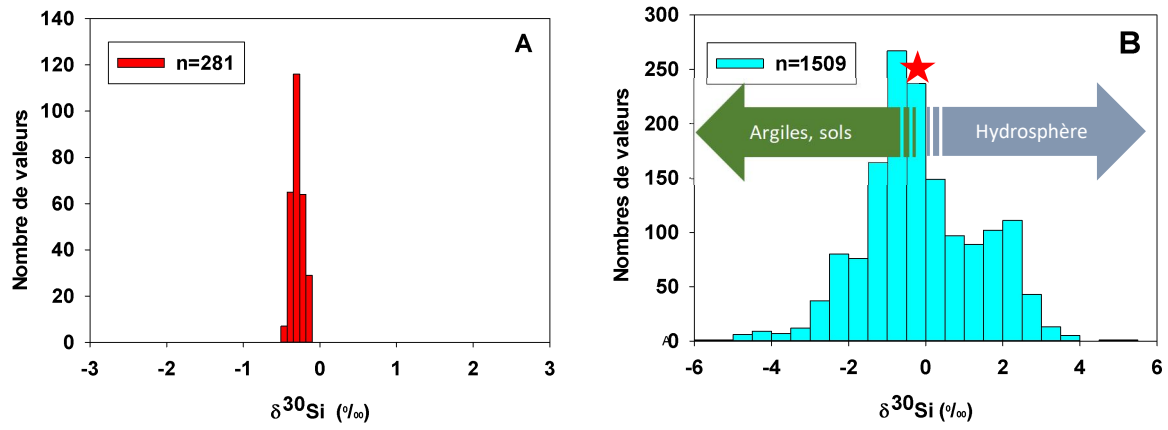


Figure 6

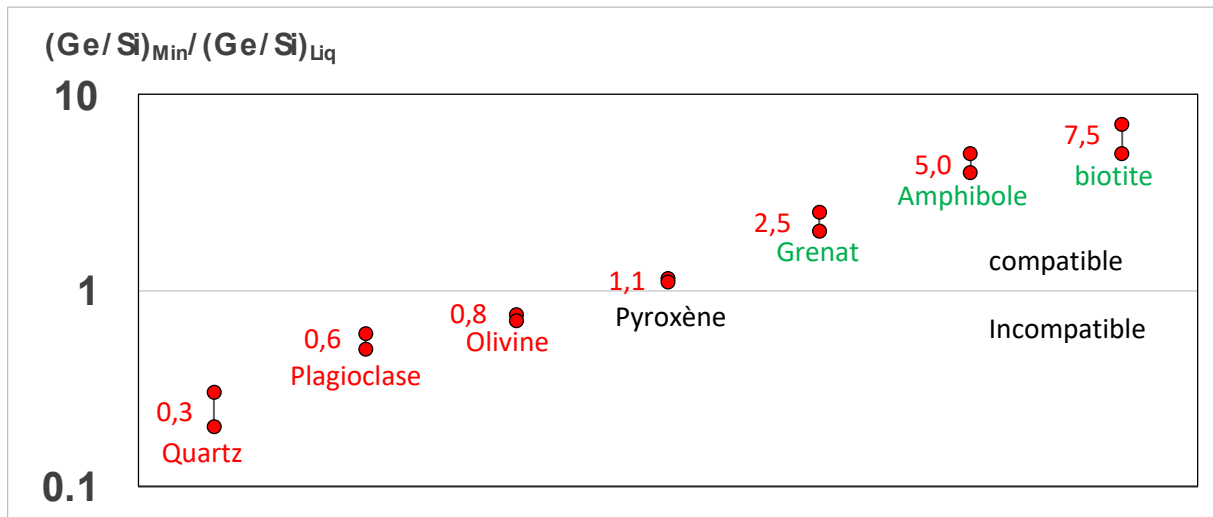


