



HAL
open science

Différenciation et stabilisation de la croûte continentale archéenne, l'exemple de la marge Nord du craton du Kaapvaal en Afrique du Sud

Adrien Vezinet

► **To cite this version:**

Adrien Vezinet. Différenciation et stabilisation de la croûte continentale archéenne, l'exemple de la marge Nord du craton du Kaapvaal en Afrique du Sud. Sciences de la Terre. Université de Lyon; Universiteit Stellenbosch (Afrique du Sud), 2016. Français. NNT : 2016LYSES054 . tel-02023514

HAL Id: tel-02023514

<https://theses.hal.science/tel-02023514>

Submitted on 18 Feb 2019

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

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



N° d'ordre NNT : 2016LYSES054

THESE de DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE LYON
opérée au sein de
Université Jean Monnet Saint-Etienne
Co-tutelle Université de Stellenbosch (Afrique du Sud)

Ecole Doctorale ED 488
Sciences Ingénierie et Santé

Spécialité de doctorat : Sciences de la terre

Soutenue publiquement 03/11/2016, par :
Adrien Vezinet

**Différenciation et stabilisation de la
croûte continentale archéenne,
l'exemple de la marge Nord du craton
du Kaapvaal en Afrique du Sud**

Devant le jury composé de :

Stéphanie Duchene
Jonathan O'Neil
Marc Poujol
Daniela Rubbato
Jean-François Moyen
Gary Stevens
Oscar Laurent

Professeur des universités
Maître de conférences
Maître de conférences
Professeure des universités
Professeur des universités
Professeur des universités
Docteur

Présidente
Rapporteur
Rapporteur
Examinatrice
Directeur de thèse
Directeur de thèse
Invité



Différenciation et stabilisation de la croûte continentale archéenne, l'exemple de la marge Nord du craton du Kaapvaal en Afrique du Sud



Thèse présentée dans le cadre d'une cotutelle entre l'université Jean Monnet (France) et l'université de Stellenbosch (Afrique du Sud) pour obtenir le grade de Docteur d'Université

par

Adrien Vezinet



Commission d'examen :



Jonathan O'Neil	Maitre de conférences	Rapporteur
Marc Poujol	Maitre de conférences	Rapporteur
Stephanie Duchene	Professeur des universités	Examinatrice
Daniela Rubbato	Professeur des universités	Examinatrice
Jean-François Moyen	Professeur des universités	Directeur de thèse
Gary Stevens	Professeur des universités	Directeur de thèse
Oscar Laurent	Docteur	Invité



03 novembre 2016

L'intégralité de ce manuscrit est
dédiée à Romain,

Résumé étendu :

La planète Terre est l'un des rares corps céleste solide connu qui possède présentement une activité interne suffisamment importante pour en modifier sa surface. Cette activité s'observe principalement au sein de l'écorce terrestre par le biais des mouvements des plaques tectoniques qui induisent l'activité magmatique des dorsales médio-océaniques, les zones de subduction ainsi que les chaînes orogéniques. Ces différentes géodynamiques sont le théâtre de processus de création de croûte océanique (dorsales), continentale (zone de subduction) mais aussi de remaniement de croûte antérieure (zones de collisions/accrétion) et modifient en profondeur les propriétés physico-chimiques de la lithosphère. Il en résulte une stratification de la croûte continentale terrestre, marquée par une croûte supérieure granodioritique à granitique - donc chimiquement acide - et une croûte inférieure plus riche en phases ferromagnésiennes, chimiquement basique à intermédiaire. Deux processus amènent à ce type de configuration : (i) la croissance crustale se déroulant dans les zones de subduction et (ii) la différenciation crustale se déroulant dans les zones de collision/accrétion.

Le travail de thèse reporté dans ce manuscrit se focalise sur la reconnaissance ainsi que l'expression des processus de différenciation crustale à l'Archéen. Cet éon représente à lui tout seul 1/3 des temps géologiques, et se caractérise notamment par des lithologies diagnostiques, ainsi que des contextes géodynamiques complexes. La majorité des études sont portées sur l'investigation des phases alumineuses qui permettent de contraindre précisément les divers événements métamorphiques au cours d'une géodynamique d'épaississement crustal. Toutefois, ces phases alumineuses - incarnées principalement par les méta-sédiments - représentent rarement plus de 10 % des terrains archéens, alors qu'ils sont faits à plus de 75 % de gneiss orthodérivés (TTG + granite), témoignant eux aussi des processus de différenciation crustale. L'étude qui suit est une caractérisation du complexe de gneiss gris composite de la marge Nord du craton archéen du Kaapvaal en Afrique du Sud. Les résultats produits durant cette investigation ont amené à plusieurs conclusions importantes au regard de la géodynamique archéenne.

Tout d'abord, l'étude isotopique Uranium-Plomb des zircons provenant des lithologies magmatique du Nord-Kaapvaal montre un enregistrement continu de *ca.* 2.97 Ga à *ca.* 2.68 Ga, soit sur une période de plus de 300 Ma, correspondant à la durée qui sépare la transition Carbonifère/Permien de l'actuel. Un tel enregistrement prolongé dans le temps, jamais décrit auparavant, apporte une nouvelle optique sur la tectonique archéenne. En effet, cela pose la question des modalités de la durée d'une telle géodynamique. Les résultats isotopiques,

couplés aux données recueillies sur le terrain ainsi qu'aux analyses géochimiques, sont interprétés comme issus d'une géodynamique d'orogénèse d'accrétion qui a permis un épaissement modéré de la croûte continentale archéenne durant une période prolongée.

De plus, l'analyse isotopique du couple Lutétium-Hafnium sur ces mêmes grains de zircon a montré un résultat, là aussi, jamais décrit auparavant. Ces analyses indiquent que l'ensemble des lithologies magmatiques présentes sur la marge Nord du craton du Kaapvaal progressent sur une unique direction d'évolution crustale au-cours du temps. Ce résultat est interprété comme attestant de l'absence de phase allochtone impliquée dans les processus de différenciation crustale, i.e. l'orogénèse évolue en système thermodynamiquement fermé.

Il apparaît alors important de tracer l'évolution dans le temps des différentes phases qui constituent le complexe de gneiss gris étudié. Les analyses géochimiques des différentes phases datées du complexe de gneiss gris ont montré une séquence assez remarquable avec notamment :

- La formation d'un complexe basique à 2.97 Ga produit par fusion partielle d'un manteau appauvri, qui subit un épisode de fusion partielle amenant à,
- La mise en place de granitoïdes à signature géochimique TTG entre *ca.* 2.95 Ga et *ca.* 2.85 Ga, qui eux-mêmes subissent un épisode de fusion partielle permettant la formation de,
- Granites intrusifs mis en place sur la période *ca.* 2.85 - *ca.* 2.75 Ga.

Cette géodynamique est aussi marquée par la mise en place de ceintures de roches vertes et de bassins sédimentaires associés. Ces formations supracrustales sont enfouies durant l'orogénèse, mais pas suffisamment pour atteindre les conditions de fusion partielle. Cette configuration est modifiée après l'intrusion des granites sur la période 2.85-2.75 Ga, où des épisodes de fusion partielle sont observés au sein des formations supracrustales. Cette étude tend donc à démontrer que l'intrusion de granite différencié dans la croûte continentale est l'élément clé dans l'établissement de processus de remaniement par fusion partielle des lithologies surfaciques. Enfin, l'enfouissement des formations supracrustales a permis la métasomatose du manteau sous continental, amenant à la fusion partielle de ce dernier et donc à la cratonisation de l'ensemble du bloc continental.

Ce travail apporte donc une nouvelle vision de la tectonique archéenne. En effet, l'Archéen est souvent perçu comme une période durant laquelle les processus géodynamiques sont rapides du fait d'une Terre plus chaude et donc plus active qu'à l'actuel. Or, l'étude réalisée au-cours de ce projet de thèse montre que la construction d'un complexe de gneiss gris composite correspond à une géodynamique prolongée dans le temps, accomplie au-

travers de processus de différenciations crustales internes à la zone accrétée. Les complexes de gneiss gris ne sont que modérément étudiés, toutefois, les informations contenues dans ces lithologies sont complémentaires avec celles obtenues par les études métamorphiques sur les lithologies alumineuses. Il est donc nécessaire d'approfondir les investigation sur ces corps afin de mieux comprendre les modalités de mise en place des lithologies orthodérivées archéenne et construire des modèles géodynamiques les plus proches de la réalité.

Extended abstract:

The Earth is one of the only solid celestial bodies displaying, at present day, an internal activity significant enough to modify its surface. This activity is mostly pictured by plate tectonic motions, which triggers the magmatic activity of mid-ocean ridges as well as subduction zones and mountain ranges development. These geodynamics are the locus of the creation of the oceanic crust, the continental crust and the reworking of older crustal material respectively that deeply modify both physical and chemical properties of the Earth's lithosphere. One of the main consequences of these processes is the chemical layering of the continental crust, composed of granodioritic to granitic upper levels while lower crustal levels are more mafic. Two crustal processes are assumed to be responsible for such a structure: (i) the crustal growth taking place at subduction zones and (ii) the crustal differentiation taking place within collision and accretionary orogens.

The PhD work presented in this manuscript focuses on the recognition and the manifestation of Archean crustal differentiation processes. The Archean eon which represents 1/3 of the geological record is featured by both lithologies unrecognized in younger eons and cryptic geodynamics. Most of investigations concentrate on the characterisation of aluminium-rich lithologies that allow an accurate determination of the pressure-temperature evolution underwent by crustal materials during crustal thickening geodynamics. However, aluminium-rich lithologies - mainly represented by metasediments - account for only 10 % on average of Archean terranes whereas orthoderived gneisses (TTG + granite) - which also testify for crustal differentiation processes - form around 75 % of these terranes. The following contribution depicts an Archean composite grey gneiss complex located at the northern edge of the Kaapvaal craton in South Africa. Results carried out during this PhD study have major consequences on Archean geodynamics.

Firstly, the Uranium-Lead isotope study of zircon grains from igneous lithologies of the northern Kaapvaal craton indicates an uninterrupted recording from *ca.* 2.97 Ga to *ca.* 2.68 Ga, namely during more than 300 Ma (which is the time that separates the Carboniferous/Permian transition from present day). This protracted recording sheds light on Archean tectonics and questions the ways and means of such geodynamics. Our isotope investigation, associated with field investigation and whole rock major and trace elements chemistry, are assumed to picture accretionary orogen geodynamics that contribute to a moderated crustal thickening.

Secondly, the Lutetium-Hafnium isotope signature of the same zircon grains displays unprecedented results. Our analyses indicate that igneous lithologies from the northern Kaapvaal craton evolve on a single crustal trend through time. This is interpreted as the absence of exotic material involved in the accretionary orogen, i.e. the crustal block evolved in a thermodynamically closed system.

It is therefore crucial to monitor the evolution of the grey gneiss complex forming phases through time. Geochemical analyses of dated phases show a noteworthy sequence of events with:

- Emplacement of a basic complex (produced by partial melting of a depleted mantle) at *ca.* 2.97 Ga, which is subsequently partially melted, implying the,
- Production and emplacement of TTGs during 100 Ma, from *ca.* 2.95 Ga to *ca.* 2.85 Ga, themselves subsequently differentiated into,
- Granites which intrude the continental crust from *ca.* 2.85 Ga to *ca.* 2.75 Ga.

These geodynamics are also marked by the emplacement of greenstone belts and associated sedimentary basins. The burying of supracrustal lithologies is recognized while ongoing accretionary orogen, however, no partial melting feature is described. After the intrusion of granites at *ca.* 2.85-2.75 Ga, partial melting reactions are recognized within supracrustal formations. Therefore, this study aims to demonstrate the key role of a rheologically strong granitic crust for the onset of an efficient burying process. Finally, the burying of supracrustal formations towards lower crustal levels triggers mantle metasomatism, ensued partial melting, production of mantle derived granite and therefore stabilisation of the entire crustal block.

The PhD work presented here shed light on the Archean tectonics. This eon is perceived as a time where geodynamics were faster than present day due to a hotter and thus a more active Earth. Nevertheless, our results show that composite grey gneiss complexes may be built over a protracted time span, achieved through self-refinement of crustal materials. Grey gneiss complexes are only moderately investigated even though information enclosed in these lithologies is complementary with those from aluminium-rich rocks. Therefore, deeper investigations of these geological objects must be a central scope in order to improve the knowledge of the Archean eon and appears necessary for the building of even more realistic geotectonic models.

Avant-propos et structure du manuscrit :

Le travail de thèse présenté dans ce manuscrit a été réalisé au sein d'une collaboration bilatérale entre l'université française Jean Monnet (Saint-Etienne) et l'université sud-africaine de Stellenbosch. Cette collaboration est formalisée sous la forme d'une co-tutelle impliquant que l'étudiant (Adrien Vezinet) a séjourné un-quart de son temps en Afrique du Sud, soit neuf mois sur l'ensemble des trois ans de thèse.

Ce manuscrit de thèse est présenté sous la forme de six chapitres, trois en français et trois en anglais. Le Chapitre I est l'introduction et la contextualisation du problème scientifique de ce projet de thèse. Le Chapitre II est le contexte géologique de la zone d'étude, qui recense les principaux résultats des études antérieures. Ces deux chapitres sont rédigés en français. Les Chapitres III, IV et V sont des communications scientifiques soumises à des journaux scientifiques de rang A, et sont donc - par conséquence - rédigés en anglais. Un bref résumé en français est toutefois présent au début de chacune de ces communications scientifiques. Le Chapitre VI - conclusion de ce travail de thèse présenté sous la forme de schémas d'évolution géodynamique - est rédigé en français.

Enfin, chaque chapitre possède sa propre liste bibliographique, située à la fin de la dernière section.

Table des matières générale du manuscrit :

Table des matières générale du manuscrit :	xi
Glossaire :.....	xiii
Liste des abréviations minérales :.....	xvii
Principaux indicateurs chimiques :	xviii
Table des matières détaillée du Chapitre I	xix
Chapitre I : Introduction	1
1 Généralités sur la croûte continentale et la différenciation crustale	1
2 Les grandes lignes de la géologie archéenne	23
3 Problématique et développement.....	43
Bibliographie	44
Chapitre II : Les terrains archéens de la marge Nord du craton du Kaapvaal	56
Table des matières détaillée du Chapitre II.....	56
Introduction.....	58
1 Nord du Kaapvaal et zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo	62
2 Les modèles géotectoniques	92
Bibliographie	98
Chapitre III : Etude pétrologique-géochimique et géochronologique du complexe de gneiss gris composite de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo en Afrique du Sud	106
Abstract.....	109
1 Introduction.....	110
2 Geological Setting.....	111
3 Field Relationship, Petrography and Chemistry.....	115
4 Zircon and monazite U-Pb geochronology	119
5 Phase equilibrium modelling.....	125
6 Discussion.....	127
7 Conclusions	138
References.....	140

Supplementary Material - Chapter III	146
Chapitre IV : Origine, contexte de mise en place et évolution dans un système thermodynamiquement fermé de l'ensemble des phases formant un complexe de gneiss gris composite	181
Abstract.....	184
1 Introduction.....	185
2 Lithological outlines of the Pietersburg Block.....	187
3 Petrography and geochemistry	189
4 The zircon U-Pb/Lu-Hf analyses.....	196
5 Discussion.....	201
6 Summary - Conclusion	211
References.....	212
Supplementary Material - Chapter IV.....	219
Chapitre V : Nature de la croûte continentale inférieure en système d'accrétion et conséquences sur l'évolution d'un bloc crustal	229
Abstract.....	232
1 Introduction.....	233
2 Petrography and thermodynamic phase equilibrium modelling.....	233
3 Implications for lower crustal felsic materials and reworking processes	238
References.....	241
Supplementary Material - Chapter V	243
Chapitre VI : Evolution géodynamique du bloc archéen de Pietersburg (Nord-Kaapvaal), implications sur les processus de différenciation et de stabilisation du matériel crustal et ouverture.....	260
Bibliographie	268
Annexes du manuscrit.....	269

Glossaire :

Les termes de ce glossaire sont une traduction ou un report quasi-identique des définitions employés par les auteurs cités en référence. Les termes sont repérés lors de leur première apparition dans le texte par une police en italique et sont suivis d'une étoile « * ».

- **Accrétion** : Addition d'arc océanique ou de matériel continental à une masse continentale préexistante via une tectonique convergente et décrochante (Neuendorf *et al.*, 2005). La définition préférée pour ce manuscrit diffère donc de la définition large qui englobe l'accrétion magmatique.

- **Batholite** : Large corps plutonique ($\geq 100 \text{ km}^2$) généralement discordant, dont la base n'est pas visible (Neuendorf *et al.*, 2005).

- **Collision** : Affrontement de deux masses continentales résultant de la fermeture d'un domaine océanique. Cette géodynamique s'accompagne d'un métamorphisme intense et de magmatisme (Foucault & Raoult, 2010).

- **Craton** : Terme utilisé pour un segment de croûte continentale n'ayant pas subi de métamorphisme ou de déformation généralisée depuis au-moins 1 Ga, ceci inclus les boucliers archéens (Neuendorf *et al.*, 2005). Le plus souvent, un craton comprend un manteau lithosphérique sous continental résiduel et réfractaire à la fusion partielle (« *keel* »).

- **Cratonisation** : Littéralement, ce sont les processus qui amènent à la génération d'un craton. Pollack (1986) considère que la cratonisation implique l'appauvrissement en éléments volatiles (et incompatibles) du manteau lithosphérique lors d'événements de fusions partielles. Ce magmatisme va augmenter le solidus du manteau lithosphérique ainsi que sa rigidité, et donc apporter stabilité à l'ensemble lithosphérique.

- **Croissance crustale** : Ce terme désigne la formation d'une nouvelle croûte continentale via la mise en place d'un magma issu de la fusion partielle du manteau. Toutefois, il est parfois utilisé pour imager la variation du volume crustal au-cours des temps géologiques ; dans ce cette optique, la croissance crustale désigne le volume de croûte néoformé généré ainsi que la destruction de croûte par érosion (e.g. Hawkesworth *et al.*, 2010).

- **Différenciation crustale** : C'est l'ensemble des processus de remobilisation/remaniement d'un fragment de croûte via des processus de fusion partielle (e.g. Hawkesworth *et al.*, 2010). À ne pas confondre avec la différenciation magmatique qui est le processus

amenant à la formation de plusieurs roches à partir d'un unique magma (via le processus de cristallisation fractionnée), cf. [Neuendorf et al. \(2005\)](#).

- **Granite** : Roche magmatique holocristalline leucocrate, qui d'après la classification IUGS (*International Union of Geological Sciences*) présente entre 20 et 60% quartz modal et dont le ratio [feldspath plagioclase / (feldspath alcalin + feldspath plagioclase)] est compris entre 10 et 65 % ([Streckeisen, 1974](#)). Géochimiquement, les granites présentent des ratios K_2O/Na_2O généralement supérieurs à 0.6-0.7 wt%.

- **Gneiss** : Roche ortho- ou paradérivée, qui présente des alternances de lits à grains généralement faits de quartz-feldspath et de lits à grains présentant une orientation spécifique (généralement faits de minéraux ferromagnésiens, tels que la biotite ou les amphiboles). Cette alternance est le résultat d'un métamorphisme de moyen à haut-degré métamorphique (> 500°C), d'après [Neuendorf et al. \(2005\)](#).

- **Pélite** : Roche sédimentaire à grains très fins (i.e. argiles au sens granulométrique), dont les principales phases sont des silicates alumineux hydratés (i.e. argiles au sens minéralogiques), cf. [Neuendorf et al. \(2005\)](#). Ce sont les roches typiquement utilisées pour contraindre précisément les conditions pression-température dans les terrains métamorphisés, dans ce cas on parle de métapélite. Dans le domaine métamorphique une pélite définie souvent un méta-sédiment au sens large.

- **Péritectique** : Se dit d'une phase minérale créée lors d'une réaction de fusion-partielle par déstabilisation d'autres phases présentes dans le protolithe. Souvent, l'une des phases initiales est une phase hydratée (e.g. biotite, muscovite, amphibole) alors que la phase péritectique est anhydre (e.g. grenat, silicate d'alumine, pyroxène).

- **Recyclage** : Il existe plusieurs définitions à ce terme. (1) Processus par lequel des particules sont altérées d'une roche sédimentaire source, puis transportées et incorporées à un nouveau sédiment ([Neuendorf et al., 2005](#)). (2) Processus d'enfouissement des lambeaux de croûte continentale ou océanique vers le manteau, puis d'incorporation dans la croûte à nouveau ([Hawkesworth et al., 2010](#)). (3) Ce terme est aussi parfois employé pour désigner les processus de différenciation crustale/fusion partielle qui ne sont, en réalité, qu'une conséquence du processus d'enfouissement vers le manteau lithosphérique.

Afin d'éviter les confusions, ce terme ne sera pas utilisé dans ce manuscrit.

- **Résidu** : Dans un complexe migmatitique, c'est la fraction majoritairement solide du néosome qui persiste sur le site de fusion partielle après le départ d'une part variable de la phase liquide à faible viscosité ([Sawyer, 2008](#)).

- **Suite TTG** : Terme pétrographique et géochimique introduit par *Jahn et al.* (1981). L'acronyme TTG désigne la suite Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite, qui est un ensemble de lithologies magmatiques holocristallines leucocrates pauvres en potassium et riches en sodium. Les roches de cette suite sont principalement constituées de plagioclase (généralement oligoclase) + quartz + biotite ± amphibole ± épidote ± orthose. Ces roches se distinguent des granites par leur faible proportion d'orthose, et par conséquent, un rapport K_2O/Na_2O compris entre 0.3 et 0.6 wt% (*Moyen & Martin, 2012*).

- **Suture** : Zone de cisaillement ductile qui marque la limite entre deux blocs crustaux génétiquement distincts. Le terme de suture suppose la présence d'une croûte océanique présente entre les deux blocs avant leur juxtaposition/accrétion/collision (*Neuendorf et al., 2005*).

Bibliographie du Glossaire :

Foucault, A., et Raoult, J.-F., 2010, Dictionnaire de Géologie-7e édition, Dunod.

Hawkesworth, C., Dhuime, B., Pietranik, A., Cawood, P., Kemp, A., et Storey, C., 2010, The generation and evolution of the continental crust: Journal of the Geological Society, v. 167, no. 2, p. 229-248.

Jahn, B.-M., Glikson, A., Peucat, J., et Hickman, A., 1981, REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: implications for the early crustal evolution: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 45, no. 9, p. 1633-1652.

Moyen, J.-F., et Martin, H., 2012, Forty years of TTG research: Lithos, v. 148, p. 312-336.

Neuendorf, K. K., Mehl, J. J. P., et Jackson, J. A., 2005, Glossary of geology, Springer Science & Business Media, 779 p.:

Pollack, H. N., 1986, Cratonization and thermal evolution of the mantle: Earth and Planetary Science Letters, v. 80, no. 1-2, p. 175-182.

Sawyer, E. W., 2008, Atlas of migmatites, Ottawa, Ontario, NRC Research Press, Special Publication 9, 371 p.:

Streckeisen, A., 1974, Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks: Geologische Rundschau, v. 63, no. 2, p. 773-786.

Liste des abréviations minérales :

Terme abrégé	Correspondance
Amp :	Amphibole
And :	Andalousite
Ap :	Apatite
Ath :	Anthophyllite
Aug :	Augite
Bt :	Biotite
Ca-Amp :	Amphibole calcique
Chl :	Chlorite
Crd :	Cordiérite
Dol :	Dolomite
Ep :	Épidote
Ged :	Gédrite
Gt :	Grenat
Hbl :	Hornblende
Hy :	Hyperstène
Ilm :	Ilménite
Kf :	Feldspath potassique
Ky :	Disthène
Mag :	Magnétite
Mc :	Microcline
Mgs :	Magnésite
Ms :	Muscovite
Ol :	Olivine
Opx :	Orthopyroxène
Pl :	Plagioclase
Py :	Pyrite
Qz :	Quartz
Rt :	Rutile
Sil :	Sillimanite
Spl :	Spinelle
Srp :	Serpentine
Tlc :	Talc
Zrn :	Zircon

Principaux indicateurs chimiques :

- $A/CNK = \frac{Al_2O_3}{CaO + Na_2O + K_2O}$ (mol %)
- $A/NK = \frac{Al_2O_3}{Na_2O + K_2O}$ (mol %)
- $An \# = \frac{Na}{Ca + Na + K}$
- $Eu/Eu^* = \frac{Eu}{\sqrt{Sm_N \times Gd_N}}$ (avec N la normalisation à la valeur chondritique)
- $(La/Yb)_N = \frac{La/La_{ch.}}{Yb/Yb_{ch.}}$ (avec $ch.$ valeur chondritique)
- $Mg\# = \frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$
- $\epsilon_{Hf} = \left[\frac{(^{176}Hf/^{177}Hf)_{Mes.}}{(^{176}Hf/^{177}Hf)_{Ch.}} - 1 \right] \times 10^4$ (Mes : Mesuré ; Ch : chondrite)
- $\mu^{142}Nd = \left[\frac{(^{142}Nd/^{144}Nd)_{Mes.}}{(^{142}Nd/^{144}Nd)_{Ch.}} - 1 \right] \times 10^6$ (Mes : Mesuré ; Ch : chondrite)

Chapitre I :

Introduction

Table des matières détaillée du Chapitre I

Table des matières générale du manuscrit :	xi
Glossaire :.....	xiii
Liste des abréviations minérales :.....	xvii
Principaux indicateurs chimiques :	xviii
Chapitre I : Introduction.....	xix
Table des matières détaillée du Chapitre I	xix
1 Généralités sur la croûte continentale et la différenciation crustale	1
1.1 La croûte continentale	1
1.2 Croissance, différenciation et préservation de la croûte continentale.....	5
1.2.1 La croissance crustale au-cours du temps.....	5
1.2.2 Croissance crustale, séries et arcs magmatiques.....	7
1.2.3 La différenciation crustale	9
1.3 Principes de la différenciation crustale	11
1.3.1 Les réactions métamorphiques produisant un liquide silicaté	11
1.3.1.1 Fusion-hydratée.....	11
1.3.1.2 Fusion-déshydratation.....	12
1.3.2 Coalescence, ségrégation et ascension des liquides silicatés.....	15
1.3.3 Conséquences sur la chimie de la croûte continentale.....	16
1.3.3.1 Géochimie majeurs-traces.....	16
1.3.3.2 Géochimie isotopique	17
1.3.4 Tectoniques associées à la différenciation crustale	18
1.3.4.1 Collision continentale	18
1.3.4.1 Orogenèse d'accrétion.....	19
2 Les grandes lignes de la géologie archéenne	23
2.1 Résultats remarquables de la géologie archéenne.....	24
2.1.1 Témoins primitif et géodynamique de la jeune Terre.....	24

2.1.1.1	La différenciation des enveloppes terrestres	24
2.1.1.2	La croûte continentale différenciée	24
2.1.2	Atmosphère archéenne et origine de la vie	27
2.2	Les ceintures de roches vertes	28
2.2.1	Le volcanisme des ceintures de roches vertes	29
2.2.1.1	Volcanisme (ultra)-basique	29
2.2.1.1	Volcanisme intermédiaire à acide	30
2.2.2	Sédimentation chimique et sédimentation physique.....	30
2.2.2.1	Les formations de fer rubané	30
2.2.2.2	Les formations détritiques.....	32
2.3	Les complexes de gneiss gris : de l'homogénéité dans la diversité.....	33
2.3.1	Des complexes composites.....	33
2.3.2	Paragenèses et signature géochimique de la suite TTG et des granites associés.....	34
2.3.2.1	La suite TTG	34
2.3.2.1	Les granites des complexes de gneiss gris archéens	35
2.3.3	Complexes de gneiss gris et différenciation crustale.....	35
2.4	Métamorphismes extrêmes et transition Protérozoïque.....	37
2.5	Tectoniques archéennes et orogènes	37
2.5.1	Opposition historique	38
2.5.1.1	Tectonique horizontale à l'Archéen	38
2.5.1.2	Sagduction et redistribution verticale du matériel crustal.....	38
2.5.2	Vers un modèle intermédiaire ?.....	40
2.6	Tectonique des plaques et géodynamique précambrienne	41
3	Problématique et développement	43
	Bibliographie.....	44

Chapitre I :

Introduction

1 Généralités sur la croûte continentale et la différenciation crustale

1.1 La croûte continentale

La croûte - ou écorce - terrestre est l'enveloppe la plus externe de la planète Terre (Fig. 1- 1). On distingue d'une part, la croûte océanique d'épaisseur comprise entre 5 et 7 km et dont la composition moyenne est celle d'un basalte tholéïitique (MORB : Mid Ocean Ridge Basalts) ; et d'autre part la croûte continentale, cinq à dix fois plus épaisse (25-70 km), de composition moyenne andésitique. Alors que la croûte océanique est chimiquement homogène (basaltes et gabbros), des différences significatives s'observent entre la croûte continentale inférieure, moyenne et supérieure (Table 1). Le manuscrit qui suit se focalise sur l'évolution de la composition, du comportement chimique et rhéologique à moyennes et hautes pressions-températures de la croûte continentale.

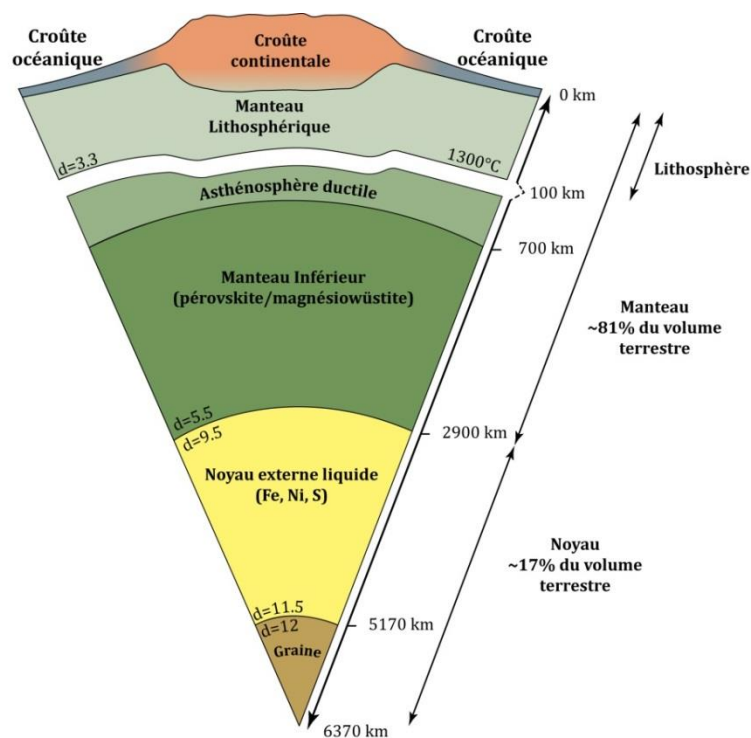


Fig. 1- 1: Vue en coupe du globe terrestre. Les proportions de la graine, du noyau externe, du manteau supérieur et de l'asthénosphère ductile sont respectées. La lithosphère est exagérée d'un facteur 10 par-rapport aux autres enveloppes ; d : densité.

D'un point de vue schématique et historique, la croûte continentale terrestre peut se diviser en deux unités lithologiques. La première unité regroupe les roches magmatiques (volcaniques + plutoniques), dont les termes felsiques forment la partie supérieure de la croûte continentale tandis que les termes mafiques sont concentrés à sa base. La seconde unité regroupe les formations sédimentaires, issues de l'altération physico-chimique des lithologies magmatiques, caractérisées par un enrichissement en aluminium et potassium par-rapport aux formations magmatiques. Au sein des formations sédimentaires, on distingue les roches sédimentaires indurées (variablement métamorphisées) qui sont soit intercalées, soit tectoniquement juxtaposées, avec les formations magmatiques, des formations superficielles non-indurées déposées horizontalement au-dessus des roches métamorphiques et magmatiques.

La croûte terrestre repose sur le manteau lithosphérique de composition ultrabasique (i.e. $\text{SiO}_2 \leq 45$ wt %, cf. Table 1) composé de péridotites, typiquement des lherzolites à olivine + orthopyroxène + clinopyroxène ± grenat ± spinelle, et de pyroxénites telles que des webstérites à orthopyroxène + clinopyroxène. L'ensemble des formations énoncées ci-dessus (croûte + manteau lithosphérique) forment la *lithosphère* (Fig. 1- 1). La lithosphère continentale est donc une unité à lithologies et, par conséquence, à chimies diverses.

Table 1 : Composition moyenne en pourcentage massique d'oxydes (wt %) des principales lithologies de la lithosphère terrestre. Données de [Green \(1964\)](#) pour le manteau primitif, [Ronov & Yaroshevsky \(1969\)](#) pour la croûte océanique (de type MORB-Normal) et de [Rudnick & Fountain \(1995\)](#) pour les compositions de croûtes continentales. La totalité du Fer (Fe^{2+} et Fe^{3+}) est recalculée sous la forme réduite, FeO , notée FeO_t .

Oxyde (wt %)	Manteau Primitif	Croûte océanique	Croûte continentale Totale	Croûte continentale Supérieure	Croûte continentale Moyenne	Croûte continentale Inférieure
SiO_2	44.77	48.7	59.1	66.0	60.6	52.3
TiO_2	0.19	1.4	0.7	0.5	0.7	0.8
Al_2O_3	4.16	16.5	15.8	15.2	15.5	16.6
Cr_2O_3	0.40	-	-	-	-	-
FeO_t	8.21	8.5	6.6	4.5	6.4	8.4
MnO	0.11	0.2	0.11	0.08	0.10	0.10
MgO	39.22	6.8	4.4	2.2	3.4	7.1
CaO	2.42	12.3	6.4	4.2	5.1	9.4
Na_2O	0.22	2.6	3.2	3.9	3.2	2.6
K_2O	0.05	0.4	1.88	3.40	2.01	0.6
P_2O_5	-	0.2	0.2	0.4	0.1	0.1
Total	99.99	97.6	98.39	100.38	97.11	98.00

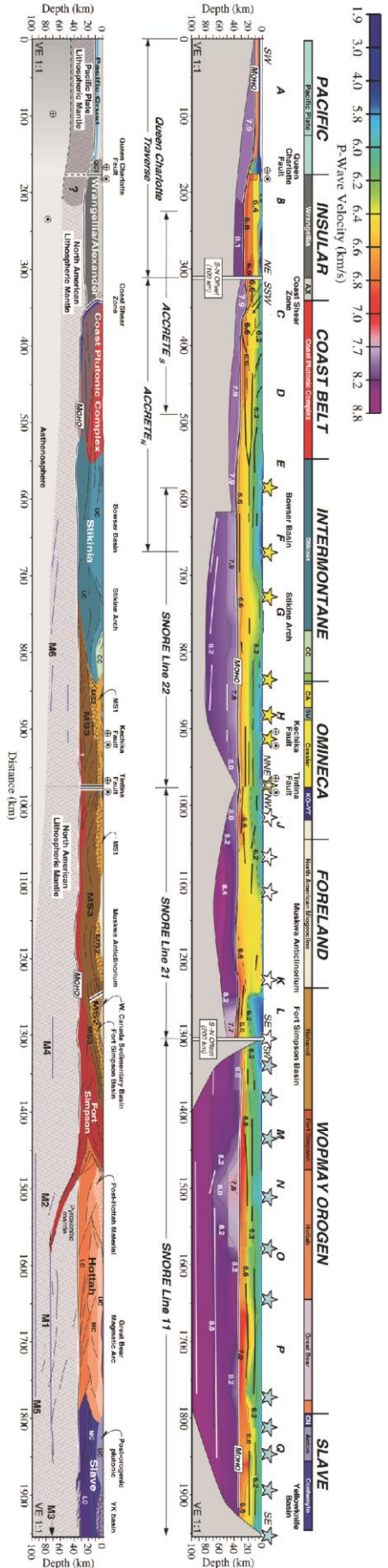
L'étude du comportement des ondes sismiques permet d'apprécier la structure profonde de l'ensemble lithosphérique. En Europe occidentale et en France plus particulièrement, le projet ECORS¹ lancé en 1983 (Bois *et al.*, 1987 ; Bois & ECORS Scientific Party, 1990), a imagé en profondeur la croûte continentale. Une étude analogue a été entreprise à la même époque au Canada : le projet « Lithoprobe » (Clowes, 1984 ; Clowes *et al.*, 1999 ; Clowes *et al.*, 2005). Certains profils sismiques ainsi que les interprétations associées sont présentées en Fig. 1- 2. Le profil en Fig. 1- 2A représente la cordillère canadienne. Ces études sismiques ont permis l'identification de grandes structures tectoniques cassantes en croûte supérieure, leur prolongement en profondeur, mais aussi la présence de terrains distincts accrétés durant le Mésozoïque (Monger *et al.*, 1982 ; Clowes *et al.*, 2005). Cette méthode permet aussi d'estimer la profondeur de la limite lithosphère-asthénosphère qui varie selon la nature et l'âge du matériel crustal (Fig. 1- 2A). La Fig. 1- 2B présente des résultats similaires sur la chaîne pyrénéenne. Les résultats de cette étude sismique, associés à une coupe géologique précise ont permis de reconstruire des paléo-structures. Ces études sismiques permettent aussi d'imager la base de la croûte continentale terrestre. La base de la croûte (continentale et océanique) est marquée par une discontinuité majeure : le Moho², qui est à la fois une limite physique : la vitesse des ondes P passe de 6.5 km.s⁻¹ dans la croûte à 8 km.s⁻¹ dans le manteau supérieur (Fig. 1- 3) ; mais aussi chimique. En effet, que la base de croûte continentale soit considérée basique ou acide (voir section 1.2), le manteau supérieur chimiquement ultrabasique marque une limite franche au sein de la colonne lithosphérique. Une seconde discontinuité - plus discutée - marque la transition entre la croûte continentale supérieure et inférieure (parfois notée entre la croûte moyenne et inférieure) : la discontinuité de Conrad (Fig. 1- 3A). Son occurrence n'a été certifiée que localement, de fait elle n'est souvent que peu voire pas considérée dans les divers modèles.

Ces quelques informations générales montrent que la croûte continentale est un ensemble stratifié - et donc hétérogène - verticalement. Toutefois, il est important de noter que la croûte continentale est aussi horizontalement hétérogène. Cette caractéristique est illustrée par les variations d'épaisseurs de la croûte supérieure/moyenne/inférieure selon l'âge des terrains et leur contexte géodynamique de mise en place (Fig. 1- 3B). Dès lors, il apparaît évident que selon la période géologique et le contexte géodynamique considéré, les modalités de formation et d'évolution de la croûte continentale peuvent être différentes.

¹ ECORS : Etude de la croûte Continentale et Océanique par Réflexion et réfraction Sismique.

² Discontinuité découverte par le sismologue croate Andrija Mohorovičić (1857-1936).

A Coupe sismique et interprétation de la marge Ouest du Canada



B Coupe sismique et interprétation de la chaîne Pyrénéenne

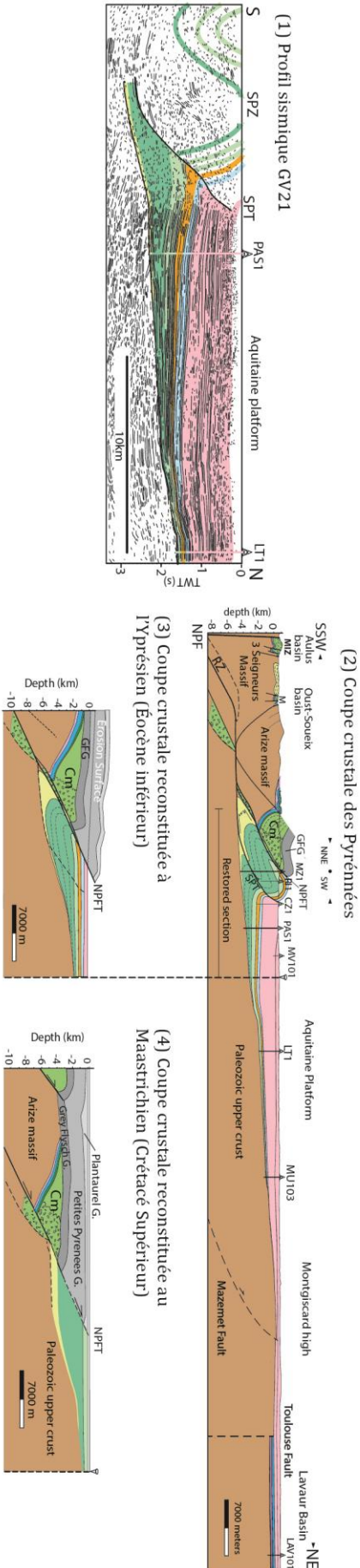


Fig. 1- 2: A. Coupe sismique et interprétation de l'Ouest canadien d'après Clowes *et al.* (2005). **B.** Coupe sismique et interprétation de la chaîne intracontinentale pyrénéenne franco-espagnole, d'après Ford *et al.* (2016). B(1). Profil sismique ECORS interprété, SPZ : Zone sous-pyrénéenne ; SPT : Chevauchement sous-pyrénéen. Ce type d'investigation permet aussi la reconstruction de paléo-structures (Fig. B(3) et B(4)).

En comparaison avec la croûte océanique relativement homogène, la croûte continentale terrestre est d'une surprenante diversité et complexité, tant sur le plan chimique et minéralogique, que structural, impliquant des contrastes de densités et de rhéologies. La croûte continentale est donc une entité qui nécessite des investigations précises et poussées afin d'en comprendre tous les aspects.

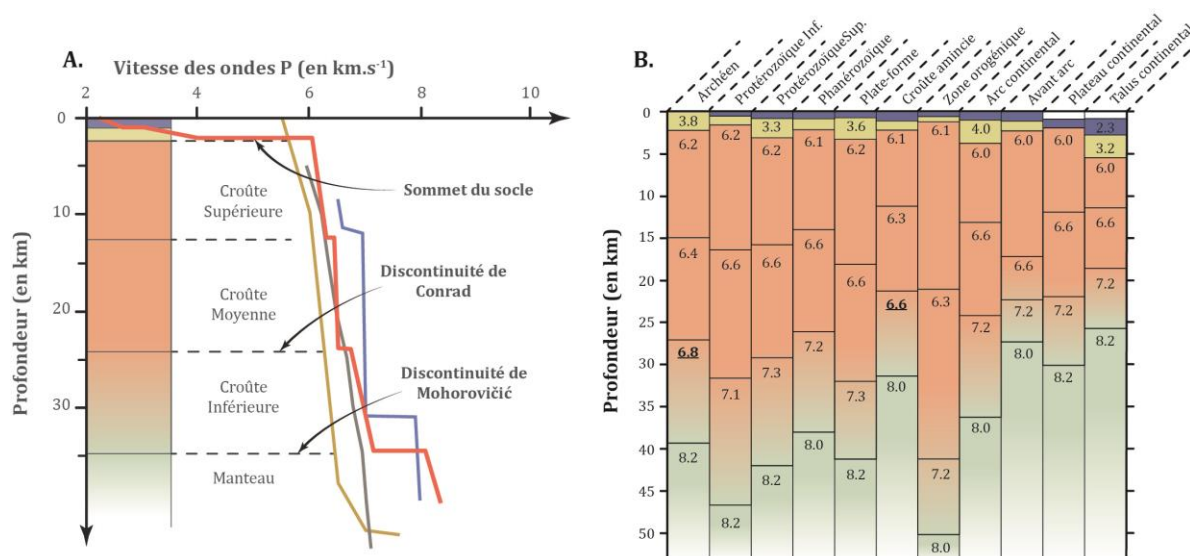


Fig. 1- 3: **A.** Profil de vitesse des ondes P en fonction de la profondeur dans une pile crustale classique (courbe rouge), le modèle de croûte moyenne (courbe grise), l'arc océanique des Aléoutiennes (courbe bleue) et l'arc continental de Sierra Nevada (courbe jaune). **B.** Variations latérales de l'épaisseur de croûte supérieure/moyenne/inférieure selon les âges et les contextes géodynamiques. Les valeurs représentent la vitesse des ondes P ; notez les valeurs faibles à l'Archéen et au niveau des croûtes amincies. Figures modifiées d'après Mooney *et al.* (1998) ; Levander *et al.* (2006) et Robert & Bousquet (2013).

1.2 Croissance, différenciation et préservation de la croûte continentale

L'évolution de la croûte continentale au cours des temps géologiques constitue un enjeu majeur dans la compréhension de la géodynamique terrestre. Deux approches thématiques apparaissent : le modèle de *différenciation crustale*³ et celui de *croissance crustale**. Ces modèles sont illustrés sur la Fig. 1- 4 et succinctement détaillés ci-dessous.

1.2.1 La croissance crustale au-cours du temps

Plusieurs suggestions concernant la croissance crustale ont été formulées au cours des dernières décennies (Fig. 1- 5A). Une partie de ces modèles de croissance crustale suggèrent qu'au-moins 50% de la croûte est formée dès la fin de l'Archéen à 2.5 Ga. Ces modèles sont basés sur : l'épaisseur des continents (Armstrong, 1981) ; la géochimie des sédiments

³ Voir Glossaire.

continentaux (Taylor & McLennan, 1985) et l'isotopie U-Pb/Lu-Hf/O des zircons⁴ (Belousova *et al.*, 2010 ; Dhuime *et al.*, 2012). Parmi ceux-ci, on distingue les modèles sans croissance (« *no-growth models* »), tel celui proposé par Armstrong (1981) des modèles à croissance progressive (« *progressive growth models* »), e.g. Taylor & McLennan (1985). Les modèles sans croissance, qui sont en faveur d'une croissance crustale importante très tôt dans l'histoire de la Terre (i.e. l'Hadéen), ont toutefois été largement remis en question depuis leur établissement, notamment par l'apport d'un échantillonnage plus représentatif et des analyses isotopiques plus précises (Rollinson, 2006).

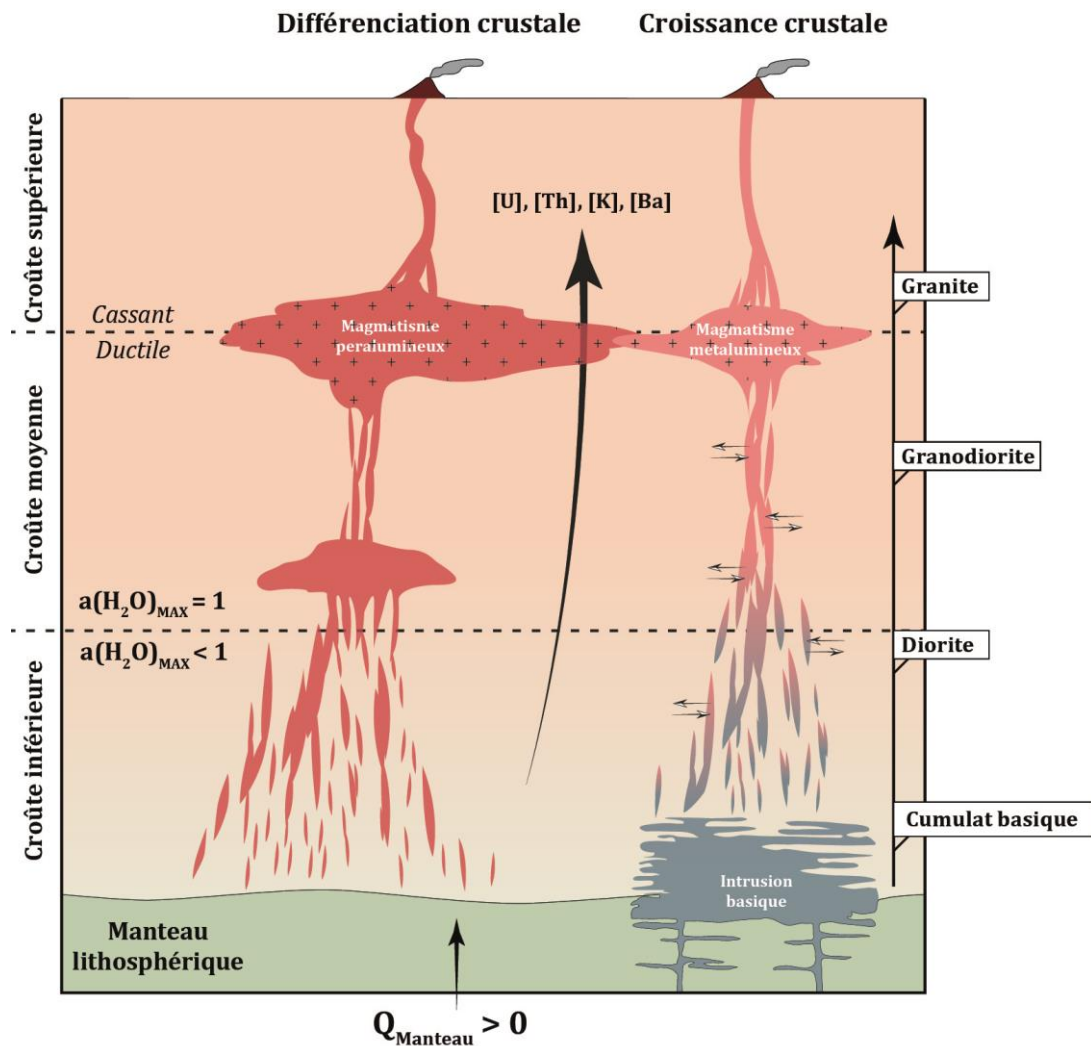


Fig. I- 4: Coupe schématique d'une section de croûte continentale sujette à la différenciation crustale (gauche) ou à la croissance crustale (droite). La flèche noire indique le mouvement des éléments incompatibles (et radioactifs) vers la croûte supérieure ; $a(\text{H}_2\text{O})_{\text{MAX}}$: activité maximale de l'eau ; Q_{Manteau} : énergie thermique provenant du manteau sous-jacent. La flèche de droite représente la série d'évolution magmatique par le processus de cristallisation fractionnée. Les doubles flèches sur le schéma de droite correspondent à la contamination crustale du liquide ascendant. Modifié d'après Sawyer *et al.* (2011) et Cawood *et al.* (2013).

⁴ Zircon : silicate de zirconium de formule ZrSiO_4 , minéral classiquement utilisé en géochronologie absolue (isotopes U-Pb).

D'autres modèles proposent quant à eux une croissance majoritairement post-Archéenne basée par exemple sur la géochimie Sm/Nd de formations sédimentaires argileuses (Allègre & Rousseau, 1984). Une telle approche permet de tendre vers une composition représentative de la Terre au-cours du temps ; toutefois, elle présente aussi des problèmes au vu de la proportion, difficilement estimable, de roches sources échantillonnées. Enfin, basé sur l'analyse statistique de la distribution des grains de zircons présents à la fois dans les *granites** et les formations sédimentaires, Condie & Aster (2010) montrent une distribution se corrélant avec la mise en place de supercontinents au cours des temps géologiques (Fig. 1-5B). Cette démarche dresse toutefois une représentation de la préservation plus que de la production de croûte continentale au-cours du temps (e.g. Hawkesworth *et al.*, 2009 ; Condie, 2014).

Ces modèles montrent que selon la méthode employée, la quantification de l'évolution des masses continentales au-cours du temps est drastiquement différente, voire même contradictoire.

1.2.2 Croissance crustale, séries et arcs magmatiques

La croissance crustale est l'ensemble des processus qui, à-partir d'une lithologie non-crustale, amène à la production d'une roche dont les caractéristiques minéralogiques et chimiques sont similaires à celles de la croûte océanique ou continentale. Le manteau lithosphérique, de composition moyenne péridotitique formant la couche sous continentale, est le candidat idéal pour être la lithologie non-crustale source.

La croissance crustale peut être schématisée comme suit : le manteau péridotitique hydraté fond de manière incongruente pour donner un Magma 1 (e.g. un basalte/gabbro) et un Cumulat 1 mantellique, appauvrit en éléments incompatibles. Par le processus de cristallisation fractionnée, une ségrégation va s'opérer et produire un Magma 2 (e.g. une andésite/diorite) et un Cumulat 2, le Magma 2 étant plus acide que le Magma 1 tandis que le Résidu 2 est plus basique que le Magma 1. Le processus de cristallisation fractionnée peut ensuite s'opérer sur la Magma 2 qui va alors amener à un Magma 3 (rhyolite/granite) et un Cumulat 3.