Figure 7

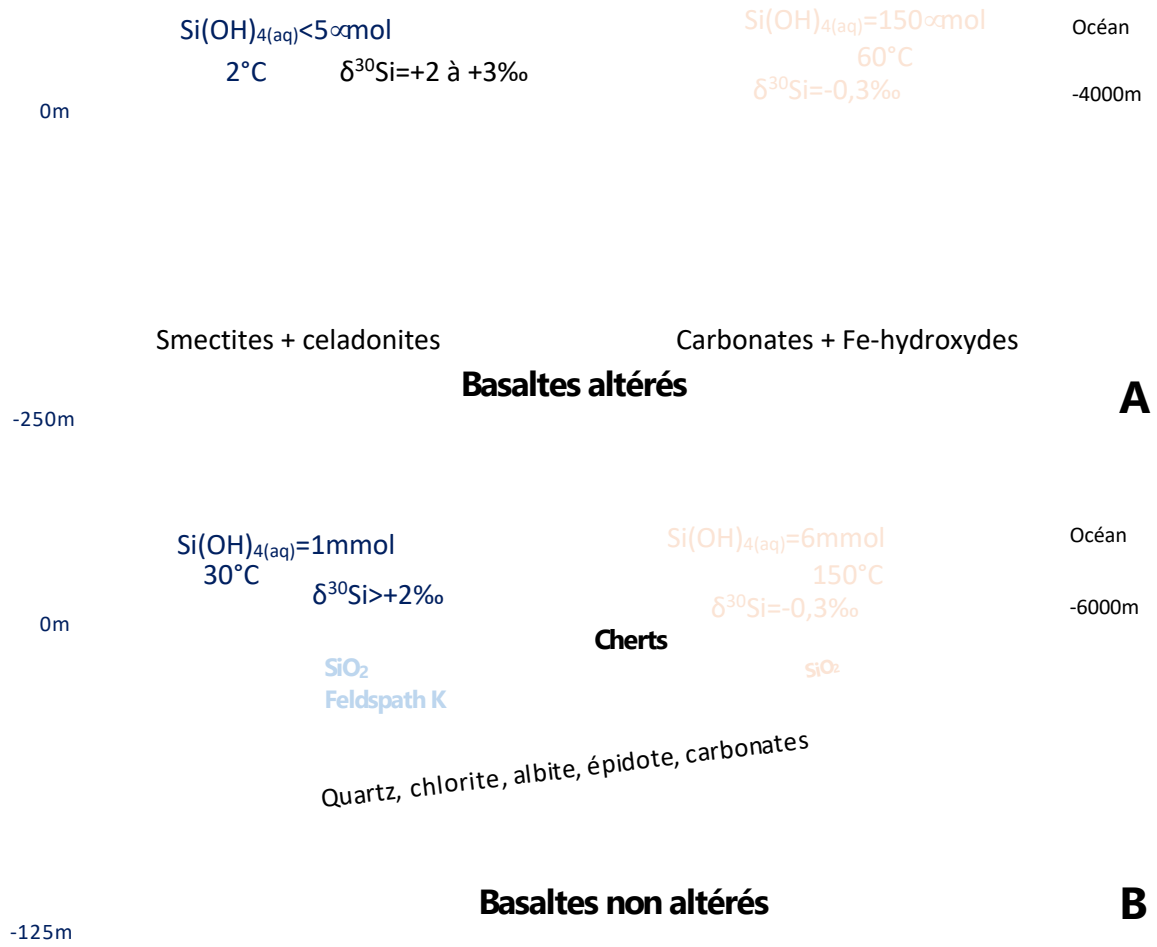


Figure 8