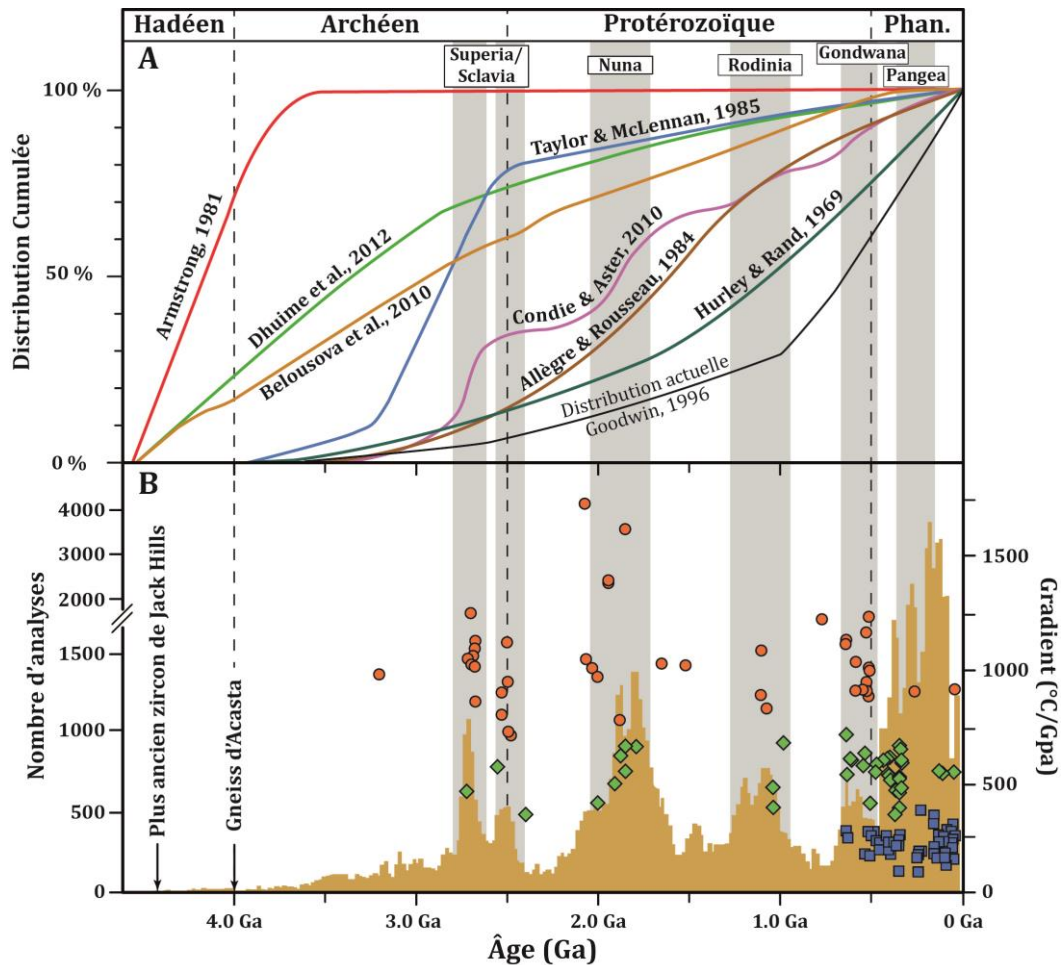


Fig. 1- 5: A. Modèles de croissances crustales (courbes colorées) et distribution actuelle de la croûte en fonction de son âge (courbe noire). Les termes dans les étiquettes blanches et les bandes verticales grises associées correspondent aux supercontinents. Phan. = Phanérozoïque. Figure modifiée à partir de [Cawood et al. \(2013\)](#). B. Compilation d'âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur zircons ($n=100\ 445$) d'après [Voice et al. \(2011\)](#) et de conditions (P,T) extrêmes d'après [Brown \(2007\)](#). Ronds oranges : Métamorphisme granulite et ultra-haute température ; losanges verts : Métamorphisme éclogite et granulite haute pressions ; carrés bleus : métamorphisme haute et ultra-haute pression. Figure modifiée à partir de [Hawkesworth et al. \(2013\)](#).

Ce modèle implique donc une croûte supérieure acide (souvent granodioritique, parfois granitique) issue de la cristallisation fractionnée d'un magma primaire et une croûte inférieure, constituée des cumulats basiques, issue des processus de cristallisation fractionnée. Il en résulte donc une mise en place de termes de plus en plus acides, riches en éléments incompatibles, vers le sommet de la pile crustale (étiquettes à droite sur la Fig. 1- 4). Ce modèle de formation de croûte continentale peut être expliqué par un unique contexte géodynamique : le contexte d'arc magmatique (océanique et continental) qui est considéré comme le principal site de production de croûte continentale (e.g. [Rudnick, 1995](#) ; [Condie & Kröner, 2013](#)). Ce type de modèle est actuellement étudié par le prisme de l'isotopie des zircons. L'efficacité des mesures isotopiques in-situ ayant augmenté de manière significative

durant les trois dernières décennies, notamment par la généralisation du LA-ICP-MS, le volume d'analyse des isotopes radioactifs et stables sur grains de zircon a lui aussi crû de manière exponentielle. La compilation de données isotopiques sur zircon présentée en Fig. 1-5B démontre la présence de pics d'activités au sein de l'enregistrement géologique.

À la lumière de mesures isotopiques du couple d'élément Lu-Hf et du rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de cette compilation, [Cawood *et al.* \(2013\)](#) et [Dhuime *et al.* \(2012\)](#) estiment que la croissance crustale est un processus continu dans le temps et non discret comme le suggère l'enregistrement U-Pb (Fig. 1-5B).

Toutefois, la préservation des roches (et donc des zircons) formées lors de processus de subduction ou d'extension continentale est bien moindre que celle des roches formées lors de géodynamiques de *collision*/accrétion** ([Clift & Vannucchi, 2004](#)). En effet, les corps granitiques, protégés au cœur des orogènes, ont un temps de résidence dans la croûte continentale avant érosion supérieur aux magmas d'arcs localisés en bordure de blocs continentaux. De fait, les pics d'activités de cristallisation de zircon reflèteraient alors la formation de supercontinents (Nuna, Rodinia, Gondwana et Pangea) et non la croissance crustale ([Hawkesworth *et al.*, 2009 ; 2013](#)).

Il en résulte que la croissance crustale est un processus se déroulant - quasiment - exclusivement dans les zones d'arc magmatique. Le modèle de croissance crustale reflète une géodynamique unique impliquant une base de croûte continentale à texture cumulative et chimiquement basique.

1.2.3 La différenciation crustale

La différenciation de la croûte continentale représente l'ensemble des processus aboutissant à la mise en place, en croûte moyenne ou supérieure, de corps granitoïdes⁵ issus de la re-fusion de corps antérieurs.

En effet, alors que le modèle de croissance crustale se définit au sein d'un contexte géodynamique unique (l'arc magmatique), la différenciation crustale implique deux contextes distincts. Tout d'abord, une formation de croûte continentale, dont les modalités de mise en place s'apparentent à celles du modèle de croissance crustale décrit ci-dessus. Puis, un événement de collision/accrétion ultérieur permettant un épaissement crustal, donc la formation d'une racine crustale profonde où les conditions pression-température sont suffisamment élevées pour permettre la fusion partielle de la croûte préalable. Dans cette optique, la croûte inférieure est chimiquement intermédiaire.

⁵ Corps plutonique saturé en SiO_2 , à feldspath alcalins.

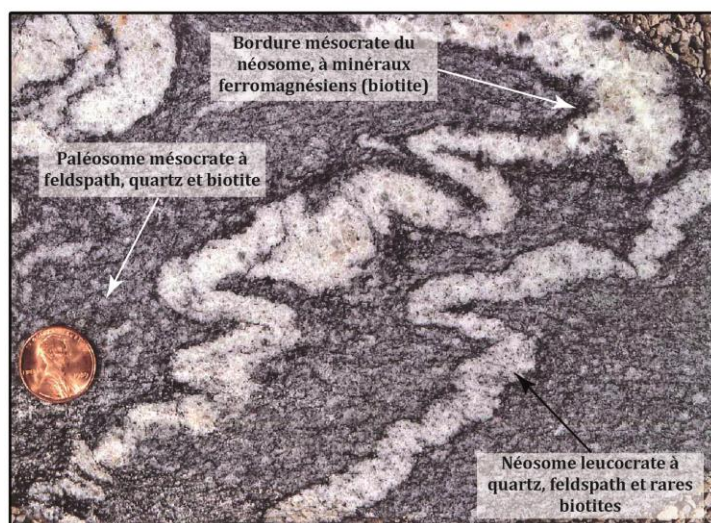
Sur le terrain, le processus de différenciation crustale s'observe par la présence de migmatites. Les migmatites sont des objets composites variablement gneissifiés. Sawyer (2008) définit une migmatite comme une roche macroscopiquement et microscopiquement hétérogène, typique des terrains métamorphiques de moyen à haut degrés, i.e. faciès amphibolite et granulite. L'ensemble migmatitique est constitué au premier ordre par deux phases distinctes : le néosome formé par anatexie (i.e. fusion partielle d'une roche crustale) et le paléosome qui constitue la partie non-fondue de l'ensemble (Fig. 1- 6). Ce type d'objet est donc essentiel dans la compréhension des transferts de matière au sein d'une pile crustale et donc dans la compréhension des processus de différenciation crustale.

Observations :

Leucosome: Terme qui représente les parties les plus claires (généralement quartzo-feldspathiques) d'une migmatite.

Mélanosome: Terme qui représente les phases les plus sombres au sein d'une migmatite (généralement riches en minéraux ferromagnésiens).

Mésosome: Zone de couleur intermédiaire entre le leucosome et le mélanosome.



Interprétations :

Leucosome: Partie leucocrate du néosome, généralement considérée comme étant du liquide ou au-moins dérivant de la ségrégation du liquide silicaté.

Mélanosome: Partie mélanocrate du néosome, généralement considérée comme le résidu mafique après extraction d'une partie du liquide silicaté (aussi associé à des réactions rétrogrades durant l'exhumation).

Mésosome: Considéré comme la source intacte du complexe migmatitique, i.e. : le paléosome.

Fig. 1- 6: Photographie d'un ensemble migmatitique biphasé (néosome + paléosome) avec réaction de rétro-morphose au contact entre les deux phases : la bordure à biotite. Cliché et définitions : Sawyer (2008).

1.3 Principes de la différenciation crustale

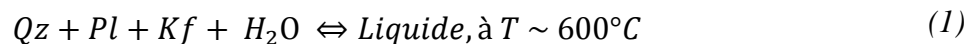
Ces principes sont basés sur des résultats de pétrologie expérimentale ainsi que des observations de terrains migmatitiques. On cherche à décrire ici comment s'effectue la redistribution des éléments chimiques au sein de la croûte continentale et notamment le rôle clé joué par les magmas silicatés.

1.3.1 Les réactions métamorphiques produisant un liquide silicaté

Cette section présente les principales réactions chimiques dont les produits vont former le néosome des ensembles migmatitiques.

1.3.1.1 Fusion-hydratée

Les réactions métamorphiques⁶ de fusion-hydratées sont celles où l'eau H₂O apparaît dans les réactants de l'équation. Ceci implique la présence d'eau *libre*⁷ dans le système, donc une activité $a(\text{H}_2\text{O}) = 1$. De nombreuses réactions de fusion-hydratées sont connues dans la littérature, dont [Weinberg & Hasalová \(2015a\)](#) ont établi une revue exhaustive. La réaction de fusion-hydratée la plus classique est celle du système granitique eutectique (Fig. 1- 7) :



Dans un système constitué principalement de quartz, plagioclase et feldspath potassique, si de l'eau libre est présente à 600°C, elle va être complètement consommée via la réaction (1). Les expériences montrent que le liquide silicaté produit aura alors une composition quasiment identique quelle que soit la composition initiale du système : c'est la composition eutectique. Certaines réactions de fusion hydratée impliquent aussi la génération de nouvelles phases minérales qui se créent en même temps que le liquide : ce sont les phases *péritectiques** - principalement hornblende, grenat et cordiérite, plus rarement pyroxènes. Sur le terrain ces réactions de fusion-hydratée se remarquent par des contacts néosome-roche source diffus et donc une absence de bordure riche en phases ferromagnésiennes ; une rétro-morphose partielle des phases anhydres à proximité (quelques centimètres) de la zone de fusion et une préservation des microstructures du protolithe au niveau des bordures du néosome ([Weinberg & Hasalová, 2015a](#)).

⁶ Dans ce manuscrit, l'emploi du terme *réaction métamorphique* inclut les réactions de fusion partielle.

⁷ Ici, le terme *libre* implique que l'eau n'est pas qu'un composant de la structure cristalline des phases hydratées mais une phase thermodynamique à part entière.

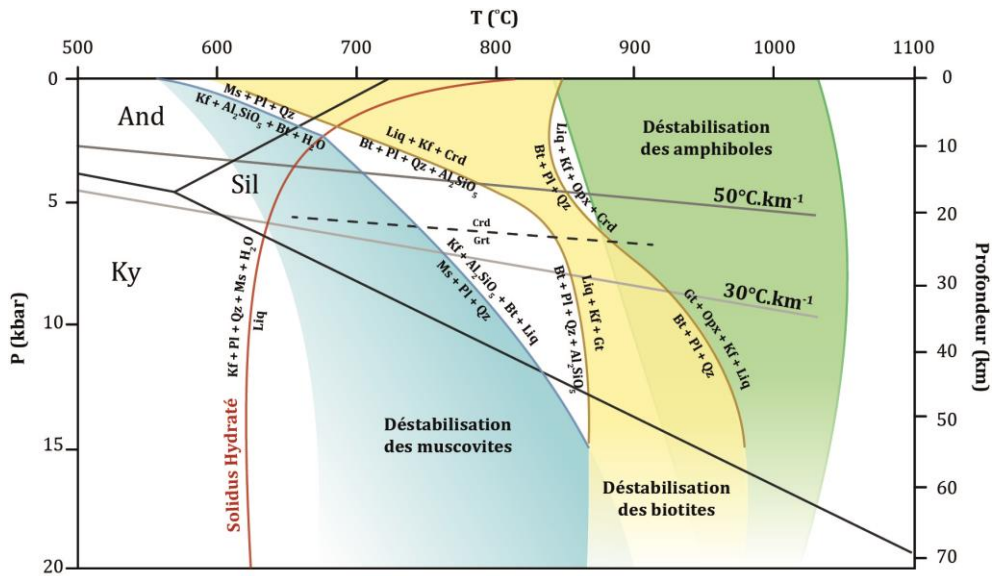


Fig. 1- 7: Localisation pression-température des principales réactions métamorphiques impliquant un liquide silicaté comme produit.

La proportion prise par les réactions de fusion-hydratées dans la différenciation crustale est considérée comme faible mais le consensus n'est pas atteint dans la communauté scientifique (Weinberg & Hasalová, 2015a ; Clemens & Stevens, 2015 ; Weinberg & Hasalová, 2015b).

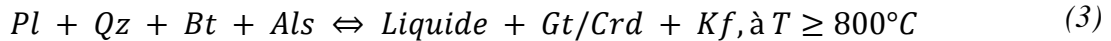
1.3.1.2 Fusion-déshydratation

L'ensemble des réactions de fusion présentées ci-après sont incongruentes, c'est-à-dire que le liquide produit a une composition chimique différente des réactants. Ces réactions de fusion se déroulent à des températures supérieures à 700°C, dans des conditions sous-saturées en H₂O - a(H₂O) < 1. L'eau du système, dite eau liée, n'est présente que dans la structure cristalline des phases hydratées, typiquement les micas et les amphiboles. Aux températures considérées (T ≥ 650°C) l'eau libre n'est pas envisageable. En effet, si l'activité de l'eau atteint 1, la phase libre H₂O alors créée va instantanément réagir avec les grains environnant et s'accommoder dans le liquide silicaté formé par une réaction de fusion hydratée (Clemens, 1992). De fait, l'absence d'eau libre en faciès métamorphique amphibolite moyen et au-delà est généralement acceptée.

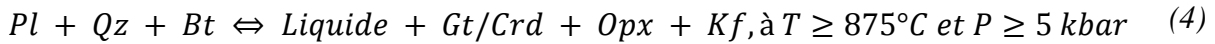
Les expériences à haute température (≥ 700°C) et moyenne/haute pression (≥ 5 kbar) montrent qu'une roche crustale classique à Qz + Pl + Bt ± Kf ± Ms va produire une phase liquide silicatée (magma) par déstabilisation de la muscovite (Ms) via la réaction :



Lorsque la température continue d'augmenter, la biotite va à son tour se déstabiliser par deux réactions successives :



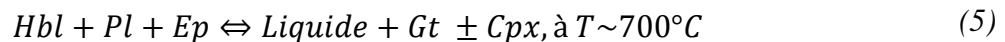
Et



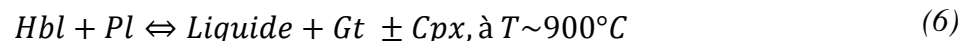
Ces réactions métamorphiques ont été précisément calibrées (Fig. 1- 7) par de nombreuses observations expérimentales (Wyllie, 1977 ; Thompson, 1982 ; Bohlen *et al.*, 1983 ; Clemens & Vielzeuf, 1987 ; Johnston & Wyllie, 1988 ; Vielzeuf & Holloway, 1988 ; Patiño-Douce & Johnston, 1991 ; Vielzeuf & Clemens, 1992 ; Clemens, 1993 ; Skjerlie *et al.*, 1993 ; Vielzeuf & Montel, 1994 ; Clemens, 1995 ; Patiño-Douce & Beard, 1995 ; Patiño-Douce & Beard, 1996 ; Skjerlie & Johnston, 1996 ; Montel & Vielzeuf, 1997 ; Stevens *et al.*, 1997 ; Patiño-Douce & Harris, 1998 ; Pickering & Johnston, 1998 ; Vielzeuf & Schmidt, 2001 ; Watkins *et al.*, 2007 ; Patiño Douce, 2005). Le liquide silicaté formé par ces réactions métamorphiques est souvent proche de l'eutectique⁸ granitique alors que le résidu est mafique (riche en phases ferromagnésiennes telles que : grenat, cordiérite, orthopyroxène) mais chimiquement non basique ($\Rightarrow \text{SiO}_2 \geq 52 \text{ wt}\%$).

Les réactions métamorphiques de déstabilisation de la muscovite et de la biotite (Equations (2), (3) et (4)) sont généralement considérées comme les principaux facteurs de différenciation crustale. Le champ de réalisation de ces diverses réactions est présenté en Fig. 1- 7. Toutefois, d'autres réactions ayant un liquide silicaté comme produit sont décrites dans la littérature, et il est important de ne pas les négliger. Ces réactions métamorphiques se produisent dans les systèmes basiques riches en phases ferromagnésiennes (e.g. Vielzeuf & Schmidt, 2001) :

- Fusion-déshydratation de l'épidote :



- Fusion-déshydratation de l'amphibole :



Les réactions de fusion-déshydratation connues amènent toujours à la création de phases péritectiques. Sur le terrain, certaines de ces réactions peuvent se reconnaître par des textures particulières : l'inter-croissance de grenat et de quartz au sein du néosome est généralement attribuée à la réaction de déstabilisation de la biotite en l'absence de fluide H₂O (e.g. Waters,

⁸ Eutectique : Lieu thermodynamique où la réaction de fusion partielle se fait à la température minimale.

2001 ; Sawyer, 2008). De la même manière, des symplectites à orthose, quartz et muscovite sont généralement interprétées comme des réactions de rétro-morphose entre le liquide silicaté, et les phases péritectiques que sont l'orthose et la sillimanite (Sawyer, 2008 et références incluses). L'observation courante de ces phases minérales et/ou textures ont amené au concept de différenciation crustale par l'intermédiaire des réactions de fusion-déshydratation. Enfin, Clemens & Droop (1998) ont montré que les réactions de fusion-hydratées s'accompagnent d'une augmentation de la densité du système alors qu'elle diminue lors de réactions de fusion-déshydratations. Dès lors, les liquides silicatés produits par déstabilisation de phases hydratées vont percoler plus efficacement depuis leur site de formation vers la croûte supérieure.

Ce type de réaction métamorphique se déroule lorsque la croûte continentale s'épaissit suffisamment pour atteindre les conditions d'anatexie, ce qui est typiquement le cas au sein de zones de collisions/accrétions. Toutefois, ce modèle n'exclut pas une géodynamique d'arc pour former des plutons qui sont ensuite repris dans la géodynamique de collision/accrétion. Ce type de processus appelé *différenciation crustale*, nécessite donc deux géodynamiques successives, distinctes, amenant à la formation d'une croûte continentale stable. Il implique aussi une croûte continentale inférieure restitique de composition intermédiaire pour les paléosomes, à acide pour les domaines leucocrate des néosomes, i.e. les leucosomes.

Enfin, les volumes de liquide produits dépendent de la proportion et de la chimie des phases dans le protolithe. Ceci est bien illustré par les travaux de Diener *et al.* (2014) : à 800°C, seule la méta-pélite* alumineuse produit 25 vol % de liquide silicaté, les deux autres lithologies étudiées - méta-psammite et semi-pélite - ne produisent respectivement que 5 et 7 vol % de liquide. Des volumes analogues ont été calculés sur des méta-sédiments archéens métamorphisés en faciès granulites (Nicoli *et al.*, 2015), et paléoprotérozoïques (White *et al.*, 2004). En conditions sous-saturée en H₂O, les systèmes à Qz + Pl + Bt (i.e. tonalitiques, cf. section 2.3.2) vont produire moins de liquide que les systèmes sédimentaires riches en aluminium : ≤ 7 vol % at 950°C pour une tonalite alors que le système pélitique produit *ca.* 50 vol % de liquide à une température similaire (Skjerlie *et al.*, 1993). C'est donc la chimie du système qui contrôle la quantité absolue de liquide silicaté intervenant dans la différenciation crustale. Les sédiments alumineux apparaissent comme les candidats les plus efficaces à ce type de processus. Ceci doit tout de même être contrebalancé par le ratio moyen [Sédiments Alumineux / Granitoïdes] dans la croûte continentale.

1.3.2 Coalescence, ségrégation et ascension des liquides silicatés

Ces différents aspects de la différenciation crustale sont très complexes, souvent basés sur des études locales de terrains granulitiques, et peu de modèles génériques dominent la littérature (e.g. [Bons et al., 2004](#) ; [2008](#)).

Après la production de liquide silicaté, la seconde étape importante dans la différenciation crustale est l'accumulation et l'ascension des liquides formés par les réactions de fusion-déshydratations (Fig. 1- 8). Par son aspect très variable selon le système considéré, ce mécanisme n'a été que rarement étudié. L'étude de la rhéologie et de son évolution en fonction du volume de liquide silicaté présent a permis de définir deux seuils de comportements pour les systèmes partiellement fondus ([Vigneresse et al., 1996](#)). Un premier seuil, dit seuil de percolation lorsque le liquide atteint 8 vol %. Dès lors, les poches de liquides présentes entre les grains solides sont connectées. Dans un système statique, la connexion du liquide n'autorise qu'un déplacement local (cm-dm) ; toutefois, l'extraction du liquide peut être envisageable lorsque le système est sous contraintes (e.g. zone de collision). Un seuil de ségrégation-transport à 20-25 vol %, où le liquide et potentiellement une part variable de phases péritectiques ([Clemens & Stevens, 2012](#)) s'échappent de la source même en système statique.

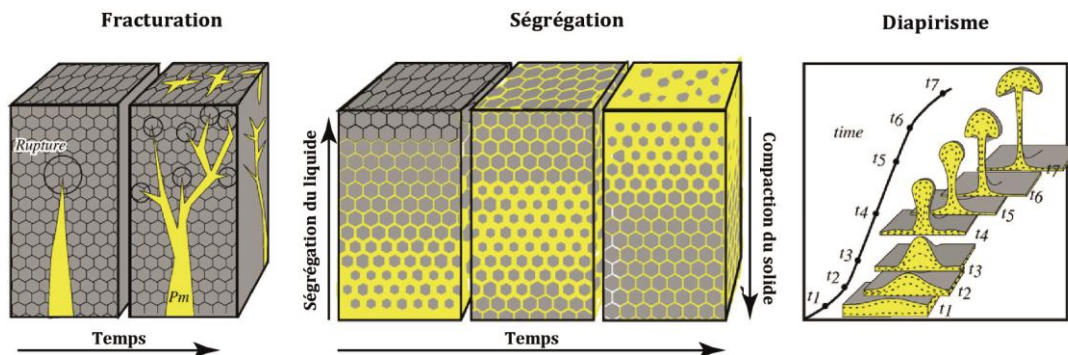


Fig. 1- 8: Les différents modes d'ascension d'un liquide silicaté dans la croûte continentale, d'après [Vanderhaeghe \(2009\)](#).

La ségrégation du liquide est aussi un processus très complexe à évaluer. Elle est favorisée par l'anomalie gravitationnelle négative créée par les réactions de fusion-déshydratations ([Clemens & Droop, 1998](#)), par une faible viscosité du liquide ([Brown, 1994](#)) et par l'application de contraintes régionales au système partiellement fondu ([Rushmer, 2001](#) ; [Kruger & Kisters, 2016](#)). Les études de terrains ont montré que la distribution des néosomes au sein d'un terrain gneissique granulitique est principalement régie par la pression exercée par le liquide silicatée sur le paléosome ([Hall & Kisters, 2012](#) ; [Sawyer, 2014](#)). La ségrégation du liquide silicaté néoformé, son ascension dans la pile crustale et sa mise en place en croûte

moyenne ou supérieure créent une différenciation chimique irréversible sur la croûte continentale (Sawyer *et al.*, 2011).

1.3.3 Conséquences sur la chimie de la croûte continentale

Ces aspects seront plus clairement décrits et discutés dans le Chapitres III de ce manuscrit. Les sections suivantes sont une présentation générale des différents outils utilisés.

1.3.3.1 Géochimie majeurs-traces

Les caractéristiques physico-chimiques - rayon ionique, charge ionique - vont conférer aux atomes des propriétés variables lors des réactions de fusion. Certains éléments, dit incompatibles, vont avoir tendance à se concentrer dans le liquide : Si, K, Na, HFSE, LILE, terres rares ; tandis que d'autres (Fe, Mg, Ti, Cr, V, Ni...) vont s'accumuler dans les phases restitiques. Par conséquent, les réactions métamorphiques de fusion et les processus de ségrégation/percolation amènent à un litage chimique de la croûte continentale avec enrichissement de la coûte supérieure en éléments incompatibles. L'un des marqueurs les plus évidents à mesurer est l'enrichissement en potassium des croûtes continentales différenciées. Les réactions de fusion crustale (2), (3) et (4) produisent des feldspaths potassiques (Kf, riches en Ba). La différenciation de la croûte continentale peut donc se tracer par la proportion modale de Kf et/ou la teneur en Ba (voir section 2.3).

Il est maintenant possible d'estimer semi-quantitativement la variabilité chimique directement sur le terrain grâce à des outils portatifs (tels que les XRF portables). Ce genre d'étude permet alors de mieux comprendre et contraindre l'évolution de la chimie crustale à l'échelle métrique. Sur l'exemple présenté en Fig. 1- 9, le leucosome principalement quartzo-feldspathique, est pauvre à la fois en Fe et Mg mais aussi en K, marquant l'absence de feldspath potassique. Le paléosome est, quant à lui, riche en Fe, Mg et K, qui sont tous les trois des éléments constitutif de la biotite. La colonne de droite montre un enrichissement en Fe+Mg proportionnel à la quantité de grenat formant le mélanosome (i.e. phases mafiques du néosome formé par fusion partielle du protolithe). Dans le cas présenté en Fig. 1- 9, les leucosomes sont des *résidus**, i.e. des corps restant après départ d'une partie variable du liquide silicaté (au sein duquel le potassium est soluble). La composition du leucosome peut - en effet - être celle du liquide néoformé par les réactions de fusion partielle, celle de l'assemblage péritectique, ou bien celle d'un cumulat (Brown, 2013).

Enfin, les levés aéroportés permettent d'estimer la concentration d'éléments radioactifs incompatibles (U-Th-K) à l'échelle régionale (e.g. Dusséaux, 2015).

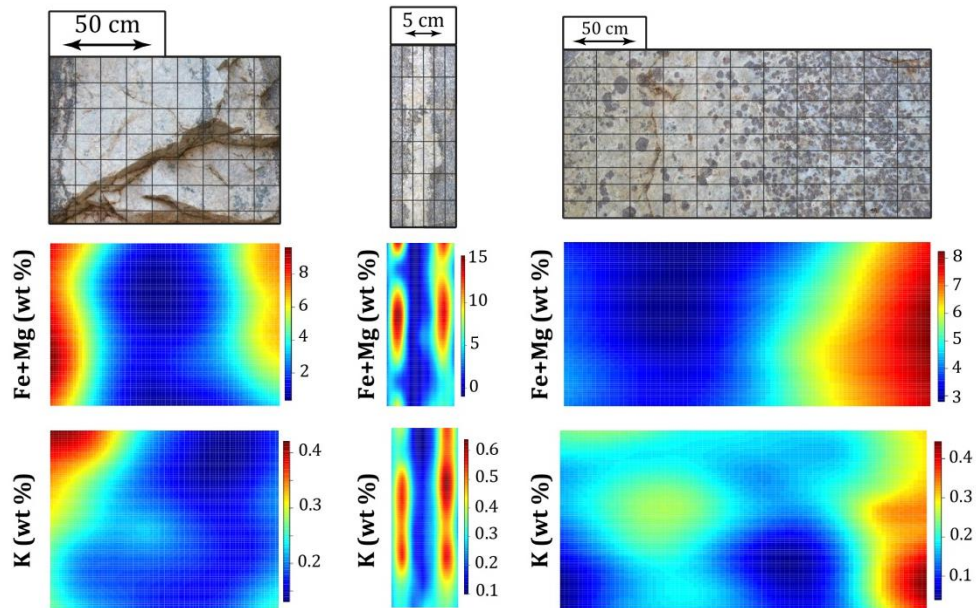


Fig. 1- 9: Compositions chimiques mesurées par Fluorescence des rayons X (XRF) sur des leucosomes produits issus de la déstabilisation de biotite en faciès granulite. Les données sont interpolées par le logiciel R. Figure modifiée d'après Nicoli (2015).

1.3.3.2 Géochimie isotopique

L'autre aspect intéressant de la concentration des éléments incompatibles dans les liquides différenciés est la présence d'éléments radioactifs tels que l'uranium ou l'hafnium concentrés notamment dans les grains résistants de zircons. Le couple U-Pb apporte une contrainte chronologique précise sur la mise en place du magma (de l'ordre du million à la dizaine de million d'années pour l'Archéen). En effet, l'uranium (radioactif et stable) incompatible va avoir tendance à se concentrer dans les liquides puis dans le système cristallin du zircon ($K_{\text{U}}^{\text{zircon/liquide silicaté}} = 254$, *Bea et al. (1994)*), minéral couramment utilisé pour les datations absolues. Le couple d'élément radioactif/radiogénique Lu-Hf ($K_{\text{Lu}}^{\text{zircon/liquide silicaté}} = 923$, *Bea et al. (1994)*) est quant à lui un proxy de la source ayant donné le liquide (cf. *Amelin et al. (2000)* ; le Chapitre II pour une description du système Lutétium-Hafnium et le Chapitre IV pour les résultats produits durant ce travail de thèse).

L'association de ces deux couples d'éléments radioactif-radiogénique est donc un outil puissant pour contraindre l'évolution d'un bloc crustal au cours du temps, ainsi que les relations génétiques avec les blocs environnants (e.g. *Zeh et al. (2009)* et Chapitre IV).

1.3.4 Tectoniques associées à la différenciation crustale

La section qui suit présente deux modèles tectoniques non-exclusifs qui expliquent la différenciation de la croûte continentale, en considérant la tectonique des plaques comme postulat de départ.

1.3.4.1 *Collision continentale*

Le modèle classique de différenciation crustale en contexte orogénique repose sur l'étude des principales chaînes de montagne actuelles ainsi que le modèle du cycle de [Wilson \(1966, 1968\)](#). Ce cycle se décompose en trois étapes majeures : (i) extension via une ouverture océanique ; (ii) subduction impliquant la fermeture de l'océan et (iii) collision continent-continent. La différenciation crustale s'opère lors de l'étape de collision. Les chaînes associées au cycle Alpin (Himalaya, Alpes) et Varisque (Massif Central, Ardennes, Appalaches) sont des illustrations Phanérozoïques de collisions continentales.

La principale caractéristique structurale des collisions continentales est la zone de chevauchement majeure - Chevauchement Pénique Frontal dans les Alpes, *Main Frontal Thrust* en Himalaya - qui sépare deux blocs crustaux distincts - plaque Apulienne/plaque Eurasienne et bouclier Indien/plaque Eurasienne respectivement. Ces zones marquent un saut métamorphique et chronologique entre les deux blocs impliqués dans la collision. De plus, ces zones sont le lieu de remontée de lambeaux de croûte océanique enfouis durant l'épisode de subduction préalable à la collision : ce sont les *sutures** ophiolitiques (Fig. 1- 10A). Ces complexes ophiolitiques sont des lambeaux de lithosphère océanique obductés sur le bloc continental au sein desquels se rencontre des lithologies basiques à ultra-basiques en faciès schistes bleus voire éclogite (e.g. [Rubatto et al., 1998](#)). Des lithologies en faciès éclogite sont aussi présentes dans les massifs cristallins métamorphisés en bordure des ophiolites. Les estimations récentes sur les éclogites associées au massif de Tso Moriri en Himalaya montrent des conditions de stabilisations de l'ordre de 22-23 kbar et 400-425°C ([Chatterjee & Jagoutz, 2015](#)), et jusqu'à 30 kbar et 800°C pour les éclogites à coésite de Dora-Maira ([Nowlan et al., 2000](#)). Des structures similaires se retrouvent dans le Massif Central Varisque français. Le complexe leptyno-amphibolique qui sépare l'Unité Supérieure des Gneiss des formations autochtones et para-autochtones de l'unité inférieure est constitué entre autres d'éclogites à $Omp + Gt \pm Ky \pm Zo \pm Qz(Coe)$. Celles-ci sont interprétées comme des témoins de la croûte de l'Océan Massif Central subducté au Paléozoïque ([Lardeaux et al., 2001](#)).

L'épaississement crustal résultant d'une géodynamique de collision permet d'atteindre les conditions nécessaires aux processus de fusion partielle décrits dans la section 1.3.1. Les

témoins de la différenciation crustale sont des leucogranites péralumineux à Ms ± Bt ± Tur ± Gt ± Crd ± Sil (Le Fort *et al.*, 1987 ; France-Lanord & Le Fort, 1988 ; Ledru *et al.*, 2001 ; Nabelek & Liu, 2004).

1.3.4.1 Orogenèse d'accrétion

Le modèle de collision continentale ne permet toutefois pas d'expliquer la formation de certaines chaînes de montagne. La cordillère andine, la cordillère canadienne, la chaîne Pacifique, les Altaïdes, le Kohistan ou bien les Nipponides ne sont clairement pas le résultat d'une collision continentale. Une tectonique différente est nécessairement responsable de leur mise en place : l'orogénèse d'accrétion (Şengör & Natal'in, 1996 ; Cawood *et al.*, 2009). L'orogénèse d'accrétion se définit comme une tectonique de continuelle subduction oblique et d'accrétion où plusieurs blocs crustaux vont se juxtaposer les uns à la suite des autres. Les orogénèses d'accrétion peuvent se définir par deux sous- *modèles* : les orogénèses en progression (« *advancing or terrane-accretion orogens* ») et les orogénèses en repli (« *retreating or extensional-contractional orogens* »).

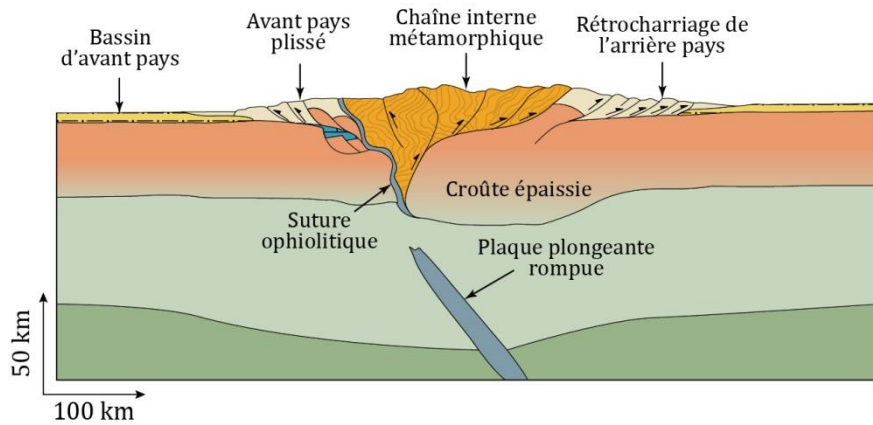
- *Orogenèse en progression*

L'avancée du bloc chevauchant est ici plus rapide que le retrait de la plaque en subduction (« *roll-back* »). Ceci équivaut à dire que la plaque en subduction avance vers le bloc continental considéré comme immobile. La zone d'arrière-arc formée dans le modèle en repli est ici une zone en compression (Fig. 1- 10B). Les deux exemples majeurs à la surface du globe sont les cordillères Sud- et Nord-américaines.

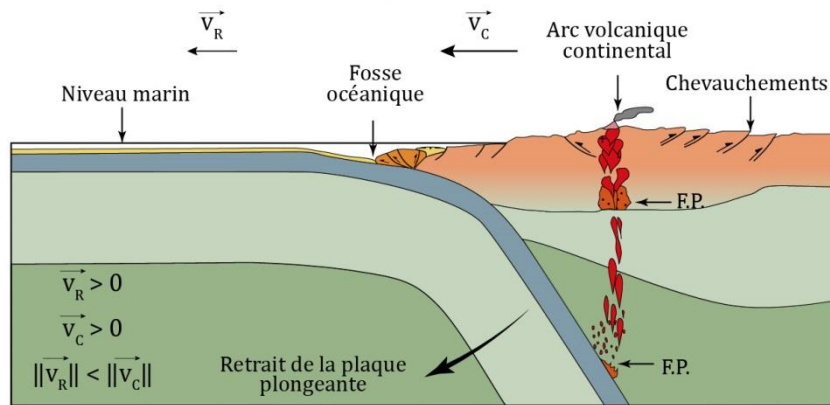
L'orogénèse « fossile » du continent Nord-américain est caractérisée par des dômes métamorphiques extensifs (« *metamorphic core complexes* »). Ces dômes constituent un socle de haut degré métamorphique (amphibolite supérieur et au-delà) juxtaposé par un contact mylonitique à une couverture non-métamorphisée (Coney, 1980). Ces objets sont issus de la remontée adiabatique de la croûte profonde entraînant un métamorphisme haute-température parfois pouvant atteindre l'anatexie. Ces objets sont donc des domaines migmatitiques témoins de processus de différenciation crustale (e.g. Vanderhaeghe, 1999). La remontée adiabatique est attribuée à de grandes zones de cisaillement ductiles qui s'activent lors de l'effondrement gravitaire d'une croûte orogénique épaisse.

La partie Sud de la cordillère américaine est, quant à elle, marquée par un volcanisme très actif lié à la fusion partielle du manteau supérieur, hydratée par la plaque en subduction.

A. Collision continentale



B. Orogenèse d'accrétion en progression



C. Orogenèse d'accrétion en repli

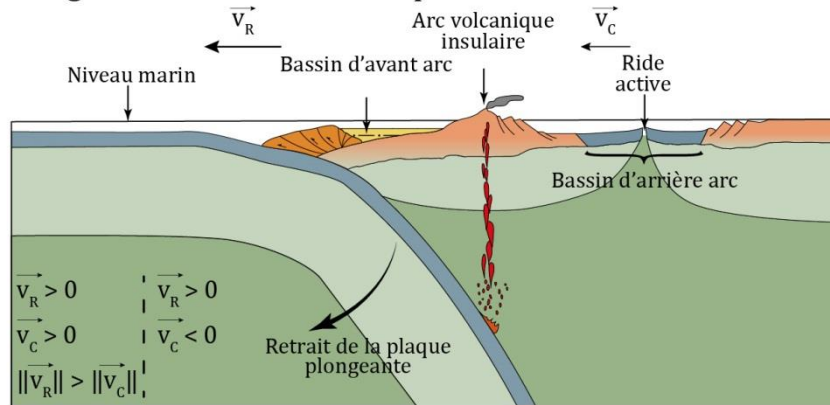


Fig. 1- 10: **A.** Schéma de géodynamique de collision continentale. Le marqueur principal d'une telle géodynamique est la suture ophiolitique qui est constituée de lithologies basiques métamorphiques (pouvant aller jusqu'au faciès éclogite). Les principales collisions continentales actuelles sont les Alpes et l'Himalaya. **B.** Schéma d'orogénèse d'accrétion en progression (« advancing orogens ») ; la norme du vecteur vitesse de retrait de la plaque plongeante (noté \vec{v}_R) est inférieure à la norme du vecteur vitesse de la plaque chevauchante (noté \vec{v}_C) ; ce type de géodynamique est illustré par la cordillère andine actuelle. **C.** Schéma d'orogénèse d'accrétion en repli (« retreating orogen »), dans ce cas $\vec{v}_R > \vec{v}_C$; les îles nippones sont un exemple actuel d'orogénèse d'accrétion en repli, la ride du bassin d'arrière-arc est cependant éteinte. F.P. : Fusion Partielle. Le code couleur est identique à celui de la Fig. 1- 3. Schéma modifié d'après Robert & Bousquet (2013).

- *Orogenèse en repli*

Dans ce modèle, le retrait de la plaque océanique en subduction (*roll-back*) est plus rapide que l'avancée du bloc chevauchant. La croûte continentale supérieure du bloc chevauchant est alors étirée via la traction exercée par la plaque en subduction (Fig. 1- 11). L'amincissement crustal crée un point bas topographique qui entraîne la création d'un bassin de sédimentation ainsi que la remontée du manteau sous-jacent qui peut atteindre son point de fusion lors de la décompression : c'est l'arrière-arc (Fig. 1- 10C).

Cette dynamique s'observe clairement par l'étude de la propagation des ondes sismiques. La Fig. 1- 11 montre la distribution spatiale des mécanismes au foyer relatifs à l'activité sismique régionale.

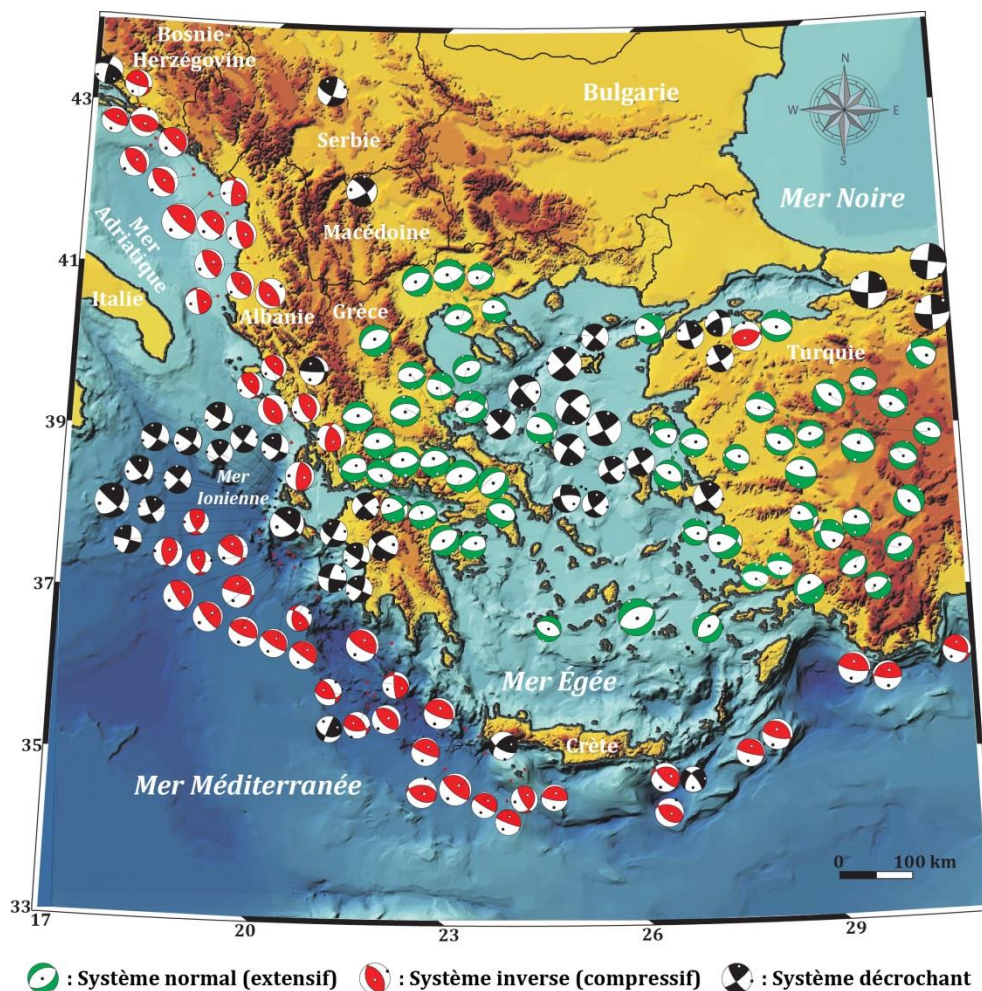


Fig. 1- 11: Carte des mécanismes au foyer peu profonds (< 40 km) de la mer Égée. La zone de subduction (arc allant de la Grèce à la Turquie et passant au Sud de la Crète) est marquée par une tectonique compressive, alors que la Mer Égée qui peut être assimilée à un arrière-arc montre des signaux sismiques d'extensions. Les zones colorées des sphères focales correspondent la compression tandis que les zones blanches représentent la dilatation. Carte modifiée d'après Kiratzi & Louvari (2003).

La zone en compression (sphères focales rouges sur la Fig. 1- 11) forme une ligne bordant la marge Ouest de l'Ex-Yougoslavie, la Grèce, le Sud de la Crète et de la Turquie. La partie méridionale de cette ligne compressive est la fosse de subduction de la plaque africaine sous la plaque Égée. Au Nord, la zone marquée par des mécanismes extensifs (sphères focales vertes sur la Fig. 1- 11) représente l'arrière-arc. Enfin, les mécanismes décrochants pourraient être liés à l'activité de la faille anatolienne (Kiratzi & Louvari, 2003). Ce type de tectonique relativement commun au Cénozoïque est notamment observé au Sud-Ouest de l'Océan Pacifique avec les bassins d'arrière-arc de Nouvelle-Calédonie, South Loyalty, Coral Sea et Pocklington (Schellart *et al.*, 2006) ainsi qu'en mer Égée avec les bassins de Mesta et Thrace (Fig. 1- 11, Kiratzi & Louvari (2003) et Jolivet *et al.* (2013)).

Les deux modèles présentés ci-dessus assurent la croissance crustale au travers de la fusion de la plaque en subduction et/ou de la remontée asthénosphérique. Dans le cas où un bloc crustal vient se juxtaposer à la suite de la subduction, le matériel néoformé pourra alors se différencier par les processus de fusion crustale discutée plus haut. Ces deux sous-modèles ne correspondent qu'à des vues de l'esprit, les systèmes naturels sont plus vraisemblablement une combinaison des deux, à la fois dans l'espace et dans le temps : c'est la permutation tectonique (« tectonic switching », e.g. Collins, 2002 ; Cawood *et al.*, 2009). Enfin les modèles géotectoniques présentés dans cette section font référence à l'étude d'objets majoritairement d'âges phanérozoïques. Les terrains précambriens, moins importants en volume, sont moins bien contraints. Toutefois, de manière générale, les orogènes précambriennes ne montrent pas la totalité des critères qui définissent les chaînes actuelles.

2 Les grandes lignes de la géologie archéenne

Avec une durée de 1.5 milliard d'années l'Archéen est, derrière le Protérozoïque, la deuxième période la plus longue de l'histoire de la Terre (Fig. 1- 12). Cet éon représente à lui tout seul un tiers des temps géologiques. L'Archéen succède à l'Hadéen dont la transition est historiquement marquée par l'âge de la plus ancienne roche préservée à la surface de la Terre. Aucun consensus n'a été réellement atteint sur l'âge des plus vieux lambeaux de roche, mais la limite est généralement fixée à 4.0 Ga. La transition Archéen-Protérozoïque à *ca.* 2.5 Ga est, quant à elle, marquée par la diminution progressive des lithologies diagnostiques de l'Archéen (Komatiites, granitoïdes riches en Na), l'oxygénation de l'atmosphère ainsi que des changements géodynamiques majeurs. Les divers aspects de la géologie archéenne sont succinctement détaillés dans les sections ci-dessous.

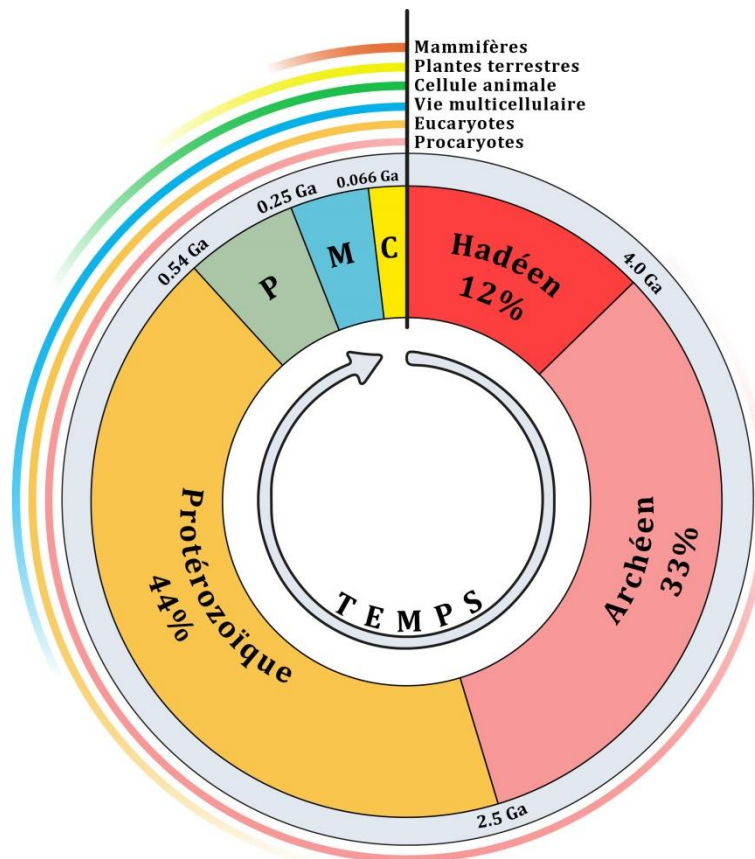


Fig. 1- 12: Echelle des temps géologique terrestre. Les pourcentages représentent les proportions de chaque éon depuis la formation de la Terre il y a 4.567 Ga. Le Précambrien représente 89% du temps écoulé. P : Ère Paléozoïque (542 - 251 Ma) ; M : Ère Mésozoïque (251-66 Ma), C : Ère Cénozoïque (66 Ma-présent). Ces trois ères forment le Phanérozoïque qui commence lors de l'explosion cambrienne datée à 542 Ma. Les plus anciennes traces de vie eucaryotes appartiennent au groupe phylogénétique des algues vertes (e.g. Knoll, 1992).

2.1 Résultats remarquables de la géologie archéenne

Malgré la faible quantité d'affleurement présent à la surface de la Terre, ~ 7%, [Goodwin \(1996\)](#), la thématique *Terre Primitif* a toujours été active dans le monde scientifique. La carte du monde en Fig. 1- 13 reporte les résultats marquants obtenus sur les terrains archéens. Cette section présente les principaux résultats récents qui caractérisent les diverses enveloppes terrestres.

2.1.1 Témoins primitif et géodynamique de la jeune Terre

2.1.1.1 La différenciation des enveloppes terrestres

La Terre est issue de l'accrétion de météorites - majoritairement chondritiques - homogènes. Durant ce processus, la majorité de l'énergie cinétique et potentielle de chacun des corps accrétés est convertie en énergie thermique ainsi qu'en énergie de rayonnement. Sous l'effet de cette chaleur intense, les corps météoritiques assemblés fondent et se différencient. Les éléments sidérophiles (Fe, Ni principalement) vont alors de concentrer au cœur du système et former le noyau. Grâce au couple $^{182}\text{Hf}/^{182}\text{W}$, la ségrégation du noyau terrestre a pu être datée à *ca.* 30 Ma après l'accrétion primordiale ([Kleine et al., 2002](#)). À la suite de cet événement, le manteau qui représente actuellement ~ 80% du volume terrestre s'est lui aussi différencié en un manteau inférieur à Mg-pérovskite/magnésio-wüstite d'un manteau supérieur à ringwoodite/majorite (Fig. 1- 1). Ce processus est quantifiable par l'analyse du couple $^{146}\text{Sm}/^{142}\text{Nd}$ ([Caro et al., 2003](#) ; [Boyet & Carlson, 2005](#) ; [Bennett et al., 2007](#) ; [O'Neil et al., 2016](#)). Ces auteurs montrent qu'un réservoir mantellique s'est différencié très tôt dans l'histoire de la Terre, possiblement dans la continuité de la différenciation du noyau, soit 30 à 100 Ma après l'accrétion primordiale. Enfin, le réservoir crustal complémentaire du manteau différencié échantillonné dans la Province du Supérieur (Fig. 1- 13) sous la forme de roches mafiques est lui aussi caractérisé par des âges de cristallisation Hadéens/Éoarchéens ([O'Neil et al., 2008](#) ; [Rizo et al., 2012](#) ; [O'Neil et al., 2016](#)).

L'ensemble de ces résultats indiquent que les enveloppes profondes que sont le noyau et le manteau terrestre ont acquis leurs caractéristiques physico-chimiques durant l'Hadéen.

2.1.1.2 La croûte continentale différenciée

- *L'enregistrement magmatique*

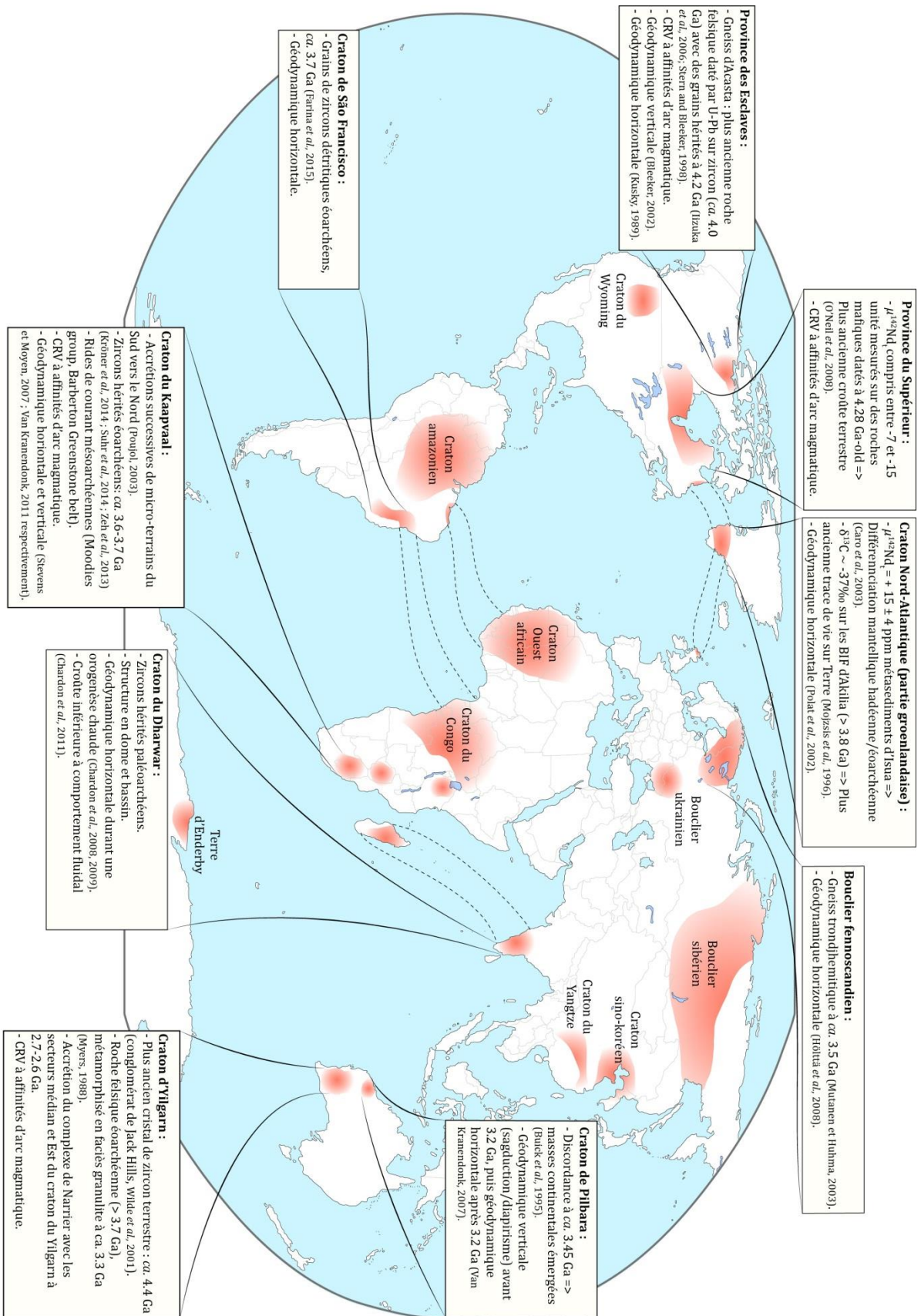
L'objet géologique le plus ancien découvert à la surface du globe est un zircon provenant du conglomérat de Jack Hills (*craton** du Yilgarn, Australie, Fig. 1- 13) daté à 4404 ± 8 Ma ([Wilde et al., 2001](#)). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre +5.0‰ et +7.4‰ sur

ce même grain de zircon sont interprétées par ces auteurs comme témoignant d'une cristallisation au sein d'un liquide silicaté différencié. Plus récemment, [Kemp et al. \(2010\)](#) ont complété l'étude U-Pb/ $\delta^{18}\text{O}$ des zircons Hadéens de Jack Hills par des mesures du couple Lu-Hf. Les signatures sub-chondritiques mesurées sont interprétées comme provenant d'un réservoir crustal séparé du manteau il y a 4.4 Ga et différencié par fusion d'une colonne basaltique épaissie. Toutefois, du fait que ces zircons aient été échantillonnés dans un méta-sédiment Néoarchéen ([Rasmussen et al., 2010](#)) et non dans la roche mère, la géodynamique de mise en place du magma parent (tectonique des plaques ou autre) est toujours en suspens ([Harrison et al., 2005](#) ; [Blichert-Toft & Albarède, 2008](#) ; [Kemp et al., 2010](#)).

À l'inverse, le craton des Esclaves dans les Territoires du Nord-Ouest au Canada (Fig. 1- 13) offre des zircons d'âges Hadéen/Éoarchéen provenant des *gneiss** d'Acasta géologiquement en place. L'analyse isotopique U-Pb des zircons montrent des âges de cristallisation du protolithe à 3.96 Ga, ainsi que des grains hérités à *ca.* 4.2 Ga ([Bowring et al., 1989](#) ; [Stern & Bleeker, 1998](#) ; [Iizuka et al., 2006](#)). L'enregistrement Lu-Hf des zircons d'Acasta suggère la contribution d'une croûte Hadéenne aujourd'hui disparue ([Iizuka et al., 2009](#)). Enfin, l'observation de ces gneiss à l'affleurement n'a pas permis de clarifier définitivement la tectonique associée à la mise en place du complexe gneissique ([Kusky, 1989](#) ; [Bleeker, 2002](#)). Enfin, des études récentes ont montré la présence de grains de zircons hadéens/éoarchéens au sein de roches orthodérivées échantillonnées dans le secteur canadien du craton Nord-Atlantique ([Komiya et al., 2016](#)).

Malgré l'incertitude sur la géodynamique, ces résultats démontrent indubitablement la présence d'une croûte différenciée très tôt dans l'histoire de la Terre (> 4.0 Ga).

Fig. 1- 13: Carte de répartition des principaux terrains connus à la surface de la Terre (zones rouges). Les encadrés reportent les principaux résultats obtenus sur chacun des terrains. La grande majorité des terrains archéens présentent des enregistrements au moins d'âge Paléoarchéen, parfois Éoarchéen voire même Hadéen (cf. Province du Supérieur, des Esclaves et craton de Pilbara). CRV : Ceinture de Roches Vertes. Carte modifiée après [Condie \(2007\)](#) et [Pearson & Wittig \(2008\)](#).



- *L'enregistrement sédimentaire*

Les marqueurs sédimentaires archéens préservés sont au-moins aussi rares que les zircons Hadéens. Seules deux séries sédimentaires ont été épargnées par le métamorphisme de haut-degré : les groupes paléo- à mésoarchéens de Fig Tree et Moodies appartenant au craton du Kaapvaal, Afrique du Sud ainsi que le groupe paléoarchéen de Warrawoona dans le craton de Pilbara en Australie (Fig. 1- 13). Ces formations regroupent des marqueurs analogues à ceux des environnements côtiers actuels : évaporites, rides de courants, dépôts tidaux (Eriksson, 1979 ; Barley, 1993).

L'ensemble des données présentées dans cette section et la précédente plaide donc en faveur d'une Terre assez similaire à celle que l'on connaît aujourd'hui, dès la fin de l'Hadéen pour les enveloppes internes, au milieu de l'Archéen pour les processus surfaciques. La distinction majeure entre la Terre primitive et la Terre actuelle est l'absence d'atmosphère oxydante et donc de vie O₂-dépendante.

2.1.2 Atmosphère archéenne et origine de la vie

Les marqueurs géologiques sensibles à l'état d'oxydation de l'environnement sont tous en faveur d'une atmosphère archéenne foncièrement moins riche en dioxygène qu'à l'actuel. En effet, la préservation de phases minérales détritiques telles que la pyrite (FeS₂) ou l'uraninite (UO₂) depuis la roche mère jusqu'au site de dépôt nécessite une pression partielle en O₂ - P(O₂) - comprise entre 10⁻⁸ et 10⁻¹² atm (Pavlov & Kasting, 2002). Ces interprétations sont confirmées par l'étude des isotopes du soufre dans les pyrites dont les fractionnements indépendants de la masse (MIF) sont attribués à l'interaction photochimique entre le dioxyde de soufre gazeux libéré par le volcanisme archéen (SO₂) et les rayons ultra-violettes stellaires (Farquhar et al., 2000). De plus, les modèles cinétiques des réactions impliquées dans les MIF montrent qu'une P(O₂) de 10⁻⁵ atm serait suffisante pour éliminer les fractionnements de l'enregistrement géologique (Pavlov & Kasting, 2002). Enfin, l'isotopie du soufre montre que le(s) processus responsable(s) des MIF est (sont) resté(s) le(s) même(s) du début à la fin de l'Archéen (Thomassot et al., 2015).

La (quasi)-totalité des êtres vivants pluricellulaires actuels sont oxygène-dépendants. De fait, le cycle biologique des êtres vivants archéens s'appuie nécessairement sur d'autres éléments chimiques (S, N, Fe...). Toutefois, la présence même de vie archéenne est sujette à de considérables débats : les microfossiles d'Apex Chert (ca. 3465 Ma, craton du Pilbara, Australie, cf. Fig. 1- 13) décrits par Schopf (1993) ont été réinterprétés comme du graphite amorphe secondaire (Brasier et al., 2002). De même, les anomalies négatives en ¹³C mesurées

dans des formations mafiques de la ceinture d'Akilia (ca. 3850 Ma, craton Nord-Atlantique, Groenland, Fig. 1- 13) sont interprétées soit comme les plus anciennes traces de vie à la surface du globe (Mojzsis *et al.*, 1996), soit comme le résultat d'une serpentinisation/décarbonation métamorphique (Fedó & Whitehouse, 2002). La préservation est l'élément clé dans le décodage de l'enregistrement sédimentaire de la vie archéenne. Le *Strelley Pool Chert* (craton du Pilbara, Australie) présente probablement la meilleure préservation sédimentaire archéenne. Cette formation sédimentaire montre des évidences de vie archéenne via la préservation de stromatolithes⁹ (Allwood *et al.*, 2006).

En conclusion, l'Archéen est une période géologique longue, qui suit la première étape majeure de différenciation du globe terrestre, dont les contextes géodynamiques sont encore mal compris et qui ne présente pas de milieu atmosphérique favorable au développement de la vie telle qu'on la rencontre au Phanérozoïque. Mais l'Archéen présente aussi d'autres distinctions vis-à-vis des terrains protérozoïques et phanérozoïques, notamment des formations géologiques caractéristiques de cet éon.

2.2 Les ceintures de roches vertes

Les ceintures de roches vertes (CRV dans la suite du Chapitre) sont l'un des deux composants principaux de la géologie archéenne. Ces objets sont constitués de formations volcaniques et sédimentaires dont l'ensemble peut atteindre une vingtaine de kilomètres d'épaisseur (Condie, 1981). La succession stratigraphique, la structure ainsi que la pétrologie de ces formations supracrustales sont abondamment décrites dans la littérature. Tout d'abord pour leurs potentiels économiques parfois conséquents (komatiites à Ni-Cu-PGE ; carbonatites à Terre Rares- Nb-Ta-S ; VMS¹⁰ à Cu-Zn-Au-S ; BIF à Fe-Mn ; filons à Sb ; etc...) mais aussi afin de mieux contraindre la géologie archéenne : ces formations supracrustales enregistrent les conditions pressions-températures du métamorphisme archéen tandis que leurs signatures géochimiques témoignent de contextes géodynamiques spécifiques.

Les sections qui suivent présentent les lithologies typiques des CRV, basé sur l'exemple de Barberton située dans le craton du Kaapvaal en Afrique du Sud (Fig. 1- 14). Cette CRV présente une stratigraphie caractéristique de ce type d'objet avec des coulées basiques à ultrabasiques formant les lithologies les plus anciennes, surmontées par des dépôts sédimentaires ; le tout injecté de phases felsiques granitoïdes (Fig. 1- 15A).

⁹ Structures formées par des cyanobactéries le plus souvent photolithoautotrophes.

¹⁰ VMS : Volcanogenic massive sulphide.

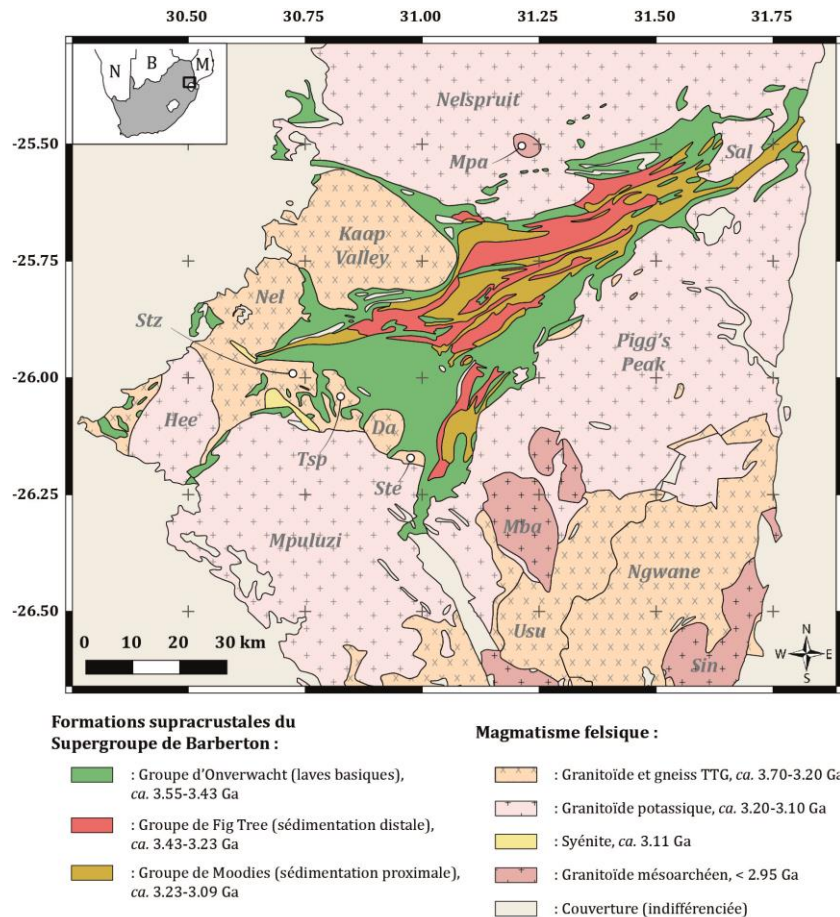


Fig. 1- 14: Carte géologique simplifiée de la ceinture de roches vertes de Barberton et des plutons felsiques environnants (contours d'après la carte 1/1 000 000^{ième} d'Afrique du Sud réalisée par le *Geological Survey of South Africa*). Le cartouche en haut à gauche représente la carte administrative d'Afrique australe, l'Afrique du Sud est représentée par la zone grisée, le rectangle noir marque la position géographique de la CRV de Barberton, N : Namibie ; B : Botswana ; M : Mozambique. Abréviations des plutons : Da : Dalmein ; Hee : Heerenveen ; Mba : Mbabane ; Mpa : Mpageni ; Sal : Salisbury Kop ; Sin : Sinceni ; Ste : Steynsdorp ; Stz : Stolzberg ; Tsp : Theespruit ; Usu : Usutu.

2.2.1 Le volcanisme des ceintures de roches vertes

2.2.1.1 Volcanisme (ultra)-basique

Les formations volcaniques des CRV sont essentiellement constituées de lithologies basiques et ultrabasiques. Les basaltes tholéiitiques, analogues aux MORB actuels, de composition basique, représentent généralement plus de 50% des volcanites associées aux CRV (Condie, 1981). Dans la CRV de Barberton, ces formations basiques sont parmi les plus anciennes avec des âges allant jusqu'à ca. 3.55 Ga ; affleurant principalement dans le Groupe d'Onverwacht (Fig. 1- 14 et Fig. 1- 15A). Ce groupe est formé par une succession de coulées magmatiques dont l'épaisseur cumulée atteint la dizaine de kilomètres et est constitué à environ 75-80% par des coulées basiques à ultra-basiques (Brandl *et al.*, 2006). Les textures

en coussins observées sur certaines coulées (Fig. 1- 16A) sont généralement interprétées comme un épanchement sous-marin.

Les lithologies ultramafiques forment généralement moins de 15% des roches volcaniques des CRV ; la ceinture de Barberton fait exception avec environ un-quart de lithologies ultramafiques (Condie, 1981). Ces roches sont particulièrement auscultées, notamment les komatiites et les textures spinifex de leurs cristaux d'olivine (Viljoen & Viljoen (1969) et Fig. 1- 16B). Ces coulées ultrabasiques diagnostiques de l'Archéen témoignent d'un manteau plus chaud qu'à l'actuel, dont les températures de fusion sont estimées à 1400-1600°C (Nisbet *et al.*, 1993 ; Parman *et al.*, 1997).

2.2.1.1 Volcanisme intermédiaire à acide

Ces formations représentent 35 à 45 % des volcanites présentes dans les CRV (Condie, 1981). Elles se rencontrent souvent sous forme de dépôts pyroclastiques indurés, tels que l'unité de tuffs présente dans la formation de Komati (Fig. 1- 15A) mais aussi sous forme de coulées.

Les volcanites acides sont décrites dans les trois principaux groupes de la CRV de Barberton (Onverwacht, Fig Tree et Moodies, cf. Fig. 1- 15A) en alternance avec des coulées de lave basique et des sédiments. Cette succession volcanique bimodale est caractéristique des provinces volcaniques (*Daly gap*). Il a été suggéré que les produits acides du volcanisme de Barberton pourrait être l'équivalent extrusif du plutonisme paléoarchéen de Theespruit et Stolzburg (de Wit *et al.*, 1987).

2.2.2 Sédimentation chimique et sédimentation physique

2.2.2.1 Les formations de fer rubané

Les formations de fer rubané sont constituées d'alternances millimétriques à centimétriques d'oxydes/sulfures/carbonates de fer et silice amorphe (Fig. 1- 16C). Leur importance est avant tout économique : elles représentent le premier minerai de fer mondial qui est lui-même le métal le plus exploité dans le monde (>800 Mt produites en 2005, Jébrak & Marcoux, 2008). Notons toutefois que les gisements de Fer archéens (type « Algoma ») sont - à l'exception de celui de Carajas au Brésil - 2 à 5 fois moins importants que les gisements protérozoïques (type « Supérieur ») dont certains peuvent atteindre des volumes de 20 Gt, comme celui d'Hamersley en Australie.

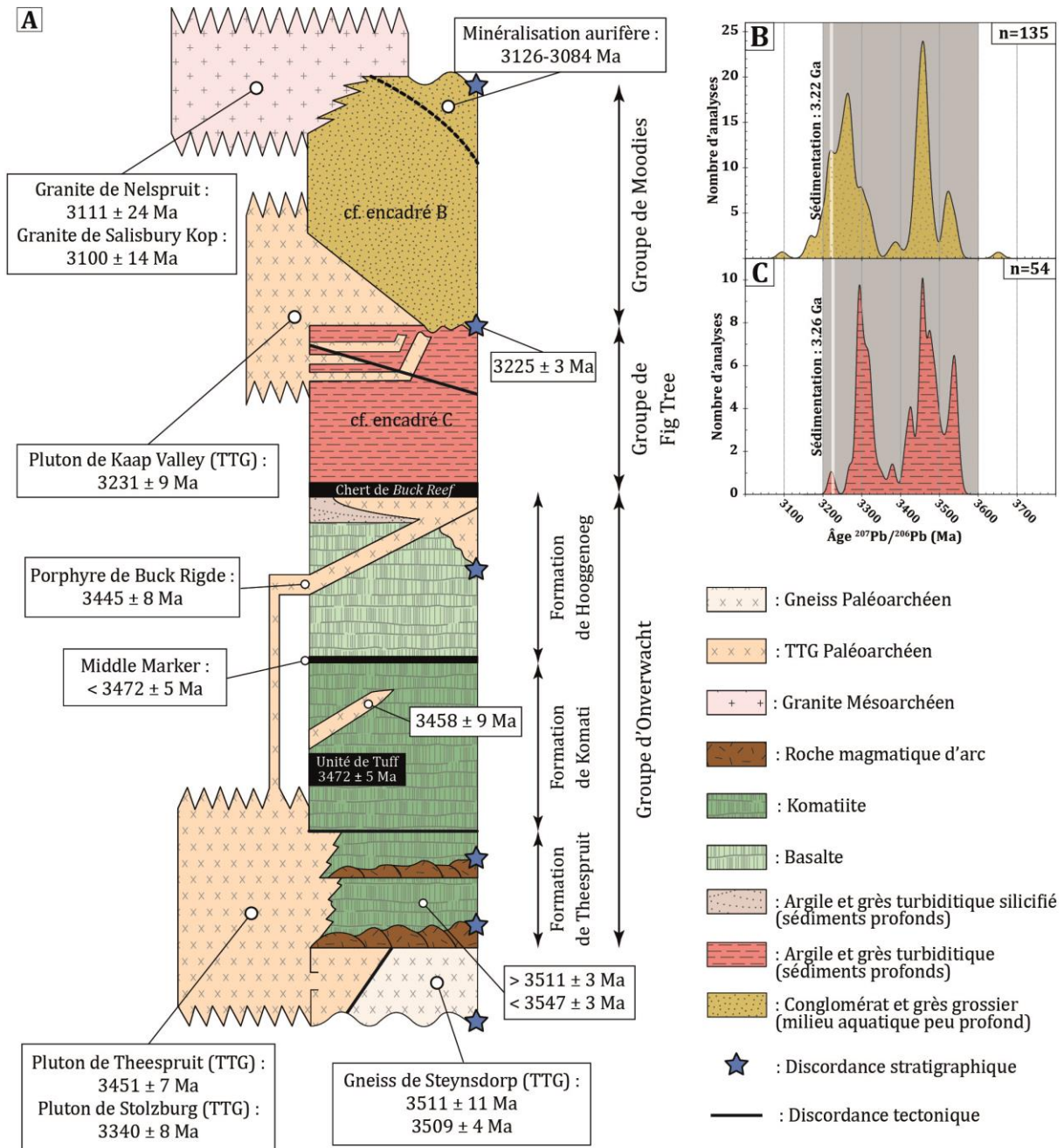


Fig. 1- 15: A. Coupe stratigraphique de la ceinture de roches vertes de Barberton (modifiée d'après Brandl *et al.*, 2006). Cette séquence de lithologies supracrustales atteint une épaisseur de 15 km (e.g. Byerly *et al.*, 1996) et sa mise en place s'étend sur quasiment 500 Ma. Les termes les plus anciens sont des coulées volcaniques basiques (basaltes et komatiites), les termes sédimentaires n'apparaissent qu'au milieu du Paléoarchéen. Données géochronologiques : Amelin *et al.* (2000), Brandl *et al.* (2006) et références incluses, et Zeh *et al.* (2013a). B. Diagramme de probabilité de densité d'âges concordants (95-105%) obtenus sur les zircons d'une quartzite du Groupe de Moodies. C. Diagramme similaire à l'encadré B, construit avec un grauwacke du Groupe de Fig Tree ; n = nombre de données utilisées pour la construction du diagramme, données U-Pb sur zircons : Zeh *et al.* (2013a). La zone grisée sur les diagrammes B et C représente le Paléoarchéen, la ligne blanche est l'âge de dépôt estimé par les auteurs.

L'autre importance, plus fondamentale cette fois, réside dans la signature isotopique des sulfures de fer (voir section 2.1.2) ainsi que des cherts associés aux formations de fer rubannés qui - sous certaines conditions de préservations - peuvent enregistrer la composition isotopique de leur milieu de dépôt (Marin-Carbonne *et al.*, 2014). L'évolution couplé du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{30}\text{Si}$ est interprétée comme une diminution séculaire de la température des océans (Robert & Chaussidon, 2006).

2.2.2.2 Les formations détritiques

Les faciès sont très variés allant du conglomérat basal clastique aux boues argileuses en passant par des grès et des grauweekes. Les différents faciès ainsi que leur épaisseur relative sont utilisés pour déterminer les milieux de dépôts et leur évolution au-cours du temps (Eriksson, 1979, 1980 ; Heubeck & Lowe, 1994).

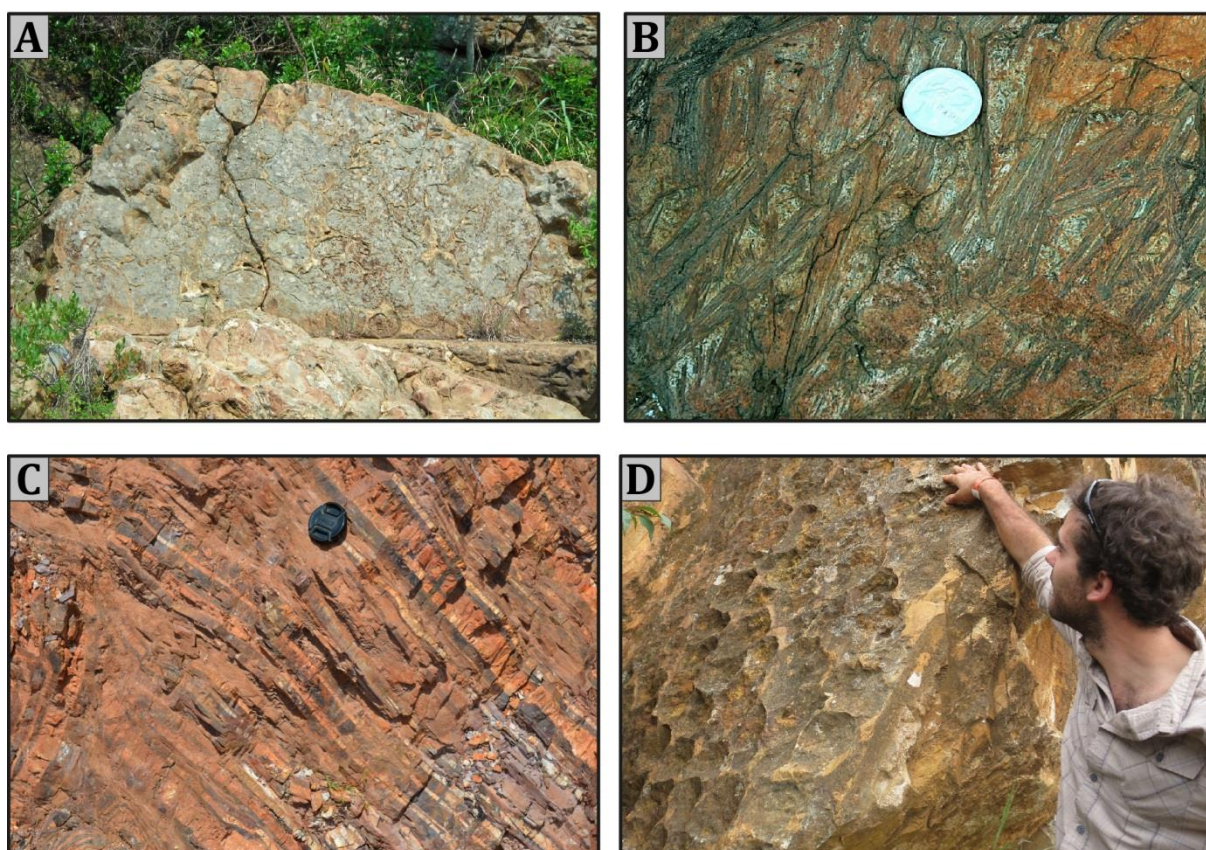


Fig. 1- 16: Principales lithologies de la CRV de Barberton (craton du Kaapvaal, Afrique du Sud). **A.** Basalte tholéiitique en coussin témoignant une mise en place de la coulée magmatique en milieu sous-marin (vallée de la rivière Komati, Groupe d'Onverwacht). **B.** Komatiite ($\text{SiO}_2 < 45 \text{ wt\%}$, $\text{MgO} > 20 \text{ wt\%}$) montrant la texture caractéristique en spinifex des olivines attestant d'une trempe d'un magma porté à plus de 1400°C (cliché: J-F Moyen). **C.** Formation de fer rubané, alternance de lits de silice amorphe dits cherts (opale/calcedoine) et de lits à oxydes et/ou sulfures et/ou carbonates de fer (hématite, magnétite, pyrite, sidérite) appartenant au Groupe de Fig Tree (*ca.* 3.46-3.29 Ma). **D.** Les fentes de dessiccations fossiles dans un grès fin du Groupe de Moodies attestent de la présence d'un continent émergé et d'eau liquide en surface à la fin du Paléoarchéen.

La CRV de Barberton enregistre deux types de sédiments distincts. Tout d'abord, des sédiments typiques de milieux marins profonds dont l'épaisseur atteint 2000m, comprenant des argiles et grès turbiditiques, formant le Groupe de Fig Tree (lithologie rouge sur les Fig. 1- 14 et Fig. 1- 15A). Cette séquence est surmontée par des sédiments grossiers (conglomérats, dépôts gréseux deltaïques, dépôts alluvionnaires) indiquant une sédimentation proximale (Fig. 1- 16D) : c'est le Groupe de Moodies (lithologies jaune sur les Fig. 1- 14 et Fig. 1- 15A).

Le couplage entre les milieux de dépôts et l'enregistrement isotopique U-Pb des zircons présents dans le sédiment constitue une information précieuse afin de contraindre l'évolution géodynamique de l'ensemble de la ceinture. Dans la CRV de Barberton, les formations sédimentaires de Moodies et Fig Tree (Fig. 1- 15A) montrent des enregistrements en zircons détritiques très similaires avec des âges s'étalant sur l'ensemble du Paléoarchéen (Fig. 1- 15B et Fig. 1- 15C respectivement). De fait, malgré un milieu de dépôt radicalement différent, ces deux formations échantillonnent des sources crustales identiques, impliquant un changement morphologique à *ca.* 3.23 Ga, avec probablement une émergence importante des terrains.

Ce type de démarche permet donc de construire l'évolution paléogéographique sur l'ensemble d'une région géologique donnée (Zeh *et al.*, 2013a).

2.3 Les complexes de gneiss gris : de l'homogénéité dans la diversité

Les complexes de gneiss gris représentent en moyenne 80 à 90% des terrains archéens (Condie, 1981). Malgré cette prépondérance volumétrique, les études géologiques archéennes se sont très majoritairement concentrées sur les CRV. En effet, à l'inverse des CRV, les complexes de gneiss gris n'ont pas de minéralisation économiquement exploitable. De fait, ces vastes étendues sont longtemps restées incomprises, souvent regardées comme des « mers de granites » ; sans une réelle tentative majeure d'investigation approfondie (Moyen & Martin, 2012).

2.3.1 Des complexes composites...

L'affleurement présenté en Fig. 1- 17 illustre assez clairement ce qu'est un complexe de gneiss gris. Ce sont des complexes déformés, composites et migmatitiques. On y rencontre : des granitoïdes gneissifiées, des néosomes issus de la fusion de ces mêmes granitoïdes, des amphibolites et des méta-sédiments en boudins et/ou en enclaves ainsi que des granites tardifs. L'ensemble de ces lithologies est généralement déformé à l'état sub-solidus, et les contacts entre amphibolite/méta-sédiments et granitoïdes sont généralement non-réactionnels.

Les complexes de gneiss gris sont très largement dominés par les granitoïdes appartenant à la *suite TTG** (Tonalite - Trondhjemite - Granodiorite, *Jahn et al., 1981*) typique de l'Archéen. Comme le souligne *Moyen (2011)*, il ne faut pas confondre TTG et gneiss gris qui sont des termes faisant référence à des contextes de mises en place, des signatures chimiques et des relations de terrain différentes. En effet, les complexes de gneiss gris sont issus de la juxtaposition d'unités de natures variées durant un métamorphisme de moyenne pression-moyenne température (amphibolite).



Fig. 1- 17: Affleurement typique du complexe de gneiss gris composite - et migmatitique - de la Sand River dans la zone Centrale de la ceinture du Limpopo. Cliché : J-F. Moyen.

2.3.2 Paragenèses et signature géochimique de la suite TTG et des granites associés

2.3.2.1 La suite TTG

Les TTGs sont principalement formés d'une association de $Qz + Pl + Bt \pm Ep$. Les phases mineures peuvent être : $Kf, Aln, Ap, Zrn, Ttn, Spl$ (*Moyen & Martin, 2012*). Le quartz et le plagioclase, majoritaires dans l'assemblage minéralogique, donnent un aspect leucocrate aux TTGs. Les plagioclases sont quasi-exclusivement des oligoclases ($An\# = Ca/(Ca+Na) \sim 0.2$). Cette chimie des plagioclases, couplée à la faible proportion modale en biotite et feldspath potassique, confère aux TTGs un rapport K_2O/Na_2O compris entre 0.3 et 0.6 wt% qui les différencie des granites dont le ratio est > 0.6 wt%. Cette distinction s'observe clairement sur la classification d'*O'Connor (1965)* présentée en Fig. 1- 18A. De plus, la signature en éléments traces montre clairement un ratio $(La/Yb)_N$ plus important dans les TTGs que dans les granites protérozoïques et phanérozoïques (*Martin, 1986 ; Moyen &*

Martin, 2012). C'est le fractionnement (Liquide/Grenat Résiduel) des Terres Rares qui conduit aux valeurs élevées de $(La/Yb)_N$ caractéristiques des TTGs (voir Fig. 1- 18B). La suite TTG serait donc issue de processus de fusions partielles, dans le domaine de stabilité du grenat. Les expériences de pétrologie en laboratoire ont montré qu'une croûte basaltique hydratée serait une lithologie valable pour être la source des TTGs archéens (voir [Moyen & Stevens, 2006](#) et références incluses). Ce type de liquide à signature géochimique de TTG est interprété comme résultant de la fusion partielle (à $P > 15\text{kbar}$) d'un plateau océanique basaltique en subduction ([Martin et al., 2014](#)).

2.3.2.1 Les granites des complexes de gneiss gris archéens

Le ratio [phase potassique / TTG s.s.] dans les complexes de gneiss gris est généralement compris entre 1/4 et 1/3 ([Moyen & Martin, 2012](#)). Ces phases potassiques sont des granites à $Pl + Kf + Qz + Bt \pm Ms$. Les expériences de pétrologie expérimentale ont montré que les phases granitiques appartenant aux complexes de gneiss gris peuvent être formées par fusion partielle de systèmes tonalitiques en conditions sous-saturées en eau et à $6\text{ kb} \leq P \leq 12\text{ kbar}$ ([Patiño-Douce & Beard, 1995](#) ; [Watkins et al., 2007](#)). Ces granites seraient donc des témoins de la différenciation crustale archéenne.

2.3.3 Complexes de gneiss gris et différenciation crustale

L'examen minutieux des complexes de gneiss gris est important à plusieurs égards. Du point de vue de la compréhension régionale, les complexes de gneiss gris regroupent la majorité, si ce n'est la totalité, des lithologies. Les complexes de gneiss gris sont donc un aperçu miniature de la géologie locale. De plus, l'étude de la répartition, de la déformation et des relations de recoupement et/ou d'inclusion du (des) réseau(x) de leucosome(s) fournit les clés de la chronologie relative de la différenciation crustale ([Sawyer, 2001](#) ; [Dusséaux, 2015](#)).

Enfin, les complexes de gneiss gris représentent 80-90% des terrains archéens, impliquant que 40% de ces terrains sont des TTGs ([Condie, 1981](#)). Dès lors, négliger le processus de différenciation crustale associé aux TTGs, revient à négliger la lithologie majeure impliquée dans ces processus. Un bloc archéen typique est fait de 10% de sédiments (dont 50% sont des métapélites alumineuses, 40% des semipélites et 10% des méta-psammites) et de 40% de TTG (e.g. [Condie, 1981](#)). En faciès granulite à $900^\circ\text{C} - 10\text{ kbar}$, les estimations sur les volumes de liquide formés par fusion-déshydratation de [Skjerlie et al. \(1993\)](#) et [Diener et al. \(2014\)](#) indiquent que $\sim 3.1\%$ du volume initial (i.e. le volume du bloc archéen typique) serait alors du liquide issu de la fusion de métapélites, tandis que $\sim 2\%$ serait

du liquide issu de la fusion des TTGs. Or, les études métamorphiques se focalisent quasi-exclusivement sur les méta-sédiments et leurs produits de fusion associés.

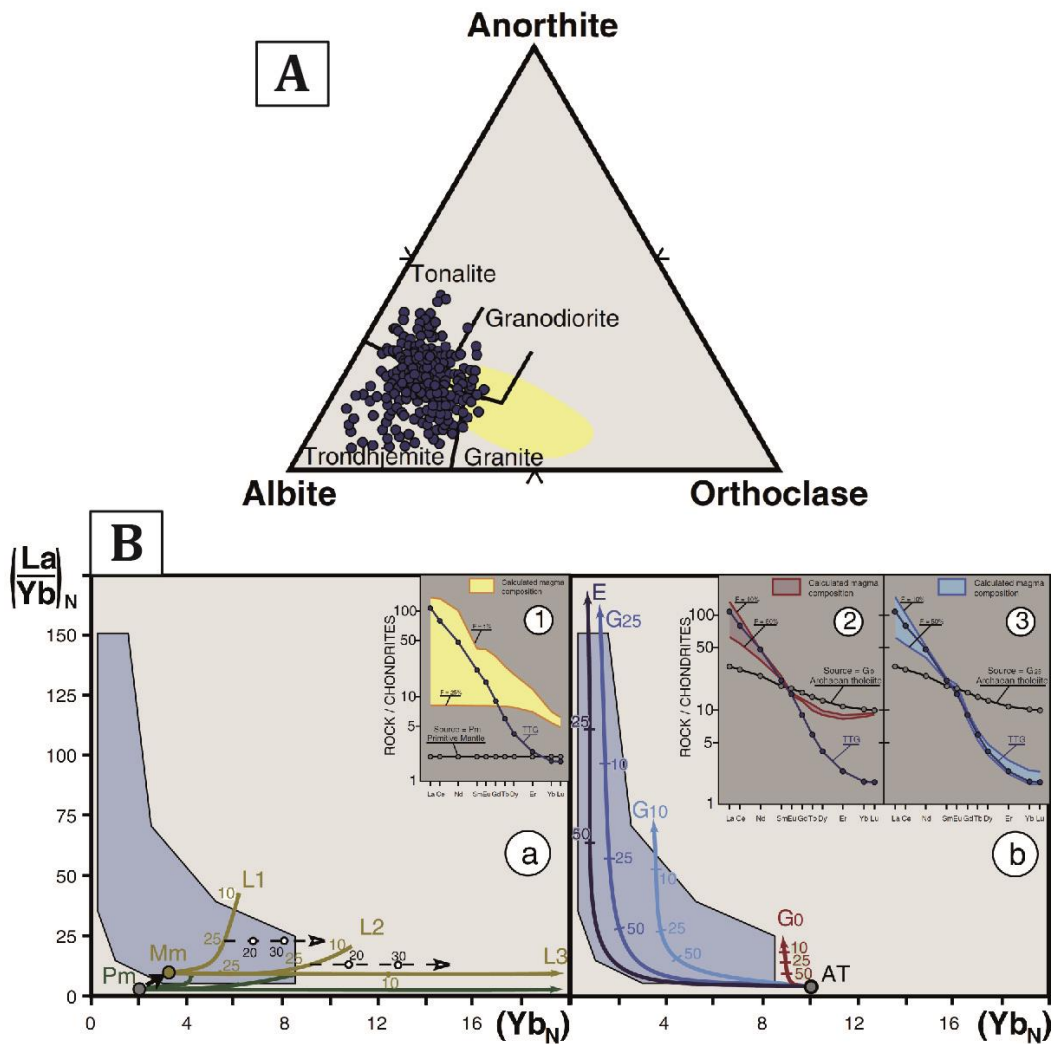


Fig. 1- 18: **A.** Compilation des compositions des phases TTGs présentes au sein des complexes de gneiss gris (points bleus) comparées aux compositions crustales actuelles (champs jaune). La proportion modale de feldspath potassique (orthoclase sur la figure) ne dépasse jamais 30% pour les TTGs. **B.** Modèles géochimiques d'évolution de la composition de liquide silicaté à partir de différentes sources. **a.** Source mantellique primitive (Pm) ou Métasomatisée (Mm), les courbes correspondent à des liquides en équilibre avec une lherzolite contenant 10% ou 5% de grenat (courbes L1 et L2 respectivement) ou 5% de spinelle (courbe L3), les courbes en pointillés représentent l'évolution de la composition en fonction du taux de fractionnement de l'olivine. Le cartouche représente la composition en Terre Rares d'un liquide formé par 1% à 25% de fusion partielle d'un manteau chondritique. **b.** Composition des liquides formés par fusion partielle d'une source tholéiitique archéenne (AT) lorsque le résidu est une amphibolite à 0%, 10%, 25% de grenat (courbes G0, G10, G25 respectivement) ou éclogitique (courbe E). Les encadrés 2 et 3 représentent la composition en Terre Rares en fonction de la composition du résidu et du taux de fusion. Données et figures de [Moyen & Martin \(2012\)](#).

2.4 Métamorphismes extrêmes et transition Protérozoïque

Outre ses lithologies spécifiques, l'Archéen se distingue aussi des périodes plus récentes par l'absence de roches crustales équilibrées en hautes/ultra-hautes pressions (schistes bleus et faciès supérieurs). En effet, l'une des plus anciennes occurrences reconnue de schistes bleus provient de la chaîne Néo-protérozoïque de l'Anti-Atlas au Maroc (Hefferan *et al.*, 2002), bien que certains indices laissent penser qu'une subduction de croûte océanique de type phanérozoïque ait pu avoir lieu durant le Précambrien (e.g. Moyen *et al.*, 2006 ; Ganne *et al.*, 2012). À l'inverse, le métamorphisme de faciès granulite de hautes/ultra-hautes températures ($\geq 850^\circ\text{C}$), commun à la fin de l'Archéen, est peu commun au Phanérozoïque (Brown (2007) et Fig. 1- 5B).

Le Protérozoïque marquerait donc un changement de majeure de la géodynamique orogénique, imputé à l'épaississement de la lithosphère continentale et au refroidissement séculaire du manteau terrestre (Brown, 2006 ; 2007). Les noyaux cratoniques formés au Mésoarchéen et stabilisés au Néoarchéen, alors en mesure de s'accréter, pourraient expliquer la transition vers une géodynamique favorable à la formation et la préservation de roches métamorphiques de haute pression.

2.5 Tectoniques archéennes et orogènes

Les questions de tectoniques orogéniques ont déjà été succinctement décrites dans la section 1.3.4. Les paragraphes qui suivent se focalisent sur les modalités d'évolution des orogènes archéennes. Comprendre la dynamique orogénique archéenne, c'est comprendre quand et comment le cycle de Wilson s'est mis en place (Condie & Benn, 2006).

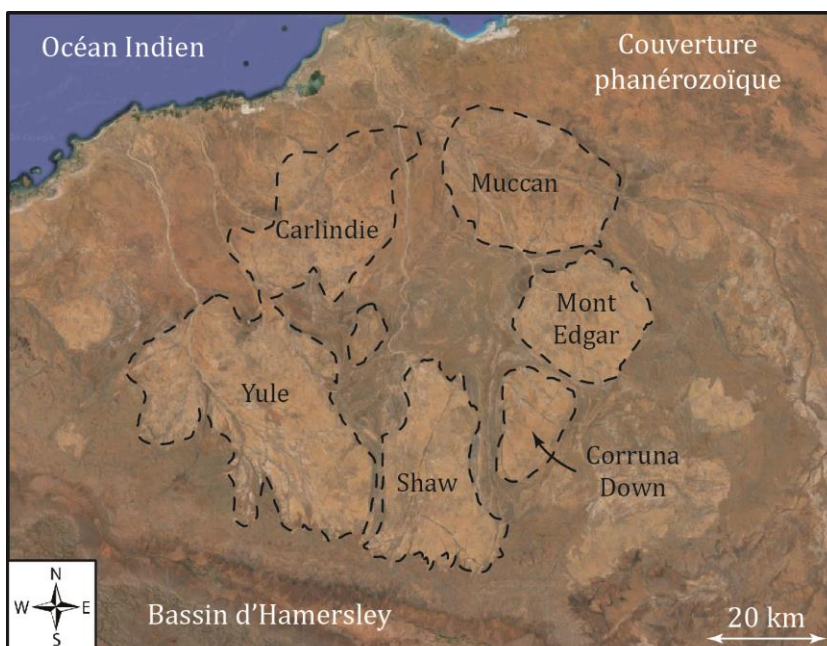


Fig. 1- 19: Photographie aérienne du craton de Pilbara en Australie. Les zones entourées par des pointillés sont des corps composites et complexes pluri-décamétriques à chimie majoritairement granitiques, les zones intensément déformées entre ces corps sont des formations supracrustales de CRV. Imagerie aérienne : Google Maps.

2.5.1 Opposition historique

L'étude tectonique des terrains archéens a souvent mis en opposition deux modèles extrêmes :

- Un système de type « tectonique des plaques actuelle », qui se traduit par une tectonique majoritairement horizontale de subduction-chevauchement et,
- Un système de type *stagnant lid* (« plaque immobile »), qui se traduit par une tectonique majoritairement verticale telle que la sagduction.

2.5.1.1 Tectonique horizontale à l'Archéen

Ce modèle est similaire à ceux définis sur les orogènes de collisions phanérozoïques (section 1.3.4.1). Il ne sera donc pas détaillé ici. Ce type de tectonique est le plus fréquemment décrit à l'Archéen. Parmi les plus anciens cratons préservés à la surface de la Terre, certains préservent des marqueurs géophysiques, tectoniques, magmatiques et métamorphiques interprétés comme étant produits par une tectonique horizontale.

En effet, les études des cratons Nord-Atlantique et du Kaapvaal (Fig. 1- 13) soutiennent une tectonique horizontale, notamment les structures (Komiya *et al.*, 1999) et les stratigraphies des formations supracrustales (ophiolites archéennes ? Rosing *et al.*, 1996), les signatures géochimiques typiques des arcs magmatiques (Vearncombe, 1991), l'âge et la disposition des blocs crustaux (Lowe, 1994 ; de Wit *et al.*, 1992c). De plus, la signature géochimique des volcanites de la Formation de Whundo, située à la marge Ouest du craton du Pilbara, similaires aux magmas d'arc intra-océanique actuels a été interprété comme un témoin de subduction Méso-archéenne (Smithies *et al.*, 2005). Les structures tectoniques révélées par les études géophysiques du craton du Supérieur au Canada sont interprétées comme des reliques d'une géodynamique de collision continentale à *ca.* 2.7 Ga (Calvert *et al.*, 1995).

Enfin, les modèles numériques basés sur la résistance, la flottabilité et la rhéologie de la croûte montrent que la dynamique de subduction est possible mais délicate à l'Archéen (Van Hunen & Van den Berg, 2008 ; Van Hunen & Moyen, 2012).

2.5.1.2 Sagduction et redistribution verticale du matériel crustal

La sagduction est souvent considérée - à tort - comme la tectonique typiquement archéenne. Ce type de géodynamique verticale n'est, en réalité, communément accepté que sur quelques blocs archéens : la partie orientale du craton du Pilbara dans l'Ouest australien (Fig. 1- 19) ; et le craton du Zimbabwe et du Dharwar dans une moindre mesure.

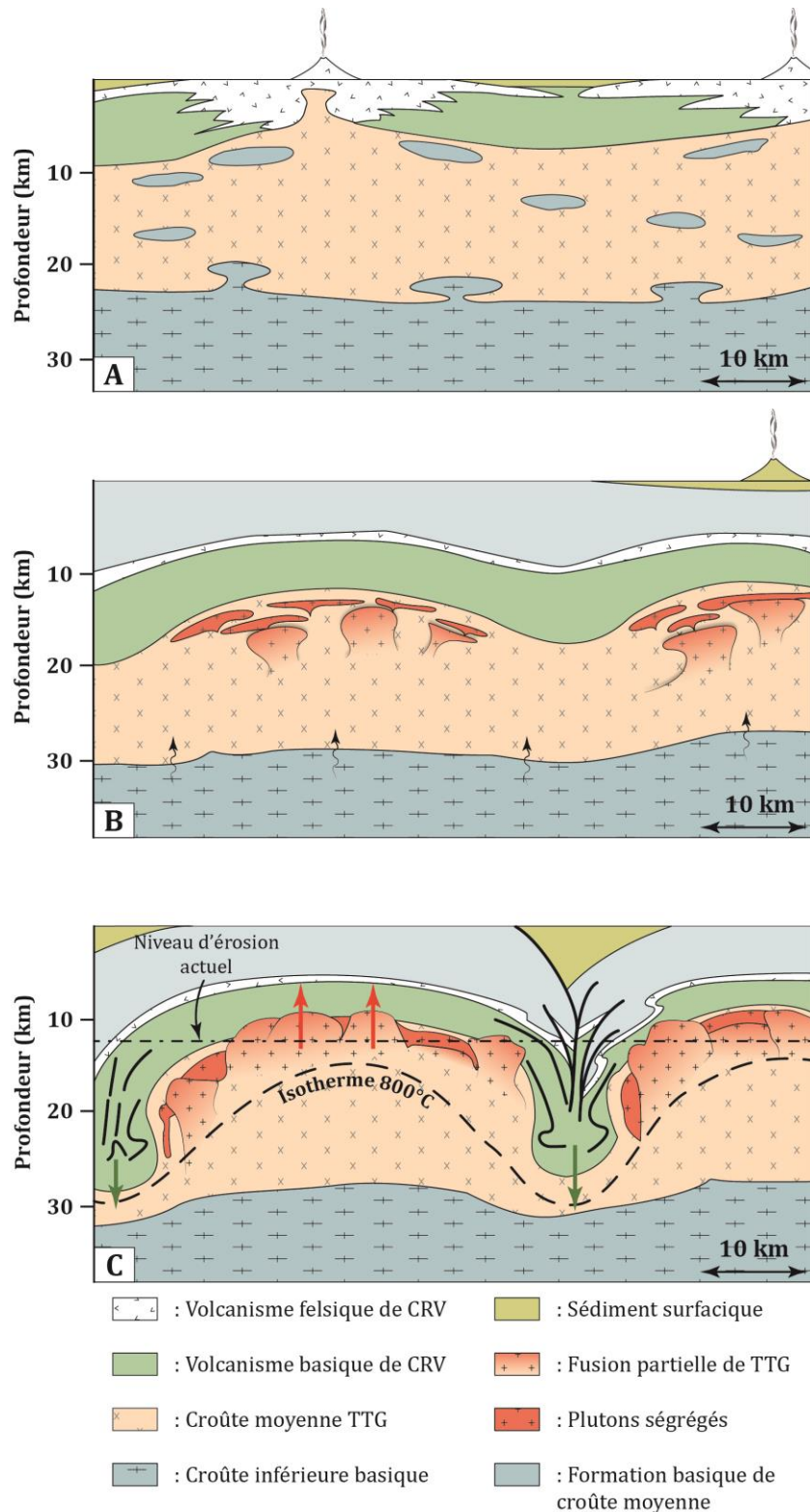


Fig. 1- 20: Coupes crustales schématiques d'évolution d'un terrain archéen diapirique (basé sur le modèle de l'Est-Pilbara proposé par Van Kranendonk *et al.*, 2004). **A.** Mise en place de sills de TTGs sous-jacents aux lithologies des ceintures de roches vertes. **B.** Eruption d'une couche de *ca.* 10km de basalte qui provoque (i) une inversion du profil de densité de la croûte et (ii) une anomalie thermique positive dans la croûte moyenne felsique et donc la fusion partielle de celle-ci. **C.** Remontée diapirique de la croûte felsique partiellement fondue peu dense et enfouissement des lithologies basiques denses vers la croûte inférieure, c'est le renversement convectif de la croûte.

Ce type de tectonique ne montre pas de différences fondamentales avec la tectonique horizontale dans les processus de différenciation crustale, mais présente pas contre des objets structuraux clairement différents (e.g. [Van Kranendonk et al., 2004](#)).