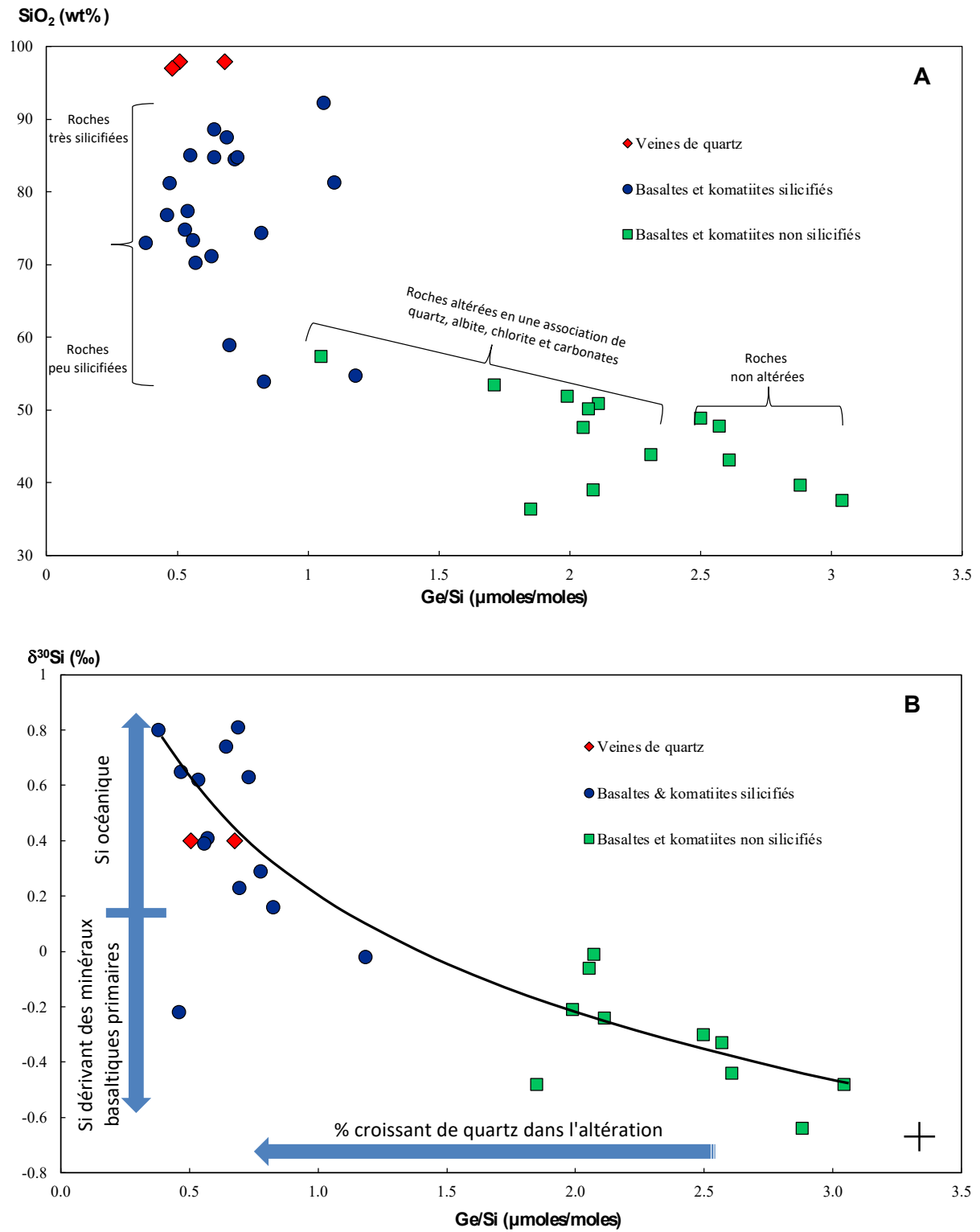


Figure 9

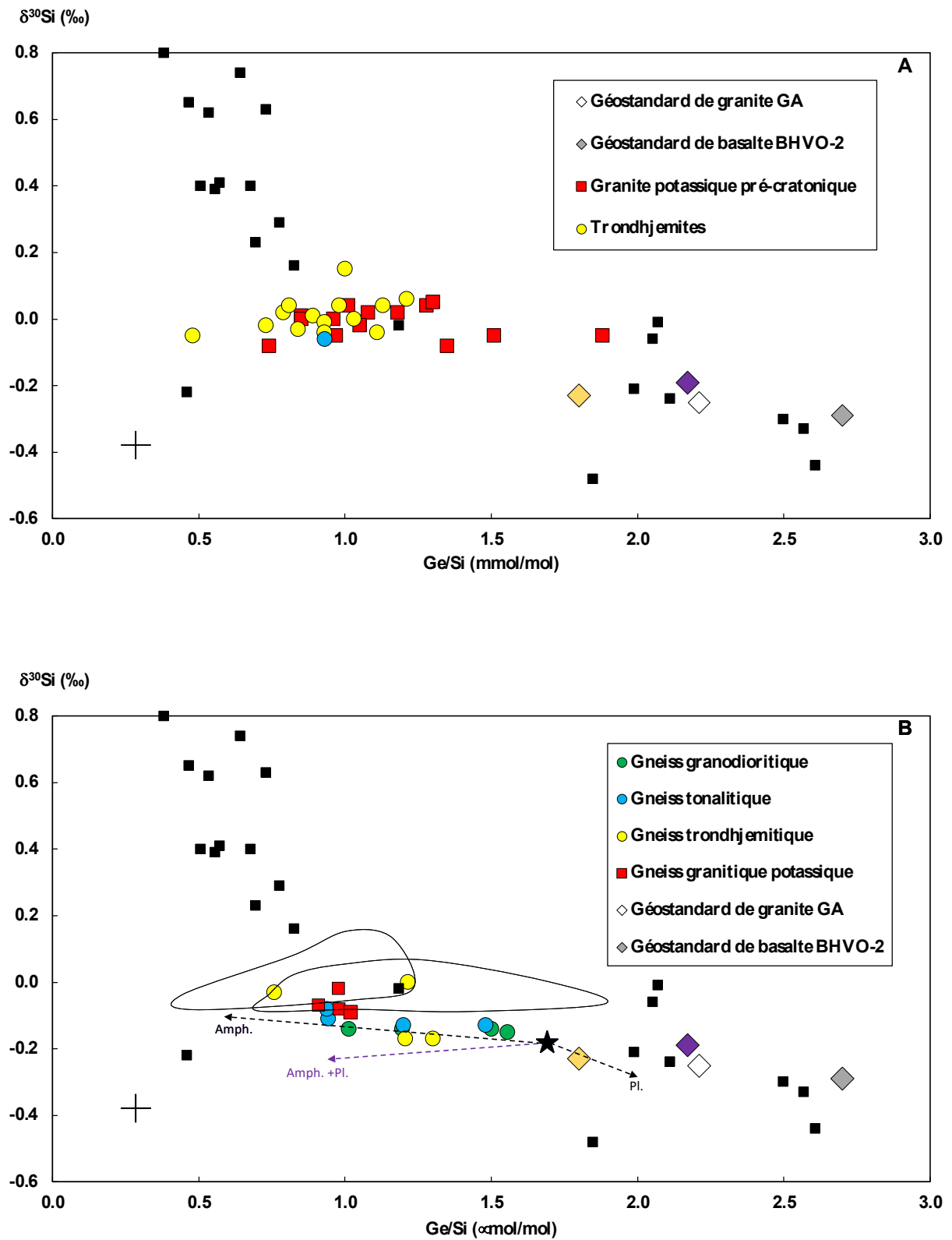