Le modèle géodynamique présenté en Fig. 1- 20 montre que le processus de sagduction est provoqué par une inversion du profil de densité de la pile crustale. Ce modèle est basé sur le craton de l'Est-Pilbara qui montre des corps granitiques ovoïdes (Fig. 1- 19) séparés par des formations supracrustales de CRV marquées par des structures tectoniques verticales ([Van Kranendonk et al., 2004](#) et références incluses). La première étape du modèle est la génération de TTG en association avec les formations supracrustales des CRV (Fig. 1- 20A). Par la suite, un volume important de coulées basaltiques s'épanche en surface au sommet de la pile crustale (*ca.* 10 km dans le cas présenté en Fig. 1- 20B), impliquant un enfouissement des plutons de TTGs qui atteignent les conditions de fusion partielle. Les lithologies basiques denses ($d \sim 3$) surmontant la croûte felsique moins dense ($d \sim 2.7$) créent une inversion du gradient de densité normal (roches denses en base de croûte). Les lithologies basiques (CRV et coulées basaltiques) vont donc avoir tendance à s'enfoncer dans la croûte felsique partiellement fondue au niveau des zones de faiblesses, tandis que les plutons de TTG et leurs produits de fusion partielle vont monter dans la pile crustale : il y a alors redistribution verticale du matériel crustal (Fig. 1- 20C).

En termes de différenciation crustale, la tectonique verticale de l'Est Pilbara ne se distingue pas singulièrement des autres terrains archéens. En effet, les produits de fusion sont des leucogranites riches en feldspaths potassiques ([Van Kranendonk et al., 2001](#)) et parfois à muscovite ([Hickman, 1983](#)). De fait, les processus de différenciation crustale semblent peu sensibles aux contextes géodynamiques, ceux-ci sont principalement régis par les conditions pressions-températures, l'activité de l'eau et la chimie du système.

2.5.2 Vers un modèle intermédiaire ?

De nombreux auteurs notent toutefois, que malgré la pertinence de ces deux modèles extrêmes, les terrains observés résultent fort probablement d'un couplage des deux mécanismes ([Van Kranendonk et al., 2007](#)). La dernière décennie a, en effet, vu la communauté scientifique *archéenne* se diriger vers des modèles orogéniques intermédiaires. Les modèles d'orogénèses chaudes, ultra-chaudes, et de mélange proposés par [Chardon et al. \(2009\)](#) définissent les différents intermédiaires entre le modèle tectonique purement vertical et celui purement horizontal (Fig. 1- 21). Ces modèles sont en fait une transposition du modèle d'orogénèses d'accrétions (voir section 1.3.4) aux régimes thermiques archéens. L'innovation

principale réside dans la possibilité de créer à la fois de la tectonique verticale et horizontale sur une même zone d'accrétion/collision. Chardon *et al.* (2009) indiquent aussi un contrôle quasiment exclusif de la température du manteau sur les différents intermédiaires orogéniques. Cette notion s'intègre parfaitement avec la diminution séculaire de la température du manteau qui semble se coupler avec l'évolution orogénique observée (Brown, 2007).

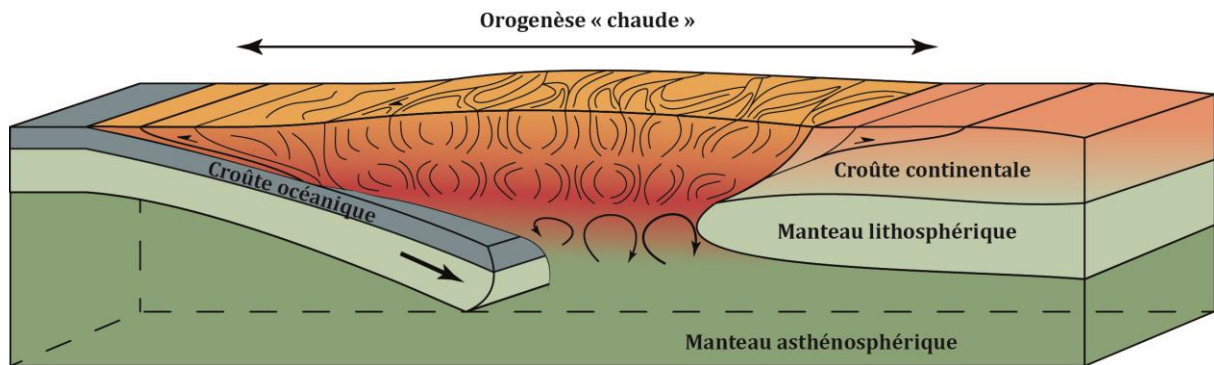


Fig. 1- 21: Exemple de modèle intermédiaire entre une chaîne de collision et une orogénèse d'accrétion. D'après Chardon *et al.* (2009).

Enfin, la modélisation numérique des modèles d'orogénèses chaudes montre qu'une augmentation de température de 100°C du manteau supérieur implique une fracturation de la plaque en subduction (« *slab-breakoff* ») dès ~ 80 km d'enfouissement (Sizova *et al.*, 2014). Ce résultat est indépendant de la largeur de la marge passive et expliquerait l'absence de faciès de hautes-pressions à l'Archéen.

2.6 Tectonique des plaques et géodynamique précambrienne

La section précédente montre clairement l'absence de consensus au regard de la géodynamique Précambrienne. Korenaga (2013) a réalisé une compilation des âges estimés d'initiation de la tectonique des plaques au cours du temps (cf. Fig. 1- 22). Selon la méthode utilisée (évolution du métamorphisme au-cours des temps géologiques ; présence ou absence de faciès métamorphiques caractéristiques de la subduction actuelle - i.e. schistes bleus ; paléomagnétisme, etc...), de grandes différences dans l'âge proposé sont observées : de l'Hadéen au Méso/Néoprotérozoïque (Hopkins *et al.* (2008) et Stern (2005) ; Hamilton (2011) respectivement). Toutefois la communauté scientifique s'accorde - majoritairement - sur une initiation de la tectonique des plaques au-cours de l'Archéen (Komiya *et al.*, 1999 ; Nutman *et al.*, 2002 ; Brown, 2006 ; Cawood *et al.*, 2006 ; Van Kranendonk *et al.*, 2007 ; Condie & Kröner, 2008 ; Shirey *et al.*, 2008).

Une récente réunion des scientifiques impliqués dans cette thématique (« *Workshop on the Origin and Evolution of Plate Tectonics* », 17-22 Juillet 2016, Locarno, Suisse) a mis en relief la présence de trois géodynamiques distinctes au-cours des temps géologiques.

Une première tectonique où la Terre jeune et chaude se refroidit par l'intermédiaire d'intenses plumes mantelliques qui provoquent des mouvements horizontaux surfaciques assimilés à de la subduction ; c'est un processus local et non général à la surface du globe. Dans ce modèle, la lithosphère n'est pas divisée en plaques. Enfin, cela correspondrait à la tectonique Éo- à Mésoarchéenne.

Une deuxième tectonique, (probablement plus globale) avec des mouvements horizontaux mieux définis ainsi que des proto-subduction à courte durée de vie (inférieure à la dizaine de Ma, e.g. [Van Hunen & Van den Berg, 2008](#)).

Et enfin, la tectonique horizontale phanérozoïque.

La (re)-connaissance de ces diverses théories nécessite toutefois des investigations toujours plus approfondies des terrains archéens préservés à la surface du globe terrestre.

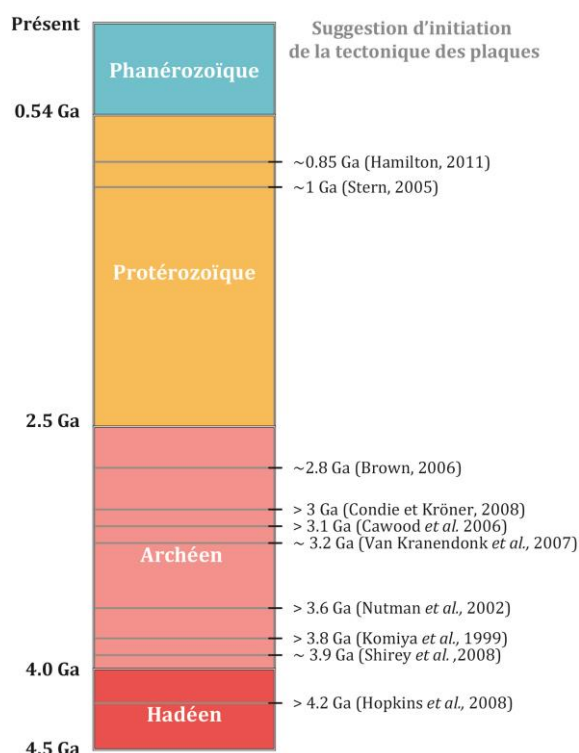


Fig. 1- 22: Echelle des temps géologiques sur laquelle sont reportés les diverses propositions d'initiation de la tectonique des plaques. L'âge de cette initiation est très variable selon les auteurs, allant de l'Hadéen au Néoprotérozoïque. Figure légèrement modifiée d'après [Korenaga \(2013\)](#).

3 Problématique et développement

L'introduction de ce manuscrit met en évidence la complexité des processus de différenciation crustale, le rôle crucial de la géodynamique dans l'évolution de la croûte continentale ainsi que la vaste thématique archéenne. Le travail de thèse présenté ici se focalise sur les problèmes de croissance/différenciation crustale au sein d'un bloc archéen situé à la marge Nord du craton du Kaapvaal en Afrique du Sud. L'enjeu ici, est de comprendre les modalités de formation et de stabilisation d'un noyau cratonique préservé à la surface du globe depuis 3 milliards d'années.

Le Chapitre II est la présentation du terrain d'étude et des modèles responsables de sa mise en place. Ce chapitre va se focaliser particulièrement sur les lithologies méta-sédimentaires, méta-basiques et sur les granitoïdes post-tectoniques qui ont été minutieusement décrits par les études antérieures.

Le Chapitre III est une étude pétro-métamorphique et géochronologique des gneiss gris au sens large et plus spécifiquement des TTGs présents dans le secteur d'étude. Cette étude remet en cause les modèles géotectoniques antérieurs et autorise l'établissement d'un nouveau contexte géologique dans une dynamique d'orogénèse d'accrétion.

Le Chapitre IV se concentre sur divers granitoïdes issus de la fusion crustale orogénique. L'étude isotopique et géochimique permet la quantification de la différenciation de la croûte continentale archéenne et pose un regard sur la préservation des terrains archéens jusqu'à nos jours.

Le Chapitre V, propose une investigation de la pétrogenèse d'un granite à grenat au cours d'une géodynamique d'accrétion, durant un métamorphisme de haut degré.

Le Chapitre VI, de conclusion, présente le modèle géotectonique élaboré durant ce travail de thèse.

Bibliographie

- Allègre, C. J., et Rousseau, D., 1984, The growth of the continent through geological time studied by Nd isotope analysis of shales: Earth and Planetary Science Letters, v. 67, no. 1, p. 19-34.
- Allwood, A. C., Walter, M. R., Kamber, B. S., Marshall, C. P., et Burch, I. W., 2006, Stromatolite reef from the Early Archaean era of Australia: Nature, v. 441, no. 7094, p. 714-718.
- Amelin, Y., Lee, D.-C., et Halliday, A., 2000, Early-middle Archaean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 64, no. 24, p. 4205-4225.
- Armstrong, R., 1981, Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a near-steady-state non-continental-growth Earth: Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, v. 301, no. 1461, p. 443-472.
- Barley, M., 1993, Volcanic, sedimentary and tectonostratigraphic environments of the ~ 3.46 Ga Warrawoona Megasequence: a review: Precambrian Research, v. 60, no. 1, p. 47-67.
- Bea, F., Pereira, M., et Stroh, A., 1994, Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study): Chemical Geology, v. 117, no. 1, p. 291-312.
- Belousova, E. A., Kostitsyn, Y. A., Griffin, W. L., Begg, G. C., O'Reilly, S. Y., et Pearson, N. J., 2010, The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data: Lithos, v. 119, no. 3-4, p. 457-466.
- Bennett, V. C., Brandon, A. D., et Nutman, A. P., 2007, Coupled ^{142}Nd - ^{143}Nd isotopic evidence for Hadean mantle dynamics: Science, v. 318, no. 5858, p. 1907-1910.
- Bleeker, W., 2002, Archaean tectonics: a review, with illustrations from the Slave craton: Geological Society, London, Special Publications, v. 199, no. 1, p. 151-181.
- Blichert-Toft, J., et Albarède, F., 2008, Hafnium isotopes in Jack Hills zircons and the formation of the Hadean crust: Earth and Planetary Science Letters, v. 265, no. 3, p. 686-702.
- Bohlen, S. R., Boettcher, A., Wall, V., et Clemens, J., 1983, Stability of phlogopite-quartz and sanidine-quartz: a model for melting in the lower crust: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 83, no. 3-4, p. 270-277.
- Bois, C., Damotte, B., Mascle, A., Cazes, M., Hirn, A., et Biju-Duval, B., 1987, Operations and main results of the ECORS project in France: Geophysical Journal International, v. 89, no. 1, p. 279-286.
- Bois, C., et ECORS Scientific Party, 1990, Major geodynamic processes studied from the ECORS deep seismic profiles in France and adjacent areas: Tectonophysics, v. 173, no. 1-4, p. 397-410.
- Bons, P. D., Arnold, J., Elburg, M. A., Kalda, J., Soesoo, A., et Van Milligen, B. P., 2004, Melt extraction and accumulation from partially molten rocks: Lithos, v. 78, p. 25-42.
- Bons, P. D., Druget, E., L-M., C., et Elburg, M. A., 2008, Finding what is now not there anymore: Recognizing missing fluid and magma volumes: Geology, v. 36, p. 851-854.
- Bowring, S., Williams, I., et Compston, W., 1989, 3.96 Ga gneisses from the Slave province, Northwest Territories, Canada: Geology, v. 17, no. 11, p. 971-975.
- Boyet, M., et Carlson, R., 2005, ^{142}Nd evidence for early (> 4.53 Ga) global differentiation of the silicate Earth: Science, v. 309, no. 5734, p. 576-581.
- Brandl, G., Cloete, M., et Anhaeusser, C. R., 2006, Archean Greenstone belts, in Johnson, M. R., Anhaeusser, C. R., and Thomas, R. J., eds., *The Geology of South Africa*, Geological Society of South Africa, Johannesburg/Council for Geosciences, Pretoria, p. 9-56.

Brasier, M. D., Green, O. R., Jephcoat, A. P., Kleppe, A. K., Van Kranendonk, M. J., Lindsay, J. F., Steele, A., et Grassineau, N. V., 2002, Questioning the evidence for Earth's oldest fossils: Nature, v. 416, no. 6876, p. 76-81.

Brown, M., 1994, The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens: Earth-Science Reviews, v. 36, p. 83-130.

Brown, M., 2006, Duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoproterozoic: Geology, v. 34, no. 11, p. 961-964.

Brown, M., 2007, Metamorphic conditions in orogenic belts: a record of secular change: International Geology Review, v. 49, no. 3, p. 193-234.

Brown, M., 2013, Granite: From genesis to emplacement: Geology, v. 41, no. 7-8, p. 1079-1113.

Buick, I. S., Williams, I. S., Gibson, R. L., Cartwright, I., et Miller, J. A., 2003, Carbon and U-Pb evidence for a Palaeoproterozoic crustal component in the Central Zone of the Limpopo Belt, South Africa: Journal of the Geological Society, London, v. 160, p. 601-612.

Byerly, G. R., Kröner, A., Lowe, D. R., Todt, W., et Walsh, M. M., 1996, Prolonged magmatism and time constraints for sediment deposition in the early Archean Barberton greenstone belt: evidence from the Upper Onverwacht and Fig Tree groups: Precambrian Research, v. 78, no. 1, p. 125-138.

Calvert, A., Sawyer, E., Davis, W., et Ludden, J., 1995, Archean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province: Nature, v. 375, no. 6533, p. 670-674.

Caro, G., Bourdon, B., Birck, J.-L., et Moorbath, S., 2003, ^{146}Sm - ^{142}Nd evidence from Isua metamorphosed sediments for early differentiation of the Earth's mantle: Nature, v. 423, no. 6938, p. 428-432.

Cawood, P. A., Kroner, A., et Pisarevsky, S., 2006, Precambrian plate tectonics: criteria and evidence: GSA today, v. 16, no. 7, p. 4.

Cawood, P. A., Kröner, A., Collins, W. J., Kusky, T. M., Mooney, W. D., et Windley, B. F., 2009, Accretionary orogens through Earth history: Geological Society, London, Special Publications, v. 318, no. 1, p. 1-36.

Cawood, P. A., Hawkesworth, C., et Dhuime, B., 2013, The continental record and the generation of continental crust: Geological Society of America Bulletin, v. 125, no. 1-2, p. 14-32.

Chardon, D., Jayananda, M., Chetty, T. R., et Peucat, J. J., 2008, Precambrian continental strain and shear zone patterns: South Indian case: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 113, no. B8.

Chardon, D., Gapais, D., et Cagnard, F., 2009, Flow of ultra-hot orogens: a view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic: Tectonophysics, v. 477, no. 3, p. 105-118.

Chardon, D., Jayananda, M., et Peucat, J. J., 2011, Lateral constrictional flow of hot orogenic crust: Insights from the Neoproterozoic of south India, geological and geophysical implications for orogenic plateaux: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 12, no. 2.

Chatterjee, N., et Jagoutz, O., 2015, Exhumation of the UHP Tso Moriri eclogite as a diapir rising through the mantle wedge: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 169, no. 1, p. 1-20.

Clemens, J., et Stevens, G., 2015, Comment on 'Water-fluxed melting of the continental crust: A review' by RF Weinberg and P. Hasalová: Lithos, v. 234-235, p. 100-101.

Clemens, J. D., et Vielzeuf, D., 1987, Constraints on melting and magma production in the crust: Earth and Environmental Science Transaction of the Royal Society of Edinburgh, v. 86, p. 287-306.

Clemens, J. D., 1992, Partial melting and granulite genesis: a partisan overview: Precambrian Research, v. 55, no. 1-4, p. 297-301.

- , 1993, Experimental evidence against CO₂-promoted deep crustal melting: Nature, v. 363, p. 336-338.
- , 1995, Phlogopite stability in the silica-saturated portion of the system KAlO₂-MgO-SiO₂-H₂O: New data and a reappraisal of phase relations to 1.5 GPa: American Mineralogist, v. 80, p. 982-997.
- Clemens, J. D., et Droop, G. T. R., 1998, Fluids, P-T paths and the fates of anatectic melts in the Earth's crust: Lithos, v. 44, no. 1-2, p. 21-36.
- Clemens, J. D., et Stevens, G., 2012, What controls chemical variation in granitic magmas?: Lithos, v. 134-135, p. 317-329.
- Clift, P., et Vannucchi, P., 2004, Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust: Reviews of Geophysics, v. 42, no. 2.
- Clowes, R., Cook, F., Hajnal, Z., Hail, J., Lewry, J., Lucas, S., et Wardle, R., 1999, Canada's LITHOPROBE Project (Collaborative, multidisciplinary geoscience research leads to new understanding of continental evolution): Episodes, v. 22, p. 3-20.
- Clowes, R. M., 1984, Phase 1 LITHOPROBE. A Coordinated National Geoscience Project: Geoscience Canada, v. 11, no. 3.
- Clowes, R. M., Hammer, P. T., Fernández-Viejo, G., et Welford, J. K., 2005, Lithospheric structure in northwestern Canada from Lithoprobe seismic refraction and related studies: a synthesis: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 42, no. 6, p. 1277-1293.
- Collins, W. J., 2002, Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust: Geology, v. 30, no. 6, p. 535-538.
- Condie, K., et Benn, K., 2006, Archean Geodynamics: Similar to or Different From Modern Geodynamics?: Geophysical Geodynamics Series, v. 164, p. 47-59.
- Condie, K., 2007, The Distribution of Paleoarchean Crust: Developments in Precambrian Geology, v. 15, p. 9-18.
- Condie, K., 2014, Growth of continental crust: a balance between preservation and recycling: Mineralogical Magazine, v. 78, no. 3, p. 623-638.
- Condie, K. C., 1981, Archean greenstone belts, Elsevier.
- Condie, K. C., et Kröner, A., 2008, When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record: Geological society of America special papers, v. 440, p. 281-294.
- Condie, K. C., et Aster, R. C., 2010, Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: the supercontinent connection and continental growth: Precambrian Research, v. 180, no. 3, p. 227-236.
- Condie, K. C., et Kröner, A., 2013, The building blocks of continental crust: evidence for a major change in the tectonic setting of continental growth at the end of the Archean: Gondwana Research, v. 23, no. 2, p. 394-402.
- Coney, P. J., 1980, Cordilleran metamorphic core complexes: An overview: Geological Society of America Memoirs, v. 153, p. 7-31.
- de Wit, M. J., Armstrong, R., Hart, R. J., et Wilson, A. H., 1987, Felsic igneous rocks within the 3.3-to 3.5-Ga Barberton Greenstone Belt: high crustal level equivalents of the surrounding tonalite-trondhjemite terrain, emplaced during thrusting: Tectonics, v. 6, p. 529-549.
- de Wit, M. J., Roering, C., Hart, R. J., Armstrong, R. A., de Ronde, C. E. J., Green, R. W. E., Tredoux, M., Peberdy, E., et Hart, R. A., 1992c, Formation of an Archaean continent: Nature, v. 357, p. 553-562.

- Dhuime, B., Hawkesworth, C. J., Cawood, P. A., et Storey, C. D., 2012, A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago: Science, v. 335, no. 6074, p. 1334-1336.
- Diener, J. F. A., White, R. W., et Hudson, T. J. M., 2014, Melt production, redistribution and accumulation in mid-crustal source rocks, with implications for crustal-scale melt transfer: Lithos, v. 200-201, p. 212-225.
- Dusséaux, C., 2015, Distribution des liquides anatectiques dans un fragment de croûte continentale archéenne : approche multi-échelle et implication sur les relations fusion/déformation: *M.Sc.*, Université de Montpellier, 52 p.
- Eriksson, K., 1979, Marginal marine depositional processes from the Archaean Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa: evidence and significance: Precambrian Research, v. 8, no. 3, p. 153-182.
- , 1980, Transitional sedimentation styles in the Moodies and Fig Tree Groups, Barberton mountain land, South Africa: evidence favouring an Archean continental margin: Precambrian Research, v. 12, no. 1, p. 141-160.
- Farina, F., Albert, C., Dopico, C. M., Gil, C. A., Moreira, H., Hippertt, J., Cutts, K., Alkmim, F., et Lana, C., 2015, The Archean-Paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Brasil): current models and open questions: Journal of South American Earth Sciences.
- Farquhar, J., Bao, H., et Thiemens, M., 2000, Atmospheric influence of Earth's earliest sulfur cycle: Science, v. 289, no. 5480, p. 756-758.
- Fedo, C. M., et Whitehouse, M. J., 2002, Metasomatic origin of quartz-pyroxene rock, Akilia, Greenland, and implications for Earth's earliest life: Science, v. 296, no. 5572, p. 1448-1452.
- Ford, M., Hemmer, L., Vacherat, A., Gallagher, K., et Christophoul, F., 2016, Retro-wedge foreland basin evolution along the ECORS line, eastern Pyrenees, France: Journal of the Geological Society, v. 173, no. 3, p. 419-437.
- France-Lanord, C., et Le Fort, P., 1988, Crustal melting and granite genesis during the Himalayan collision orogenesis: Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, v. 79, p. 183-195.
- Ganne, J., De Andrade, V., Weinberg, R., Vidal, O., Dubacq, B., Kagambega, N., Naba, S., Baratoux, L., Jessell, M., et Allibon, J., 2012, Modern-style plate subduction preserved in the Palaeoproterozoic West African craton: Nature Geoscience, v. 5, no. 1, p. 60-65.
- Goodwin, A. M., 1996, Principles of Precambrian geology, London, Academic Press, 327 p.:
- Green, D., 1964, The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall: Journal of Petrology, v. 5, no. 1, p. 134-188.
- Hall, D., et Kisters, A., 2012, The stabilization of self-organised leucogranite networks—Implications for melt segregation and far-field melt transfer in the continental crust: Earth and Planetary Science Letters, v. 355-356, p. 1-12.
- Hamilton, W. B., 2011, Plate tectonics began in Neoproterozoic time, and plumes from deep mantle have never operated: Lithos, v. 123, no. 1, p. 1-20.
- Harrison, T., Blichert-Toft, J., Müller, W., Albarede, F., Holden, P., et Mojzsis, S., 2005, Heterogeneous Hadean hafnium: evidence of continental crust at 4.4 to 4.5 Ga: Science, v. 310, no. 5756, p. 1947-1950.
- Hawkesworth, C., Cawood, P., Kemp, T., Storey, C., et Dhuime, B., 2009, A matter of preservation: Science, v. 323, p. 49-50.
- Hawkesworth, C., Cawood, P., et Dhuime, B., 2013, Continental growth and the crustal record: Tectonophysics, v. 609, p. 651-660.

Hefferan, K. P., Admou, H., Hilal, R., Karson, J. A., Saquaque, A., Juteau, T., Bohn, M. M., Samson, S. D., et Kornprobst, J. M., 2002, Proterozoic blueschist-bearing mélange in the Anti-Atlas Mountains, Morocco: Precambrian Research, v. 118, no. 3, p. 179-194.

Heubeck, C., et Lowe, D. R., 1994, Depositional and tectonic setting of the Archean Moodies Group, Barberton greenstone belt, South Africa: Precambrian Research, v. 68, no. 3, p. 257-290.

Hickman, A. H., 1983, Geology of the Pilbara Block and its environs, Geological Survey of Western Australia.

Hölttä, P., Balagansky, V., Garde, A. A., Mertanen, S., Peltonen, P., Slabunov, A., Sorjonen-Ward, P., et Whitehouse, M., 2008, Archean of Greenland and Fennoscandia: Episodes, v. 31, no. 1, p. 13-19.

Hopkins, M., Harrison, T. M., et Manning, C. E., 2008, Low heat flow inferred from > 4 Gyr zircons suggests Hadean plate boundary interactions: Nature, v. 456, no. 7221, p. 493-496.

Iizuka, T., Horie, K., Komiya, T., Maruyama, S., Hirata, T., Hidaka, H., et Windley, B. F., 2006, 4.2 Ga zircon xenocryst in an Acasta gneiss from northwestern Canada: Evidence for early continental crust: Geology, v. 34, no. 4, p. 245-248.

Iizuka, T., Komiya, T., Johnson, S. P., Kon, Y., Maruyama, S., et Hirata, T., 2009, Reworking of Hadean crust in the Acasta gneisses, northwestern Canada: evidence from in-situ Lu–Hf isotope analysis of zircon: Chemical Geology, v. 259, no. 3, p. 230-239.

Jahn, B.-M., Glikson, A., Peucat, J., et Hickman, A., 1981, REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: implications for the early crustal evolution: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 45, no. 9, p. 1633-1652.

Jébrak, M., et Marcoux, É., 2008, Géologie des ressources minérales, Ministère des ressources naturelles et de la faune.

Johnston, A. D., et Wyllie, P. J., 1988, Constraints on the origin of Archean trondhjemites based on phase relationships of Nûk gneiss with H₂O at 15 kbar: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 100, p. 35-46.

Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., Lecomte, E., Burov, E., Denèle, Y., et Brun, J.-P., 2013, Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat: Tectonophysics, v. 597, p. 1-33.

Kemp, A., Wilde, S., Hawkesworth, C., Coath, C., Nemchin, A., Pidgeon, R., Vervoort, J., et DuFrane, S., 2010, Hadean crustal evolution revisited: new constraints from Pb–Hf isotope systematics of the Jack Hills zircons: Earth and Planetary Science Letters, v. 296, no. 1, p. 45-56.

Kiratzi, A., et Louvari, E., 2003, Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modelling: a new database: Journal of Geodynamics, v. 36, no. 1, p. 251-274.

Kleine, T., Münker, C., Mezger, K., et Palme, H., 2002, Rapid accretion and early core formation on asteroids and the terrestrial planets from Hf–W chronometry: Nature, v. 418, no. 6901, p. 952-955.

Knoll, A. H., 1992, The early evolution of eukaryotes: a geological perspective: Science, v. 256, no. 5057, p. 622-267.

Komiya, T., Maruyama, S., Masuda, T., Nohda, S., Hayashi, M., et Okamoto, K., 1999, Plate tectonics at 3.8–3.7 Ga: field evidence from the Isua accretionary complex, southern West Greenland: The Journal of geology, v. 107, no. 5, p. 515-554.

Komiya, T., Yamamoto, S., Aoki, S., Koshida, K., Shimojo, M., Sawaki, Y., Aoki, K., Sakata, S., Yokoyama, T. D., et Maki, K., 2016, A prolonged granitoid formation in Saglek Block, Labrador: Zonal growth and crustal reworking of continental crust in the Eoarchean: Geoscience Frontiers.

- Korenaga, J., 2013, Initiation and evolution of plate tectonics on Earth: theories and observations: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 41, p. 117-151.
- Kruger, T., et Kisters, A., 2016, Magma accumulation and segregation during regional-scale folding: The Holland's dome granite injection complex, Damara belt, Namibia: Journal of Structural Geology, v. 89, p. 1-18.
- Kusky, T., 1989, Accretion of the Archean Slave province: Geology, v. 17, no. 1, p. 63-67.
- Lardeaux, J., Ledru, P., Daniel, I., et Duchene, S., 2001, The Variscan French Massif Central - a new addition to the ultra-high pressure metamorphic 'club': exhumation processes and geodynamic consequences: Tectonophysics, v. 332, no. 1, p. 143-167.
- Le Fort, P., Cuney, M., Deniel, C., France-Lanord, C., Sheppard, S. M. F., Upreti, B. N., et Vidal, P., 1987, Crustal generation of the Himalayan leucogranites: Tectonophysics, v. 134, p. 39-57.
- Ledru, P., Courrioux, G., Dallain, C., Lardeaux, J., Montel, J., Vanderhaeghe, O., et Vitel, G., 2001, The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution: Tectonophysics, v. 342, no. 3, p. 207-237.
- Levander, A., Lenardic, A., et Karlstrom, K., 2006, Structure of the continental lithosphere, *in* Brown, M., and Rushmer, T., eds., Evolution and differentiation of the continental crust: New York, Cambridge University Press, p. 553.
- Lowe, D. R., 1994, Accretionary history of the Archean Barberton greenstone belt (3.55-3.22 Ga), southern Africa: Geology, v. 22, no. 12, p. 1099-1102.
- Marin-Carbonne, J., Robert, F., et Chaussidon, M., 2014, The silicon and oxygen isotope compositions of Precambrian cherts: A record of oceanic paleo-temperatures?: Precambrian Research, v. 247, p. 223-234.
- Martin, H., 1986, Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas: Geology, v. 14, p. 753-756.
- Martin, H., Moyen, J.-F., Guitreau, M., Blichert-Toft, J., et Le Pennec, J.-L., 2014, Why Archean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones: Lithos, v. 198-199, p. 1-13.
- Mojzsis, S. J., Arrhenius, G., McKeegan, K., Harrison, T., Nutman, A., et Friend, C., 1996, Evidence for life on Earth before 3,800 million years ago.
- Monger, J., Price, R., et Tempelman-Kluit, D., 1982, Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic belts in the Canadian Cordillera: Geology, v. 10, no. 2, p. 70-75.
- Montel, J.-M., et Vielzeuf, D., 1997, Partial melting of metagreywackes, Part II. Composition of minerals and melts: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 128, p. 176-196.
- Mooney, W. D., Laske, G., et Masters, T. G., 1998, CRUST 5.1: A global crustal model at 5° 5': Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 103, no. B1, p. 727-747.
- Moyen, J.-F., Stevens, G., et Kisters, A., 2006, Record of mid-Archean subduction from metamorphism in the Barberton terrain, South Africa: Nature, v. 442, no. 7102, p. 559-562.
- Moyen, J.-F., 2011, The composite Archean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archean crustal growth: Lithos, v. 123, p. 21-36.
- Moyen, J.-F., et Martin, H., 2012, Forty years of TTG research: Lithos, v. 148, p. 312-336.
- Moyen, J. F., et Stevens, G., 2006, Experimental Constraints on TTG petrogenesis: Implications for Archean Geodynamics, *in* Benn, K., Mareschal, J.-C., and Condie, K., eds., Archean Geodynamics and Environments: Washington, D.C., American Geophysical Union.

Mutanen, T., et Huhma, H., 2003, The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjarvi granulite belt, northern Finland: Geological Society of Finland - Bulletin, v. 75, no. 1-2, p. 51-68.

Myers, J. S., 1988, Early Archaean Narryer Gneiss Complex, Yilgarn Craton, Western Australia: Precambrian Research, v. 38, no. 4, p. 297-307.

Nabelek, P. I., et Liu, M., 2004, Petrologic and thermal constraints on the origin of leucogranites in collisional orogens: Geological Society of America Special Papers, v. 389, p. 73-85.

Nicoli, G., Stevens, G., Moyen, J. F., et Frei, D., 2015, Rapid evolution from sediment to anatectic granulite in an Archean continental collision zone: The example of the Bandelierkop Formation metapelites, South Marginal Zone, Limpopo Belt, South Africa.: Journal of Metamorphic Geology, v. 33, p. 177-202.

Nicoli, G., 2015, The metamorphic and anatectic history of Archaean metapelitic granulites from the South Marginal Zone, Limpopo Belt, South Africa: *PhD*, Stellenbosch University, 185 p.

Nisbet, E., Cheadle, M., Arndt, N., et Bickle, M., 1993, Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: a review of the evidence from komatiites: Lithos, v. 30, no. 3, p. 291-307.

Nowlan, E., Schertl, H.-P., et Schreyer, W., 2000, Garnet–omphacite–phengite thermobarometry of eclogites from the coesite-bearing unit of the southern Dora-Maira Massif, Western Alps: Lithos, v. 52, no. 1, p. 197-214.

Nutman, A. P., Friend, C. R., et Bennett, V. C., 2002, Evidence for 3650–3600 Ma assembly of the northern end of the Itsaq Gneiss Complex, Greenland: implication for early Archaean tectonics: Tectonics, v. 21, no. 1.

O'Neil, J., Carlson, R. W., Francis, D., et Stevenson, R. K., 2008, Neodymium-142 Evidence for Hadean Mafic Crust: Science, v. 321, p. 1828-1831.

O'Neil, J., Rizo, H., Boyet, M., Carlson, R., et Rosing, M., 2016, Geochemistry and Nd isotopic characteristics of Earth's Hadean mantle and primitive crust: Earth and Planetary Science Letters.

O'Connor, J., 1965, A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios: US Geological Survey Professional Paper B, v. 525, p. 79-84.

Parman, S., Dann, J., Grove, T., et De Wit, M., 1997, Emplacement conditions of komatiite magmas from the 3.49 Ga Komati Formation, Barberton greenstone belt, South Africa: Earth and Planetary Science Letters, v. 150, no. 3, p. 303-323.

Patiño-Douce, A. E., et Johnston, A. D., 1991, Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites: Contributions to mineralogy and petrology, v. 107, p. 202-218.

Patiño-Douce, A. E., et Beard, J. S., 1995, Dehydration-melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 kbar: Journal of Petrology, v. 36, no. 3, p. 707-738.

Patiño-Douce, A. E., et Beard, J. S., 1996, Effects of P, $f(\text{O}_2)$ and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes: Journal of Petrology, v. 37, no. 5, p. 999-1024.

Patiño-Douce, A. E., et Harris, N., 1998, Experimental Constraints on Himalayan Anatexis: Journal of Petrology, v. 39, no. 4, p. 689-710.

Patiño Douce, A. E., 2005, Vapor-Absent Melting of Tonalite at 15–32 kbar: Journal of Petrology, v. 46, no. 2, p. 275-290.

Pavlov, A., et Kasting, J., 2002, Mass-independent fractionation of sulfur isotopes in Archean sediments: strong evidence for an anoxic Archean atmosphere: Astrobiology, v. 2, no. 1, p. 27-41.

Pearson, D., et Wittig, N., 2008, Formation of Archaean continental lithosphere and its diamonds: The root of the problem: Journal of the Geological Society, v. 165, p. 895.

Pickering, J. M., et Johnston, A. D., 1998, Fluid-Absent Melting Behavior of a Two- Mica Metapelite: Experimental Constraints on the Origin of Black Hills Granite: Journal of Petrology, v. 39, no. 10, p. 1787-1804.

Polat, A., Hofmann, A., et Rosing, M. T., 2002, Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth: Chemical Geology, v. 184, no. 3, p. 231-254.

Rasmussen, B., Fletcher, I. R., Muhling, J. R., et Wilde, S. A., 2010, In situ U–Th–Pb geochronology of monazite and xenotime from the Jack Hills belt: Implications for the age of deposition and metamorphism of Hadean zircons: Precambrian Research, v. 180, no. 1, p. 26-46.

Rizo, H., Boyet, M., Blichert-Toft, J., O’Neil, J., Rosing, M. T., et Paquette, J.-L., 2012, The elusive Hadean enriched reservoir revealed by ¹⁴²Nd deficits in Isua Archaean rocks: Nature, v. 491, no. 7422, p. 96-100.

Robert, C., et Bousquet, R., 2013, GÉOSCIENCES : La dynamique du système Terre, Belin, 1159 p.:

Robert, F., et Chaussidon, M., 2006, A palaeotemperature curve for the Precambrian oceans based on silicon isotopes in cherts: Nature, v. 443, no. 7114, p. 969-972.

Rollinson, H., 2006, Crustal generation in the Archean, *in* Brown, M., and Rushmer, T., eds., Evolution and differentiation of the continental crust: New York, Cambridge University Press, p. 553.

Ronov, A., et Yaroshevsky, A., 1969, Chemical composition of the earth's crust: The Earth's crust and upper mantle, p. 37-57.

Rosing, M. T., Rose, N. M., Bridgwater, D., et Thomsen, H. S., 1996, Earliest part of Earth's stratigraphic record: a reappraisal of the > 3.7 Ga Isua (Greenland) supracrustal sequence: Geology, v. 24, no. 1, p. 43-46.

Rubatto, D., Gebauer, D., et Fanning, M., 1998, Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt–Saas-Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 132, no. 3, p. 269-287.

Rudnick, R. L., 1995, Making continental crust: Nature, v. 378, p. 571-578.

Rudnick, R. L., et Fountain, D. M., 1995, Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective: Reviews of geophysics, v. 33, no. 3, p. 267-309.

Rushmer, T., 2001, Volume change during partial melting reactions: implications for melt extraction, melt geochemistry and crustal rheology: Tectonophysics, v. 342, p. 389-405.

Sawyer, E. W., 2001, Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks: Journal of Metamorphic Geology, v. 19, p. 291-309.

Sawyer, E. W., 2008, Atlas of migmatites, Ottawa, Ontario, NRC Research Press, Special Publication 9, 371 p.:

Sawyer, E. W., Cesare, B., et Brown, M., 2011, When the continental crust melts: Elements, v. 7, no. 4, p. 229-234.

Sawyer, E. W., 2014, The inception and growth of leucosomes: microstructure at the start of melt segregation in migmatites: Journal of Metamorphic Geology, v. in press.

Schellart, W., Lister, G., et Toy, V., 2006, A Late Cretaceous and Cenozoic reconstruction of the Southwest Pacific region: tectonics controlled by subduction and slab rollback processes: Earth-Science Reviews, v. 76, no. 3, p. 191-233.

Schopf, J. W., 1993, Microfossils of the Early Archean Apex chert: new evidence of the antiquity of life: Science, v. 260, no. 5108, p. 640-646.

Şengör, A. M. C., et Natal'in, B. A., 1996, Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust: Annu. Rev. Earth Planet. Sci., v. 24, p. 263-337.

Shirey, S. B., Kamber, B. S., Whitehouse, M. J., Mueller, P. A., et Basu, A. R., 2008, A review of the isotopic and trace element evidence for mantle and crustal processes in the Hadean and Archean: Implications for the onset of plate tectonic subduction: Geological Society of America Special Papers, v. 440, p. 1-29.

Sizova, E., Gerya, T. V., et Brown, M., 2014, Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision: Gondwana Research, v. 25, no. 2, p. 522-545.

Skjerlie, K. P., Patiño-Douce, A. E., et Johnston, A. D., 1993, Fluid absent melting of a layered crustal protolith: implications for the generation of anatectic granites: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 114, no. 3, p. 365-378.

Skjerlie, K. P., et Johnston, A. D., 1996, Vapour-Absent Melting from 10 to 20 kbar of Grustal Rocks that Contain Multiple Hydrous Phases: Implications for Anatexis in the Deep to Very Deep Continental Crust and Active Continental Margins: Journal of Petrology, v. 37, no. 3, p. 661-691.

Smithies, R., Champion, D., Van Kranendonk, M., Howard, H., et Hickman, A., 2005, Modern-style subduction processes in the Mesoarchaeon: geochemical evidence from the 3.12 Ga Whundo intra-oceanic arc: Earth and Planetary Science Letters, v. 231, no. 3, p. 221-237.

Stern, R. A., et Bleeker, W., 1998, Age of the world's oldest rocks refined using Canada's SHRIMP: The Acasta Gneiss Complex, Northwest Territories, Canada: Geoscience Canada, v. 25, no. 1.

Stern, R. J., 2005, Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time: Geology, v. 33, no. 7, p. 557-560.

Stevens, G., Clemens, J. D., et Droop, G. T. R., 1997, Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from "primitive" metasedimentary protoliths: Contributions to mineralogy and petrology, v. 128, p. 352-370.

Stevens, G., et Moyen, J.-F., 2007, Metamorphism in the Barberton Granite Greenstone Terrain: A Record of Paleoproterozoic Accretion, *in* Van Kranendonk, M. J., Smithies, R. H., and Bennett, V. C., eds., *Developments in Precambrian Geology: Earth's Oldest Rocks*, Volume 15, p. 669-698.

Suhr, N., Hoffmann, J. E., Kröner, A., et Schröder, S., 2014, Archean granulite-facies paragneisses from central Swaziland: inferences on Palaeoproterozoic crustal reworking and a complex metamorphic history: Journal of the Geological Society, v. in press,.

Taylor, S. R., et McLennan, S. M., 1985, *The continental crust: its composition and evolution*, Oxford, Blackwell Scientific Publications, 312 p.:

Thomassot, E., O'Neil, J., Francis, D., Cartigny, P., et Wing, B. A., 2015, Atmospheric record in the Hadean Eon from multiple sulfur isotope measurements in Nuvvuagittuq Greenstone Belt (Nunavik, Quebec): Proceedings of the National Academy of Sciences, v. 112, no. 3, p. 707-712.

Thompson, A. B., 1982, Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids: American Journal of Science, v. 282, no. 10, p. 1567-1595.

Van Hunen, J., et Van den Berg, A. P., 2008, Plate tectonics on the early Earth: Limitations imposed by strength and buoyancy of subducted lithosphere: Lithos, v. 103, p. 217-235.

Van Hunen, J., et Moyen, J.-F., 2012, Archean Subduction: Fact or Fiction?: Annu. Rev. Earth Planet. Sci., v. 40, p. 195-219.

Van Kranendonk, M. J., Hickman, A., Williams, I., et Nijman, W., 2001, Archaean Geology of the East Pilbara Granite-greenstone Terrane, Western Australia: A Field Guide, Geological Survey of Western Australia.

Van Kranendonk, M. J., Collins, W. J., Hickman, A., et Pawley, M. J., 2004, Critical tests of vertical vs. horizontal tectonic models for the Archaean East Pilbara Granite–Greenstone Terrane, Pilbara Craton, Western Australia: Precambrian Research, v. 131, no. 3–4, p. 173-211.

Van Kranendonk, M. J., Hugh Smithies, R., Hickman, A. H., et Champion, D., 2007, Review: secular tectonic evolution of Archaean continental crust: interplay between horizontal and vertical processes in the formation of the Pilbara Craton, Australia: Terra Nova, v. 19, no. 1, p. 1-38.

Van Kranendonk, M. J., 2011, Cool greenstone drips and the role of partial convective overturn in Barberton greenstone belt evolution: Journal of African Earth Sciences, v. 60, no. 5, p. 346-352.

Vanderhaeghe, O., 1999, Pervasive melt migration from migmatites to leucogranite in the Shuswap metamorphic core complex, Canada: control of regional deformation: Tectonophysics, v. 312, p. 35-55.

-, 2009, Migmatites, granites and orogeny: Flowmodes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts: Tectonophysics, v. 477, p. 119-134.

Vearncombe, J., 1991, A possible Archæan island arc in the Murchison belt, Kaapvaal Craton, South Africa: Journal of African Earth Sciences, v. 13, no. 3-4, p. 299-304.

Vielzeuf, D., et Holloway, J. R., 1988, Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system: Contributions to mineralogy and petrology, v. 98, p. 257-276.

Vielzeuf, D., et Clemens, J. D., 1992, The fluid-absent melting of phlogopite + quartz: Experiments and models: American Mineralogist, v. 77, p. 1206-1222.

Vielzeuf, D., et Montel, J.-M., 1994, Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 117, p. 375-393.

Vielzeuf, D., et Schmidt, M., 2001, Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 141, no. 3, p. 251-267.

Vigneresse, J.-L., Barbey, P., et Cuney, M., 1996, Rheological Transitions During Partial Melting and Crystallization with Application to Felsic Magma Segregation and Transfer: Journal of Petrology, v. 37, no. 6, p. 1579-1600.

Viljoen, M., et Viljoen, R., 1969, The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks: Geological Society of South Africa Special Publication, v. 2, p. 55-86.

Voice, P. J., Kowalewski, M., et Eriksson, K. A., 2011, Quantifying the timing and rate of crustal evolution: global compilation of radiometrically dated detrital zircon grains: The Journal of Geology, v. 119, no. 2, p. 109-126.

Waters, D. J., 2001, The significance of prograde and retrograde quartz-bearing intergrowth microstructures in partially melted granulite-facies rocks: Lithos, v. 56, p. 97-110.

Watkins, J. M., Clemens, J. D., et Treloar, P. J., 2007, Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 154, p. 91-110.

Weinberg, R. F., et Hasalová, P., 2015a, Water-fluxed melting of the continental crust: A review: Lithos, v. 212-215, p. 158-188.

-, 2015b, Reply to comment by JD Clemens and G. Stevens on ‘Water-fluxed melting of the continental crust: A review’: Lithos, v. 234-235, p. 102-103.

White, R. W., Powell, R., et Halpin, J. A., 2004, Spatially-focussed melt formation in aluminous metapelites from Broken Hill, Australia: Journal of Metamorphic Geology, v. 22, p. 825-845.

Whitney, D. L., et Evans, B. W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals: American mineralogist, v. 95, no. 1, p. 185.

Wilde, S. A., Valley, J. W., Peck, W. H., et Graham, C. M., 2001, Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago: Nature, v. 409, no. 6817, p. 175-178.

Wilson, J. T., 1966, Did the Atlantic close and then re-open?, Nature.

-, 1968, Static or mobile earth: the current scientific revolution: Proceedings of the American Philosophical Society, v. 112, no. 5, p. 309-320.

Wyllie, P. J., 1977, Crustal anatexis: an experimental review: Tectonophysics, v. 43, no. 1, p. 41-71.

Zeh, A., Gerdes, A., et Barton, J. M. J., 2009, Archean Accretion and Crustal Evolution of the Kalahari Craton the Zircon Age and Hf Isotope Record of Granitic Rocks from Barberton/Swaziland to the Francistown Arc: Journal of Petrology, v. 50, no. 5, p. 933-966.

Zeh, A., Gerdes, A., et Heubeck, C., 2013a, U-Pb and Hf isotope data of detrital zircons from the Barberton Greenstone Belt: constraints on provenance and Archaean crustal evolution: Journal of the Geological Society, v. 170, no. 1, p. 215-223.

Chapitre II :

Les terrains archéens de la marge Nord du craton du Kaapvaal

Table des matières détaillée du Chapitre II

Introduction	58
1 Nord du Kaapvaal et zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo	62
1.1 La zone marginale Sud ceinture du Limpopo	62
1.1.1 Les lithologies de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo	62
1.1.1.1 Les formations supracrustales	62
1.1.1.2 Les formations felsiques du socle de gneiss gris composite	66
1.1.2 Relations entre la zone centrale et marginale Sud de la ceinture du Limpopo	68
1.1.3 Structure de la zone marginale sud de la ceinture du Limpopo	69
1.1.3.1 Les domaines de déformation périphériques.....	69
1.1.3.1 La zone de cisaillement de N'Tabalala, domaine de déformation interne à la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo.....	71
1.2 La marge Nord du craton du Kaapvaal	73
1.2.1 Les lithologies du Bloc de Pietersburg	73
1.2.1.1 Les ceintures de roches vertes.....	73
1.2.1.2 Le socle felsique	75
1.2.1.3 Les plutons intrusifs	76
1.2.2 Structure du Bloc de Pietersburg	78
1.2.2.1 Les zones de déformation périphériques.....	78
1.2.2.2 Le zone de cisaillement de Koedoes River : zone de déformation interne	79
1.3 Le Complexe Magmatique de Matok et les granites hybrides	82
1.3.1 Le Complexe magmatique de Matok.....	82
1.3.2 Les granites hybrides	84
1.4 La signature isotopique des zircons du craton du Kaapvaal	84

1.4.1	Les lithologies plutoniques de la marge Est du craton du Kaapvaal	84
1.4.2	Les formations supracrustales de l'Est et du Nord-KAAPVAAL.....	87
1.4.2.1	Ceinture de Barberton	87
1.4.2.2	Ceinture de Murchison.....	89
1.4.2.3	Ceinture de Pietersburg.....	89
1.4.3	Les lithologies magmatiques du Bloc de Pietersburg.....	89
2	Les modèles géotectoniques	92
2.1	Ceinture du Limpopo et modèles « géo-métamorphiques ».....	92
2.1.1	Le modèle historique à géodynamique unique	92
2.1.2	Le modèle pluri-géodynamiques	93
2.2	Modèle géodynamique du craton du Kaapvaal.....	94
2.2.1	Le modèle d'évolution Nord-KAAPVAAL	95
2.3	Le problème géologique de la zone marginale Sud du Limpopo et des complexes de gneiss gris archéens	97
	Bibliographie.....	98

Chapitre II :

Les terrains archéens de la marge Nord du craton du Kaapvaal

Introduction

Le Chapitre I de ce manuscrit portait sur les concepts de croissance et de différenciation de la croûte continentale terrestre, ainsi que leurs conséquences physico-chimiques sur une pile crustale. Ce premier chapitre a également succinctement présenté les principaux résultats de la géologie archéenne. Le chapitre qui suit est, quant à lui, consacré aux spécificités du terrain d'étude : la marge Nord du craton du Kaapvaal en Afrique du Sud.

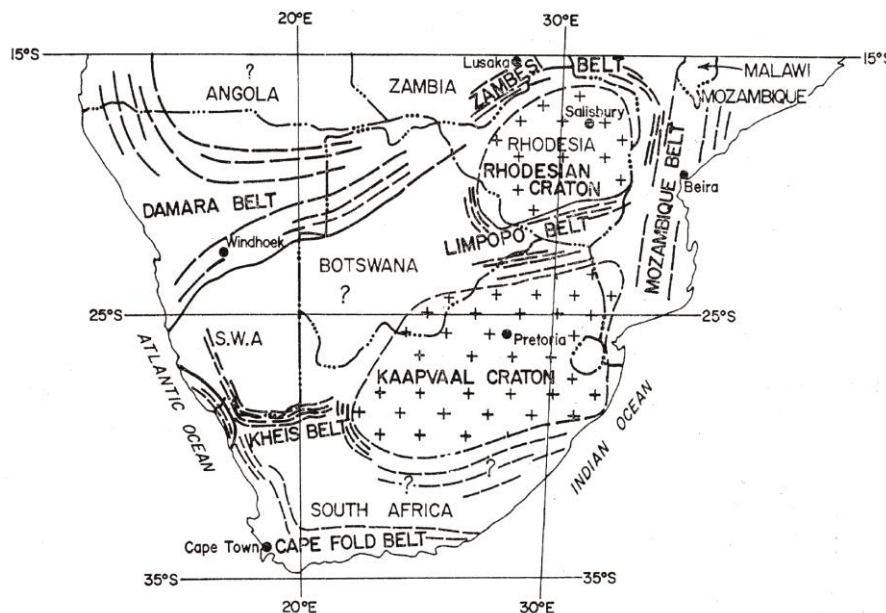


Fig. 2- 1: Carte géologique historique de l'Afrique Australe, d'après Mason (1973).

Le bouclier archéen d'Afrique Australe - aussi appelé craton du Kalahari - est composé, du Nord vers le Sud : du craton du Zimbabwe (anciennement Rhodésien), de la ceinture mobile (ou complexe) du Limpopo et du craton du Kaapvaal (Fig. 2- 1). Dans le contexte de la géologie archéenne, une ceinture (ou ceinture mobile) est un objet géologique présentant des paragenèses métamorphiques de haut degré, entourant des noyaux cratoniques plus anciens (Anhaeusser *et al.*, 1969). Le terme de ceinture mobile, parfois employé, fait référence à une opposition de ces objets avec les noyaux cratoniques « stables ».