Figure 10

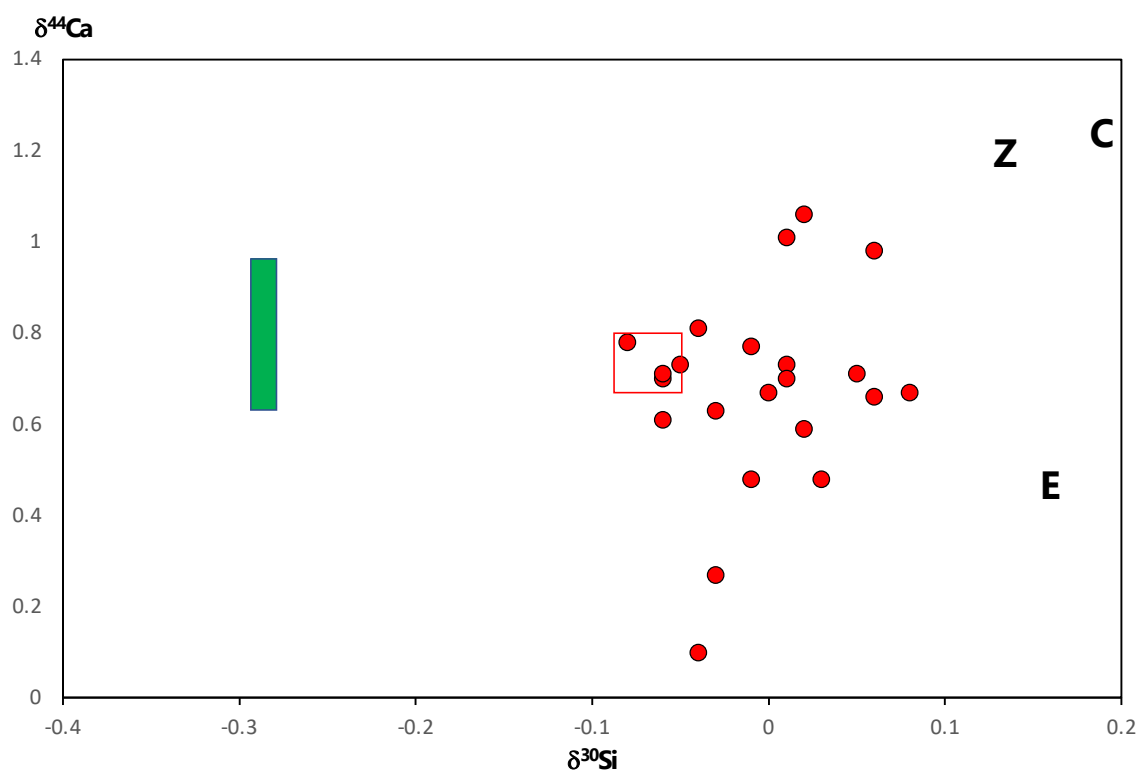


Figure 11

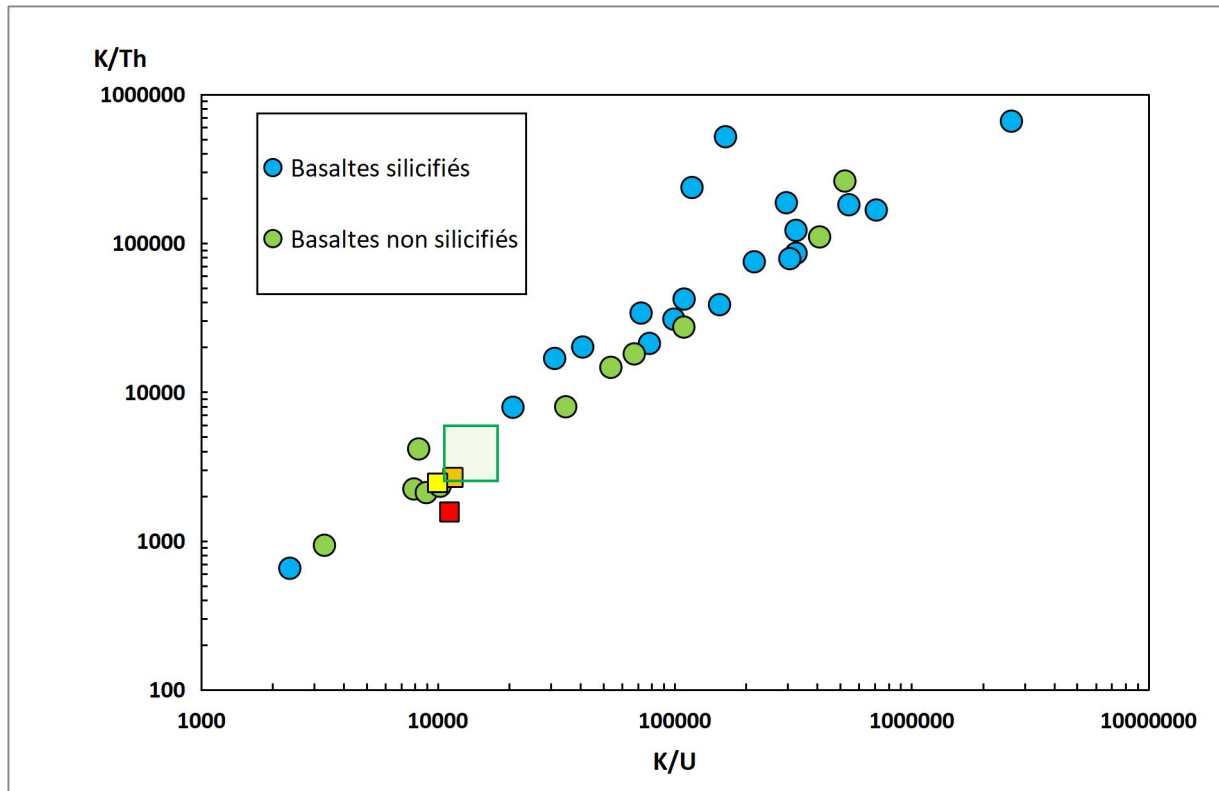


Figure 12

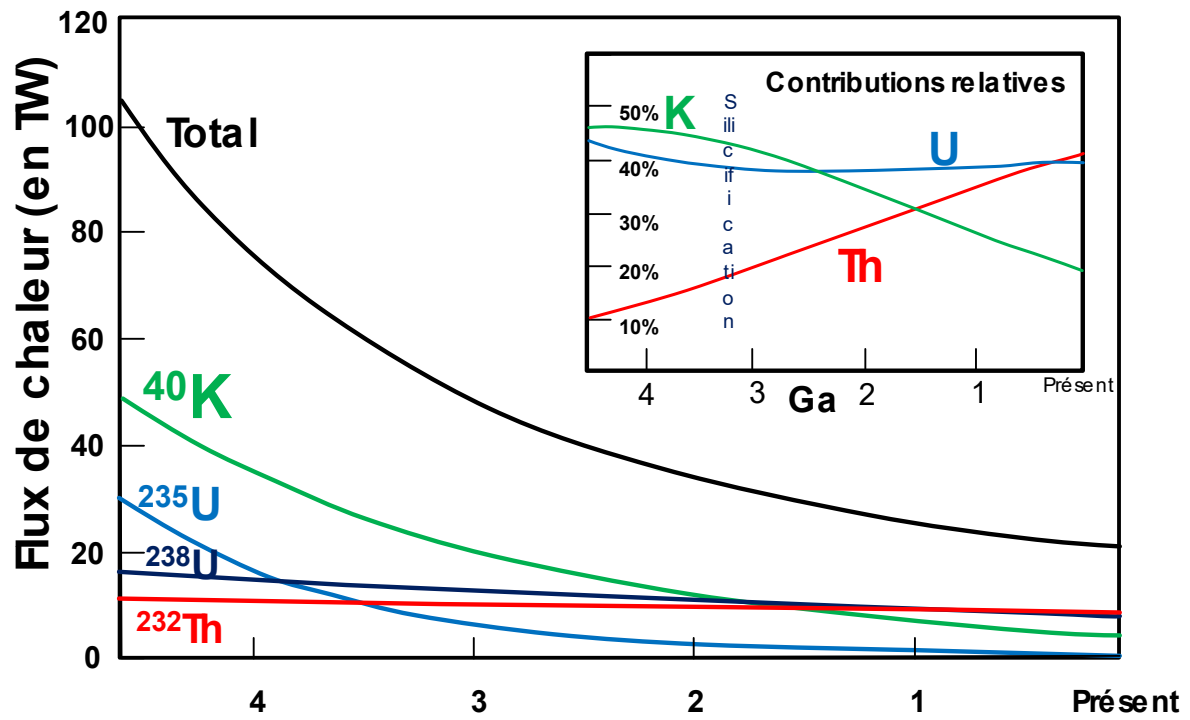


Figure 13