Les unités géologiques du Kalahari s'étendent sur cinq pays : l'Afrique du Sud, le Swaziland, le Zimbabwe, le Botswana et le Mozambique. Le craton du Kaapvaal, sous unité du craton du Kalahari, est un terrain Archéen/Paléoprotérozoïque qui affleure en Afrique Australe, principalement en Afrique du Sud mais aussi au Botswana et au Swaziland (Fig. 2-1). À l'instar des autres terrains archéens, le craton du Kaapvaal est principalement constitué de complexes de gneiss gris composites (TTGs et granites variés) et de ceintures de roches vertes.

Basé sur des critères géophysiques et géochronologiques le craton du Kaapvaal est divisé en quatre sous-unités distinctes dont l'accrétion s'est déroulée au Néoarchéen (e.g. de Wit *et al.*, 1992c ; Poujol *et al.*, 2003 ; de Wit & Tinker, 2004 ; Eglinton & Armstrong, 2004)

- Le Bloc de Kimberley à l'Ouest - majoritairement recouvert par des sédiments néoarchéens (Supergroupe de Ventersdorp), paléoprotérozoïques (Supergroupe du Transvaal) voire phanérozoïques (Supergroupe du Karoo) - présente des ceintures de roches vertes et des granitoïdes méso- à néoarchéens (Poujol *et al.*, 2003 et références incluses) ;

- Le Bloc du Witwatersrand, dont la zone occidentale est, elle aussi, largement recouverte par des terrains sédimentaires. Ce bloc se caractérise par (i) le bassin néoarchéen du Witwatersrand dans lequel se trouve les « *goldfields* », formant le plus grand paléoplacer aurifère au monde (Jébrak & Marcoux, 2008), et (ii) la partie septentrionale de la ceinture de roches vertes de Barberton et les granitoïdes associés (e.g. Nelspruit, Kaap Valley, Salisbury Kop, Stentor, etc...)

- Le Bloc du Swaziland formé par la partie méridionale de la ceinture de roches vertes de Barberton et ses granitoïdes associés (e.g. Pigg's Peak, Mpuluzi, Heerenveen, Mbabane, etc...), l'*Ancient Gneiss Complex*, complexe felsique Paléoarchéen affleurant très majoritairement au Swaziland, et le bassin volcano-sédimentaire mésoarchéen de Pongola qui présente - tout comme le bassin du Witwatersrand - des gisements aurifères, mais de volumes biens moindres (Gold, 2006). Les relations de terrain ainsi que les aspects structuraux, pétrographiques, géochimiques et isotopiques des formations supracrustales de la ceinture de roches vertes de Barberton et des plutons quartzo-feldspathiques qui l'entourent ont été abondamment décrits dans la littérature (e.g. Lowe & Byerly, 1999 ; Brandl *et al.*, 2006 ; Robb *et al.*, 2006 ; Moyen *et al.*, 2007 ; Stevens & Moyen, 2007 et références incluses).

- Le Bloc de Pietersburg, partie septentrionale du craton du Kaapvaal, bordé par le Linéament de Murchison-Thabazimbi au Sud et la zone de cisaillement de la Hout River au Nord (Fig. 2- 2), et dont les structures archéennes sont partiellement oblitérées par des

intrusions magmatiques paléoprotérozoïques (e.g. Complexe Magmatique Lité du Bushveld, Complexe alcalin de Schiel et nombreux dykes associés).

Le bouclier cratonique du Kaapvaal est entouré de ceintures mobiles : la ceinture méso-protérozoïque du Natal au Sud et celle du Limpopo au Nord. La ceinture mobile du Limpopo est la zone qui sépare le craton du Kaapvaal au Sud du craton du Zimbabwe au Nord (Fig. 2-2). Cette distinction est connue depuis le milieu des années trente grâce à la cartographie de terrain (Harger, 1934). Les limites Nord et Sud de la ceinture du Limpopo sont marquées par des zones de déformations ductiles à vergence opposées : la zone de cisaillement de la Hout River entre le craton du Kaapvaal et la ceinture du Limpopo d'une part et le chevauchement Nord-Limpopo entre la ceinture du Limpopo et le craton du Zimbabwe d'autre part (Fig. 2-2). Trois sous-unités constituent la ceinture du Limpopo (Cox *et al.*, 1965) : la zone marginale Nord, la zone centrale et la zone marginale Sud (Fig. 2-2). Ces trois zones sont elles-mêmes juxtaposées par des zones de cisaillements ductiles décrites au travers d'études structurales ainsi que d'investigations sismiques et électriques (McCourt & Vearncombe, 1987 ; De Beer & Stettler, 1988 ; De Beer *et al.*, 1991 ; De Beer & Stettler, 1992 ; Durrheim *et al.*, 1992 ; McCourt & van Reenen, 1992 ; McCourt & Vearncombe, 1992 ; Smit *et al.*, 1992). La ceinture du Limpopo est avant tout une entité métamorphique (Mason, 1973) ; en effet, les trois sous-unités de cette ceinture sont constituées (au-moins partiellement) de lithologies en faciès granulite (i.e. préservant des paragenèses à $T^{\circ}\text{C} \geq 800^{\circ}\text{C}$). Cette ceinture métamorphique offre donc l'opportunité rare d'étudier des roches de haut-degré métamorphique sur un secteur géographiquement vaste. La compréhension des réactions métamorphiques (incluant les réactions de fusion partielle) offre des informations cruciales pour contraindre les modalités de la différenciation crustale au Précambrien ainsi que les processus géodynamiques associés. Il a toutefois été démontré que les différents secteurs de la ceinture du Limpopo ne partagent pas une seule et même origine géodynamique (cf. section 1.1.2). De fait, la zone centrale ainsi que la zone marginale Nord de la ceinture du Limpopo ne seront pas décrites dans ce manuscrit.

Les sections qui suivent présentent les données relatives à la bordure Nord du craton du Kaapvaal (Bloc de Pietersburg sur la Fig. 2-2) et au terrain situé immédiatement au Nord : la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo. Le contact entre un noyau cratonique et la ceinture associée est un lieu clé pour comprendre l'ensemble des processus géodynamiques à l'œuvre durant l'Archéen. Les différentes lithologies des Blocs de Kimberley, du Witwatersrand et du Swaziland ne seront pas détaillées ici et le lecteur peut se référer à Johnson *et al.* (2006) pour une description générale.

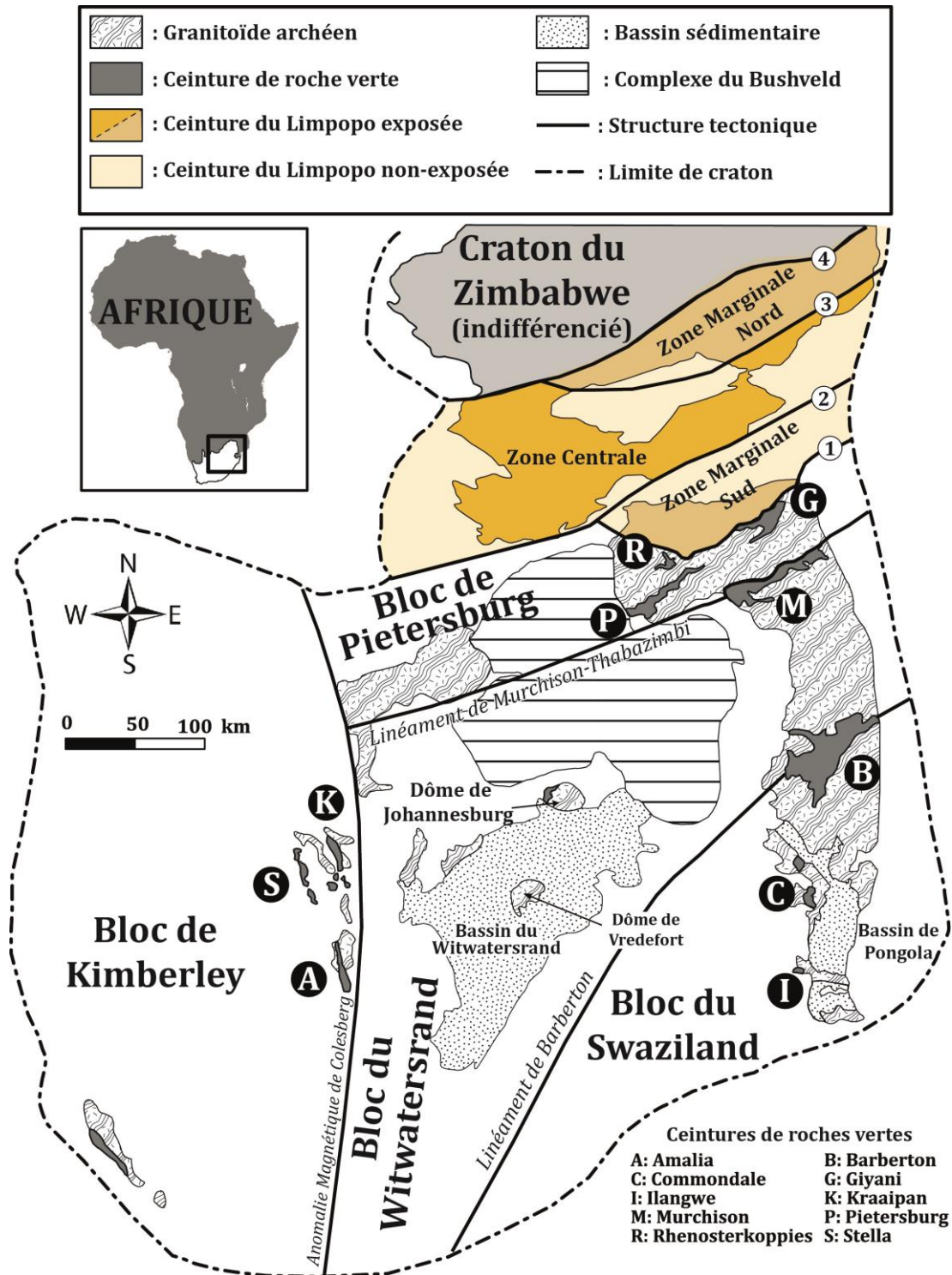


Fig. 2- 2: Carte géologique simplifiée du craton archéen du Kaapvaal (Blocs de Kimberley, du Witwatersrand, du Swaziland et de Pietersburg), de la ceinture du Limpopo et du craton du Zimbabwe. Les zones blanches dans le craton du Kaapvaal sont des zones de couvertures sédimentaires post-Néoarchéen. Les termes en italiques sont relatifs aux structures tectoniques, les termes en gras sont les noms des différents blocs crustaux. 1. Zone de cisaillement de la Hout River ; 2. Zone de cisaillement de Palala ; 3. Zone de cisaillement de Lethlakane-Magogapathe-Triangle ; 4. Chevauchement Nord-Limpopo. Carte d'après Hunter (1974) ; de Wit *et al.* (1992c) ; Poujol *et al.* (2003) et Eglington & Armstrong (2004). Les surfaces des bassins du Witwatersrand et de Pongola sont les surfaces maximales estimées, et sont majoritairement recouvertes par la sédimentation protérozoïque et/ou phanérozoïque, voir Johnson *et al.* (2006).

L'objectif de ce chapitre est de résumer les connaissances acquises par les études précédentes, de souligner les aspects à développer et enfin de définir le cadre du développement scientifique de ce manuscrit ; qui cherche notamment à contraindre les processus de la géodynamique archéenne.

1 Nord du Kaapvaal et zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo

La zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo est une zone charnière située au contact de deux terrains archéens majeurs : (i) la marge Nord du craton du Kaapvaal, zone qui s'étend de la bordure Nord de la ceinture de roches vertes de Murchison à la zone de cisaillement de la Hout River et ; (ii) la zone centrale de la ceinture du Limpopo, qui s'étend de la zone de cisaillement de Palala à celle de Lethlakane-Magogapathe-Triangle (Fig. 2- 2).

1.1 La zone marginale Sud ceinture du Limpopo

1.1.1 Les lithologies de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo

Les lithologies de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo peuvent être regroupées en trois formations principales : (i) les lithologies supracrustales méta-sédimentaires et méta-(ultra)-basiques, (ii) les plutons intrusifs et (iii) le complexe de gneiss gris. L'ensemble de ces formations est historiquement interprété comme un équivalent de haut degré métamorphique des lithologies de la marge Nord du craton du Kaapvaal (Mason, 1973 ; Light, 1982 ; Du Toit *et al.*, 1983 ; van Reenen *et al.*, 1988 ; 1990).

1.1.1.1 Les formations supracrustales

L'ensemble des roches méta-sédimentaires, et méta-(ultra)-basiques est regroupé sous l'appellation *Formation de Bandelierkop* (Du Toit, 1979). La carte géologique de la zone marginale sud de la ceinture du Limpopo (Fig. 2- 3), montre l'aspect en vermisseau de cette formation. Ces roches se rencontrent sous forme de lambeaux d'épaisseur rarement supérieure à la dizaine de mètres, et sont minoritaires dans la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo (~ 5 % des affleurements). Malgré sa faible occurrence, la Formation de Bandelierkop est de loin la mieux décrite dans la littérature, notamment les lithologies sédimentaires métamorphisées.

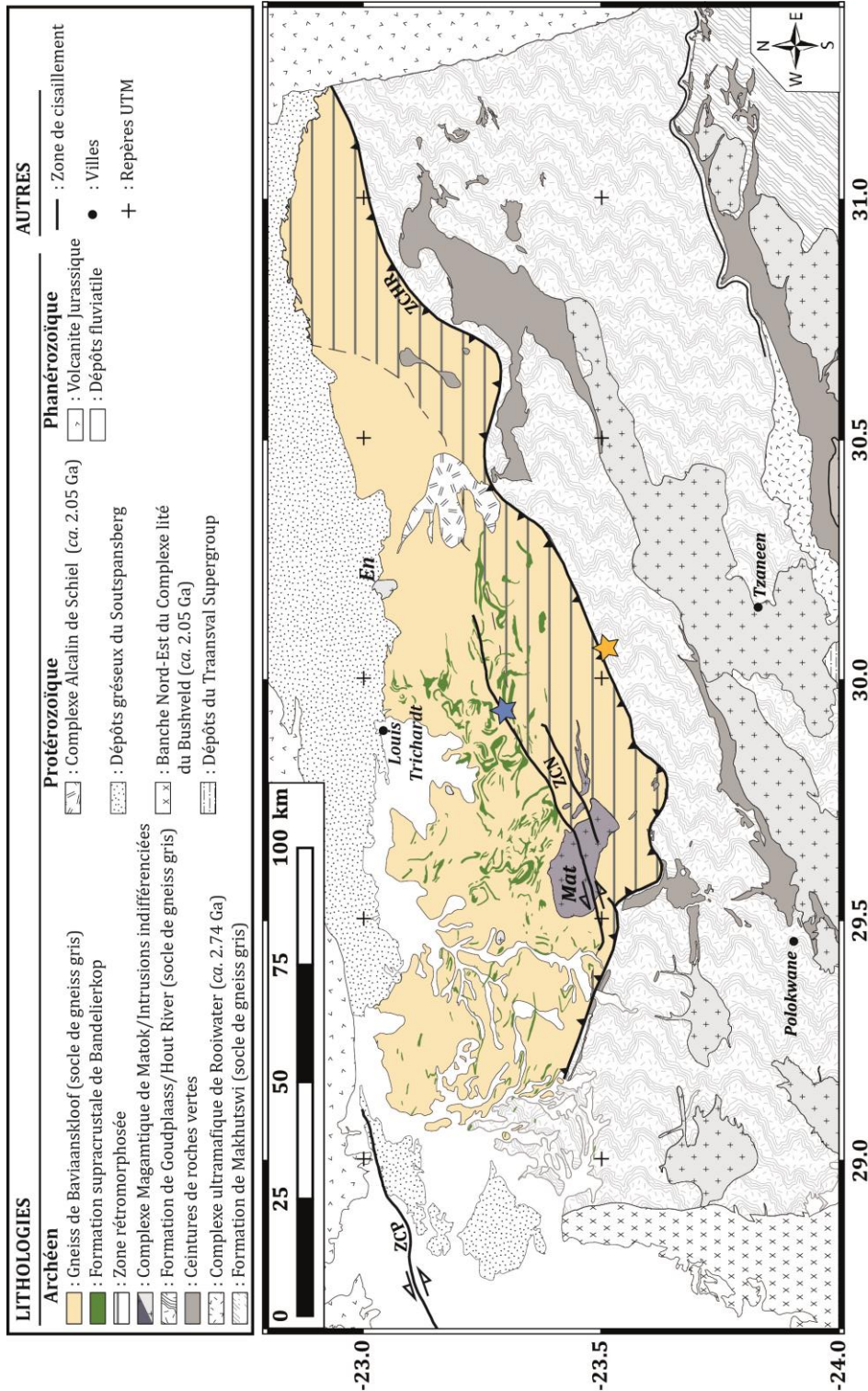


Fig. 2- 3: Carte géologique de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo (lithologies colorées) et des terrains alentours (lithologies en niveaux de gris), d'après Brandl (1986) ; (1987). Le positionnement géographique de la zone rétro-morphosée est d'après van Reenen (1986) ; van Reenen *et al.* (1987). Abréviations des plutons : En : Entabeni ; Mat : Complexe Magmatique de Matok. Abréviations des zones de cisaillement : ZCHR : Zone Cisailante de la Hout River ; ZCN : Zone Cisailante de N'Tabalala ; ZCP : Zone Cisailante de Palala. L'étoile jaune représente l'affleurement de gneiss gris décrit dans la section 1.1.1.2 tandis que l'étoile bleue positionne la coupe structurale de la zone cisailante de N'Tabalala (voir section 1.1.3.1).

- *Les lithologies méta-sédimentaires*

De par leur richesse en aluminium, fer et magnésium les lithologies sédimentaires sont couramment utilisées comme marqueurs de l'évolution des conditions pression-température (e.g. White *et al.*, 2002 ; 2003 ; 2007). De fait, afin de contraindre l'évolution métamorphique

de la zone marginale sud de la ceinture du Limpopo, de nombreuses études ont minutieusement détaillé les termes méta-sédimentaires de la Formation de Bandelierkop.

Les études de terrain ont démontré la présence d'au-moins trois lithologies sédimentaires distinctes s'organisant en bancs à textures foliés (Fig. 2- 4A à F) : des semipélites, des métapélites résiduelles et des résidus à gros grains et orthopyroxènes (Taylor *et al.*, 2014). Ces phases se distinguent par leur paragenèse métamorphique et la présence - ou l'absence - de corps leucocrates caractéristiques tels que : les leucosomes stromatiques et les leucosomes nébulitiques (Taylor *et al.*, 2014 ; Nicoli *et al.*, 2015). Des bancs ou des lentilles de formation de fer rubané (B.I.F.) sont occasionnellement rencontrés au sein des lits sédimentaires (Du Toit *et al.*, 1983). Les assemblages minéralogiques tels que : $Gt + Pl + Bt + Opx \pm Qz \pm Ilm \pm Kf$ témoignent d'un faciès métamorphique granulite préservé (van Reenen, 1978, 1983 ; Stevens & van Reenen, 1992b). Les calculs d'équilibres thermodynamiques des phases minérales indiquent que le pic métamorphique s'est déroulé à *ca.* 850°C et *ca.* 11 kbar (Fig. 2- 4G). Cet événement métamorphique en faciès granulite s'accompagne d'un événement de fusion partielle par déstabilisation partielle de la biotite, générateur des leucosomes observés sur le terrain (Stevens & van Reenen, 1992b). L'analyse chimique des leucosomes formés lors de cet événement de fusion partielle a montré que la cristallisation de ces corps felsiques est réalisée par un départ partiel de liquide silicaté concomitant à leur formation. Ceci, couplé à une fusion partielle en déséquilibre du plagioclase de la source conduit à la formation de leucosomes pauvres en potassium, relativement typique des terrains granulitiques (Taylor *et al.*, 2014). La séquence méta-sédimentaire de la Formation de Bandelierkop témoigne aussi d'un événement de réhydratation. L'étude des paragenèses métamorphiques a montré qu'au Sud de la zone de cisaillement de N'Tabalala (ZCN sur la Fig. 2- 3), l'assemblage granulitique des méta-sédiments est partiellement rétro-morphosé via les réactions : $Hy + Qz + H_2O = Ath$ et $Crd + H_2O = Ged + Ky + Qz$, à $T \leq 650^\circ C$ et $P \geq 6$ kbar (van Reenen, 1986). La réhydratation des méta-sédiments est interprétée comme provenant d'un événement régional d'infiltration de fluide riche en CO_2 induit par le chevauchement de l'unité granulitique chaude sur le socle cratonique à plus basse température (van Reenen, 1986 ; van Reenen *et al.*, 1987 ; Roering *et al.*, 1992a) ou de la cristallisation des liquides anatectiques (Stevens, 1997).

L'analyse isotopique U-Pb sur zircons a permis de dater l'événement de fusion partielle à *ca.* 2.71 Ga (Taylor *et al.*, 2014 ; Nicoli *et al.*, 2015). De plus, l'étude de provenance des zircons détritiques d'une métapélite de la Formation de Bandelierkop a montré un enregistrement continu de *ca.* 3300 Ma à 2733 ± 13 Ma (Nicoli *et al.*, 2015).

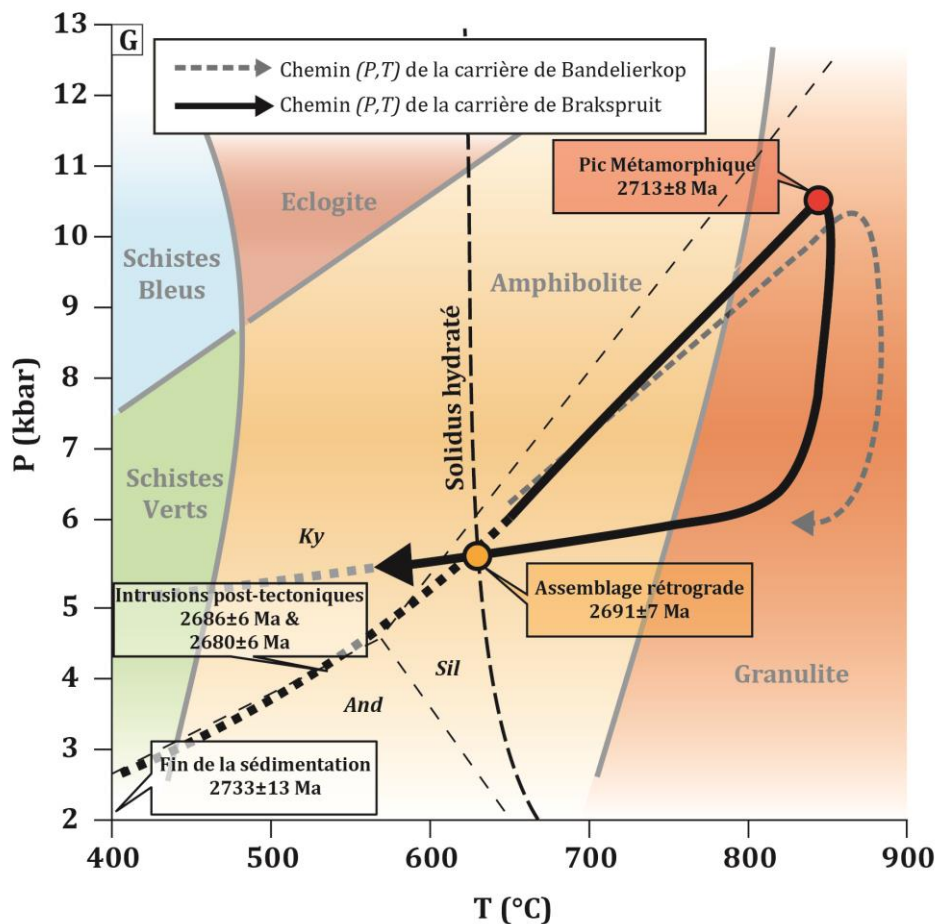
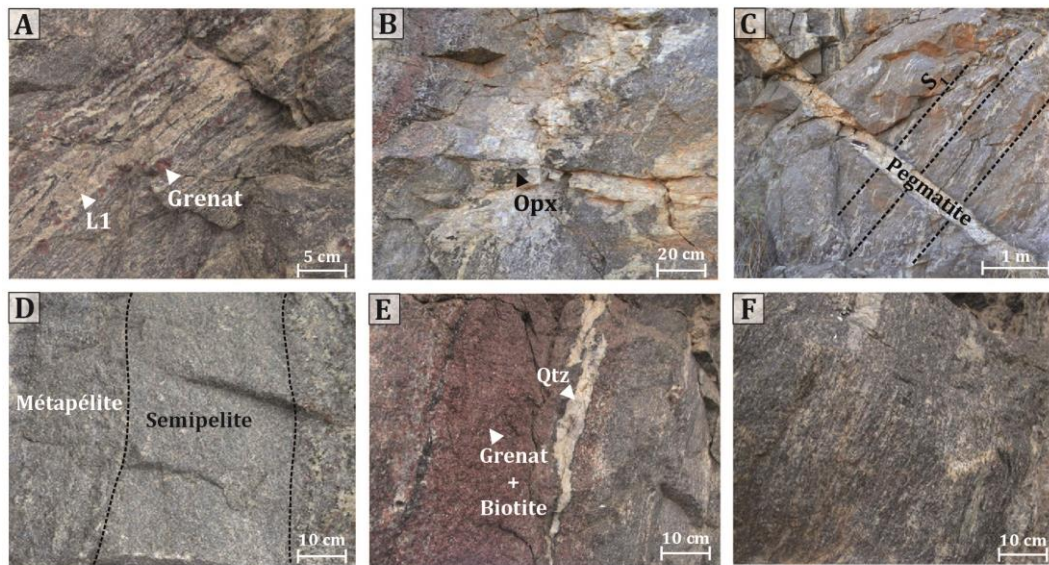


Fig. 2- 4: Principales caractéristiques des termes méta-sédimentaires de la Formation de Bandelierkop. **A.** Métapélite et leucosome stromatique à grenat (L1). **B.** Patch à orthopyroxènes. **C.** Veine pegmatitique recoupant la fabrique principale S_1 . **D.** Litage des membres sédimentaires : métapélite (riche en micas) et semipélite (riche en quartz). **E.** Résidu de fusion à grenat. **F.** Métapélite à orthopyroxènes. **G.** Chemins pression-température-temps déterminés sur les termes méta-sédimentaires de la Formation de Bandelierkop. Photographies et diagramme modifiés d'après Nicoli *et al.* (2015).

L'âge maximum de dépôt de *ca.* 2.73 Ga est significativement plus jeune que les âges maxima des dépôts enregistrés par les sédiments des ceintures de roches vertes de Murchison et Pietersburg : *ca.* 2.98-2.99 Ga (Zeh *et al.*, 2013b) et *ca.* 2.85-2.88 Ga (Zeh & Gerdes, 2012) respectivement (voir section 1.3). D'après Nicoli *et al.* (2015), ce résultat démontre que les sources érodées et drainées vers les bassins de Murchison-Pietersburg étaient différentes de celles alimentant le bassin de Bandelierkop, impliquant l'existence d'un bloc exotique continental non-préservé à l'actuel.

- *Les lithologies (ultra)-basiques*

En comparaison avec les formations méta-sédimentaires, les roches (ultra)-basiques de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo sont peu connues. Du Toit *et al.* (1983) décrivent les membres basiques comme des boudins centimétriques à pluri-hectométriques discontinus parfois enveloppés par des corps granitiques. Ces roches sont variablement déformées : d'une foliation peu évidente à un litage clair. Les termes ultra-basiques sont constitués de : péridotites, pyroxénites, dunités et hornblendites avec une paragenèse principalement représentée par l'assemblage : Ol + Opx + Ca-Amp + Spl (van Schalkwyk, 1991). Tout comme les formations sédimentaires, les roches ultra-basiques enregistrent un événement de réhydratation (marqué par l'apparition de Dol ± Mgs ± Srp ± Tlc ± Chl). La thermo-barométrie conventionnelle montre que les conditions pression-température de cristallisation des phases rétrogrades sont de l'ordre de *ca.* 6 kbar et *ca.* 670°C (van Schalkwyk, 1991).

Les termes basiques sont quant à eux des tholéïtes à quartz normatifs (Barton, 1979). À ce jour, aucune donnée thermo-barométrique n'est disponible sur les termes basiques de la Formation de Bandelierkop.

1.1.1.2 Les formations felsiques du socle de gneiss gris composite

Ces formations hétérogènes felsiques qui composent le socle de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo ont été dénommées de différentes façon selon le lieu géographique : Gneiss de Baviaanskloof, Gneiss de la Hout River, Gneiss de Klein Letaba ou encore Gneiss de Goudplaas (Anhaeusser, 1992). Chacun de ces noms peut être rencontré dans la littérature et la suite de ce manuscrit se bornera au terme *Gneiss de Baviaanskloof*.

Malgré leur prédominance volumétrique, les roches felsiques formant le complexe des Gneiss de Baviaanskloof sont très mal connues. Kramers *et al.* (2006) décrivent un complexe de gneiss gris tonalitique à trondhjémitique, parfois à texture migmatitique, constitué de : Qz + Pl + Bt ± perthite. Anhaeusser (1992) réalise la description détaillée d'un affleurement situé

dans la zone de déformation à la limite entre la marge Nord du Kaapvaal et la ceinture du Limpopo (étoile jaune sur la Fig. 2- 3 et Fig. 2- 5). L'étude de la chronologie relative et absolue de cet affleurement montre la présence d'un gneiss sombre à amphiboles d'âges paléoarchéens, juxtaposé à un gneiss trondhjemitique mésoarchéen (Fig. 2- 5A). Cet ensemble gneissique est recoupé par plusieurs générations de phases granitoïdes, dont deux générations pegmatitiques et un granite isotrope (Fig. 2- 5A-B). La construction de ce complexe s'est donc effectuée de manière incrémentale sur plus de 500 Ma, du Paléoarchéen au Néoarchéen (Laurent & Zeh, 2015). Toutefois, Laurent & Zeh (2015) ont classé cet affleurement sur la marge Nord du craton du Kaapvaal et non dans la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo (cf. Table 3).

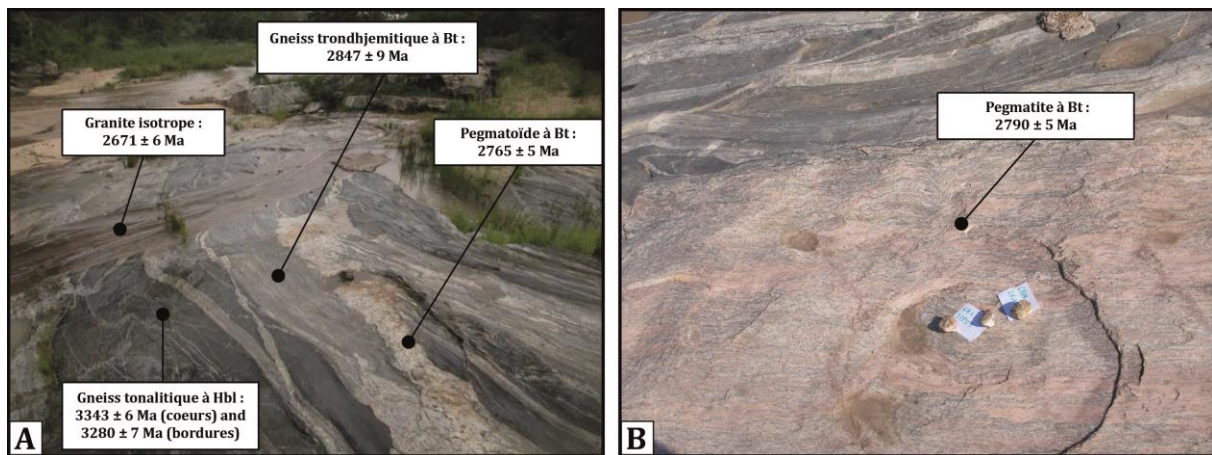


Fig. 2- 5: Photographies de l'affleurement de gneiss gris composite décrit par Anhaeusser (1992), repéré par l'étoile jaune sur la Fig. 2- 3. **A.** Photographie imageant le caractère composite d'un complexe de gneiss gris : quatre phases, à géochimie et/ou texture distinctes, sont juxtaposées à l'échelle décamétrique. Les âges de mises en place s'étalent sur quasiment 700 Ma. **B.** Phase leucocrate à composition chimique de TTG, légèrement anisotrope et dont les contacts avec le reste du complexe de gneiss gris (haut de l'image) sont parallèles à la déformation générale (N080) observée sur la photographie A. Bt : biotite ; Hbl : hornblende. Les datations absolues sont des âges isotopiques U-Pb sur zircon réalisés par Laurent & Zeh (2015).

Enfin, l'ensemble du système décrit par Anhaeusser (1992) montre des pendages $\geq 60^\circ$, interprétés comme issus de l'intense déformation lors de l'activité de la zone de cisaillement de la Hout River. D'autres affleurements au contact des méta-sédiments granulitiques ont été succinctement décrits par Bohlender (1992). Ceux-ci diffèrent par une paragenèse à orthopyroxène, interprétée comme le témoin d'un métamorphisme en faciès granulite.

Les rares données géochronologiques réalisées sur les Gneiss de Baviaanskloof de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo montrent des âges de mises en place entre *ca.* 3.27 Ga et 2.83 Ga (Table 2). La zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo est donc avant tout une entité métamorphique. Les investigations sont - à une très vaste majorité -

menées sur les lithologies méta-sédimentaires qui apportent des contraintes métamorphiques fiables et précises et - dans une moindre mesure - sur les granitoïdes post-tectoniques qui datent et quantifient les processus de *cratonisation**. À l'inverse, le complexe de gneiss gris composite est - relativement aux autres formations - mal connu. Ce manque d'étude flagrant est un frein majeur à la compréhension de l'évolution de ce bloc continental archéen.

1.1.2 Relations entre la zone centrale et marginale Sud de la ceinture du Limpopo

Ce chapitre se focalise sur la géologie de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo ainsi que celle du Nord-Kaapvaal. Il est toutefois important de brièvement décrire les principales distinctions entre la zone centrale et marginale Sud de la ceinture du Limpopo.

Basé sur la comparaison entre les lithologies supracrustales de la marge Nord du craton du Kaapvaal et de la zone centrale et marginale Sud de la ceinture du Limpopo, les méta-sédiments de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo sont décrits et interprétés comme les équivalents de haut degré métamorphique des formations supracrustales de la marge Nord du craton du Kaapvaal (e.g. Mason, 1973 ; Du Toit *et al.*, 1983 ; van Reenen *et al.*, 1988 ; Kreissig *et al.*, 2001) ; distincts des sédiments de la zone centrale de la ceinture du Limpopo.

Malgré la connaissance de ce lien entre la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo et la marge Nord du craton du Kaapvaal, l'identification de lithologies en faciès granulite au sein des zones centrale et marginales de la ceinture du Limpopo (e.g. Mason, 1973 ; Rollinson, 1989 ; van Reenen *et al.*, 1990 ; Stevens & van Reenen, 1992a ; Kamber *et al.*, 1995 ; Zeh *et al.*, 2004 ; Blenkinsop, 2011) a été interprétée comme un lien géodynamique évident entre les trois sous-unités de la ceinture. Le contexte géodynamique de leur formation est l'orogénèse Néoarchéenne - *ca.* 2.70-2.65 Ga - Limpopo (Barton & van Reenen, 1992). Ce modèle orogénique, basé notamment sur les investigations géophysiques de De Beer & Stettler (1988, 1992), est décrit comme étant le processus responsable du métamorphisme de haut degré reconnu dans les trois unités de la ceinture du Limpopo.

Toutefois, les travaux de datation du métamorphisme de haut degré au sein de la zone centrale de la ceinture du Limpopo démontrent la présence de trois événements en faciès granulite successifs, dont le plus récent se déroule au Paléoprotérozoïque, à *ca.* 2.05 Ga (Holzer *et al.*, 1998 ; Schaller *et al.*, 1999), soit *ca.* 700 Ma postérieur au métamorphisme en faciès granulite de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo (Taylor *et al.*, 2014 ; Nicoli *et al.*, 2015). Le modèle de *ceinture* du Limpopo et d'orogénèse Limpopo apparaît alors peu cohérent à la lumière de ces nouveaux résultats. Dès lors, la zone centrale de la

ceinture du Limpopo est interprétée comme un terrain distinct au regard des deux zones marginales (cf. modèle tectonique présenté par Barton *et al.* (2006) et section 2.1).

1.1.3 Structure de la zone marginale sud de la ceinture du Limpopo

1.1.3.1 Les domaines de déformation périphériques

- *La zone de cisaillement de la Hout River*

Ce domaine de déformation ductile marque la limite entre la marge Nord du craton du Kaapvaal et la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo (ZCHR sur la Fig. 2- 3). Smit *et al.* (1992) décrivent un système mylonitisé complexe comprenant : (i) des segments chevauchants à fort pendage vers le Nord, (ii) des segments décrochants de rampes frontales et latérales et, (iii) un chevauchement plat quasi-parallèle à la surface topographique actuelle. De plus, à partir des données sismiques et électriques de De Beer & Stettler (1992) qui ont permis d'imager les dix à quinze premiers kilomètres la pile crustale, Roering *et al.* (1992a) interprètent cette zone de cisaillement comme la structure de mise en place des lithologies granulitiques de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo sur les lithologies à faciès amphibolite du Nord-Kaapvaal. Les données isotopiques sur minéraux séparés (Pb-Pb sur grenat, staurotide et disthène syn-cinématiques) tendent à montrer une activité de la zone de cisaillement de la Hout River centrée autour de *ca.* 2.69-2.71 Ga (Kreissig *et al.*, 2001 ; Kramers *et al.*, 2014).

- *La zone de cisaillement de Palala*

Cette zone de déformation qui s'étend sur près de 900 km depuis le Botswana jusqu'aux sédiments protérozoïque du Soutpansberg en Afrique du Sud (ZCP sur la Fig. 2- 3), définit la limite de 10 km d'épaisseur entre la zone centrale et la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo (De Beer & Stettler, 1992). Les rares segments non-recouverts par des dépôts phanérozoïques sont caractérisés par des mylonites et ultra-mylonites à forts pendages (McCourt & Vearncombe, 1992 ; Schaller *et al.*, 1999). À l'inverse de la zone de cisaillement de la Hout River, celle de Palala ne montre « aucune signature sismique directe » (De Beer & Stettler, 1992), ce qui interprété par ces auteurs comme témoignant d'un pendage sub-vertical de cette structure.

Table 2 : Compilation de données géochronologiques obtenues par la méthode U-Pb sur zircons séparés provenant des lithologies de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo. Les âges sont triés par lithologies, les erreurs sont à 2σ absolu. Références : 1. Kröner *et al.* (2000), 2. Laurent & Zeh (2015), 3. Zeh *et al.* (2009), 4. Laurent *et al.* (2013), 5. Nicoli *et al.* (2015), 6. Taylor *et al.* (2014), 7. Rajesh *et al.* (2014a), 8. Dorland *et al.* (2006). VDT: *Vapour Digestion Technique* ; LA-ICP-MS : *Laser Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometer*; SHRIMP: *Sensitive High Resolution Ion Microprobe*. Bt = biotite.

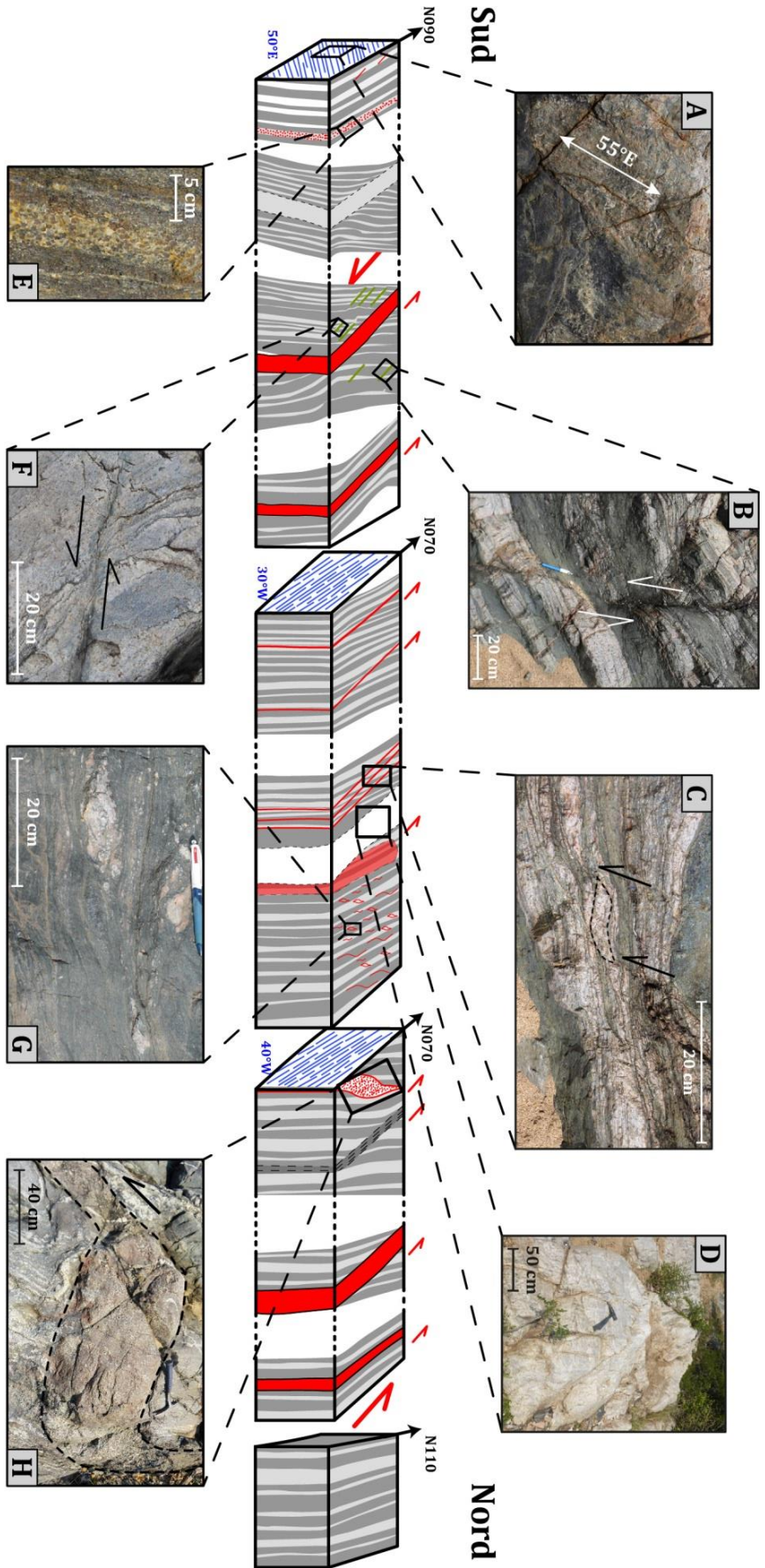
Pluton/Unité	Âges U-Pb (Ma)	Méthode	Interprétation	Référence
Gneiss de Bavianskloof (gneiss à Bt)	3274^{+56}_{-45}	VDT	Âge minimal de mise en place	1
Gneiss de Bavianskloof (TTG)	2880 ± 10	LA-ICP-MS	Âge de mise en place	2
Granite à Bt de Palmietfontein	2828 ± 7	-	-	2
Complex Magmatique de Matok	2679 ± 7	-	-	3
-	2688 ± 8	-	-	4
-	2679 ± 9	-	-	4
-	2686 ± 7	-	-	4
Métapélite	2733 ± 13	-	Âge maximal de dépôt	5
Leucosome associé aux méta-sédiments de Bandelierkop	2713 ± 8	-	Pic métamorphique	5
-	2716 ± 8	-	-	6
-	2712 ± 6	-	-	6
Pegmatite recoupant les méta-sédiments de la Formation de Bandelierkop	2680 ± 6	-	Fin de la déformation ductile	5
Mg-Al granulite de la Formation de Bandelierkop	2716 ± 6	SHRIMP	Pic métamorphique	7
-	2718 ± 7	-	-	7
-	2714 ± 22	-	-	7
Granite d'Entabeni	2023 ± 6	LA-ICP-MS	Âge de mise en place	3
-	2020.6 ± 4.7	SHRIMP	-	8

Les lithologies présentes à l’affleurement sont essentiellement des roches en faciès granulites typiques de la zone centrale de la ceinture du Limpopo. Les données géochronologiques sur minéraux séparés montrent : (i) un premier événement métamorphique archéen en faciès granulite daté à 2602 ± 40 Ma sur des grenats hérités et (ii) un second métamorphisme de haut degré daté sur titanite à *ca.* 2.0 Ga (Schaller *et al.*, 1999). L’intensité

du second événement métamorphique ayant en grande partie oblitéré les paragenèses archéennes, l'histoire antérieure de ce domaine de déformation reste mal connue. Les âges protérozoïques sont interprétés comme liés à l'exhumation des granulites de la zone centrale de la ceinture du Limpopo durant la juxtaposition des cratons du Kaapvaal et du Zimbabwe (Schaller *et al.*, 1999).

1.1.3.1 La zone de cisaillement de N'Tabalala, domaine de déformation interne à la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo

Ce domaine de déformation correspond à une zone mylonitique senestre orientée N070-N090, notée « ZCN » sur la Fig. 2- 3. Sa définition est basée sur des critères métamorphiques : la zone de cisaillement marque la limite entre les lithologies méta-sédimentaires à paragenèses granulitiques préservées et les lithologies réhydratées (cf. van Reenen (1986) et section 1.1.1.1). La coupe structurale (Dusséaux, 2015), repérée par l'étoile bleue sur la Fig. 2- 3) montre : (i) des linéations 55°E (Fig. 2- 6A), qui deviennent horizontales vers le cœur de la zone de cisaillement (30°W), (ii) des plans de cisaillement sénestres (Fig. 2- 6B, C et F) ; (iii) des filons/veines quartzo-feldspathiques dont l'occurrence et l'épaisseur augmente avec la déformation (Fig. 2- 6D) et (iv) des lits et sigmoïdes de leucogranite à grenats, parfois garnetitique (Fig. 2- 6E et H). Cette structure tectonique est interprétée comme la zone de déformation et de fusion principale à l'échelle régionale (Dusséaux, 2015). De plus, les données cartographiques indiquent que le dernier événement ductile majeur est antérieur au Complexe magmatique de Matok tandis que le dernier événement cassant postdate ce même complexe magmatique (Smit *et al.*, 1992 ; van Reenen *et al.*, 2011), dont la mise en place est datée à *ca.* 2.68 Ga (Table 2). Pour l'heure, aucune donnée géochronologique absolue ne contraint l'activité de ce domaine cisailant. Enfin, la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo montre d'autres domaines de localisation de la déformation : e.g. zones de cisaillements d'Annaaskraal et de Petronella (Smit *et al.*, 1992 ; van Reenen *et al.*, 2011 ; Dusséaux, 2015). Ces structures mineures, à dynamique senestre, sont interprétées par Dusséaux (2015) comme des zones de déformations satellites, branchées sur la zone de déformation principale, i.e. la zone de cisaillement de N'Tabalala.



Intensité de la déformation au sein de la zone de cisaillement de N^TTabalala

Fig. 2- 6: Schéma de la coupe structurale et photo-interprétations de différents marqueurs tectoniques présent au sein de la zone de cisaillement de N^TTabalala (coupe repérée par l'étoile bleue sur la Fig. 2- 3). Modifié d'après Dusséaux (2015). **A.** Linéation à pich 55°E en bordure de zone de cisaillement. **B.** Plan de cisaillement N070 senestre. **C.** Plans de cisaillement marqués par les demi-flèches noires, orientés N070 et formant des sigmoïdes visibles sur les parties leucocrates du complexe de gneiss gris. **D.** Intrusion leucocrate quartzo-feldspathique au cœur de la zone de cisaillement. **E.** Banc pluri-centimétrique de leucogranite à grenat. **F.** Plan de cisaillement N060 senestre. **G.** Objet tectonique leucocrate dont la queue de recrystallisation montre des tendances senestres. **H.** Sigmoïde senestre formée par un leucogranite à grenat. Les nombres en bleu représentent le pich des linéations mesurées sur le terrain.

1.2 La marge Nord du craton du Kaapvaal

Le bloc archéen de Pietersburg est une sous-unité du craton du Kaapvaal (Eglington & Armstrong, 2004). Ce bloc est défini comme l'aire géologique comprise entre la ceinture de roches vertes de Murchison, bordée en sa partie septentrionale par la zone de cisaillement de Letaba et la zone de cisaillement de la Hout River (lithologies colorées sur la Fig. 2- 7). Certains auteurs définissent ce secteur comme le Bloc de Pietersburg - qui parfois englobe la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo (Eglington & Armstrong, 2004). En effet, selon l'angle d'observation - géochronologique/péto-génétique ou métamorphique - la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo est intégrée ou non dans le Bloc de Pietersburg.

Les sections qui suivent se borneront à la définition métamorphique historique, c'est-à-dire à considérer la marge Nord du Kaapvaal et la zone marginale Sud du Limpopo comme deux terrains distincts. Cette vision sera révisée dans le Chapitre III, au vu de nouvelles données péto-métamorphiques et géochronologiques produites durant cette étude.

1.2.1 Les lithologies du Bloc de Pietersburg

1.2.1.1 Les ceintures de roches vertes

Elles sont au nombre de quatre. Les ceintures de Giyani, Pietersburg et Rhenosterkoppies sont situées au sein du Bloc de Pietersburg, tandis que celle de Murchison marque la limite entre le Bloc du Witwatersrand au Sud et celui de Pietersburg au Nord (Fig. 2- 7).

La structure et la pétographie de ces ceintures de roches vertes ont été minutieusement détaillées pour des raisons économiques. Les ceintures de Giyani et de Pietersburg sont connues pour leur minéralisation en or, tandis que celle de Murchison contient des concentrations économiquement exploitables d'antimoine (Brandl *et al.*, 2006 ; Jaguin *et al.*, 2013). Chacune de ces ceintures est définie par une succession tectono-stratigraphique de lithologies (ultra)-mafiques surmontées de formations sédimentaires (Brandl *et al.*, 2006). L'ensemble de ces lithologies est équilibré dans des faciès de moyens à haut-degrés métamorphiques : schistes verts à amphibolite supérieur (Fig. 2- 8, voir de Wit *et al.* (1992a) ; (1992b) ; van Schalkwyk *et al.* (1993) ; Passeraub *et al.* (1999) ; Kramers *et al.* (2014) ; Block *et al.* (2013) pour les détails des études péto-métamorphiques).

Les ceintures de roches vertes du Bloc de Pietersburg sont essentielles à la compréhension de la géodynamique archéenne à l'échelle régionale, de fait de nombreuses investigations géochronologiques et géochimiques ont tenté de contraindre les conditions de mise en place de ces objets.

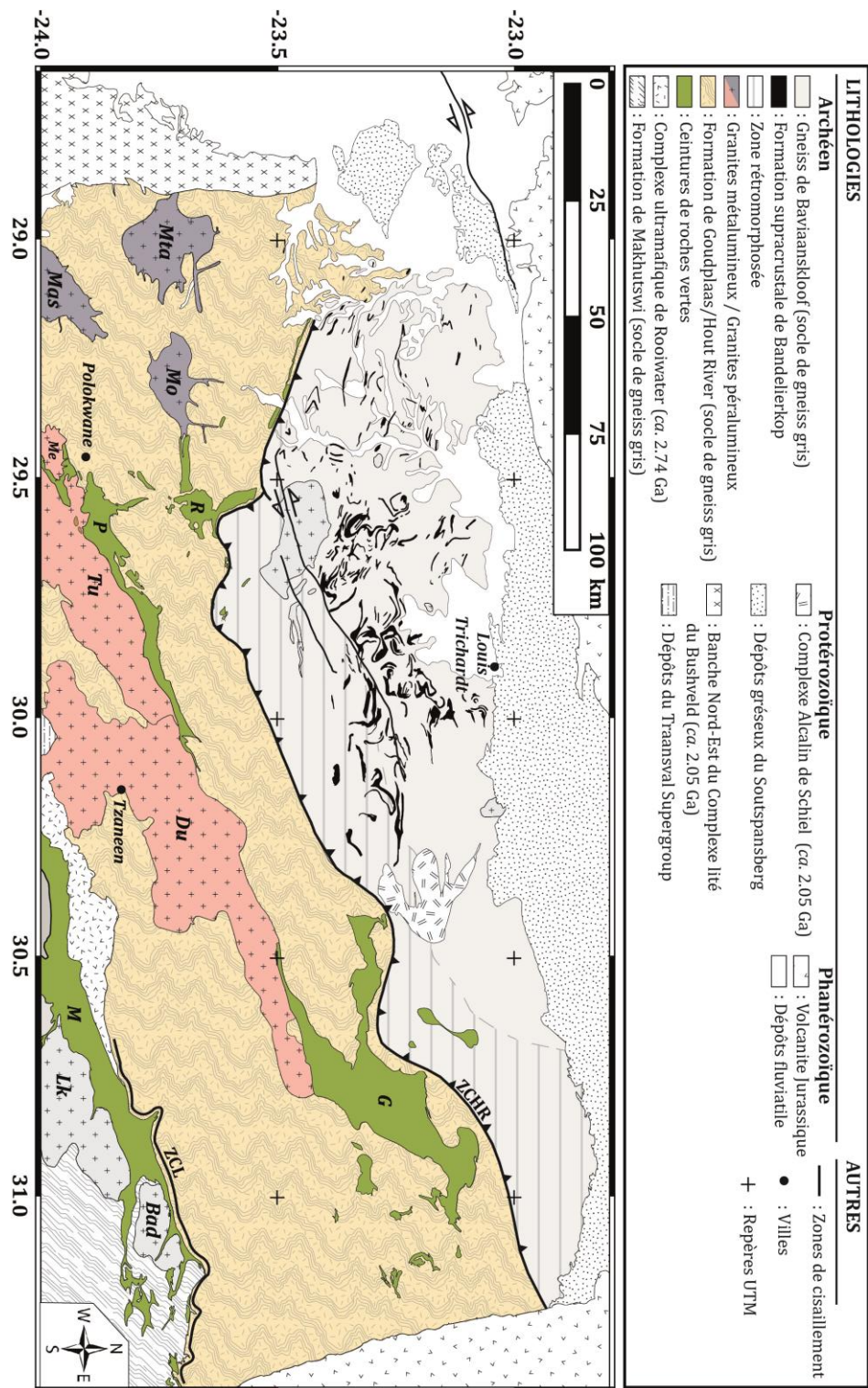


Fig. 2- 7: Carte géologique du Nord-Kaapvaal (lithologies colorées) et des terrains alentours (lithologies en niveaux de gris), d'après Brandl (1986) ; (1987). Abréviations des plutons : Bad : Baderoukwe ; Du : Duiwelskloof ; Lk : Lekkersmaak ; Mas : Mashashane ; Me : Meinhardskraal ; Mta : Matlala ; Mo : Moleisi ; Tu : Turfloop. Abréviations des ceintures de roches vertes : G : Giyani ; M : Murchison ; P : Pietersburg ; R : Rhenosterkoppies. Abréviations des zones de cisaillement : ZCHR : Zone Cisailante de la Hout River ; ZCL : Zone Cisailante de Letaba.

La ceinture de Murchison semble se distinguer des trois autres ceintures. Elle est celle qui enregistre les événements les plus anciens avec notamment des dépôts volcaniques felsiques datés sur zircon à 2.97-2.98 Ga (Brandl *et al.*, 1996 ; Poujol *et al.*, 1996 ; Poujol, 2001 ; Zeh *et al.*, 2013b). Ce volcanisme est synchrone de l'âge maximal de fermeture du système sédimentaire de Murchison (Zeh *et al.*, 2013b). De plus, les compositions isotopiques en hafnium (Hf) des zircons provenant des formations supracrustales de la ceinture de roches

vertes de Murchison sont similaires à celles mesurées dans les zircons de la ceinture de roches vertes de Barberton et des granitoïdes associés (voir section 1.3). Dès lors, *Zeh et al. (2013b)* interprètent ce résultat comme un lien génétique entre les formations sédimentaires de Murchison et la ceinture de roches vertes de Barberton. Ce lien ne peut toutefois pas être fait avec les formations sédimentaires de la ceinture de Pietersburg. En effet, les zircons présents dans ces formations montrent des âges de cristallisation et des signatures isotopiques en Hf distinctes de celles mesurées dans la ceinture de roches vertes de Barberton et des granitoïdes associés (cf. *Zeh & Gerdes (2012)* ; *Zeh et al. (2013b)* et section 1.3).

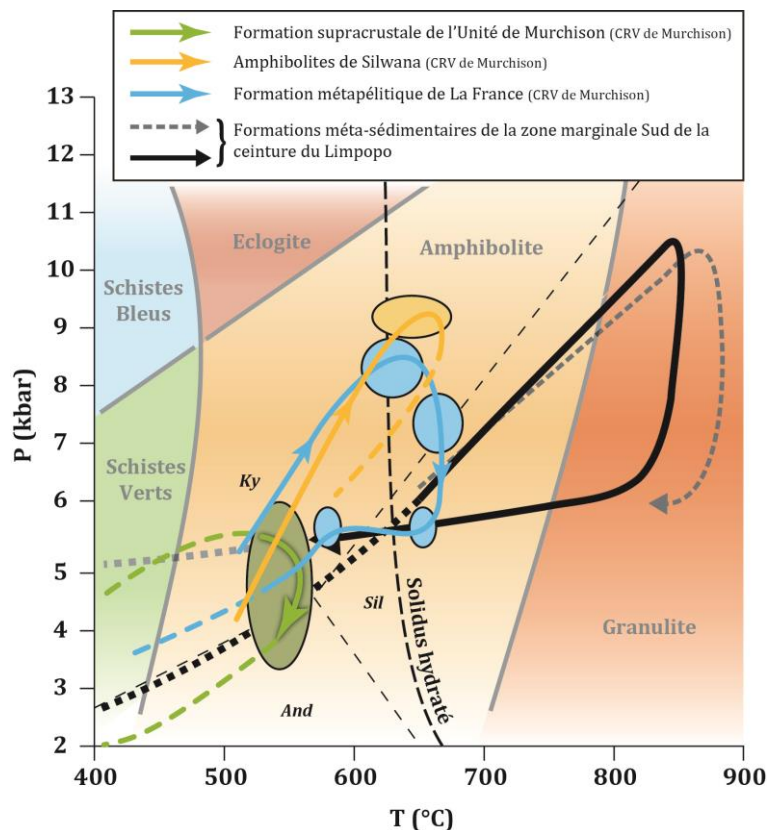


Fig. 2- 8: Comparaison des conditions métamorphiques préservées au sein de la ceinture de roches vertes de Murchison (CRV dans la légende) avec celles enregistrées par les méta-sédiments de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo (voir Fig. 2- 4G). Les conditions métamorphiques de la ceinture de Murchison sont issues de *Block et al. (2013)*. Les estimations sur la ceinture de Murchison sont comparables aux estimations conventionnelles déterminées sur les ceintures de Rhenosterkoppies, Pietersburg et Giyani (voir texte, section 1.2.1.1).

1.2.1.2 Le socle felsique

Le socle de la partie Sud du Bloc de Pietersburg est désigné par l'appellation : Gneiss de Goudplaas-Hout River (Fig. 2- 9A). Le socle est rarement observable à l'affleurement hormis quelques rares dalles de rivières. Il présente globalement des caractéristiques texturales et pétrographiques similaires au Gneiss de Baviaanskloof (voir section 1.1.1.2),

c'est un complexe de gneiss gris hétérogène composées de : (i) gneiss mélanocrates riches en biotites et/ou amphiboles, (ii) gneiss mésocrates fortement migmatitiques, (iii) gneiss leucocrates migmatitiques, (iv) corps anatectiques non migmatitiques à tendance intrusive et (v) d'enclaves de matériels provenant des ceintures de roches vertes environnantes (Robb *et al.*, 2006). La différence majeure réside dans l'absence de phase à orthopyroxène. La géochronologie absolue du socle felsique au Sud de la zone cisailante de la Hout River est bien mieux contrainte qu'au Nord de celle-ci (Table 3). Les âges U-Pb sur zircons s'étalent de *ca.* 3.34 Ga à *ca.* 2.77 Ga. Toutefois, il est important de noter que les roches ayant une signature chimique de TTG (Fig. 2- 9E) ne se rencontrent que dans la gamme 3.34 Ga - 2.85 Ga, tandis que les granites à biotites (tels que Turfloop et Duiwelskloof) sont plus tardifs avec des âges allant de 2.85 Ga à 2.77 Ga (voir section 1.2.1.3 et Table 3).

1.2.1.3 Les plutons intrusifs

- *Le batholite de Turfloop*

Ce *batholite** felsique intrusif d'environ 1300 km² présente une orientation générale ENE-WSW et marque la bordure Sud de la ceinture de roches vertes de Pietersburg (Fig. 2-7). La bordure Nord du granite est en contact avec la zone de cisaillement d'Ysterberg (interne à la ceinture de roches vertes de Pietersburg) mais n'est pas déformée par celle-ci, tandis que la bordure Sud montre des critères d'intrusion dans le socle de gneiss gris (Henderson *et al.*, 2000). La composition chimique de ce pluton est principalement métalumineuse à légèrement péralumineuse et varie de la granodiorite au monzogranite (Henderson *et al.*, 2000 ; Kröner *et al.*, 2000). Ce batholite est formé de : Pl ; Qz ; Kf/Mc ; Bt et localement Ms. Les phases accessoires sont : Mag ; Ilm et Ttn (Fig. 2- 9D). La chlorite et l'épidote sont décrites comme des phases secondaires issues de processus d'altérations subsolidus (Robb *et al.*, 2006). Les datations isotopiques U-Pb sur zircon ont montré une gamme d'âges de cristallisation assez large (voir Table 3) : de 2830 ± 8 Ma à 2674 ± 16 Ma, avec un pic net autour de *ca.* 2.78 Ga (Henderson *et al.*, 2000 ; Kröner *et al.*, 2000 ; Laurent & Zeh, 2015). Les analyses de la composition isotopique en Hf sur zircons montrent qu'une partie du socle antérieur a été remanié lors de la mise en place de ce batholite (Laurent & Zeh, 2015). Enfin, Henderson *et al.* (2000) proposent que ce pluton serait issu de la fusion partielle du socle en profondeur, induite par l'intrusion d'un magma basique en base de croûte.

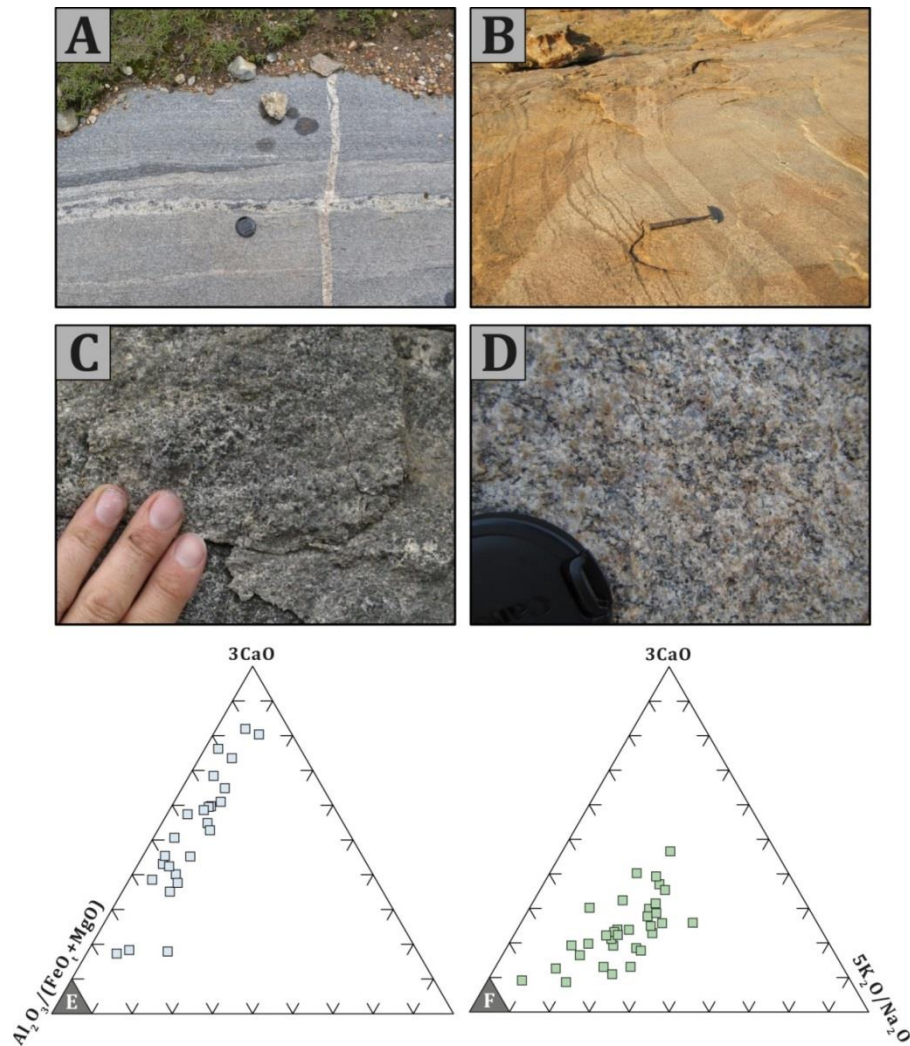


Fig. 2- 9: Principales caractéristiques du socle de gneiss gris et des granites à biotite de la partie Sud du Bloc de Pietersburg. **A.** Phase sub-isotrope tonalitique du complexe de gneiss gris de Goudplaas-Hout River. La veine leucocrate présente des amas à biotites. **B.** Affleurement polyphasé du granite de Turfloop à phases mésocrates et leucocrates peu déformées. **C.** Zoom sur une phase tonalitique à granodioritique homogène du complexe de gneiss gris de Goudplaas-Hout River composé de Pl + Qz + Bt. **D.** Zoom sur une phase granitique à Pl + Kf + Qz + Bt du batholite de Turfloop. **E.** Diagramme ternaire $Al_2O_3/(FeO+MgO) - 3 \times CaO - 5 \times K_2O/Na_2O$ (Laurent *et al.*, 2014b) montrant la composition des TTGs du secteur Sud du Bloc de Pietersburg qui s'alignent sur l'axe $Al_2O_3/(FeO+MgO) - 3 \times CaO$ et montrent une faible proportion de K_2O . **F.** Diagramme ternaire similaire à celui de la figure E montrant la composition des granites à biotite du Bloc de Pietersburg avec un enrichissement prononcé en K_2O , témoignant d'un processus de différenciation crustale au sein du Bloc de Pietersburg durant l'Archéen.

- *L'intrusion composite de Duiwelskloof*

Ce corps de 1450 km², allongé selon un axe ENE-WSW est située entre les ceintures de roches vertes de Pietersburg et de Giyani (Fig. 2- 7). Ce corps est rarement observable, il est formé de morceaux de socle felsique, de filons leucocrates, et de petits massifs leucocrates à textures quasi-isotropes. Les contacts avec les formations adjacentes sont assez peu visibles : le contact Nord semble être tectonique tandis que celui au Sud - avec le granite de Turfloop -

n'est pas défini (Robb *et al.*, 2006). Chimiquement, ce batholite varie de la syénite au monzogranite, et a une signature péralumineuse prononcée. Les phases minéralogiques observées sont : Pl ; Qz ; Kf ; Mc perthitique ; Bt ; Ms ; Chl ; Gt (Robb *et al.*, 2006). La chlorite est décrite comme provenant de la déstabilisation rétrograde de la biotite tandis que le grenat n'est présent qu'exceptionnellement dans l'assemblage minéralogique (Robb *et al.*, 2006). Aucune autre information sur le caractère primaire ou secondaire des phases micacées n'est reportée dans la littérature. La signature géochimique ainsi que l'assemblage minéralogique alumineux sont interprétés comme résultant d'un épisode de fusion partielle d'une source pélitique par déshydratation de la biotite (Robb *et al.*, 2006). L'analyse isotopique U-Pb des zircons a mis en valeur une large gamme d'âges de cristallisation allant de 2939 ± 6 Ma à 2776 ± 10 Ma (Table 3). Basé sur ces résultats, Laurent *et al.* (2013) proposent que la partie la plus ancienne du batholite de Duiwelskloof correspond au socle de gneiss gris adjacent, tandis que la partie la plus récente correspond à la continuité du granite de Turfloop. L'intrusion de Duiwelskloof serait donc un ensemble polyphasé, composite imageant l'évolution du Bloc de Pietersburg au cours du Méso- et Néoarchéen.

1.2.2 Structure du Bloc de Pietersburg

1.2.2.1 Les zones de déformation périphériques

- *La zone de déformation de la Letaba*

Cette zone de cisaillement d'environ 6 km de large forme un contact anastomosé entre la bordure Nord de la ceinture de Murchison et le socle gneissifié adjacent (Fripp *et al.*, 1980). Le contact est caractérisé par une déformation décrochante intense allant de la mylonite à la cataclasite et parfois même à la pseudotachylite (Fripp *et al.*, 1980 ; Vearncombe, 1988). Le sens de déformation a été interprété comme dextre (Fripp *et al.*, 1980), senestre-chevauchant (Vearncombe (1988) et références incluses) ou senestre-transpressif (Block *et al.*, 2013). Cette zone de déformation semble avoir été - avec la « Ligne d'antimoine » non détaillée ici - une zone préférentielle de transfert de fluides minéralisateurs (Jaguin *et al.*, 2012). Enfin, l'activité de cette zone de cisaillement a été datée par isotopie U-Pb sur zircon à 2.96 Ga (Table 3, et Block *et al.* (2013) pour les détails)

- *Le linéament de Thabazimbi-Murchison*

Le linéament de Thabazimbi-Murchison est une structure d'environ 25 km de large, définie sur plus de 400 km, de Gaborone (Botswana), à Thabazimbi et jusqu'à la ceinture de roches vertes de Murchison (cf. McCourt & Vearncombe (1992) et Fig. 2- 7). Cette

délimitation est surtout basée sur des critères géophysiques, et notamment sur les variations à grande échelle des structures crustales et mantelliques (Silver *et al.*, 2004).

Good & de Wit (1997) considèrent ce linéament comme la principale structure séparant le Bloc du Witwatersrand et celui de Pietersburg, qui a connu de nombreuses réactivations protérozoïques et phanérozoïques, notamment lors de la mise en place du Complexe Magmatique Lité du Bushveld qui le borde.

1.2.2.2 Le zone de cisaillement de Koedoes River : zone de déformation interne

Cette zone de déformation sénestre d'orientation générale N045 relie la partie orientale de la ceinture de roches vertes de Pietersburg à la ceinture de Khavagari, i.e. la branche Nord de la ceinture de roches vertes de Giyani (voir la carte structurale associée à van Reenen *et al.*, 2011). Il apparaît que les granites à biotite (i.e. hors sanukitoïdes et granites hybrides) sont toujours localisés à l'Est de ce linéament (Henderson *et al.*, 2000).

Les études de terrains ont montré que cette zone de déformation recoupe franchement le batholite de Turfloop sans que les bordures de celui-ci soit significativement déplacées (Henderson *et al.*, 2000). L'âge de ca. 2.77 Ga du batholite de Turfloop (Table 3) implique donc que le linéament de Koedoes River a été actif après la mise en place du batholite.

Table 3 : Compilation des données isotopique U-Pb sur zircons séparés de la partie Sud du Bloc de Pietersburg (jusqu'à la bordure Sud de la ceinture de roches vertes de Murchison). Les âges sont triés par lithologies, les erreurs sont à 2σ absolu. Les analyses marquées «*» proviennent de l'affleurement décrit par Anhaeusser (1992) voir section 1.1.1.2 ; toutefois les auteurs de ces analyses ont classé cet affleurement dans la zone Sud du Bloc de Pietersburg, ce tableau suit ce choix. G-HR : Goudplaas-Hout River ; KL : Klein Letaba ; VDT : *Vapour Digestion Technique*, LA-ICP-MS : *Laser Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometer*, TIMS : *Thermal Ionization Mass Spectrometer*. ZCL : Zone de Cisaillement de Letaba. Références : 1. Laurent & Zeh (2015), 2. Kröner *et al.* (2000), 3. Laurent *et al.* (2013), 4. Zeh *et al.* (2009), 5. Henderson *et al.* (2000)., 6. Poujol *et al.* (1996), 7. Zeh *et al.* (2013b), 8. Poujol (2001), 9. Block *et al.* (2013), 10. Zeh & Gerdes (2012).

Lithologie	Âges U-Pb (Ma)	Méthode	Interprétation	Référence
GNEISS				
Gneiss de G-HR / KL	3343 ± 6 *	LA-ICP-MS	Âge de mise en place	1
-	3280 ± 7 *	-	Migmatisation	-
-	3171 ± 0.3	VDT	Mise en place du précurseur	2
-	2953 ⁺⁶⁸ ₋₆₁	-	Âge minimal de mise en place	2
-	2953 ± 13	LA-ICP-MS	Âge de mise en place	1 et 3
-	2945 ± 4	-	-	1
-	2931 ± 8	-	-	4
-	2881 ± 7	-	-	1
-	2847 ± 9 *	-	-	-
-	2839 ± 8	-	-	4
-	2784 ± 8	-	-	-
Gneiss du Batholite de Duiwelskloof	2939 ± 6	-	-	-
Amphibolite	2942 ± 8	-	-	-
GRANITE				
Granite à biotite	2884 ± 0.2	VDT	Héritage magmatique	2
-	2840 ± 4	LA-ICP-MS	Âge de mise en place	1
-	2833 ± 5	-	-	1 et 3
-	2830 ± 8	-	-	1
-	2828 ± 7	-	-	-
-	2790 ± 5	-	-	-

Table 4 (suite) :

Pluton/Unité	Âges U-Pb (Ma)	Méthode	Interprétation	Référence
Granite à biotite	2782 ± 13	LA-ICP-MS	Âge de mise en place	4
-	2779 ± 7	-	-	1
-	2777 ± 10	-	-	5
-	2776 ± 10	-	-	1 et 3
-	2773 ± 7	-	Âge de mise en place	1
-	2770 ± 11	-	-	-
-	2767 ± 5 *	-	-	-
-	2757 ± 9	-	-	-
Granite hybride	2693 ± 7	-	-	1 et 3
-	2693 ± 8	-	-	-
-	2684 ± 5	-	-	-
-	2684 ± 4	-	-	-
-	2681 ± 5	-	-	-
-	2681 ± 7	-	-	-
-	2677 ± 5	-	-	-
-	2671 ± 6 *	-	-	-
CEINTURE DE ROCHES VERTES DE MURCHISON				
Granite de French Bob	3228 ± 12	TIMS	Âge de mise en place	6
Conglomérat de MacKop	3168 ± 11	-	Âge maximal de dépôt	-
Formation volcanique de Weigel	3087 ± 21	-	Âge de mise en place	-
Formation sédimentaire de LaFrance	2986 ± 12	LA-ICP-MS	Âge maximal de dépôt	7
Quartzite sédimentaire	2979 ± 7	-	-	-
Schiste de la Formation de Rubbervale	2972 ± 7	-	Âge de mise en place	-
Rhyolite de la Formation de Rubbervale	2971 ± 10	TIMS	-	6
Dacite de la Formation de Rubbervale	2969 ± 20	-	-	8
Schiste de la Formation de Rubbervale	2966 ± 7	LA-ICP-MS	-	7

Table 4 (suite) :

Pluton/Unité	Âges U-Pb (Ma)	Méthode	Interprétation	Référence
CEINTURE DE ROCHES VERTES DE MURCHISON				
Tonalite du Complexe de Rooiwater	2964 ± 7	LA-ICP-MS	Âge de mise en place	7
Granite de la ZCL	2964 ± 5	-	-	9
Granite de Maranda	2901 ± 20	TIMS	Âge minimal de mise en place	6
Tonalite du Complexe de Rooiwater	2740 ± 4	-	-	-
CEINTURE DE ROCHES VERTES DE PIETERSBURG				
Conglomérat de la Formation d'Uitkyk	2878 ± 9	LA-ICP-MS	Âge maximal de dépôt	10
Grès de la Formation d'Uitkyk	2854 ± 9	-	-	-

1.3 Le Complexe Magmatique de Matok et les granites hybrides

Ces lithologies magmatiques sont traitées séparément des autres de part leur caractère postérieur : elles recoupent l'ensemble des lithologies archéennes présentes dans la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo et celles du Nord-Kaapvaal. Ces plutons sont représentés par le Complexe Magmatique de Matok et des granites hybrides (e.g. [Robb et al., 2006](#) ; [Laurent et al., 2013](#)).

1.3.1 Le Complexe magmatique de Matok

Le Complexe Magmatique de Matok est une entité intrusive de 300 km² recoupant la zone de cisaillement de N'Tabalala (Fig. 2- 3), à la bordure Sud de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo ([Bohlender, 1992](#)). Ce complexe magmatique post-tectonique présente une grande diversité de lithologies dont les principales phases sont des granitoïdes à Pl + Qz + Or + Bt ± Hbl ± Hy ± Aug ± Mag ± Ap ± Zrn ± Ilm ± Py ± Rt ([Bohlender, 1992](#)). Ces roches forment une série diorite-granodiorites-granites ([Laurent et al., 2014c](#)) marquée par une signature géochimique complexe. En effet, ils sont : métalumineux ($0.7 < A/CNK < 1.0$) et présentent un fort pourcentage d'oxydes ferromagnésiens ($5 \text{ wt}\% \leq \text{FeO}_t + \text{MgO} \leq 25 \text{ wt}\%$), d'éléments de transitions (V, Ni, Cr) mais aussi d'éléments incompatibles (Ba, Sr) et de Terres Rares ($\Sigma\text{REE} \geq 250 \text{ ppm}$). Ces caractéristiques géochimiques en font des sanukitoïdes à Fe et K, qui est interprétée comme provenant d'une interaction entre un manteau métasomatisé et un composant crustal ([Laurent et al., 2014a](#) ; [2014b](#)).

Enfin, l'étude isotopique des zircons provenant de différentes lithologies du Complexe Magmatique de Matok montre invariablement des âges de cristallisation centrés autour de *ca.* 2.685 Ga (cf. *Zeh et al. (2009)* ; *Laurent et al. (2013)*, et Table 2), postdatant le climax de la collision continentale contraint par la fusion partielle des méta-sédiments à *ca.* 2.71 Ga (*Taylor et al., 2014* ; *Nicoli et al., 2015*).

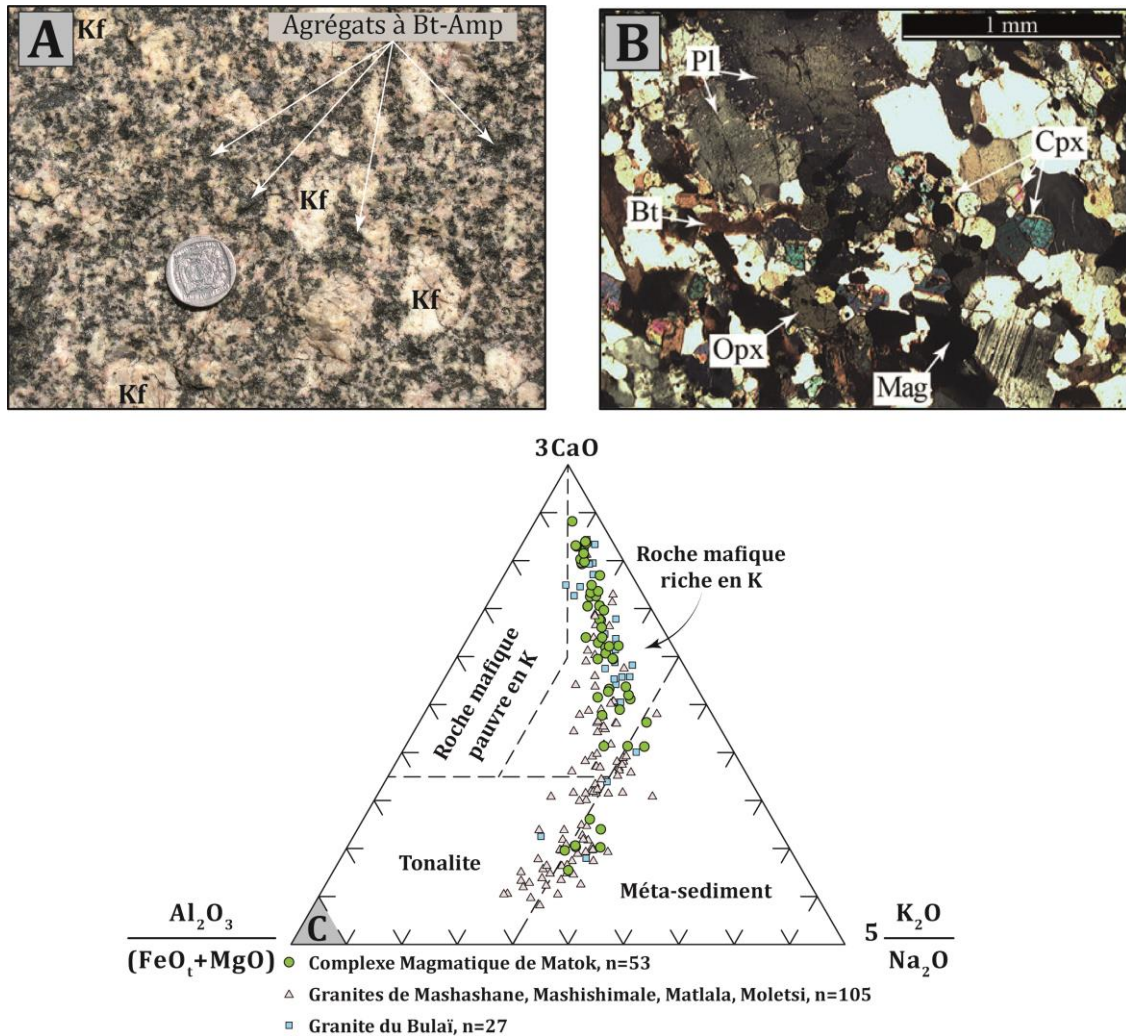


Fig. 2- 10: Principales caractéristiques du Complexe Magmatique de Matok. **A.** Photographie de la phase principale du complexe magmatique de Matok : granodiorite à porphyroblastes de feldspath potassique (Kf sur la photographie) et agrégats de biotites et d'amphiboles (Bt et Amp respectivement sur le cliché). Image : J-F Moyen. **B.** Vue microscopique d'une diorite à ortho- et clinopyroxène (Opx et Cpx respectivement sur le cliché) qui, avec le plagioclase, témoigne d'un magma à la fois pauvre en eau et relativement réduit (*Laurent et al., 2014a*). **C.** Diagramme ternaire présentant la composition des granites de type sanukitoïdes provenant de la zone marginale Sud du Limpopo comparée à celles des terrains alentours : les granites hybrides (Mashashane, Mashishimale, Matlala, Moletsi voir section 1.3.2) affleurant sur la marge Nord du Kaapvaal et le pluton de Bulai affleurant dans la zone Centrale de la ceinture du Limpopo. Les champs représentent la composition des liquides formés par fusion partielle de différentes sources, représentées par les labels (diagramme ternaire d'après *Laurent et al., 2014b*). Données roches totales : *Laurent (2012)* et J-F Moyen (communication personnelle).

1.3.2 Les granites hybrides

Ces corps felsiques sont des granites métalumineux calco-alcalins riches en potassium, présents dans le Bloc de Pietersburg sous la forme de trois intrusions : Mashashane, Matlala et Moletsi (Robb *et al.*, 2006 ; Laurent *et al.*, 2013). Les relations de terrain indiquent une mise en place postérieure à la dernière activité de la zone de cisaillement de la Hout River (Kramers *et al.*, 2014). Les âges de mise en place déterminés par l'analyse isotopique U-Pb sur zircon démontrent le caractère synchrone de ces granites hybrides avec le Complexe Magmatique de Matok (voir Table 3). De plus, la signature isotopique en Hf de ces mêmes grains de zircons indique l'implication d'un matériel source similaire à celui du Complexe Magmatique de Matok (voir section 1.4.3, Fig. 2- 14).

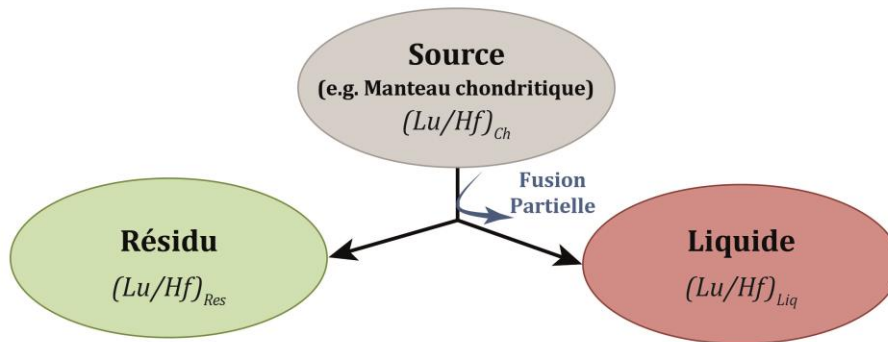
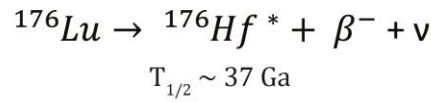
1.4 La signature isotopique des zircons du craton du Kaapvaal

Le couplage des systèmes isotopiques Uranium-Plomb (U-Pb) et Lutétium-Hafnium (Lu-Hf) est un outil puissant pour contraindre temporellement l'évolution de la croûte continentale terrestre, notamment grâce à l'étude des grains de zircons. En effet, le minéral zircon peut résister à plusieurs cycles de sédimentation/dépôt, au métamorphisme et sous certaines conditions à la fusion partielle de sa roche hôte. Il donne des informations sur des lithologies aujourd'hui disparues. Alors que le couple U-Pb permet de dater précisément l'événement de cristallisation des grains de zircons, la composition isotopique en Hf permet de déterminer l'origine du matériel impliqué dans le processus de fusion qui a formé la roche mère du grain de zircon (e.g. Amelin *et al.*, 1999). Il apparaît alors important de détailler l'ensemble des résultats isotopiques sur zircon du craton du Kaapvaal - et pas seulement sur le Bloc de Pietersburg - afin de comprendre l'évolution de ce segment crustal.

La Fig. 2- 11 présente succinctement le principe d'évolution du couple Lutétium-Hafnium au-cours du temps.

1.4.1 Les lithologies plutoniques de la marge Est du craton du Kaapvaal

Les données isotopiques U-Pb/Lu-Hf sur zircon des formations plutoniques de la marge Est du craton du Kaapvaal sont présentées sur la Fig. 2- 12. Ces lithologies présentent parmi les plus anciens zircons découverts sur le continent africain (*le plus ancien provenant de la Zone Centrale de la ceinture du Limpopo, cf. Zeh et al., 2008*), avec notamment des âges de cristallisation compris entre 3.6 et 3.7 Ga.



$$(\text{Lu}/\text{Hf})_{\text{Res}} > (\text{Lu}/\text{Hf})_{\text{Ch}} > (\text{Lu}/\text{Hf})_{\text{Liq}}$$

$$\Leftrightarrow (^{176}\text{Lu}/\text{Hf})_{\text{Res}} > (^{176}\text{Lu}/\text{Hf})_{\text{Ch}} > (^{176}\text{Lu}/\text{Hf})_{\text{Liq}}$$

$$\Rightarrow (^{176}\text{Hf}^*/^{177}\text{Hf})_{\text{Res}} > (^{176}\text{Hf}^*/^{177}\text{Hf})_{\text{Ch}} > (^{176}\text{Hf}^*/^{177}\text{Hf})_{\text{Liq}}$$

$$\Leftrightarrow \left[\frac{(^{176}\text{Hf}^*/^{177}\text{Hf})_{\text{Res}}}{(^{176}\text{Hf}^*/^{177}\text{Hf})_{\text{Ch}}} - 1 \right] > 0 > \left[\frac{(^{176}\text{Hf}^*/^{177}\text{Hf})_{\text{Liq}}}{(^{176}\text{Hf}^*/^{177}\text{Hf})_{\text{Ch}}} - 1 \right]$$

$$\Leftrightarrow \epsilon_{\text{Hf}}(\text{Res}) > 0 > \epsilon_{\text{Hf}}(\text{Liq})$$

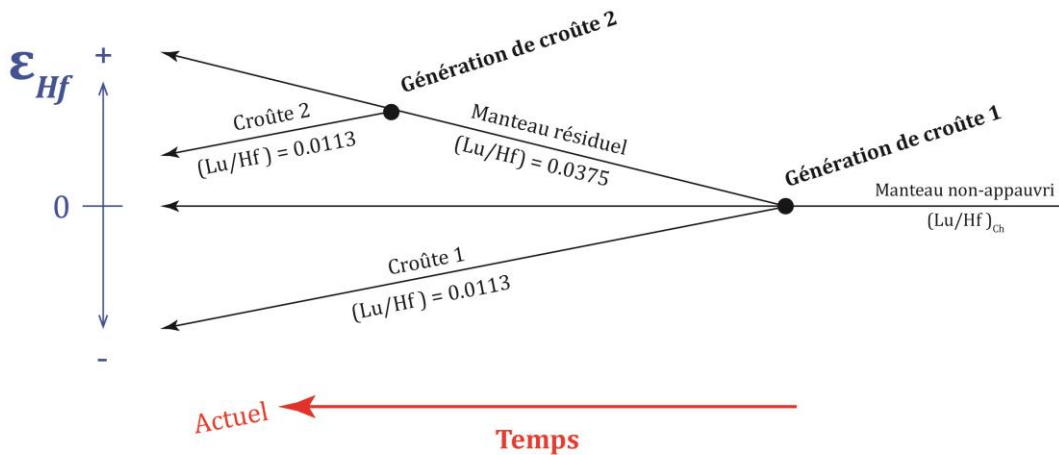


Fig. 2- II: Principe de l'évolution du couple isotopique Lutétium-Hafnium (élément radioactif-élément radiogénique). La première ligne représente l'équation de désintégration radioactive de type β^- , qui émet un électron ainsi qu'un antineutrino. $T_{1/2}$ est la demi-vie de l'isotope 176 du lutétium. L'hafnium étant plus incompatible le lutétium, le rapport chimique (Lu/Hf) du liquide formé par fusion partielle sera moins important que le rapport chimique de la source, lui-même moins important que celui du résidu. Il en résulte que - dans un système simple sans ajout externe de Lutétium 176 radioactif - les produits de la fusion partielle auront une valeur en ϵ_{Hf} moins importante que la source, elle-même ayant une valeur moins importante que le résidu. La valeur moyenne en ϵ_{Hf} de la croûte continentale supérieure est donc censée diminuer au-cours du temps, si le segment de croûte continentale est sujet à des processus de différenciation. Le diagramme en bas de l'image représente l'évolution de la valeur ϵ_{Hf} au-cours du temps selon la lithologie considérée (diagramme modifiée d'après S. Couzinié, communication personnelle).

Ces grains de zircon éoarchéens montrent des signatures isotopiques en Hf négatives par rapport au manteau chondritique uniforme (CHUR) : $\epsilon\text{Hf}_t \leq 0$ (Fig. 2- 12). Une telle signature témoigne du remaniement via des processus métamorphiques et/ou magmatiques de lithologies plus anciennes, malgré une incertitude sur la nature des lithologies sources (Zeh *et al.*, 2011). Toutefois, du fait de l'absence supposée de manteau appauvri durant l'Éoarchéen (Kemp *et al.*, 2010), les lithologies plutoniques du craton du Kaapvaal d'âge ≥ 3.6 Ga sont interprétées comme provenant de la fusion partielle d'un manteau non-différencié (Zeh *et al.*, 2011).

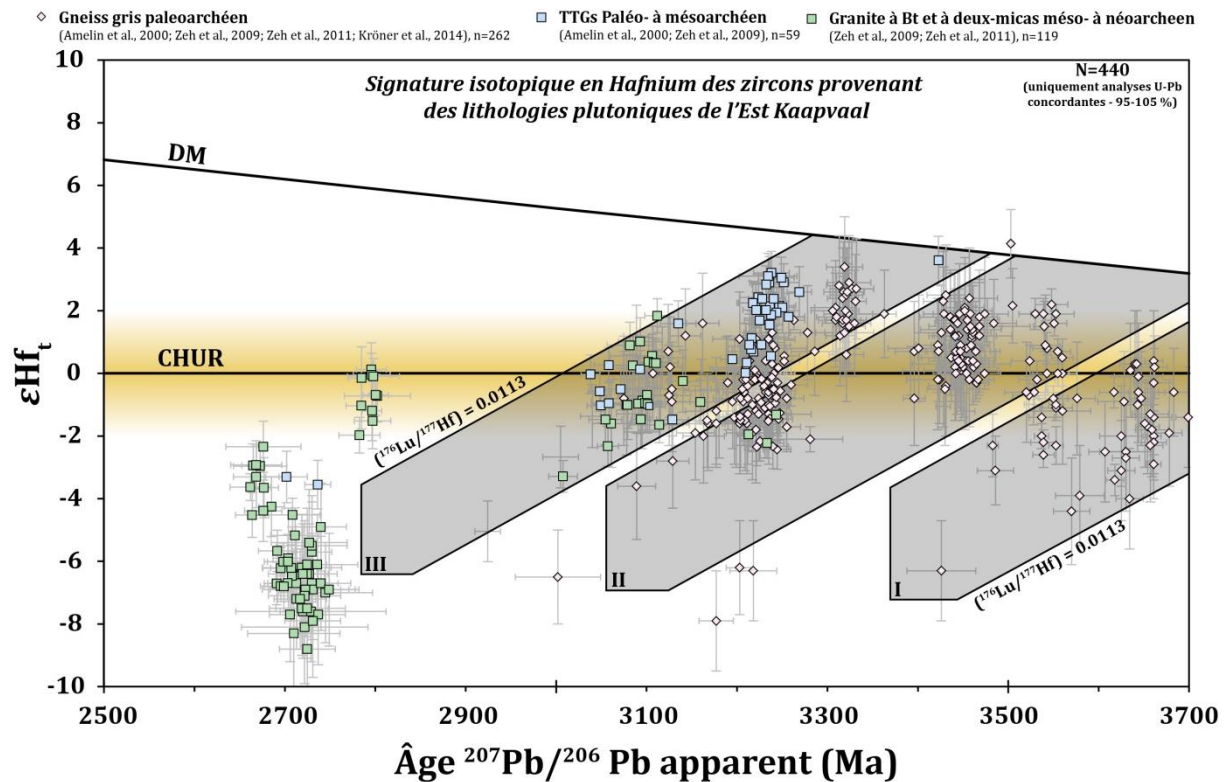


Fig. 2- 12: Compilation des données isotopiques U-Pb/Lu-Hf mesurées sur zircon séparés (à concordance 95-105%) provenant des lithologies plutoniques de la marge Est du Kaapvaal (Bloc du Swaziland et Bloc du Witwatersrand, voir Fig. 2- 2). N représente le nombre total d'analyses présentées sur le diagramme, n représente le nombre d'analyses pour chaque lithologie considérée. DM : « Depleted Mantle » (= Manteau Appauvri, d'après Bouvier *et al.*, 2008) ; CHUR : « CHondritic Uniform Reservoir » (= Réservoir chondritique uniforme). Les barres d'erreurs grises sont à 2σ absolu. Les champs grisés représentent les directions d'évolution crustale de l'Éoarchéen (I), du Paléoarchéen précoce (II) et du Paléoarchéen tardif (III) en fonction du rapport $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de la croûte continentale actuelle (Zeh *et al.*, 2013a ; Taylor *et al.*, 2016).

Cet événement éoarchéen est suivi d'une production massive de TTGs - aujourd'hui partiellement gneissifiées - entre 3.54 et 3.32 Ga, montrant une signature super-chondritique (ϵHf_t : ~ 0.0 à $\sim + 3.0$, Fig. 2- 12). Cette croûte juvénile paléoarchéenne à signature TTG est interprétée par Zeh *et al.* (2011), comme issue soit de l'accrétion successive d'arcs océaniques, soit d'une succession de subductions de croûte océanique ; les deux processus

amenant à la fusion partielle d'une croûte mafique radiogénique, et donc à la production de TTG.

Enfin, à partir de 3.1 Ga, la marge Est du craton du Kaapvaal enregistre un magmatisme volumineux soit potassique soit ayant une signature géochimique de TTG (e.g. plutons de Boesmanskop, Nelspruit, Mpuluzi et plutons de Cunninghammore, Salisbury Kop). Un épisode de fusion produisant des lithologies similaires semble aussi se retrouver à *ca.* 2.72-2.74 Ga via l'intrusion des corps granitiques de Ngwempisi, Mbabane, Sicunusa, Sinceni (Zeh *et al.*, 2011) ou bien encore de Mpageni (Zeh *et al.*, 2009). La signature isotopique en Hf des zircons de ces corps plutoniques s'aligne sur une droite dont l'origine coïncide avec les compositions isotopiques des TTG juvéniles (formés par fusion partielle d'un réservoir radiogénique) datés à 3.32 Ga (Fig. 2- 12). Zeh *et al.* (2011) interprètent les plutons d'âges < 3.32 Ga comme issus du remaniement des TTGs formés à 3.32 Ga, lors de l'amalgamation de l'*Ancient Gneiss Complex* avec les terrains de la ceinture de roches vertes de Barberton.

Les lithologies magmatiques de la marge Est du craton du Kaapvaal enregistrent donc trois événements successifs distincts. Un processus de métamorphisme / re-fusion d'une croûte antérieure à l'Éoarchéen. La formation d'une croûte juvénile felsique au Paléoarchéen. La formation d'une autre croûte juvénile felsique au début du Mésoarchéen (*ca.* 3.2 Ga), remaniée durant le Méso- et le Néoarchéen (évolution crustale notée « III » sur la Fig. 2- 12). Enfin, Zeh *et al.* (2009) ; (2011) n'excluent pas des processus d'assimilation de croûte plus ancienne (3.43 et 3.65 Ga) pour expliquer les variations verticales en ϵHf_t observées sur les zircons magmatiques à *ca.* 3.23 Ga (Fig. 2- 12).

1.4.2 Les formations supracrustales de l'Est et du Nord-Kaapvaal

Parmi les différentes ceintures de roches vertes des secteurs Est et Nord du craton du Kaapvaal, celles de Barberton, Murchison et Pietersburg ont été sujettes à des investigations isotopiques sur zircons (voir Fig. 2- 2 pour la localisation géographique). La Fig. 2- 13 présente l'ensemble des résultats sur ces différents secteurs.

1.4.2.1 Ceinture de Barberton

La composition isotopique des zircons détritiques provenant des formations sédimentaires de la ceinture de roches vertes de Barberton, I (ronds vert clairs sur la Fig. 2- 13) et des formations sédimentaires de l'*Ancient Gneiss Complex* (ronds turquoise sur la Fig. 2- 13) se corrèle très bien avec celle des intrusions plutoniques présentes au Sud de la ceinture (direction d'évolution crustale paléoarchéenne précoce, noté « II » sur la Fig. 2- 13). De plus, les dépôts volcaniques felsiques du Groupe d'Onverwacht (triangles blancs sur la Fig. 2- 13),

montrent des similitudes dans leur enregistrement isotopique en zircon avec les lithologies magmatiques s’alignant sur les directions d’évolutions crustales éoarchéenne et paléoarchéenne précoce (« I » et « II » respectivement sur la Fig. 2- 13). Les formations sédimentaires de la ceinture de roches vertes de Barberton sont interprétées comme issue de l’altération des lithologies plutoniques présentes au Sud de cette ceinture (Zeh *et al.*, 2013a ; Taylor *et al.*, 2016).

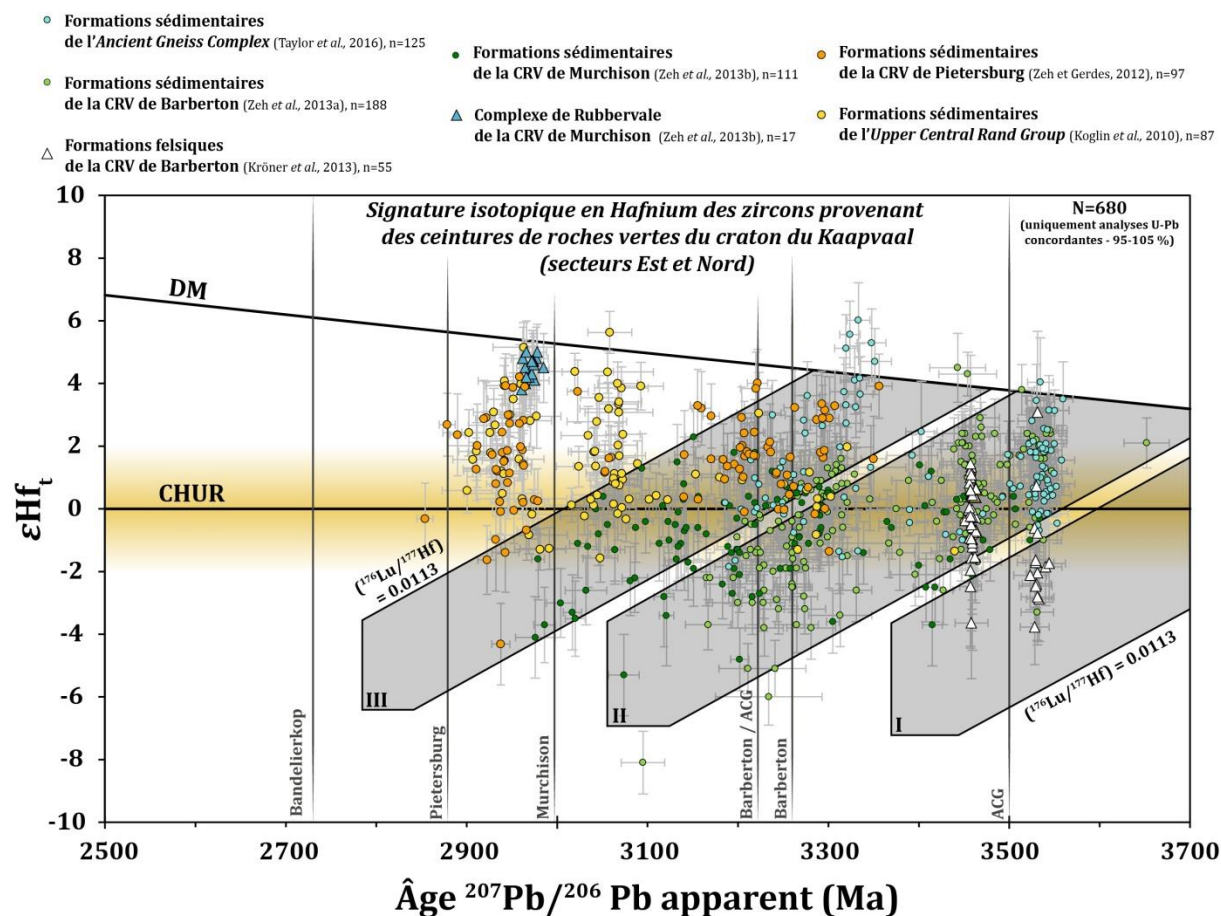


Fig. 2- 13: Compilation des données isotopiques U-Pb/Lu-Hf mesurées sur zircon séparés (à concordance 95-105%) provenant des lithologies sédimentaires et volcaniques des ceintures de roches vertes (CRV dans la légende) des secteurs Est et Nord du craton du Kaapvaal. N représente le nombre total d’analyses présentées sur le diagramme, n représente le nombre d’analyses pour chaque lithologie considérée. DM : « Depleted Mantle » (= Manteau Appauvri, d’après Bouvier *et al.*, 2008) ; CHUR : « CHondritic Uniform Reservoir » (= Réservoir chondritique uniforme). Les barres d’erreurs grises sont à 2σ absolu. Les traits verticaux représentent l’âge de fermeture des bassins sédimentaires (ACG : *Ancient Gneiss Complex*). La fermeture du système sédimentaire de Bandelierkop est basée sur l’analyse isotopique U-Pb des zircons détritiques d’une métapélite provenant de la Formation de Bandelierkop (Nicoli *et al.*, 2015). Les champs grisés représentent les directions d’évolution crustale de l’Éoarchéen (I), du Paléoarchéen précoce (II) et du Paléoarchéen tardif (III) en fonction du rapport $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de la croûte continentale actuelle (Zeh *et al.*, 2013a ; Taylor *et al.*, 2016).

1.4.2.2 *Ceinture de Murchison*

L'enregistrement isotopique des zircons détritiques provenant des formations sédimentaires de la ceinture de roches vertes de Murchison montre des analogies notoires avec l'enregistrement des zircons de la ceinture de Barberton (ronds verts foncé sur la Fig. 2-13). Les bassins sédimentaires de la ceinture de Murchison seraient donc remplis par des dépôts provenant de l'altération et du transport des formations magmatiques et supracrustales de l'Est Kaapvaal (Zeh *et al.*, 2013b).