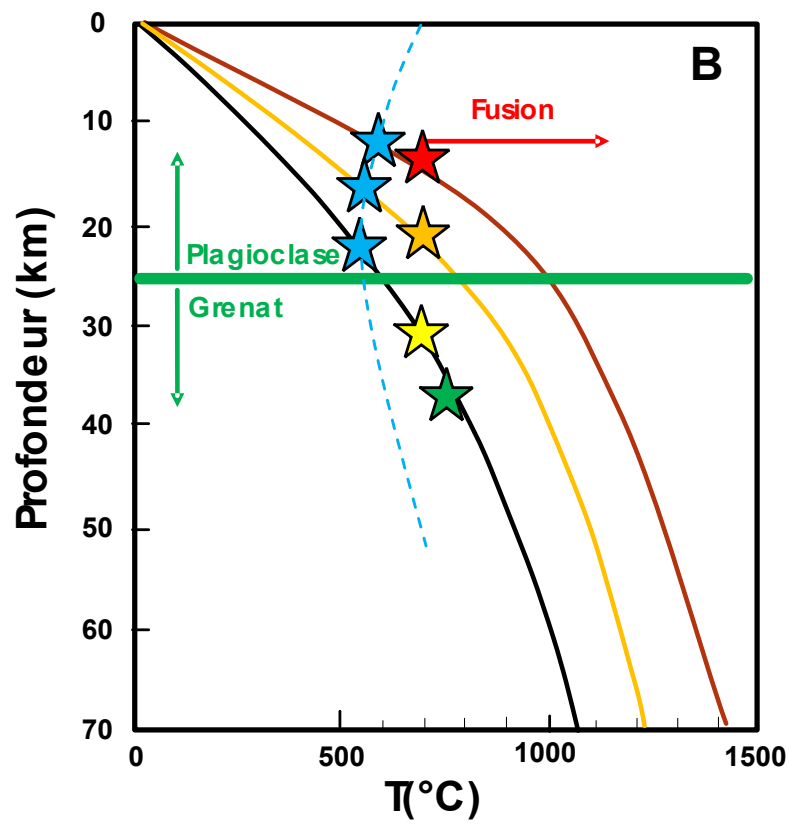
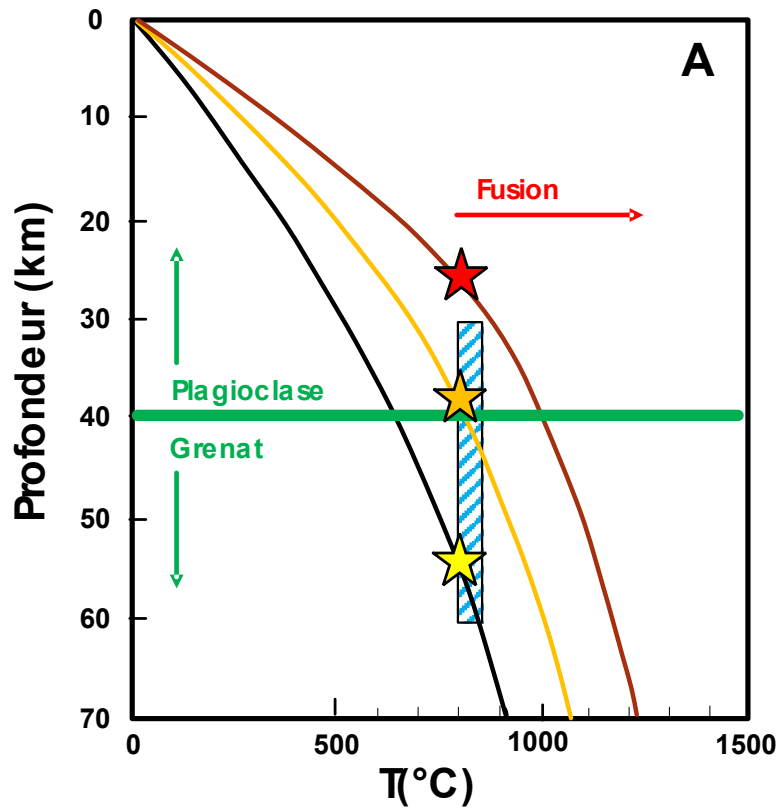


Figure 14

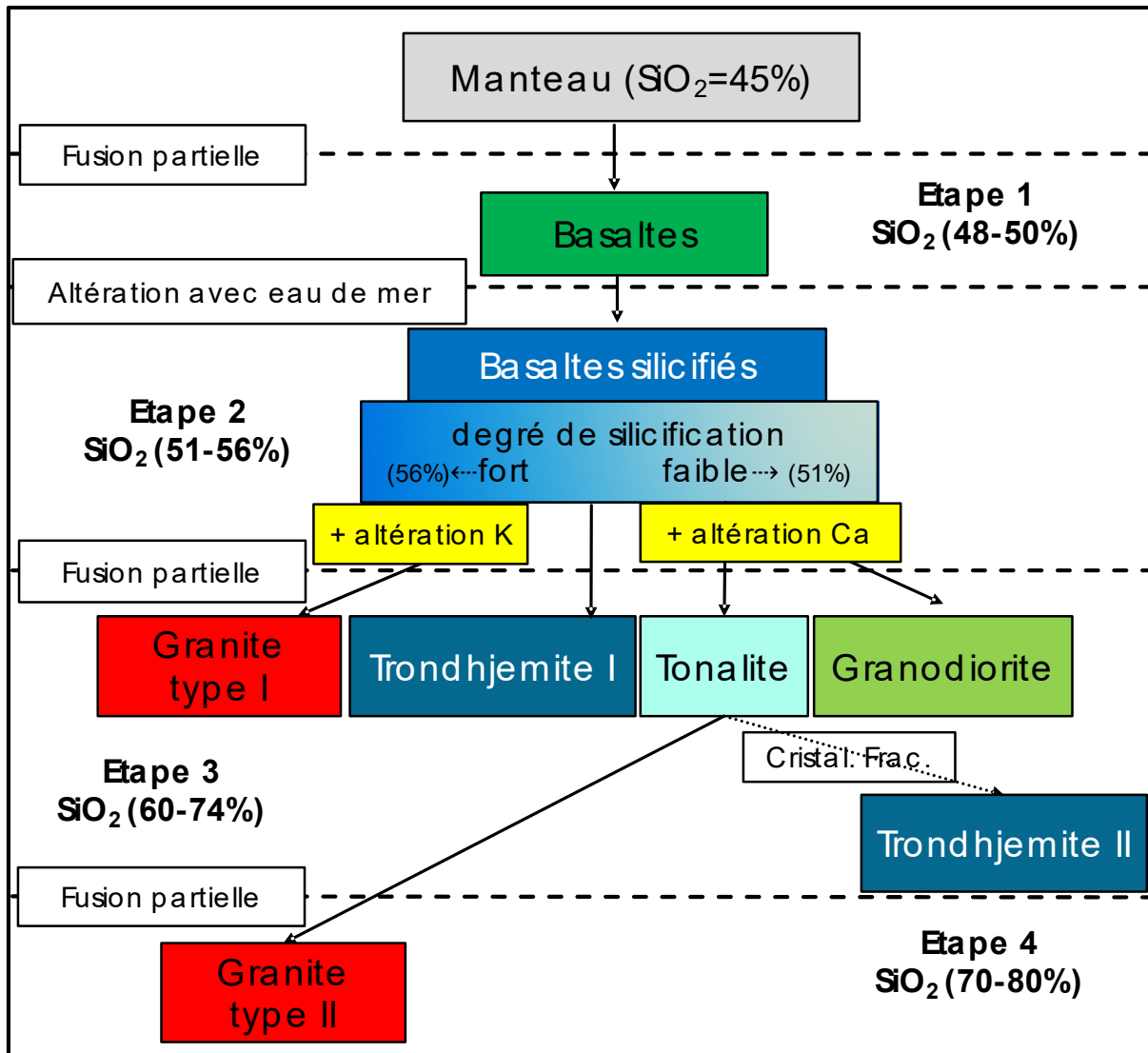


Figure 15

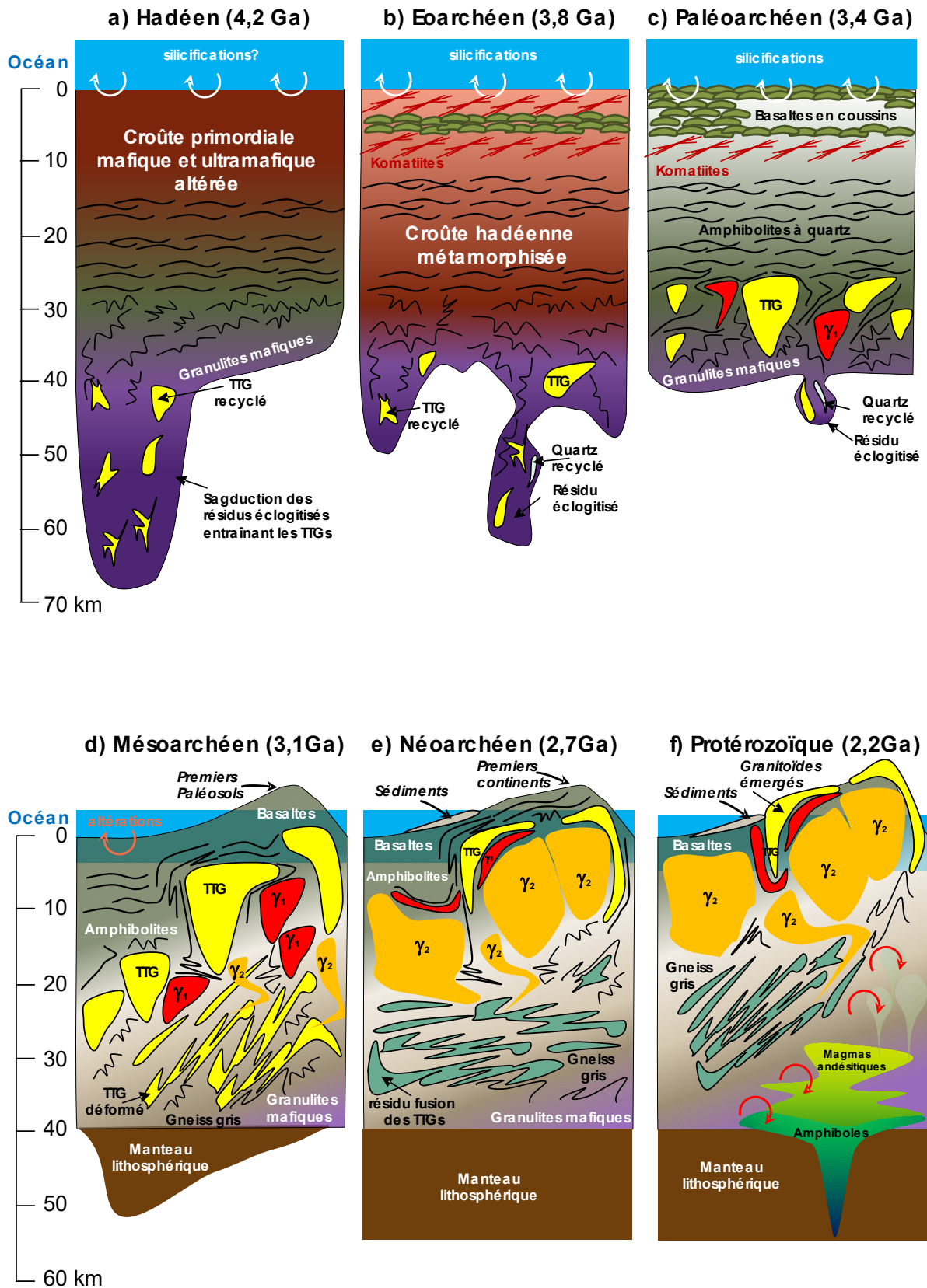