1.4.2.3 *Ceinture de Pietersburg*

Les zircons analysés dans les méta-sédiments de la ceinture de Pietersburg (ronds oranges sur la Fig. 2-13) montrant des âges de cristallisation compris entre *ca.* 3.30 Ga et 3.15 Ga ont de manière générale une signature isotopique en Hf plus radiogénique - donc un ϵHf_t plus élevé - que les zircons contemporains présents dans la ceinture de Murchison. Donc, même si ces grains datés entre 3.30-3.15 Ga s'alignent sur la direction d'évolution crustale paléoarchéen tardif (noté « III » sur la Fig. 2-13), les lithologies érodées sont différentes de celles qui ont alimenté le bassin de Murchison. De plus, la gamme d'âge des zircons détritiques de la ceinture de Pietersburg s'étend jusqu'à *ca.* 2.88 Ga, soit environ 100 Ma plus jeune que les dépôts les plus récents observés au sein de la ceinture de Murchison (Zeh & Gerdes, 2012 ; Zeh *et al.*, 2013b). Il en résulte que les sédiments de la ceinture de Pietersburg ont une origine différente de ceux de la ceinture de Murchison, mais possiblement similaire aux sédiments du bassin du Witwatersrand (rond jaunes sur la Fig. 2-13). Leur origine reste toutefois incertaine : soit un terrain non-préservé à l'actuel, situé plus au Nord soit un complexe mafique, analogue au complexe de Rooiwater présenté en section 2.2 (Zeh *et al.*, 2013b). L'analyse des zircons détritiques des bassins sédimentaires des marges Est et Nord du craton du Kaapvaal montrent plus de 600 Ma d'enregistrement géologique. Les estimations des âges maximum de fermeture de ces bassins indiquent une migration vers le Nord (trait verticaux sur la Fig. 2-13).

1.4.3 **Les lithologies magmatiques du Bloc de Pietersburg**

Les lithologies magmatiques de la marge Nord du craton du Kaapvaal contiennent des zircons ayant de manière générale des âges de cristallisation plus jeunes que les plutons de l'Est-Kaapvaal : entre 2.95 Ga et 2.66 Ga (Fig. 2-14). Les rares témoins paléoarchéens du Bloc de Pietersburg (losanges violets sur la Fig. 2-14) montrent des signatures chondritiques en Hf ($\epsilon\text{Hf}_t \sim 0$).

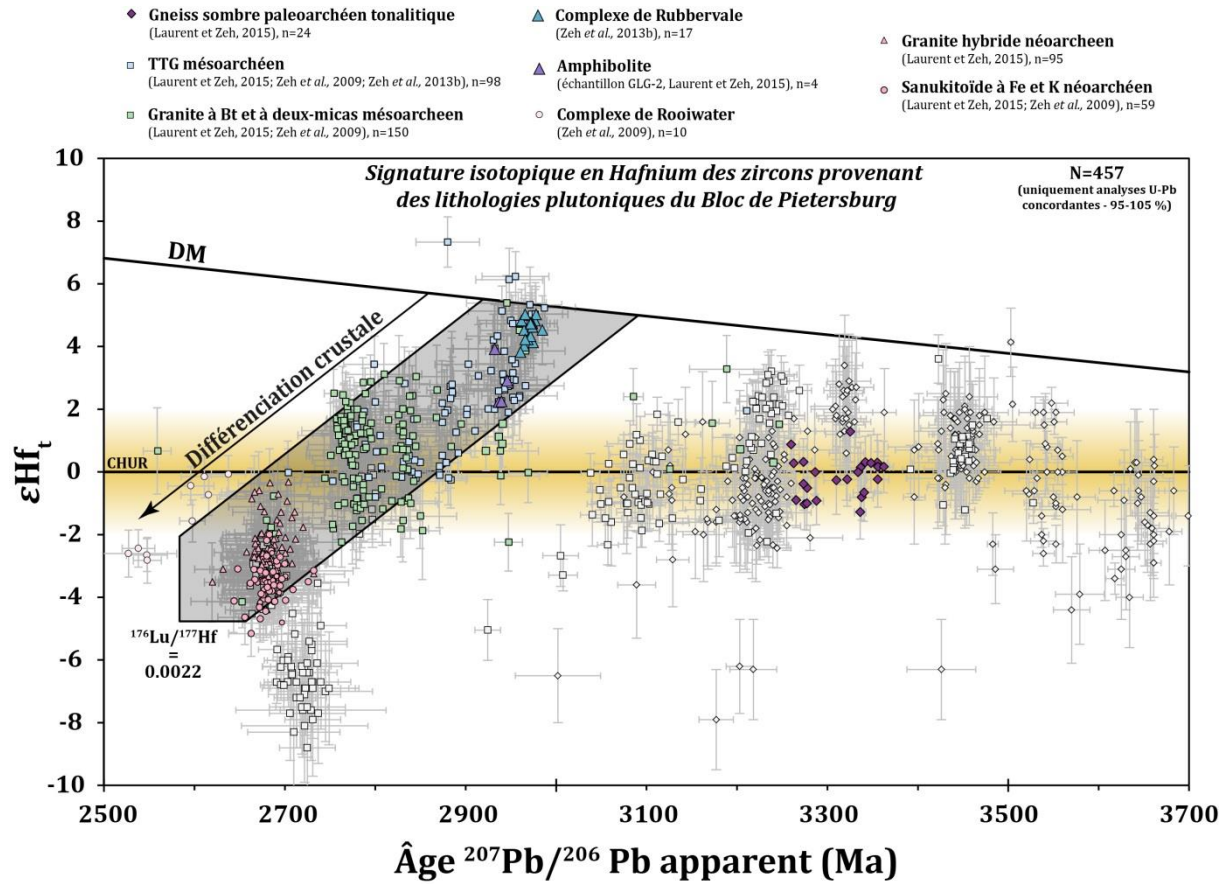


Fig. 2- 14: Compilation des données isotopiques U-Pb/Lu-Hf mesurées sur zircon séparés (à concordance 95-105%) provenant des lithologies magmatiques du Bloc de Pietersburg (cf. Fig. 2- 2). Les losanges et carrés blancs correspondent aux données de l'Est-Kaapvaal (voir Fig. 2- 12). N représente le nombre total d'analyses présentées sur le diagramme (les données de l'Est Kaapvaal ne sont pas comptabilisées ici), n représente le nombre d'analyses pour chaque lithologie considérée. DM : « Depleted Mantle » (= Manteau Appauvri, d'après Bouvier et al., 2008) ; CHUR : « CHondritic Uniform Reservoir » (= Réservoir chondritique uniforme). Les barres d'erreurs grises sont à 2σ absolu.

Cette caractéristique marque une distinction importante avec l'Est-Kaapvaal dont les grains de zircons contemporains sont nettement plus radiogéniques ($\epsilon Hf_t \geq +1$, symboles blancs sur la Fig. 2- 14). De plus, une autre distinction marquante est l'absence d'enregistrement entre 3.25 Ga et 3.0 Ga dans le Bloc de Pietersburg alors qu'à la même période, l'Est-Kaapvaal est sujet à une production intense de TTGs et de granites. Cette configuration s'inverse subitement à ca. 3.0 Ga, lors de la mise en place du Complexe de Rubbervale (triangles bleus sur la Fig. 2- 14). Dès lors, aucun zircon n'est enregistré dans l'Est-Kaapvaal alors qu'une production de TTGs (de 2.95 Ga à 2.85 Ga) puis de granites à biotite (de 2.85 à 2.75 Ga), se terminant par la mise en place de sanukitoïdes et de granites hybrides est enregistré dans le Bloc de Pietersburg (voir Laurent et al., 2014a ; 2014b ; Laurent & Zeh, 2015). La signification géodynamique de l'Hf-array sera discutée dans le Chapitre IV de ce manuscrit.

Une comparaison entre la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo et le Bloc de Pietersburg est proscrite par l'absence totale de données Hf sur zircon provenant des lithologies de la zone marginale Sud. Au cours de notre étude, nous présenterons les premières données obtenues sur cette entité (cf. Chapitre IV).

2 Les modèles géotectoniques

Les paragraphes précédents ont eu pour objectif de présenter les similitudes ainsi que les différences entre la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo et la marge Nord du craton du Kaapvaal ainsi que de discuter de la signature isotopique des roches cratoniques.

Il apparaît que la principale différence, au vu des données disponibles, entre la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo et la marge Nord du craton du Kaapvaal est avant tout liée à l'enregistrement métamorphique. Dès lors, selon le point de vue adopté, les modèles géotectoniques proposés seront radicalement distincts.

2.1 Ceinture du Limpopo et modèles « géo-métamorphiques »

2.1.1 Le modèle historique à géodynamique unique

Le modèle géotectonique historique expliquant la mise en place de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo s'intègre dans le modèle global de la ceinture du Limpopo. Il a été proposé par [Roering et al. \(1992b\)](#) et vient en conclusion de deux décennies d'investigations métamorphiques de la ceinture du Limpopo (Fig. 2- 15A). Dans ce modèle, le métamorphisme en faciès granulite est considéré comme synchrone dans l'ensemble des

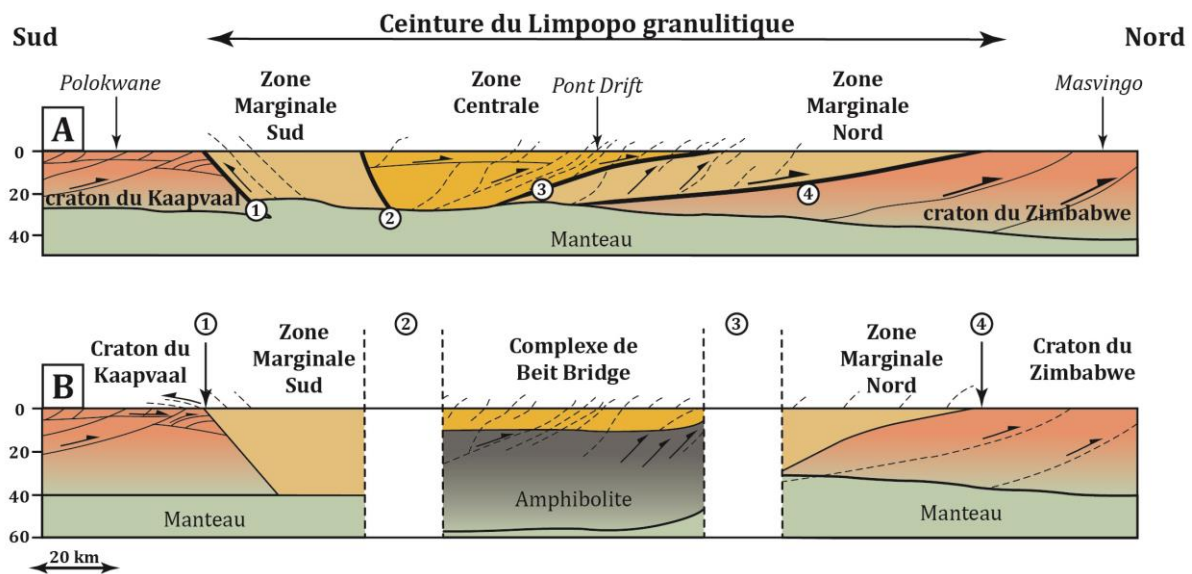


Fig. 2- 15: **A.** Coupe crustale de la ceinture du Limpopo proposé par [Roering et al. \(1992b\)](#), basé principalement sur les données géophysiques de [De Beer & Stettler \(1992\)](#). Dans ce modèle la ceinture granulitique du Limpopo résulte d'un épaissement crustal provoqué par le chevauchement du craton du Kaapvaal sur le craton du Zimbabwe à ca. 2.70-2.65 Ga. 1. Zone de cisaillement de Hout River ; 2. Zone de cisaillement de Palala ; 3. Zone de cisaillement du Triangle ; 4. Chevauchement Nord-Limpopo. Les termes en italiques sont des noms de villes. **B.** Coupe structurale de la ceinture du Limpopo mise à jour par [Barton et al. \(2006\)](#). Les épaisseurs des zones de cisaillement de Palala (2) et du Triangle (3) sont des estimations minimales. Ces deux domaines de déformation sont assimilés à des frontières entre trois secteurs dont le couplage des données géochronologiques et métamorphiques (chemins P-T-t) en fait des terrains géologiquement distincts.

lithologies préservant ce type de paragenèses. Le pic métamorphique est atteint lors d'un événement de collision entre le craton du Kaapvaal et le craton du Zimbabwe au Néoarchéen (Barton & van Reenen, 1992). Les deux zones marginales constituent les équivalents de haut-grade des cratons qui leur sont juxtaposés. L'origine de la zone centrale de la ceinture reste toutefois incertaine : bloc exotique ou lié au craton du Kaapvaal ?

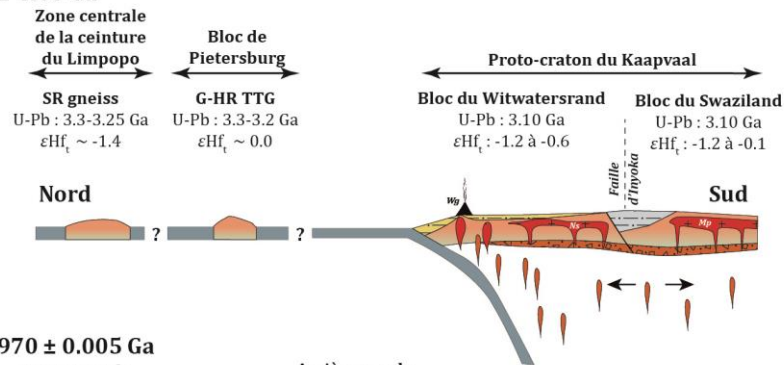
2.1.2 Le modèle pluri-géodynamiques

Barton *et al.* (2006) présentent un modèle tectonique nouveau basé sur la compilation de données géochronologiques, métamorphiques (e.g. Barton *et al.*, 1994 ; Kamber *et al.*, 1995 ; Holzer *et al.*, 1998 ; 1999 ; Schaller *et al.*, 1999) et géophysiques (e.g. De Beer & Stettler, 1992 ; Nguuri *et al.*, 2001 ; Fouch *et al.*, 2004). Les auteurs de ce modèle attribuent une origine exotique à la zone centrale de la ceinture du Limpopo, dont l'accrétion aux zones marginales aurait eu lieu au Paléoprotérozoïque (Fig. 2- 15B). De plus, ce modèle indique aussi que les zones marginales et les cratons auxquels elles sont reliées sont des zones géologiquement distinctes dont l'amalgamation s'est déroulée au Néoarchéen. L'ensemble de ce système serait issu d'une succession d'événements géodynamiques durant 700 Ma, interprétée comme une orogénèse de type « Turque », i.e. une orogénèse d'accrétion (Şengör & Natal'in, 1996).

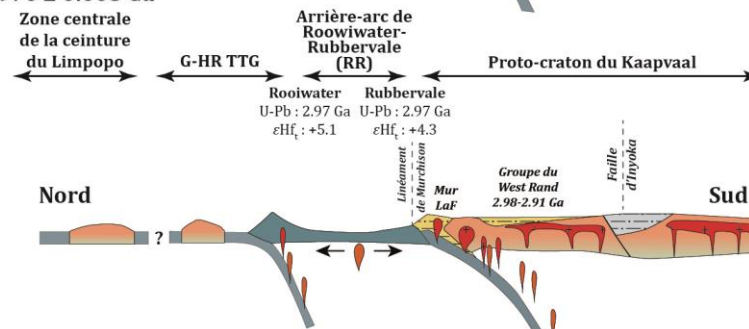
Fig. 2- 16: Modèle géotectonique de l'évolution de l'Est et Nord-Kaapvaal durant le Mésoarchéen et le Néoarchéen précoce (modifié d'après Zeh *et al.*, 2013b ; Laurent & Zeh, 2015). **A.** Subduction d'une croûte océanique sur la marge Nord du craton du Kaapvaal à *ca.* 3.1 Ga. Cet événement est marqué par la mise en place de formations volcaniques telles que celle de Weigel (Wg sur le schéma A). Au Sud, des plutons granitiques se mettent en place et stabilisent la marge Est du craton du Kaapvaal, ce sont les plutons de Nelspruit et Mpuluzi, notés respectivement Ns et Mp sur le schéma A (voir Zeh *et al.*, 2009). SR gneiss : Sand River Gneiss ; G-HR : Goudplaas-Hout River. **B.** Mise en place du Complexe de Rooiwater-Rubbervale, dans un contexte d'arrière-arc, concomitant à la fermeture du système sédimentaire de la ceinture de roches vertes de Murchison : Formation de Murchison et de La France (Mur et LaF respectivement sur le schéma B). **C.** Collision entre le bloc de Pietersburg et le proto-Kaapvaal qui s'accompagne d'une production de TTGs puis de granites à biotite issus de la fusion partielle des TTGs. RR : Rooiwater-Rubbervale, CRV : Ceinture de Roches Vertes. **D.** Métamorphisme en faciès granulite des membres sédimentaires de la Formation de Bandelierkop et cratonisation du Bloc de Pietersburg via l'intrusion de sanukitoïdes à 'Fe-K' et de granites hybrides. Les données isotopiques sur zircon sont issues de : Zeh *et al.* (2007) ; (2009) ; (2013b) ; Taylor *et al.* (2014) ; Laurent & Zeh (2015) et Nicoli *et al.* (2015). Dans ce modèle, la zone marginale Sud est implicitement intégrée au Bloc de Pietersburg. Voir Fig. 2- 2 pour la position géographique en carte des différents blocs du craton du Kaapvaal.

2.2 Modèle géodynamique du craton du Kaapvaal

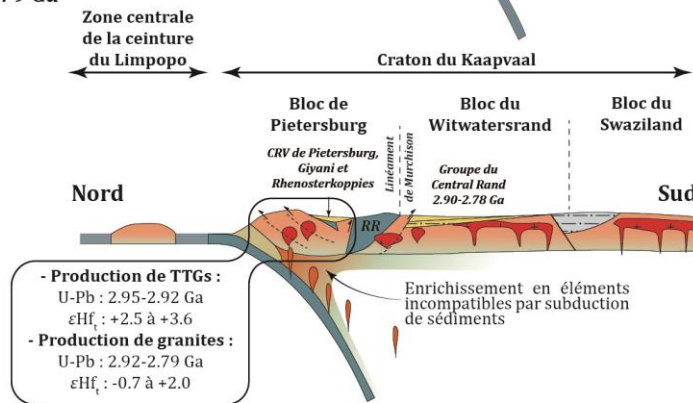
A. 3.1-3.05 Ga



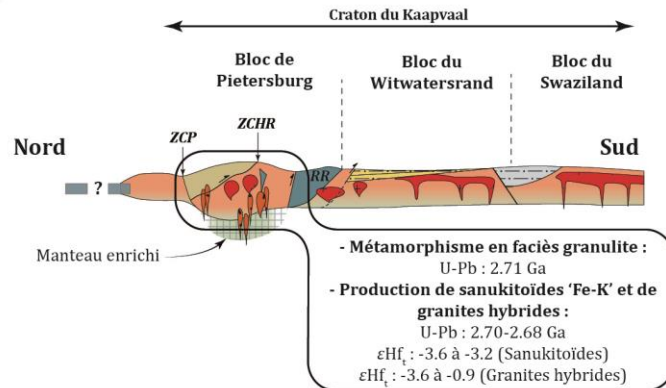
B. 2.970 ± 0.005 Ga



C. 2.95-2.79 Ga



D. 2.71-2.67 Ga



Malgré démonstration faite des différences significatives entre les trois terrains formant le ceinture du Limpopo, cette nomenclature est toujours abondamment utilisée dans la littérature (van Reenen *et al.*, 2008 ; Belyanin *et al.*, 2010 ; Kramers *et al.*, 2011 ; van Reenen *et al.*, 2011 ; Rajesh *et al.*, 2012 ; Koizumi *et al.*, 2014 ; Safonov *et al.*, 2014 ; Tsunogae & van Reenen, 2014 ; van Reenen *et al.*, 2014 ; Dubinina *et al.*, 2015 ; Taylor *et al.*, 2014 ; Nicoli *et al.*, 2015). Le contexte géodynamique proposé par Barton *et al.* (2006) altère le modèle historique d'une ceinture tripartite mise en place au-cours d'un événement unique. La remise en cause du modèle historique d'orogénèse Limpopo (Barton & van Reenen, 1992 ; Roering *et al.*, 1992b) a provoqué une étude intensive de l'ensemble de l'ensemble des lithologies magmatiques de l'Est et Nord-Kaapvaal ainsi que de celles de la ceinture du Limpopo. Ces études sont fondées sur les résultats isotopiques U-Pb et Lu-Hf sur zircon présentés dans la section 1.3 (Zeh *et al.*, 2007 ; Gerdes & Zeh, 2009 ; Zeh *et al.*, 2008 ; Zeh *et al.*, 2010 ; Koglin *et al.*, 2010 ; Zeh *et al.*, 2011 ; Zeh & Gerdes, 2012 ; Zeh *et al.*, 2013a ; 2013b ; Laurent & Zeh, 2015 ; Taylor *et al.*, 2016).

2.2.1 Le modèle d'évolution Nord-Kaapvaal

Le modèle géodynamique d'évolution du Nord-Kaapvaal est présenté en Fig. 2- 16. Ce modèle propose un angle d'observation différent des modèles des années 90 et 00. En effet, La zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo et la marge Nord du craton du Kaapvaal ne forment plus qu'un seul et unique terrain : le Bloc de Pietersburg, distinct de la zone centrale de la ceinture du Limpopo. Suivant ce modèle le Nord-Kaapvaal se forme par des processus de subduction et la mise en place de roches volcaniques préservées notamment au sein de la ceinture de roches vertes de Murchison (e.g. Formation de Weigel daté à *ca.* 3.1 Ga, voir Table 3 et Fig. 2- 16A). Des granites crustaux, contemporains à la subduction au Nord du proto-Kaapvaal, se mettent en place et stabilisent les blocs du Witwatersrand et du Swaziland (granites de Nelspruit et de Mpuluzi, Fig. 2- 16A).

Le modèle de mise en place des complexes de Rooiwater et Rubbervale dans un système d'arrière-arc (Fig. 2- 16B) s'appuie sur (i) les signatures en Hf sur zircon très radiogéniques ($\epsilon_{\text{Hf}_t} = +4$ à $+5$) impliquant une interaction très limitée avec une croûte continentale différenciée (Zeh *et al.*, 2013b) et (ii) la géochimie des lithologies formant ce complexe et celle des gisements associés (Vearncombe, 1991 ; Schwarz-Schampera *et al.*, 2010). Par ailleurs, la signature en Hf des zircons des formations sédimentaires de la ceinture de roches vertes de Murchison supporte un lien génétique entre ce bassin sédimentaire et la ceinture de roches vertes de Barberton (voir Fig. 2- 13).

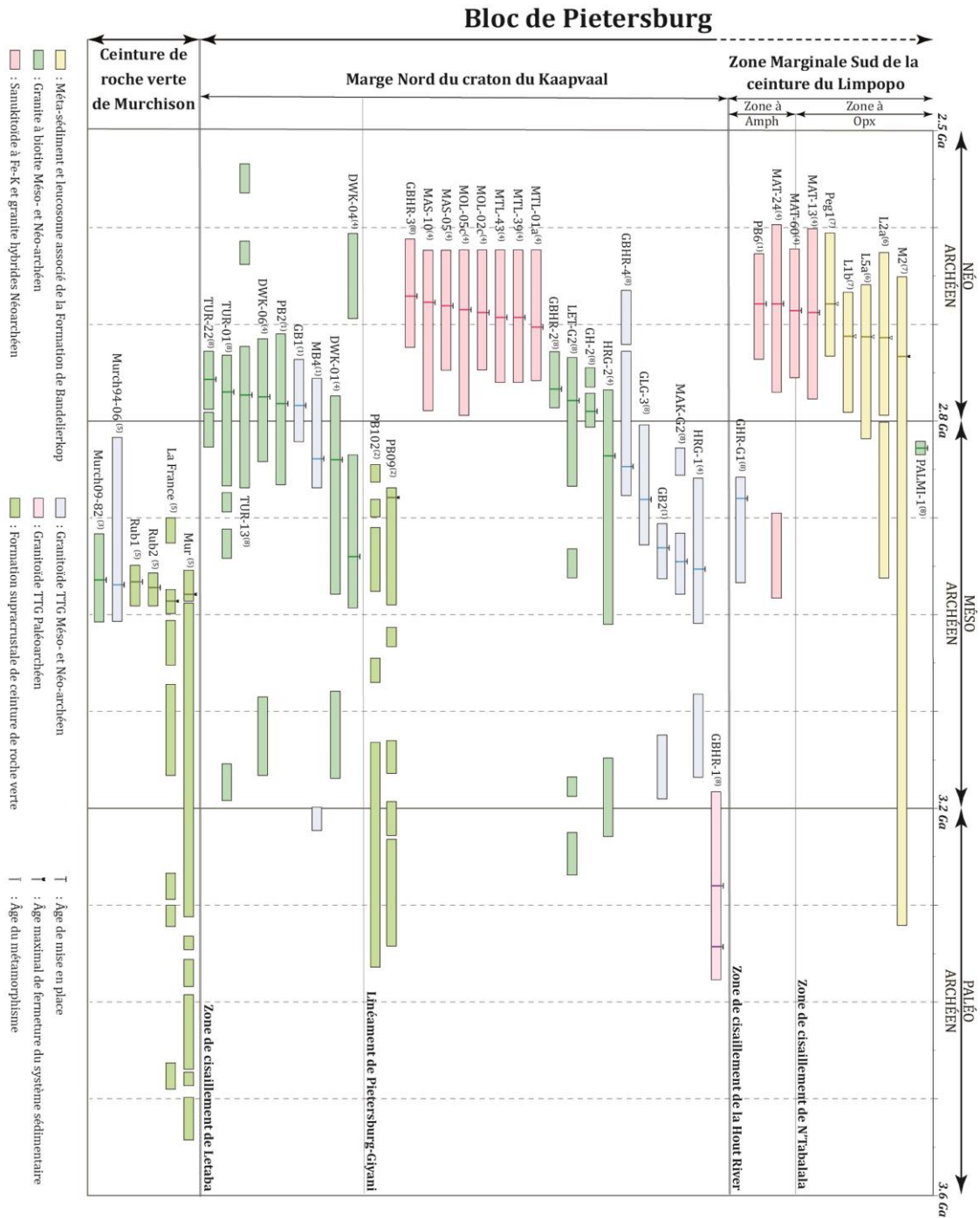


Fig. 2- 17: Compilation des géochronologiques réalisées par *Laser Ablation - Inductively Coupled - Mass spectrometry* (LA-ICP-MS) sur grains de zircons séparés. Le diagramme représente la répartition des âges apparents $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concordants (95-105%) $\pm 2\sigma$ par échantillons ; i.e. : un spot d'âge 2750 ± 20 Ma sera une barre de 40 Ma de longueur centrée sur 2750 Ma. Les âges retenus sont calculés à-partir d'un sous-ensemble de la population de zircon concordants. Amp : Amphibole ; Opx : Orthopyroxène. Les labels à droite ou à gauche des barres d'âges correspondent aux noms d'échantillons. Source des données : ⁽¹⁾ Zeh *et al.* (2009) ; ⁽²⁾ Zeh & Gerdes (2012) ; ⁽³⁾ Block *et al.* (2013) ; ⁽⁴⁾ Laurent *et al.* (2013) ; ⁽⁵⁾ Zeh *et al.* (2013b) ; ⁽⁶⁾ Taylor *et al.* (2014) ; ⁽⁷⁾ Nicoli *et al.* (2015) ; ⁽⁸⁾ Laurent & Zeh (2015).

Enfin, à *ca.* 2.95 Ga, se produit l'accrétion du bloc de Pietersburg avec le proto-craton du Kaapvaal, i.e. le Bloc du Witwatersrand (Fig. 2- 16C), qui provoque : (i) la fermeture de l'arrière-arc Rooiwater-Rubbervale ; (ii) la fusion partielle de la croûte océanique et donc la production de TTGs puis (iii) le remaniement de ces TTGs entraînant la production de granites à biotites (Laurent & Zeh, 2015). Ce modèle géodynamique d'évolution crustale de l'Est et Nord-Kaapvaal ne prend pas en compte les données métamorphiques, et intègre tacitement la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo au Bloc de Pietersburg, alors que peu de données isotopiques U-Pb sur zircon (Fig. 2- 17) et aucune données isotopiques Lu-Hf sur zircon ne sont présentes dans la littérature.

2.3 Le problème géologique de la zone marginale Sud du Limpopo et des complexes de gneiss gris archéens

Il existe donc encore des lacunes dans la description et la compréhension de la géologie du Nord-Kaapvaal. Les chapitres qui suivent ont plusieurs objectifs :

- Clarifier les liens génétiques entre de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo et les terrains environnants (marge Nord du craton du Kaapvaal et zone centrale de la ceinture du Limpopo, cf. Fig. 2- 17).
- Comprendre les processus de formation d'un complexe de gneiss gris composite, et donc de la croûte continentale archéenne.
- Préciser les contextes de formation des phases granitiques en conditions métamorphiques de haut grade.
- Établir un modèle d'évolution géodynamique du craton du Kaapvaal.

Bibliographie

- Amelin, Y., Lee, D.-C., Halliday, A. N., et Pidgeon, R. T., 1999, Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons: Nature, v. 399, no. 6733, p. 252-255.
- Anhaeusser, C. R., Mason, R., Viljoen, M. J., et Viljoen, R. P., 1969, A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology: Geological Society of America Bulletin, v. 80, no. 11, p. 2175-2200.
- Anhaeusser, C. R., 1992, Structures in granitoid gneisses and associated migmatites close to the granulite boundary of the Limpopo Belt, South Africa: Precambrian Research, v. 55, p. 81-92.
- Barton, J. M. J., 1979, The Chemical Compositions, Rb-Sr isotopic systematics and tectonic setting of certain post-kinematic mafic igneous rocks, Limpopo Mobile Belt, southern Africa: Precambrian Research, v. 9, p. 57-80.
- Barton, J. M. J., et van Reenen, D. D., 1992, When was the Limpopo orogeny?: Precambrian Research, v. 55, p. 7-16.
- Barton, J. M. J., Holzer, L., Kamber, B., Dolg, R., Kramers, J. D., et Nyfeler, D., 1994, Discrete metamorphic events in the Limpopo belt, southern Africa: Implications for the application of P-T paths in complex metamorphic terrains: Geology, v. 22, p. 1035-1038.
- Barton, J. M. J., Klemd, R., et Zeh, A., 2006, The Limpopo belt: A result of Archean to Proterozoic, Turkic-type orogenesis?: Geological Society of America Special Papers, v. 405, p. 315-332.
- Belyanin, G. A., Rajesh, H. M., van Reenen, D. D., et Mouri, H., 2010, Corundum + orthopyroxene ± spinel intergrowths in a ultrahigh-temperature Al-Mg granulite from the Southern Marginal Zone, Limpopo Belt, South Africa: American Mineralogist, v. 95, p. 196-199.
- Blenkinsop, T. G., 2011, Archean magmatic granulites, diapirism, and Proterozoic reworking in the Northern Marginal Zone of the Limpopo Belt: Geological Society of America Memoirs, v. 207, p. 245-267.
- Block, S., Moyen, J.-F., Zeh, A., Pujol, M., Jaguin, J., et Paquette, J.-L., 2013, The Murchison Greenstone Belt, South Africa: Accreted slivers with contrasting metamorphic conditions: Precambrian Research, v. 227, p. 77-98.
- Bohlender, F., 1992, Igneous and metamorphic charnockitic rocks in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt with special emphasis on the Matok Enderbitic-Granitic Suite: *Ph.DJ*, Rand Afrikaans University, Unpublished, 324 p.
- Bouvier, A., Vervoort, J. D., et Patchett, P. J., 2008, The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets: Earth and Planetary Science Letters, v. 273, no. 1, p. 48-57.
- Brandl, G., 1986, The Geology of the Pietersburg area, sheet 2328. Explanation of the geological map of South Africa, Pretoria, Ed. by the Geological Survey of South Africa.
- , 1987, The Geology of the Tzaneen area, sheet 2330. Explanation of the geological map of South Africa, Pretoria, Ed. by the Geological Survey of South Africa.
- Brandl, G., Jaekel, P., et Kroner, A., 1996, Single zircon age for the felsic Rubbervale Formation, Murchison greenstone belt, South Africa: South African Journal of Geology, v. 99, no. 3, p. 229-234.
- Brandl, G., Cloete, M., et Anhaeusser, C. R., 2006, Archean Greenstone belts, in Johnson, M. R., Anhaeusser, C. R., and Thomas, R. J., eds., *The Geology of South Africa*, Geological Society of South Africa, Johannesburg/Council for Geosciences, Pretoria, p. 9-56.

Cox, K. G., Johnson, R. L., Monkman, L. J., Stillman, C. J., Vail, J. R., et Wood, D. N., 1965, The Geology of the Nuanetsi Igneous Province: Philosophical Transactions of the Royal Society A, v. 257, p. 71-218.

De Beer, J., Le Roux, C., Hanstein, T., et Strack, K.-M., 1991, Direct current resistivity and LOTEM model for the deep structure of the northern edge of the Kaapvaal craton, South Africa: Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 66, no. 1, p. 51-61.

De Beer, J. H., et Stettler, E. H., 1988, Geophysical Characteristics of the Southern African Continental Crust: Journal of Petrology, Special Lithosphere issue, p. 163-184.

-, 1992, The deep structure of the Limpopo Belt from geophysical studies: Precambrian Research, v. 55, p. 173-186.

de Wit, M. J., van Reenen, D. D., et Roering, C., 1992a, Geologic observations across a tectono-metamorphic boundary in the Babangu area, Giyani (Sutherland) Greenstone Belt, South Africa: Precambrian Research, v. 55, p. 111-122.

de Wit, M. J., Jones, M. G., et Buchanan, D. L., 1992b, The geology and tectonic evolution of the Pietersburg Greenstone Belt, South Africa: Precambrian Research, v. 55, p. 123-153.

de Wit, M. J., Roering, C., Hart, R. J., Armstrong, R. A., de Ronde, C. E. J., Green, R. W. E., Tredoux, M., Peberdy, E., et Hart, R. A., 1992c, Formation of an Archaean continent: Nature, v. 357, p. 553-562.

de Wit, M. J., et Tinker, J., 2004, Crustal structures across the central Kaapvaal craton from deep-seismic reflection data: South African Journal of Geology, v. 107, p. 185-206.

Dorland, H. C., Beukes, N. J., Gutzmer, J., Evans, D. A. D., et Armstrong, R. A., 2006, Precise SHRIMP U-Pb zircon age constraints on the lower Waterberg and Soutpansberg Groups, South Africa: South African Journal of Geology, v. 109, no. 1-2, p. 139-156.

Du Toit, M. C., 1979, Die geologie en struktuur van die gebied Levubu en Bandelierkop in Noord-Transvaal: *Ph.D.*, Rand Afrikaans University, 244 p.

Du Toit, M. C., van Reenen, D. D., et Roering, C., 1983, Some aspects of the geology structure and metamorphism of the southern marginal zone of the Limpopo metamorphic complex: Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., v. 8, p. 121-142.

Dubinina, E. O., Aranovich, L. Y., van Reenen, D. D., Avdeenko, A. S., Varlamov, D. A., Shaposhnikov, V. V., et Kurdyukov, E. B., 2015, Involvement of fluids in the metamorphic processes within different zones of the Southern Marginal Zone of the Limpopo complex, South Africa: An oxygen isotope perspective: Precambrian Research, v. 256, p. 48-61.

Durrheim, R. J., Barker, W. H., et Green, R. W. E., 1992, Seismic studies in the Limpopo Belt: Precambrian Research, v. 55, p. 187-200.

Dusséaux, C., 2015, Distribution des liquides anatectiques dans un fragment de croûte continentale archéenne : approche multi-échelle et implication sur les relations fusion/déformation: *M.Sc.*, Université de Montpellier, 52 p.

Eglington, B. M., et Armstrong, R. A., 2004, The Kaapvaal Craton and adjacent orogens, southern Africa: a geochronological database and overview of the geological development of the craton: South African Journal of Geology, v. 107, p. 13-32.

Fouch, M. J., James, D. E., VanDecar, J. C., van der Lee, S., et Group, K. S., 2004, Mantle seismic structure beneath the Kaapvaal and Zimbabwe Cratons: South African Journal of Geology, v. 107, p. 33-44.

Fripp, R. E. P., Van Nierop, D. A., Callow, M. J., Lilly, P. A., et du Plessis, L. U., 1980, Deformation in part of the Archaean Kaapvaal craton, South Africa: Precambrian Research, v. 13, p. 241-251.

Gerdes, A., et Zeh, A., 2009, Zircon formation versus zircon alteration — New insights from combined U–Pb and Lu–Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt: Chemical Geology, v. 2009, p. 230-243.

Gold, D., 2006, The Pongola Supergroup: The Geology of South Africa. Geological Society of South Africa, Johannesburg, p. 135-147.

Good, N., et de Wit, M. J., 1997, The Thabazimbi–Murchison Lineament of the Kaapvaal Craton, South Africa: 2700 Ma of episodic deformation: Journal of the Geological Society, v. 154, p. 93-97.

Harger, H., 1934, An early Transvaal geological map by Carl Mauch: Trans. geol. Soc. S. Afr., v. 37, p. 1-4.

Henderson, D. R., Long, L. E., et Barton, J. M. J., 2000, Isotopic ages and chemical and isotopic composition of the Archaean Turfloop Batholith, Pietersburg granite—greenstone terrane, Kaapvaal Craton, South Africa: South African Journal of Geology, v. 103, no. 1, p. 38-46.

Holzer, L., Frei, R., Barton, J. M. J., et Kramers, J. D., 1998, Unraveling the record of successive high grade events in the Central Zone of the Limpopo Belt using Pb single phase dating of metamorphic minerals: Precambrian Research, v. 87, p. 87-115.

Holzer, L., Barton, J. M. J., Paya, B. K., et Kramers, J. D., 1999, Tectonothermal history of the western part of the Limpopo Belt: tectonic models and new perspectives: Journal of African Earth Sciences, v. 28, no. 2, p. 383-402.

Hunter, D. R., 1974, Crustal development in the Kaapvaal craton, I. The Archaean: Precambrian Research, v. 1, p. 259-294.

Jaguin, J., Gapais, D., Pujol, M., Boulvais, P., et Moyen, J.-F., 2012, The Murchison Greenstone Belt (South Africa): A general tectonic framework: South African Journal of Geology, v. 115, p. 65-76.

Jaguin, J., Boulvais, P., Pujol, M., Bosse, V., Paquette, J.-L., et Vilbert, D., 2013, Albitization in the Antimony Line, Murchison Greenstone Belt (Kaapvaal Craton): A geochemical and geochronological investigation: Lithos, v. 168-169, p. 124-143.

Jébrak, M., et Marcoux, É., 2008, Géologie des ressources minérales, Ministère des ressources naturelles et de la faune.

Johnson, M. R., Anhaeuser, C., et Thomas, R. J., 2006, The Geology of South Africa, Geological Society of South Africa, 691 p.:

Kamber, B., Kramers, J. D., Napier, R., Cliff, R. A., et Rollinson, H. R., 1995, The Triangle Shearzone, Zimbabwe, revisited: new data document an important event at 2.0 Ga in the Limpopo Belt: Precambrian Research, v. 70, p. 191-213.

Kemp, A., Wilde, S., Hawkesworth, C., Coath, C., Nemchin, A., Pidgeon, R., Vervoort, J., et DuFrane, S., 2010, Hadean crustal evolution revisited: new constraints from Pb–Hf isotope systematics of the Jack Hills zircons: Earth and Planetary Science Letters, v. 296, no. 1, p. 45-56.

Koglin, N., Zeh, A., Frimmel, H. E., et Gerdes, A., 2010, New constraints on the auriferous Witwatersrand sediment provenance from combined detrital zircon U–Pb and Lu–Hf isotope data for the Eldorado Reef (Central Rand Group, South Africa): Precambrian Research, v. 183, no. 4, p. 817-824.

Koizumi, T., Tsunogae, T., et van Reenen, D. D., 2014, Fluid evolution of partially retrogressed pelitic granulite from the Southern Marginal Zone of the Neoproterozoic Limpopo Complex, South Africa: Evidence from phase equilibrium modelling: Precambrian Research.

Kramers, J., McCourt, S., et Van Reenen, D., 2006, The Limpopo Belt: The Geology of South Africa, p. 209-236.

- Kramers, J. D., McCourt, S., Roering, C., Smit, C. A., et van Reenen, D. D., 2011, Tectonic models proposed for the Limpopo Complex: Mutual compatibilities and constraints: Geological Society of America Memoirs, v. 207, p. 311-324.
- Kramers, J. D., Henzen, M., et Steidle, L., 2014, Greenstone belts at the northernmost edge of the Kaapvaal Craton: Timing of tectonic events and a possible crustal fluid source: Precambrian Research, v. 253, p. 96-113.
- Kreissig, K., Holzer, L., Frei, R., Villa, I. M., Kramers, J. D., Kröner, A., Smit, C. A., et van Reenen, D. D., 2001, Geochronology of the Hout River Shear Zone and the metamorphism in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, Southern Africa: Precambrian Research, v. 109, p. 145-173.
- Kröner, A., Jaeckel, P., et Brandl, G., 2000, Single zircon ages for felsic to intermediate rocks from the Pietersburg and Giyani greenstone belts and bordering granitoid orthogneisses, northern Kaapvaal Craton, South Africa: Journal of African Earth Sciences, v. 30, no. 4, p. 773-793.
- Laurent, O., 2012, Les changements géodynamiques à la transition Archéen-Protérozoïque : étude des granitoïdes de la marge Nord du craton du Kaapvaal (Afrique du Sud): *Ph.D.*, Université Blaise Pascal, 531 p.
- Laurent, O., Paquette, J.-L., Martin, H., Doucelance, R., et Moyen, J.-F., 2013, LA-ICP-MS dating of zircons from Meso- and Neoproterozoic granitoids of the Pietersburg block (South Africa): Crustal evolution at the northern margin of the Kaapvaal craton: Precambrian Research, v. 230, p. 209-226.
- Laurent, O., Rapopo, M., Stevens, G., Moyen, J. F., Martin, H., Doucelance, R., et Bosq, C., 2014a, Contrasting petrogenesis of Mg–K and Fe–K granitoids and implications for post-collisional magmatism: Case study from the Late-Archean Matok pluton (Pietersburg block, South Africa): Lithos, v. 196-197, p. 131-149.
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J. F., et Doucelance, R., 2014b, The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5Ga: Lithos, v. 205, p. 208-235.
- Laurent, O., Nicoli, G., Zeh, A., Stevens, G., Moyen, J. F., et Vezinet, A., 2014c, Comment on “Ultrahigh temperature granulites and magnesian charnockites: Evidence for the Neoproterozoic accretion along the northern margin of the Kaapvaal craton” by Rajesh et al: Precambrian Research, v. 255, p. 455-458.
- Laurent, O., et Zeh, A., 2015, A linear Hf isotope-age array despite different granitoid sources and complex Archean geodynamics: Example from the Pietersburg block (South Africa): Earth and Planetary Science Letters, v. 430, p. 326-338.
- Light, M. P. R., 1982, The Limpopo Mobile Belt: A result of continental collision: Tectonics, v. 1, no. 4, p. 325-342.
- Lowe, D. R., et Byerly, G. R., 1999, Geologic evolution of the Barberton greenstone belt, South Africa, Geological Society of America.
- Mason, R., 1973, The Limpopo Mobile Belt - Southern Africa: Philosophical Transactions of the Royal Society A, v. 273, p. 463-485.
- McCourt, S., et Vearncombe, J. R., 1987, Shear zones bounding the central zone of the Limpopo Mobile Belt, southern Africa: Journal of Structural Geology, v. 9, no. 2, p. 127-137.
- , 1992, Shear zones of the Limpopo Belt and adjacent granitoid- greenstone terranes: implications for late Archean collision tectonics in southern Africa: Precambrian Research, v. 55, p. 553-570.
- McCourt, S., et van Reenen, D. D., 1992, Structural geology and tectonic setting of the Sutherland Greenstone Belt, Kaapvaal Craton, South Africa: Precambrian Research, v. 55, p. 93-110.
- Moyen, J.-F., Stevens, G., Kisters, A. F., et Belcher, R. W., 2007, TTG Plutons of the Barberton Granitoid-Greenstone Terrain, South Africa, in Van Kranendonk, M. J., Smithies, R. H., and Bennett, V. C., eds., *Developments in Precambrian Geology*, Volume 15, p. 607-667.

Nguuri, T. K., Gore, J., James, D. E., Webb, S. J., Wright, C., Zengeni, T. G., Gwavava, O., et Group, K. S., 2001, Crustal structure beneath southern Africa and its implications for the formation and evolution of the Kaapvaal and Zimbabwe cratons: Geophysical Research Letters, v. 28, no. 13, p. 2501-2504.

Nicoli, G., Stevens, G., Moyon, J. F., et Frei, D., 2015, Rapid evolution from sediment to anatexitic granulite in an Archean continental collision zone: The example of the Bandelierkop Formation metapelites, South Marginal Zone, Limpopo Belt, South Africa.: Journal of Metamorphic Geology, v. 33, p. 177-202.

Passeraub, M., Wuest, T., Kreissig, K., Smit, C., et Kramers, J., 1999, Structure, metamorphism, and geochronology of the Rhenosterkoppies greenstone belt, South Africa: South African Journal of Geology, v. 102, no. 4, p. 323-334.

Poujol, M., Robb, L. J., Respaut, J. P., et Anhaeusser, C. R., 1996, 3.07-2.97 Ga Greenstone belt formation in the Northeastern Kaapvaal craton: Implications for the origin of the Witwatersrand basin: Economic Geology, v. 91, no. 8, p. 1455-1461.

Poujol, M., 2001, U-Pb isotopic evidence for episodic granitoid emplacement in the Murchison greenstone belt, South Africa: Journal of African Earth Sciences, v. 33, no. 1, p. 155-163.

Poujol, M., Robb, L. J., Anhaeusser, C. R., et Gericke, B., 2003, A review of the geochronological constraints on the evolution of the Kaapvaal Craton, South Africa: Precambrian Research, v. 127, p. 181-213.

Rajesh, H. M., Belyanin, G. A., Safonov, O. G., Kovaleva, E. I., Golunova, M. A., et van Reenen, D. D., 2012, Fluid-induced Dehydration of the Paleoarchean Sand River Biotite/Hornblende Gneiss, Central Zone, Limpopo Complex, South Africa: Journal of Petrology.

Rajesh, H. M., Santosh, M., Wan, Y., Liu, S. J., et Belyanin, G. A., 2014a, Ultrahigh temperature granulites and magnesian charnockites: Evidence for Neoproterozoic accretion along the northern margin of the Kaapvaal Craton: Precambrian Research, v. 246, p. 150-159.

Robb, L., Brandl, G., Anhaeusser, C., et Poujol, M., 2006, Archean granitoid intrusions, in Johnson, M. R., Anhaeusser, C. R., and Thomas, R. J., eds., *The Geology of South Africa*, p. 57-94.

Roering, C., van Reenen, D. D., de Wit, M. J., Smit, C. A., De Beer, J. H., et van Schalkwyk, J. F., 1992a, Structural geological and metamorphic significance of the Kaapvaal Craton-Limpopo Belt contact: Precambrian Research, v. 55, p. 69-80.

Roering, C., van Reenen, D. D., Smit, C. A., Barton, J. M. J., De Beer, J. H., de Wit, M. J., Stettler, E. H., van Schalkwyk, J. F., Stevens, G., et Pretorius, S., 1992b, Tectonic model for the evolution of the Limpopo Belt: Precambrian Research, v. 55, p. 539-552.

Rollinson, H. R., 1989, Garnet-orthopyroxene thermobarometry of granulites in the northern marginal zone of the Limpopo Belt, Zimbabwe, in Daly, J. S., Cliff, R. A., and Yardley, B. W. D., eds., *Evolution of Metamorphic Belts*, Volume 43, p. 331-335.

Safonov, O. G., Tatarinova, D. S., van Reenen, D. D., Golunova, M. A., et Yapaskurt, V. O., 2014, Fluid-assisted interaction of peraluminous metapelites with trondhjemitic magma within the Petronella shear-zone, Limpopo Complex, South Africa: Precambrian Research.

Schaller, M., Steiner, O., Studer, I., Holzer, L., Herwegh, M., et Kramers, J. D., 1999, Exhumation of Limpopo Central Zone granulites and dextral continent-scale transcurrent movement at 2.0 Ga along the Palala Shear Zone, Northern Province, South Africa: Precambrian Research, v. 96, p. 263-288.

Schwarz-Schampera, U., Terblanche, H., et Oberthür, T., 2010, Volcanic-hosted massive sulfide deposits in the Murchison greenstone belt, South Africa: Mineralium Deposita, v. 45, no. 2, p. 113-145.

Şengör, A. M. C., et Natal'in, B. A., 1996, Turkeic-type orogeny and its role in the making of the continental crust: Annu. Rev. Earth Planet. Sci., v. 24, p. 263-337.

- Silver, P. G., Fouch, M. J., Gao, S. S., Schmitz, M. D., et Group, K. S., 2004, Seismic anisotropy, mantle fabric, and the magmatic evolution of Precambrian southern Africa: South African Journal of Geology, v. 107, p. 45-58.
- Smit, C. A., Roering, C., et van Reenen, D. D., 1992, The structural framework of the southern margin of the Limpopo Belt, South Africa: Precambrian Research, v. 55, p. 51-67.
- Stevens, G., et van Reenen, D. D., 1992a, Constraints on the form of the P-T loop in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, South Africa: Precambrian Research, v. 55, p. 279-296.
- , 1992b, Partial melting and the origin of metapelitic granulites in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, South Africa: Precambrian Research, v. 55, p. 303-319.
- Stevens, G., 1997, Melting, carbonic fluids and water recycling in the deep crust: an example from the Limpopo Belt, South Africa: Journal of Metamorphic Geology, v. 15, p. 141-154.
- Stevens, G., et Moyen, J.-F., 2007, Metamorphism in the Barberton Granite Greenstone Terrain: A Record of Paleoproterozoic Accretion, in Van Kranendonk, M. J., Smithies, R. H., and Bennett, V. C., eds., *Developments in Precambrian Geology: Earth's Oldest Rocks, Volume 15*, p. 669-698.
- Taylor, J., Nicoli, G., Stevens, G., Frei, D., et Moyen, J.-F., 2014, The processes that control leucosome compositions in metasedimentary granulites: perspectives from the Southern Marginal Zone migmatites, Limpopo Belt, South Africa: Journal of Metamorphic Geology, v. 32, no. 7, p. 713-742.
- Taylor, J., Zeh, A., et Gerdes, A., 2016, U-Pb-Hf isotope systematics of detrital zircons in high-grade paragneisses of the Ancient Gneiss Complex, Swaziland: Evidence for two periods of juvenile crust formation, Paleo- and Mesoproterozoic sediment deposition, and 3.23 Ga terrane accretion: Precambrian Research.
- Tsunogae, T., et van Reenen, D. D., 2014, High- to ultrahigh-temperature metasomatism related to brine infiltration in the Neoproterozoic Limpopo Complex: Petrology and phase equilibrium modeling: Precambrian Research, v. in press.
- van Reenen, D. D., 1978, *Metamorfiese studies van granoliete en verwante hoë-gradse gesteentes in die Suidelike Grensone van die Limpopo-Metamorfekompleks in Suid-Afrika: Ph.D.*, Rand Afrikaans University, Unpublished, 502 p.
- , 1983, Cordierite+ garnet+ hypersthene+ biotite-bearing assemblages as a function of changing metamorphic conditions in the Southern Marginal Zone of the Limpopo metamorphic complex, South Africa: Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., v. 8, p. 143-167.
- , 1986, Hydration of cordierite and hypersthene and a description of the retrograde orthoamphibole isograd in the Limpopo belt South Africa: American Mineralogist, v. 71, p. 900-915.
- van Reenen, D. D., Barton, J. M. J., Roering, C., Smit, C. A., et Van Schalkwyk, J. F., 1987, Deep crustal response to continental collision: The Limpopo belt of southern Africa: Geology, v. 15, p. 11-14.
- van Reenen, D. D., Roering, C., Smit, C. A., Schalkwyk, J. F. V., et Barton, J. M. J., 1988, Evolution of the Northern High-Grade Margin of the Kaapvaal Craton, South Africa: The Journal of Geology, v. 96, no. 5, p. 549-560.
- van Reenen, D. D., Roering, C., Brandl, G., Smit, C. A., et Barton, J. M. J., 1990, The Granulite-Facies Rocks of the Limpopo Belt, Southern Africa, in Vielzeuf, D., and Vidal, P., eds., *Granulites and Crustal Evolution*, Springer Netherlands, p. 257-289.
- van Reenen, D. D., Boshoff, R., Smit, C. A., Perchuk, L. L., Kramers, J. D., McCourt, S., et Armstrong, R., 2008, Geochronological problems related to polymetamorphism in the Limpopo Complex, South Africa: Gondwana Research, v. 14, p. 644-662.
- van Reenen, D. D., Smit, C. A., Perchuk, L. L., Roering, C., et Boshoff, R., 2011, Thrust exhumation of the Neoproterozoic ultrahigh-temperature Southern Marginal Zone, Limpopo Complex: convergence of

decompression-cooling paths in the hanging wall and prograde PT paths in the footwall: Geological Society of America Memoirs, v. 207, p. 189-212.

van Reenen, D. D., Huizenga, J. M., Smit, C. A., et Roering, C., 2014, Fluid-rock interaction during high-grade metamorphism: Instructive examples from the Southern Marginal Zone of the Limpopo Complex, South Africa: Precambrian Research, v. in press.

van Schalkwyk, J. F., 1991, Metamorphism of ultramafic rocks during the Limpopo orogeny: evidence for the timing and significance of CO₂-rich fluids: *Doctor of Philosophy*, Rand Afrikaans University, 280 p.

van Schalkwyk, J. F., de Wit, M. J., Roering, C., et van Reenen, D. D., 1993, Tectono-metamorphic evolution of the simatic basement of the Pietersburg greenstone belt relative to the Limpopo Orogeny: evidence from serpentinite: Precambrian research, v. 61, no. 1, p. 67-88.