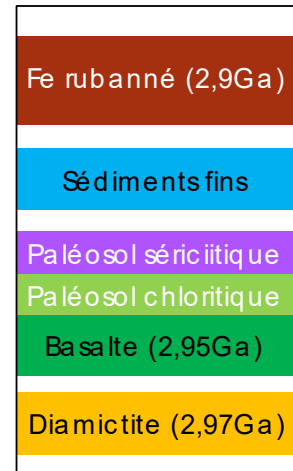
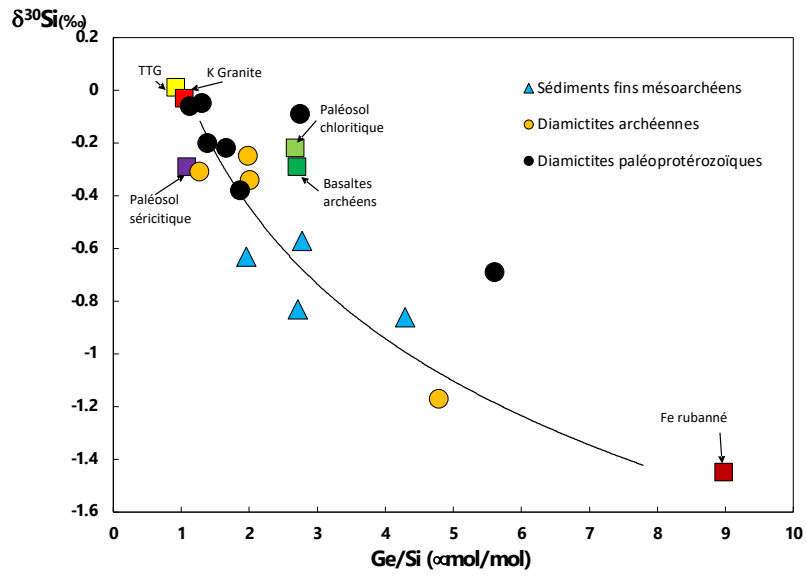


Figure 16



F

figure 17