Vearncombe, J., 1991, A possible Archæan island arc in the Murchison belt, Kaapvaal Craton, South Africa: Journal of African Earth Sciences, v. 13, no. 3-4, p. 299-304.

Vearncombe, J. R., 1988, Structure and metamorphism of the Archean Murchison Belt, Kaapvaal Craton, South Africa: Tectonics, v. 7, no. 4, p. 761-774.

White, R., Powell, R., et Clarke, G., 2002, The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: constraints from mineral equilibria calculations in the system K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–TiO₂–Fe₂O₃: Journal of metamorphic Geology, v. 20, no. 1, p. 41-55.

White, R. W., Powell, R., et Clarke, G. L., 2003, Prograde metamorphic assemblage evolution during partial melting of metasedimentary rocks at low pressures: Migmatites from Mt Stafford, Central Australia: Journal of Petrology, v. 44, no. 11, p. 1937-1960.

White, R. W., Powell, R., et Holland, T. J. B., 2007, Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites: Journal of Metamorphic Geology, v. 25, p. 511-527.

Zeh, A., Klemd, R., Buhlmann, S., et Barton, J., 2004, Pro- and retrograde P–T evolution of granulites of the Beit Bridge Complex (Limpopo Belt, South Africa): constraints from quantitative phase diagrams and geotectonic implications: Journal of Metamorphic Geology, v. 22, no. 2, p. 79-95.

Zeh, A., Gerdes, A., Klemd, R., et Barton, J. M. J., 2007, Archean to Proterozoic Crustal Evolution in the Central Zone of the Limpopo Belt (South Africa-Botswana): Constraints from Combined U–Pb and Lu–Hf Isotope Analyses of Zircon: Journal of Petrology, v. 48, no. 8, p. 1605-1639.

-, 2008, U–Pb and Lu–Hf isotope record of detrital zircon grains from the Limpopo Belt – Evidence for crustal recycling at the Hadean to early-Archean transition: Geochemica et Cosmochemica Acta, v. 72, p. 5304-5329.

Zeh, A., Gerdes, A., et Barton, J. M. J., 2009, Archean Accretion and Crustal Evolution of the Kalahari Craton the Zircon Age and Hf Isotope Record of Granitic Rocks from Barberton/Swaziland to the Francistown Arc: Journal of Petrology, v. 50, no. 5, p. 933-966.

Zeh, A., Gerdes, A., Barton, J. M. J., et Klemd, R., 2010, U–Th–Pb and Lu–Hf systematics of zircon from TTG's, leucosomes, meta-anorthosites and quartzites of the Limpopo Belt (South Africa): Constraints for the formation, recycling and metamorphism of Palaeoarchean crust: Precambrian Research, v. 179, p. 50-68.

Zeh, A., Gerdes, A., et Millonig, L., 2011, Hafnium isotope record of the Ancient Gneiss Complex, Swaziland, southern Africa: evidence for Archean crust–mantle formation and crust reworking between 3.66 and 2.73 Ga: Journal of the Geological Society, v. 168, no. 4, p. 953-964.

Zeh, A., et Gerdes, A., 2012, U–Pb and Hf isotope record of detrital zircons from gold-bearing sediments of the Pietersburg Greenstone Belt (South Africa)—Is there a common provenance with the Witwatersrand Basin?: Precambrian Research, v. 204-205, p. 46-56.

Zeh, A., Gerdes, A., et Heubeck, C., 2013a, U–Pb and Hf isotope data of detrital zircons from the Barberton Greenstone Belt: constraints on provenance and Archaean crustal evolution: Journal of the Geological Society, v. 170, no. 1, p. 215-223.

Zeh, A., Jaguin, J., Poujol, M., Boulvais, P., Block, S., et Paquette, J.-L., 2013b, Juvenile crust formation in the northeastern Kaapvaal Craton at 2.97 Ga—Implications for Archean terrane accretion, and the source of the Pietersburg gold: Precambrian Research, v. 233, p. 20-43.

Chapitre III :

Etude pétrologique-géochimique et géochronologique du complexe de gneiss gris composite de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo en Afrique du Sud

Présentation de la contribution scientifique :

Le Chapitre II de ce manuscrit a mis en valeur le manque d'informations nécessaire à la mise en place d'un modèle valide d'architecture et d'évolution crustale pour la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo. Il apparaît notamment critique de définir convenablement les points communs ainsi que les différences entre le socle felsique formant la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo et la marge Nord du craton archéen du Kaapvaal. Le chapitre qui suit présente des résultats pétrographiques, géochimiques et géochronologiques obtenus à partir de l'étude détaillée des différentes phases constituant le complexe de gneiss gris composite régional. Cette contribution scientifique est avant tout basée sur deux campagnes de terrain précises, réalisées durant les mois de Janvier- Février 2014 et Février 2015.

Les résultats de cette étude intégrée montrent tout d'abord que l'enregistrement isotopique U-Pb des zircons provenant du complexe de gneiss gris composite de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo est similaire à l'enregistrement du socle de la marge Nord du craton du Kaapvaal. Ce résultat n'est pas surprenant, en effet, la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo a depuis longtemps été décrite comme un équivalent de haut-degré métamorphique des lithologies de la marge Nord du craton du Kaapvaal. Toutefois, l'étude pétrographique montre que les lithologies formant le complexe de gneiss gris de la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo ne préservent pas d'assemblage minéralogique typique du faciès granulite, mais des assemblages stabilisés en faciès amphibolite, similaires à ceux décrits au sein du complexe de gneiss gris de la marge Nord du craton du Kaapvaal. Cette étude démontre donc que la zone marginale Sud de la ceinture du Limpopo n'est pas l'équivalent de haut grade des lithologies de la marge Nord du craton du Kaapvaal, mais plus simplement que ces deux complexes de gneiss gris ne sont en réalité qu'une seule et unique

entité géologique. L'étude couplée pétro-géochimique/géochronologique menée pour la réalisation de cette contribution scientifique révèle le lien génétique direct entre le socle felsique des deux secteurs étudiés, validant définitivement les hypothèses d'Eglington & Armstrong (2004) qui proposaient une telle configuration, malgré un manque de données géochronologiques relatives à ces deux secteurs. Enfin, ces résultats rejettent le modèle historique d'une *ceinture Limpopo tripartite*.

De plus, cette contribution met en lumière un enregistrement magmatique prolongée dans le temps, qui s'étend sur quasiment 300 Ma, de *ca.* 2.97 Ga à *ca.* 2.68 Ga. Cet enregistrement montre une succession limpide dans la nature des lithologies mises en place au-cours du temps, avec : des lithologies basiques ; des lithologies felsiques à signature géochimique TTG et enfin des granites à biotite. L'ensemble de cet enregistrement est interprété comme résultant d'une géodynamique d'accrétion entre le Bloc du Witwatersrand et celui de Pietersburg à *ca.* 2.95 Ga. Cette contribution est une base scientifique permettant d'entreprendre une étude plus approfondie sur la nature, les conditions de mise en place et l'origine de l'ensemble des phases qui constituent le complexe de gneiss gris du Bloc de Pietersburg.

A record of 0.5 Ga of evolution of the continental crust along the northern edge of the Kaapvaal Craton, South Africa: Consequences for the understanding of Archean geodynamic processes.

Authors:

Adrien Vezinet^{1,2}, Jean-François Moyen¹, Gary Stevens², Gautier Nicoli^{1,2}, Oscar Laurent³, Simon Couzinié^{1,2} and Dirk Frei²

Affiliations:

1 : Université de Lyon, UJM-Saint-Etienne, UBP, CNRS, IRD, Laboratoire Magmas et Volcans UMR 6524, F-42023 Saint Etienne, France.

2 : Centre for Crustal Petrology, Department of Earth Sciences, Stellenbosch University, Private Bag X1, 7602, South Africa.

3: Université de Liège, Département de Géologie B20, Quartier Agora, allée du six Août 12, B-4000 Liège, Belgium

Keywords: Continental crust, northern Kaapvaal craton, U-Pb dating, thermodynamic equilibrium modelling.

Contribution submitted to Precambrian Research, under review.

Abstract

Geodynamics of crustal growth consist in one of the thorniest question of the early Earth. In order to solve it, Archean cratons are intensively studied through geophysical, geochemical and geochronological investigations. These integrated investigations are necessary to build up well-constrained models. However, the timing and mechanism leading to accretion and stabilization of crustal blocks at craton boundary are still under question. In this study, new information on the mechanism of Archean craton formation is provided through an investigation of the northern edge of the Kaapvaal craton (KC). We present a comprehensive petro-metamorphic study coupled with LA-ICP-MS U-Pb isotopic examination from grey gneisses and associated granitoids. This dataset points toward a new interpretation of the northern margin of the KC. The concordia age of 3457 ± 10 Ma on the grey gneiss R578-F1 yields the oldest age ever published on the northern KC. Moreover, two new magmatic events are recognized: (i) a *ca.* 3.2 Ga event, and (ii) a protracted magmatic event between *ca.* 2.95-2.75 Ga. These events are recognized in both investigated areas and are unrelated to the *ca.* 2.7 Ga age usually attributed to the SMZ. More importantly, thermodynamic equilibrium modelling of SMZ basement show middle amphibolite facies conditions of equilibration instead of granulite conditions historically assumed.

This study has both important regional and global implications. Firstly, the presence of a continuous basement from the Thabazimbi-Murchison Lineament to the Palala Shear Zone, different than Central Zone of the Limpopo Complex basement, implies a complete reviewing of the whole Limpopo Complex concept. Secondly, the geometry observed in the Pietersburg Block is assumed to testify of complete accretionary orogenic sequence with formation of both mafic and TTG lithologies through arc-back arc geodynamic. This is followed by a long-lived lateral compression triggering partial melting of the lower continental crust and emplacement of Bt-granitoids bodies. Finally, the metasedimentary Bandelierkop Formation is recognized as an overthrust nappe emplaced between 2.68 Ga and 2.71 Ga.

1 Introduction

Archean terranes presently account for only 7% of the exposed crust (Goodwin, 1996). However, recent reviews of worldwide U-Pb/Lu-Hf/ $\delta^{18}\text{O}$ data on zircon grains have shown that up to 70% of the present volume of continental crust might have been in existence by the Paleo- to Meso-Archean (Hawkesworth *et al.*, 2010 ; Hawkesworth *et al.*, 2013 ; de Wit *et al.*, 1992c ; Belousova *et al.*, 2010 ; Dhuime *et al.*, 2012). There is general consensus that continental crust has existed for the last 2.5 Ga and represents nuclei around which the continents grow. Therefore, Archean terranes provide a unique opportunity to decipher the geodynamic processes which shaped the evolution of the young Earth. Based on field investigations and geophysical/geochemical modelling of Archean terranes, two extreme end-member models prevail: vertical tectonics versus horizontal tectonics. Growth and recycling of the continental crust during vertical tectonics is essentially proposed for only few Archean terranes: the East Pilbara Granite-Greenstone terrane in Western Australia (Collins, 1989 ; Van Kranendonk *et al.*, 2004), the Superior Province in Canada (Bédard *et al.*, 2003) and in a lesser extent the Dharwar craton in India (Chardon *et al.*, 1996). Conversely, lateral plate tectonic are proposed to drive crustal growth and recycling in most other investigated Archean terranes (de Wit, 1998 ; Dhuime *et al.*, 2015 ; Block *et al.*, 2013 ; Zeh *et al.*, 2013b). The consensus is however not reach for most of investigated terranes, and both geodynamics are often proposed (Van Kranendonk, 2011). The view that vertical and horizontal tectonic processes are exclusive processes in Archean geology is somehow naïve, as it is common in the better preserved Phanerozoic rock record to find evidence for crustal thickening by lateral tectonic processes, with a strong component of relative vertical motion of rock masses during orogenic collapse (Burg & Vanderhaeghe, 1993 ; Vanderhaeghe, 1999). Moreover, Chardon *et al.* (2009) outlined the fact that “collision” systems may actually be very diverse and result in a large range of deformational processes and relative motions of rock masses. Secondly, Cawood *et al.* (2009) highlight the fact that “Wilsonian” continental collisions are not the only option available for crustal thickening (even within the plate tectonics paradigm) and that the role of alternative processes such as accretionary orogens have been underestimated during Earth history as major sites for formation and reworking of the continental crust. Accretionary orogens are defined as plate margin environments in which continuous subduction of oceanic crust and accretion of volcanic arcs lead to metamorphism and both crustal growth and differentiation.

Resolving the issue of the relative importance of accretionary orogenic processes for Archean crustal reworking is a crucial step forward for a better understanding of the global geodynamic evolution of both the young Earth. In this contribution, we address the geodynamic setting of the northern edge of Kaapvaal craton (KC) and the surrounding Southern Marginal Zone (SMZ) of the Limpopo Complex which have long been proposed to record an Archean collisional orogeny (Roering *et al.*, 1992b). The SMZ has been interpreted to represent a region of granulite-facies reworked Kaapvaal craton (KC) including metapelites that was thrust over the KC as a consequence of isostatically driven orogenic collapse following continental (Roering *et al.*, 1992a ; Roering *et al.*, 1992b).

In this study we assemble a comprehensive geochronological and petro-metamorphic database for the grey gneisses that form the majority of the SMZ basement lithologies, as well as their counterparts along the northern margin of the KC. Coupled with published ages of Kröner *et al.* (2000); Laurent & Zeh (2015); Laurent *et al.* (2013); Zeh *et al.* (2009), this allows the reinterpretation of the geodynamic evolution of the northern edge of the KC and a description of a protracted period of Archean tectono-magmatic geodynamics.

2 Geological Setting

The KC represents a large Archean cratonic block mostly present in South Africa and partly covered by younger sedimentary sequences in its central and western parts. Based on a compilation of geochronological data, Eglington & Armstrong (2004) defined several cratonic sub-blocks within the KC, with a northernmost area called the Pietersburg Block (PB, Fig. 3-1). The northern limit of the PB is conventionally defined as the northward dipping Hout River Shear Zone (HRSZ) which separates the southern amphibolite facies (KC s.s.) from the northern granulite facies lithologies of the SMZ (Du Toit & van Reenen, 1977 ; van Reenen, 1978 ; De Beer & Stettler, 1988 ; van Reenen *et al.*, 1990 ; De Beer & Stettler, 1992 ; Durrheim *et al.*, 1992 ; Smit *et al.*, 1992). This differentiation of the SMZ from the Pietersburg block has primarily been based on two considerations. Firstly, the mapped outcrop pattern of the Bandelierkop Formation (BF, Fig. 3-2), which includes meta-sedimentary, meta-mafic and meta-ultramafic components, which have collectively been interpreted to reflect dismembered greenstone belt units (Du Toit *et al.*, 1983 ; van Reenen, 1983) distinguishes the SMZ from the northern KC. On the craton the greenstone belt units form coherent mapable sequences that generally strike WNW-ESE; within the SMZ, the interpreted greenstone fragments are dismembered and define a pattern of chaotic folding.

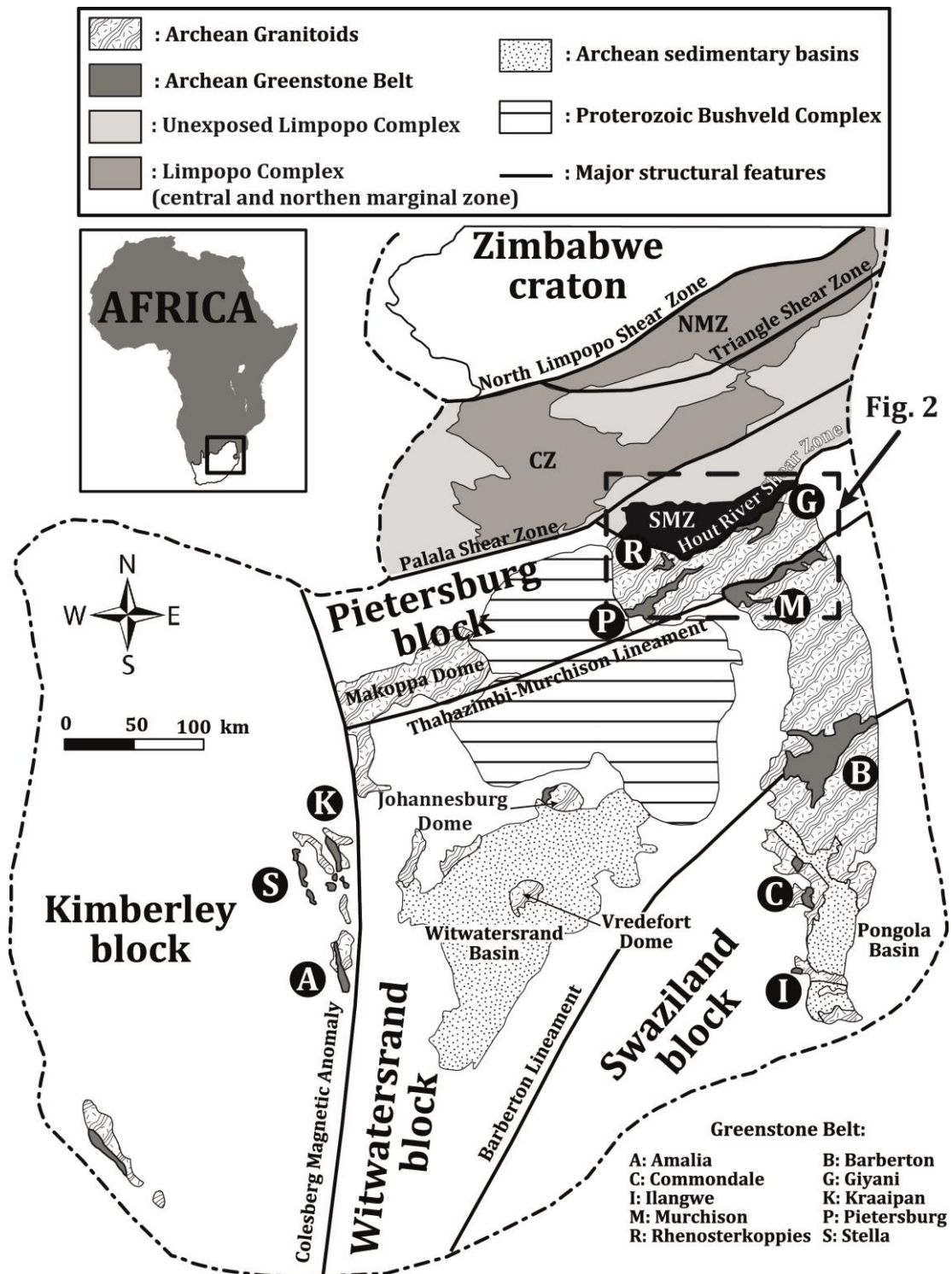


Fig. 3- 1: Simplified geological map of the KC and northern terranes (modified after Hunter, 1974 ; de Wit *et al.*, 1992c ; Poujol *et al.*, 2003 ; Eglinton & Armstrong, 2004). The white area on the Africa continent (top-left inset) represents the Republic of South Africa. The dash-dot-dash line corresponds with craton border. SMZ: Southern Marginal Zone; CZ: Central Zone of the Limpopo Complex; NMZ: Northern Marginal Zone of the Limpopo Complex.

The findings of Nicoli *et al.* (2015) on the age of sedimentation for the metapelitic portion of the BF bring this interpretation into question as the metasediments are too young to represent the equivalent of the greenstone belt sequences of the Kaapvaal Craton. The origin

of the mafic and ultramafic units of the BF is thus also still a matter of uncertainty. Secondly, the rocks of the SMZ appear to have experienced a very different metamorphic history to those of the Pietersburg Block. Metamorphic studies of the metasedimentary part of the volumetrically minor Bandelierkop Formation (BF, Fig. 3- 2) have revealed granulite facies history with an $\text{Opx} + \text{Grt} + \text{Pl} + \text{Qz} + \text{Bt} \pm \text{Crd}$ (abbreviations after Whitney & Evans, 2010) peak metamorphic assemblage preserved within the Opx-subzone and a Oam-bearing retrograde assemblage preserved within the retrogressed sub-zone (Fig. 3- 2).

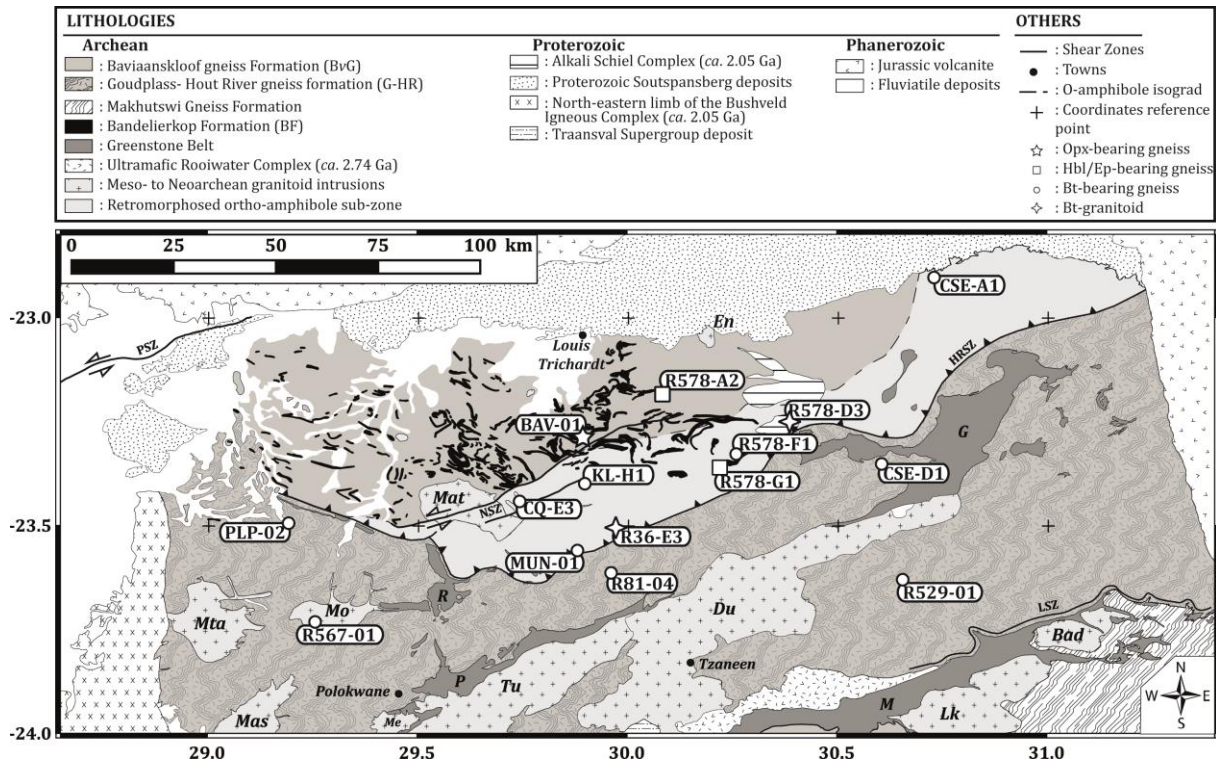


Fig. 3- 2: Geological map of the SMZ. Lithological and structural contours are based on Pietersburg (sheet 2328) and Tzaneen (sheet 2330) 1/250,000° geological maps Brandl (1986), (1987). The ortho-amphibole sub-zone is based on van Reenen (1986) and van Reenen et al. (1987) works. Pluton abbreviation: Bad: Baderoukwe granite; Du: Duiwelskloof Leucogranite; En: Entabeni Granite; Lk: Lekkersmaak Granite; Mas: Mashashane Pluton; Mat: Matok Igneous Complex; Me: Meinhardskraal Granite; Mta: Matlala Pluton; Mo: Moletsi Pluton; Tu: Turfloop Granite. Greenstone Belt abbreviation: G: Giyani Greenstone Belt; M: Murchison Greenstone Belt; P: Pietersburg Greenstone Belt; R: Rhenosterkoppies Greenstone Belt. Shear Zone abbreviation: HRSZ: Hout River Shear Zone; NSZ: N'Tabalala Shear Zone; LSZ: Letaba Shear Zone; PSZ: Palala Shear Zone.

Latest (P, T) estimates provide evidence for peak metamorphism conditions of $852.5 \pm 7.5^\circ\text{C}$ and 11.1 ± 1.3 kbar at *ca.* 2.71 Ga (Taylor et al., 2014 ; Nicoli et al., 2015) in the Opx-subzone. Granulite facies features of the BF and differences between pressure and temperature of metamorphism experienced by these rocks in comparison with amphibolite facies rocks just to the South of the HRSZ (e.g. McCourt & van Reenen, 1992 ; Passeraub et al., 1999 ; Kramers et al., 2014) supports the interpretation that exhumation that allowed for

high-temperature decompression of the SMZ was largely accommodated by movement along the HRSZ and that the SMZ was thrust over the KC during the waning stages of the Neoproterozoic Limpopo orogeny (Barton & van Reenen, 1992 ; Kreissig *et al.*, 2000 ; Barton *et al.*, 2006 ; Zeh *et al.*, 2009).

The predominant lithology of both SMZ and northern edge of the KC consists of slightly to highly deformed Bt ± Hbl-bearing grey gneisses. In the SMZ, these gneisses are gathered together under the name Baviaanskloof grey gneiss Formation (BvG) (Anhaeusser (1992), Fig. 3- 2), whereas the grey gneiss complex of the northern KC is recognized as the Goudplaas/Hout-River Formation (G-HR). The petrography and geochronology of the volumetrically dominant BvG is poorly constrained with only two zircon U-Pb isotopic ages. The compilation of zircon U-Pb ages from various SMZ lithologies reported in Table 4 shows that the *representative* age of the SMZ is *ca.* 2.68-2.71 Ga. This is defined by the age of the post-orogenic Matok Igneous Complex and the metasedimentary formation. Recent zircon U-Pb/Lu-Hf isotopic investigation of post-orogenic lithologies from the SMZ and the northern KC shows strong similarities between these areas at least after *ca.* 2.70 Ga (Zeh *et al.*, 2009 ; Laurent *et al.*, 2013 ; Laurent & Zeh, 2015). Thus, the Paleo- to early Neoproterozoic history of the SMZ and its relationship with the KC is still unresolved. This lack of early- to middle-Proterozoic geochronological information from the SMZ is also mentioned by Eglington & Armstrong (2004), as important in order to test the hypothesis of a genetic link between the northern KC and the SMZ.

Table 4: Compilation of zircon U-Pb isotopic ages from the SMZ. All of these geochronological data were carried out on separated zircon grains. Ages are sorted by lithology, error are 2σ absolute. References: 1. Kröner *et al.* (2000), 2. Laurent & Zeh (2015), 3. Zeh *et al.* (2009), 4. Laurent *et al.* (2013), 5. Nicoli *et al.* (2015), 6. Taylor *et al.* (2014), 7. Rajesh *et al.* (2014a), 8. Dorland *et al.* (2006). *VDT: Vapour Digestion Technique.

Pluton/Unit	U-Pb Ages (Ma)	Method	Interpretation	Reference
Biotite-gneiss from the BvG	3274^{+56}_{-45}	VDT*	Minimum age of emplacement	1
TTG from the BvG	2880 ± 10	LA-ICP-MS	Emplacement Age	2
Palmietfontein Bt-Granite	2828 ± 7	-	Emplacement Age	-
Matok Igneous Complex	2679 ± 7	-	-	3
Matok Igneous Complex	2688 ± 8	-	-	4
Matok Igneous Complex	2679 ± 9	-	-	-
Matok Igneous Complex	2686 ± 7	-	-	-
BF metapelite	2733 ± 13	-	Maximum age of deposition	5
Leucosome in BF metapelite	2713 ± 8	-	Peak of granulite facies metamorphism	-
Stromatic leucosome in BF metapelite	2716 ± 8	-	-	6
Nebulitic leucosome in BF metapelite	2712 ± 6	-	-	-
Pegmatite crosscutting BF metapelite	2680 ± 6	-	End of penetrative deformation event	5
Mg-Al Granulite in BF metapelite	2716 ± 6	SHRIMP	Peak of granulite facies metamorphism	7
Mg-Al Granulite in BF metapelite	2718 ± 7	-	-	-
Mg-Al Granulite in BF metapelite	2714 ± 22	-	-	-
Entabeni Granite	2023 ± 6	LA-ICP-MS	Emplacement Age	3
Entabeni Granite	2020.6 ± 4.7	SHRIMP	-	8

3 Field Relationship, Petrography and Chemistry

Rocks presented hereafter belong to both BvG and G-HR grey gneisses complex and were sampled within the northern KC and SMZ (both the Opx- and Oam-subzones). Sample descriptions, GPS coordinates of sampling sites, sample pictures and XRF analyses method are reported in the Supplementary Material - Chapter III.

The meta-igneous BvG and G-HR consists of typical composite Archean grey gneiss (Anhaeusser, 1992). Outcrop texture ranges from homogeneous weakly deformed to strongly foliated and migmatitic. The migmatitic component of the BvG can display concordant

leucosomes or/and crosscutting late pegmatites. Leucosomes thickness range from millimetres to decimetres, and consists in coarse grains of Qz, (sub)-euhedral Pl and occasionally Ms, Ep, Bt and iron-oxide. In addition to their field nature (migmatitic vs. homogeneous gneisses) samples presented in this contribution can be sorted under three groups based on their mineralogical assemblages: (i) Bt-bearing gneiss, (ii) Hbl-Bt-(± Ep)-bearing gneiss and (iii) Opx-bearing granitoid.

3.1 Biotite-bearing gneiss mineralogical features:

Bt-bearing grey gneisses (samples CSE-A1, CSE-D1, MUN-01, PLP-02; R529-01, R567-01, R578-F1 and R81-04) are light grey coloured (sometimes brownish due to weathering), equigranular and fine- to medium-grain orthogneisses. They can occur either as homogeneous or variously deformed gneisses. The typical mineral assemblage is: Qz + Pl + Bt ± Mc ± Ms ± Ep ± Cal ± Fe-oxide ± Ap ± Zrn (Fig. 3- 3A and Supplementary Material - Chapter III). Both mafic phases and water content are expressed by oriented Bt and sometimes Ms (Bt+Ms ~ 4-7% modal) giving a lepidoblastic texture (Fig. 3- 3B). Other mineral phases are predominantly idioblastic Pl and xenomorphic Qz with elongated subgrain boundaries (Qz+Pl ≥ 90% modal). Sample MUN-01 displays migmatitic features with millimetric leucosomes mostly made of Qz and Pl and/or Kfs. Back-reaction at leucosome edges yield an association of Ms, Fe-Ti-oxide and Cal selvage.

3.2 Hornblende-bearing gneiss mineralogical features:

This lithology was only sampled in the eastern part of the study area (Fig. 3- 2) and is represented by samples: R578-A2, R578-G1. These rocks are characterized by a Qz + Pl + Hbl+ Bt ± Ep ± Ttn ± Zrn assemblage. Similar mineralogical assemblages had already been defined in the Goudplass/Hout River gneiss (Laurent *et al.*, 2013). Pl grains show crystal faces and deformation twins, whereas Qz is encountered as xenomorphic shape with elongated subgrain boundaries. Foliation is marked by substantial Hbl associated with Bt and euhedral Ep giving a nematoblastic texture to the rocks (Fig. 3- 3C). Ep grains are also present as small crystals at grain boundaries. Euhedral Ttn is present as a substantial accessory phase associated with Hbl and Bt.

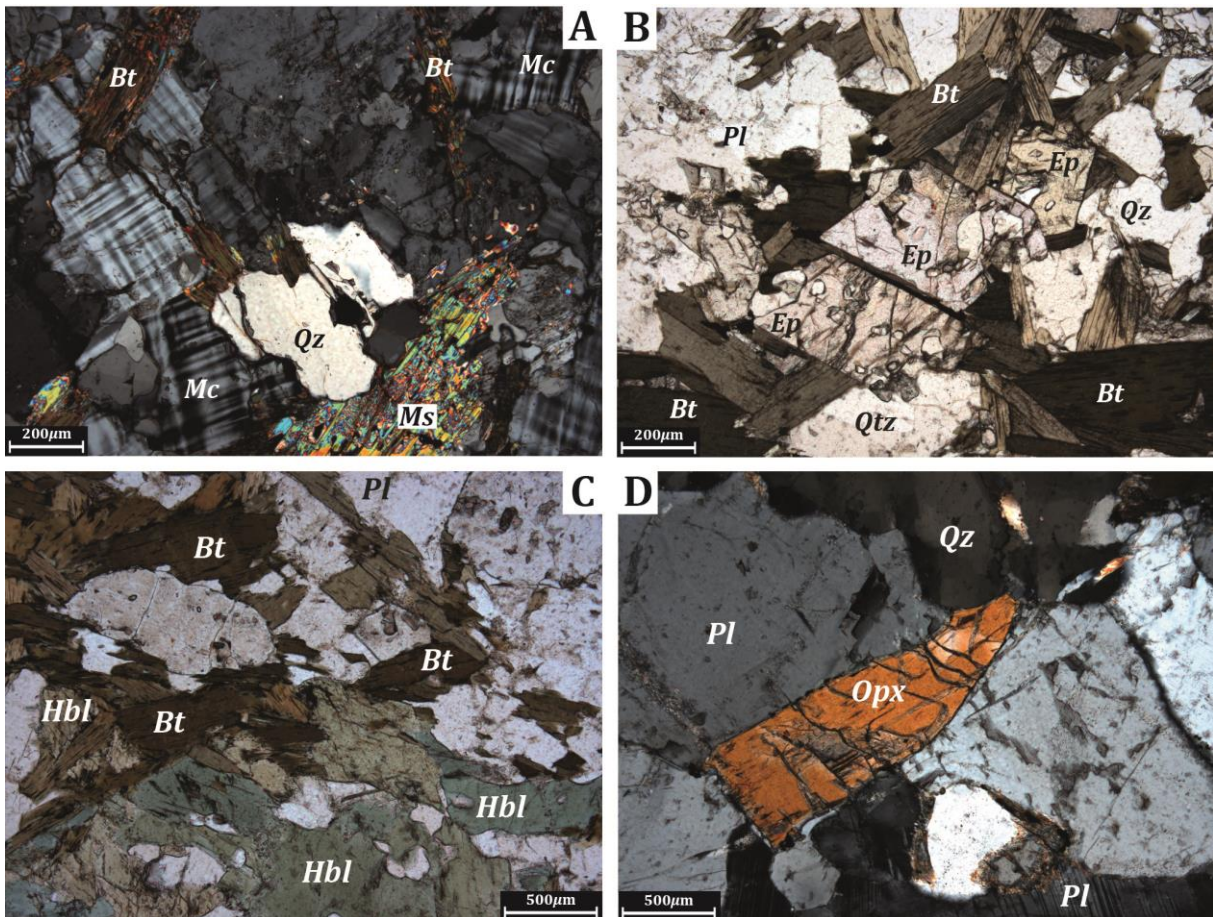


Fig. 3- 3: Key microscopic features of grey gneisses investigated in this contribution. A: Bt-Ms-bearing gneiss PLP-02; B: Ep-Bt-bearing gneiss MUN-01; C: Hbl-Bt-bearing gneiss R578-A2; and D: Opx-bearing granitoid BAV-01. Abbreviations: Bt=Biotite; Ep=Epidote; Hbl=Hornblende; Mc=Microcline; Ms=Muscovite; Opx=Orthopyroxene; Pl=Plagioclase; Qz=Quartz. Textural and mineralogical assemblages relative to each sample are described in Supplementary Material - Chapter III.

3.3 Orthopyroxene-bearing granitoid mineralogical features:

This kind of lithology was only sampled at the Baviaanskloof farm (sample BAV-01) and is similar to the greyish-olive green igneous charno-enderbite described by [Bohlender *et al.* \(1992\)](#). The granoblastic texture is medium-grain sized and made-up of Qz and idioblastic to sub-idioblastic Pl. A weak foliation is defined by mafic mineral phases. The microscopy shows a heterogranular polygonal texture with occasional triple joints. Qz is pristine with scarce deformation features. Pl is characterized by widespread polysynthetic deformation twinning, crystal faces and sometimes sericitized twins. Mafic phases are represented by Opx grains sometimes rimmed by Bt and iron-oxides (Fig. 3- 3D). Zrn and Ap are present as accessory phases.

3.4 Major and trace elements chemistry

Major and traces elements measured on investigated samples are reported in the “Annexes du manuscrit”.

All investigated samples are metaluminous to slightly peraluminous (Fig. 3- 4A) and define a negatively sloped array in the Shand diagram. They are intermediate to acid ($\text{SiO}_2 > 62\%$), with the Hbl- and Opx-bearing facies generally silica poorer than their Bt-bearing counterparts (Fig. 3- 4B). Most of the samples are sodic and plot in the tonalite (Hbl-facies) to trondhjemite (Bt-facies) fields of O'Connor diagram (Fig. 3- 4C). All these features are typical of Archaean TTGs.

Likewise, the REE pattern displayed in Fig. 3- 4D shows a typical Archean TTG patterns (Moyen & Martin (2012) for most samples, with strongly fractionated patterns: $19.23 < (\text{La}/\text{Yb})_N < 53.18$, and no or slightly positive Eu anomaly. Three samples show a slightly different pattern: higher overall REE contents and less fractionated patterns ($8.43 < (\text{La}/\text{Yb})_N < 14.93$), with no or a weakly negative Eu anomaly: these samples include two Ep-bearing gneisses, and the Opx-bearing granitoid.

Collectively, the normal, sodic gneisses are typical TTGs. The differences between Hbl- and Bt-gneisses could reflect either different degree of differentiation within a single magmatic series; or different series, perhaps low vs. high pressure melts (Moyen, 2011). The potassic samples are more similar to Bt-granites and are likely to represent melts from a crustal protolith. There is no correlation between the age of emplacement (see below) and the nature of the gneisses, and we propose that the different rock types were deformed and transposed into the various components of the grey gneiss complex. In the present day situation, all components are interleaved at the outcrop scale. The Opx-bearing facies is restricted to a small area around the Opx subzone of the SMZ. Their chemistry is similar to the other facies, and they likely are just high grade equivalents of the ordinary grey gneisses.

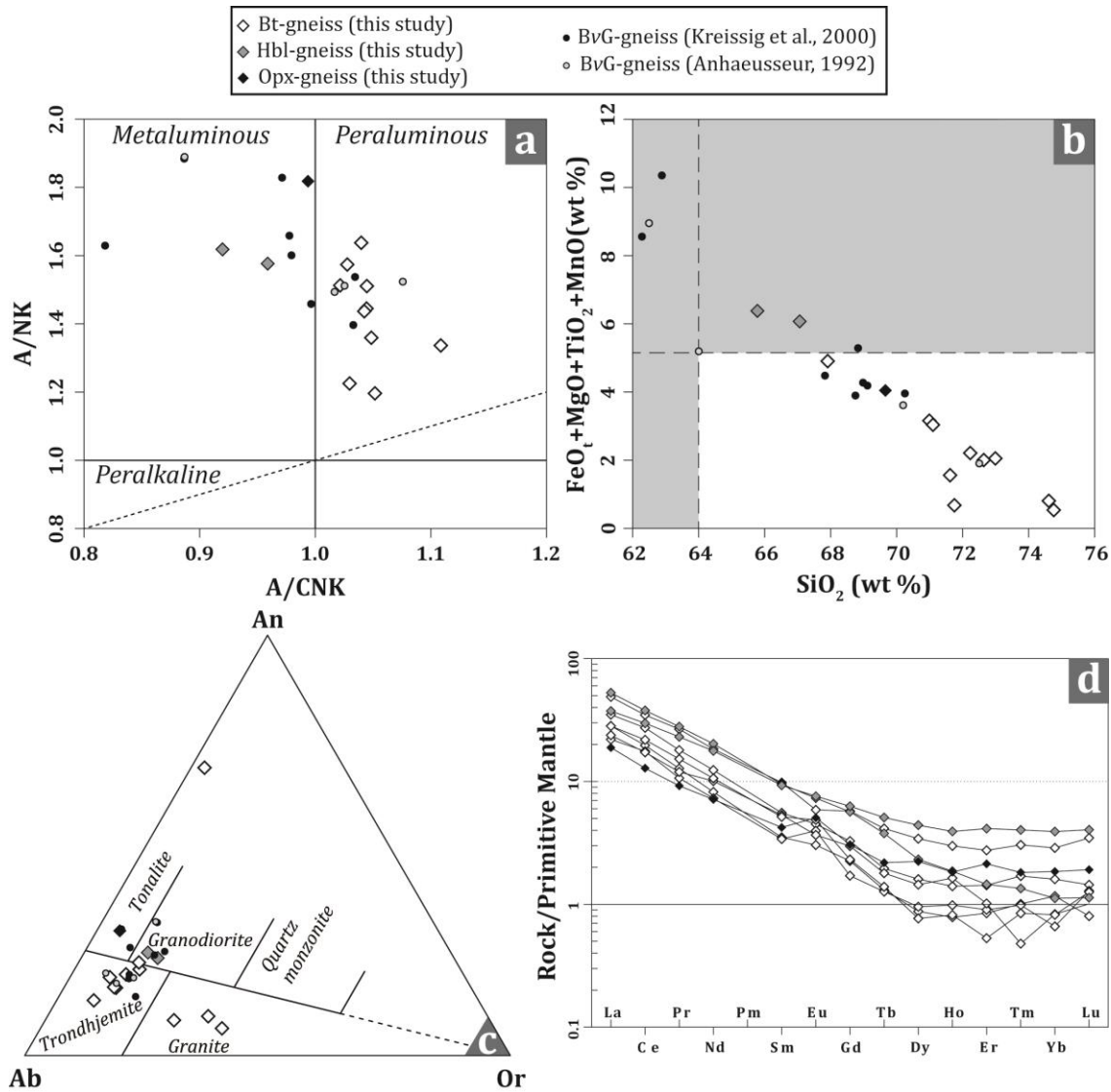


Fig. 3- 4: Whole rock composition for investigated samples and BvG grey gneisses from literature (Anhaeusser, 1992 ; Kreissig *et al.*, 2000).

4 Zircon and monazite U-Pb geochronology

In this section Bt-bearing and Hbl-Ep-Bt-bearing gneisses are presented as a single formation and only the texture (homogeneous or migmatitic) is considered. The Opx-bearing granitoid BAV-01 is the only rock type treated separately due to its specific mineral assemblage.

4.1 Zircons crystallization ages

Detailed description of zircon population for each investigated sample, methods and the entire zircon and monazite U-Pb isotopic dataset are reported in the Supplementary Material - Chapter III. This section only reports the main features of investigated samples, which are

subdivided into three main groups on the basis of the characteristics of their zircon populations.

Zircon grains from the group I undoubtedly display a single crystallization event (Fig. 3-5B-D and Fig. 3-6A-C). Those samples show euhedral, elongated shaped grains (100-400 μm) with oscillatory zoning internal structure by cathodoluminescence (CL) imaging and well-defined Concordia and/or upper intercept ages. Zoned cores are embayed either by darker unzoned thin ($\leq 20 \mu\text{m}$, Fig. 3-5B, Fig. 3-5D and Fig. 3-6A) rims or by thick metamict rims ($\geq 20 \mu\text{m}$, Fig. 3-5C and Fig. 3-6B-C). Within these samples, three display a late-Paleoarchean zircon record at *ca.* 3.2 Ga: R578-G1, CSE-D1 and CSE-A1 (Fig. 3-5B-D respectively) whereas the rest display a Mesoarchean crystallisation ages of *ca.* 2.9 Ga: MUN-01, CQ-E3, KL-H1 (Fig. 3-6A-C respectively).

Table 5: Compilation of zircon grain U-Pb ages carried out in this contribution. U.I. = Upper Intercept; Conc. = Concordia age; s: number of spots performed; g = number of zircon grains analysed; n = number of analyses used for age determination. Bold samples are the ones having already been characterized by a U-Pb age in the table. * The MSWD is relative to the discordia for U.I. age determination and represents the MSWD of concordance and equivalence for Conc. age determination. h: Homogeneous texture. m: Migmatitic texture. ** The Probability value is the probability of discordia fit for U.I. age determination and represents the probability of concordance and equivalence for concordia age determination. *** Age display for BAV-01 sample is the metamorphic overprint age. The entire dataset is reported in Supplementary Material - Chapter III.

Sample	Type	s/g	Age (Ma)	Error (2σ abs)	n	MSWD*	Probability**
ZIRCON U-Pb isotopic results							
<i>Paleoarchean Ages</i>							
R578-F1 ^h	Conc.	14/06	3457	10	4	0.44	0.58
R578-G1 ^h	Conc.	27/16	3213	4	22	0.59	0.98
CSE-D1 ^h	U.I.	31/17	3213	6	16	1.5	0.10
CSE-A1 ^h	U.I.	30/23	3209	5	18	1.6	0.064
R81-04 ^m	U.I.	35/19	3185	6	13	1.6	0.087
<i>Late-Mesoarchean to early Neoproterozoic Ages</i>							
<i>MUN-01^m</i>	U.I.	20/18	2930	6	18	1.04	0.40
<i>CQ-E3^h</i>	U.I.	24/14	2921	7	16	0.55	0.91
<i>KL-H1^h</i>	U.I.	32/13	2925	6	12	0.53	0.88
<i>R567-01^h</i>	Conc.	25/12	2911	8	5	0.47	0.90
<i>R529-01^h</i>	Conc.	20/12	2905	9	4	0.61	0.75
R81-04^m	U.I.	35/19	2845	8	11	0.77	0.64
<i>R36-E3^h</i>	U.I.	16/9	2833	12	7	0.094	0.993
<i>PLP-02^h</i>	Conc.	19/13	2803	11	3	0.22	0.96
<i>R578-D3^m</i>	U.I.	29/17	2740	10	5	1.20	0.30
Neoproterozoic Ages (<i>ca.</i> 2.7 Ga)							
<i>R578-A2^m</i>	Conc.	28/22	2705	10	5	0.083	0.77
<i>BAV-01^{***}</i>	U.I.	-	2707	13	5	0.17	0.92
MONAZITE U-Pb isotopic results							
R578-F1 ^h	Conc.		2765	5	11	0.22	1.00
CSE-D1 ^h	Conc.		2784	9	4	0.015	1.00
	Conc.		2750	6	10	0.18	1.00
R36-E3 ^h	Conc.		2762	4	20	1.20	0.15

Excepting sample MUN-01 which shows some microscopic migmatitic evidences, others samples are invariably homogeneous gneisses regardless their age or mineral assemblage. Consequently, we interpret these ages as emplacement ages of a magmatic precursor.

Zircon population from group II feature multiple crystallization events. This results in a scatter of concordant analyses that can be either discrete or almost continuous through time (Fig. 3- 5E, Fig. 3- 6D-G and Fig. 3- 6H-I, respectively). Complex core-rim relationship in CL imaging supports this interpretation of these U-Pb isotopic results. Zircon texture is highly variable, from elongated (sub)-euhedral grains to rounded shapes with internal oscillatory zoning, poor zoning, complex internal zoning or no zoning. Metamict overgrowths also embay core grains in some cases. Age scatter obtained from these samples usually ranges from Meso- to early Neoproterozoic. Interpretation and meaning of these complex zircon patterns are further discussed in section 6.1.

Finally, due to both its specific mineralogical assemblage (Opx-bearing granitoid) and the U-Pb isotopic results, sample BAV-01 is considered in a group III. Zircon grains from this sample are typically 100 μm long with rounded shapes, internally zoned dark cores and unzoned bright rims. Isotopic U-Pb analyses are characterized by: (i) 25 analyses forming a continuous scatter of data encompassing *ca.* 200 Ma (with uncertainties) from 2823 ± 36 Ma (spot #18) to 2981 ± 39 Ma (spot #25) and (ii) 5 analyses performed on 5 distinct grain rims yielding an upper intercept average age of 2707 ± 13 Ma (Fig. 3- 7A).

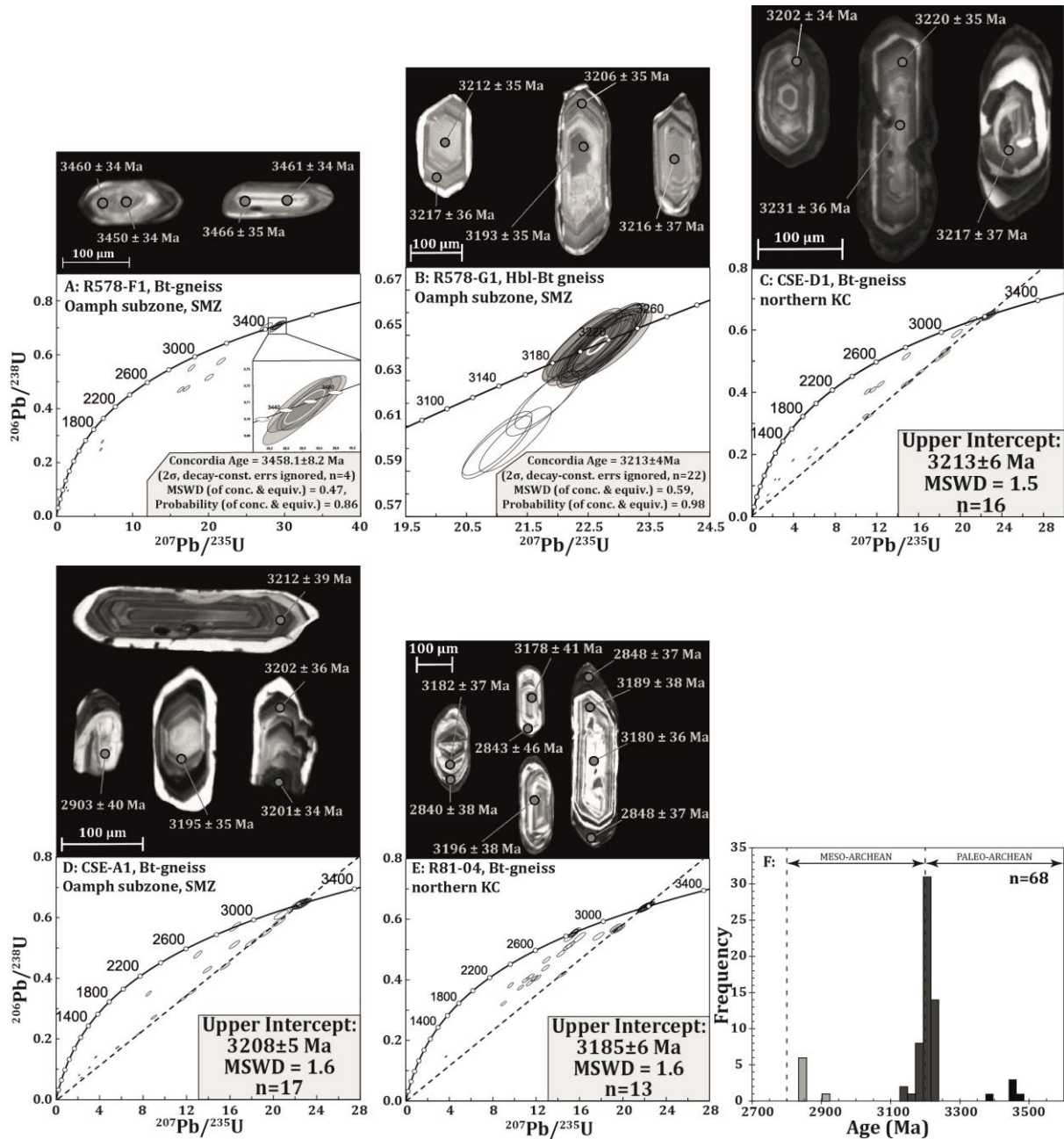


Fig. 3- 5: Concordia diagrams and associated cathodoluminescence (CL) zircon grains imaging for samples belonging to the Group I. **A.** Bt- bearing gneiss R578-F1; **B.** Hbl-Bt-bearing gneiss R578-G1; **C.** Bt-bearing gneiss CSE-D1; **D.** Bt- bearing gneiss CSE-A1; **E.** Bt- bearing gneiss R81-04. Grey circles on CL images represent laser spot location and related numbers are ages with associated 2σ absolute error. Filled ellipses are the ones used for age calculation; n represents the number of analyses used for age determination. Diagram in **F** is a probability density plot with individual concordant (95-105%) analyses from these samples with n the number of analyses used for diagram construction.

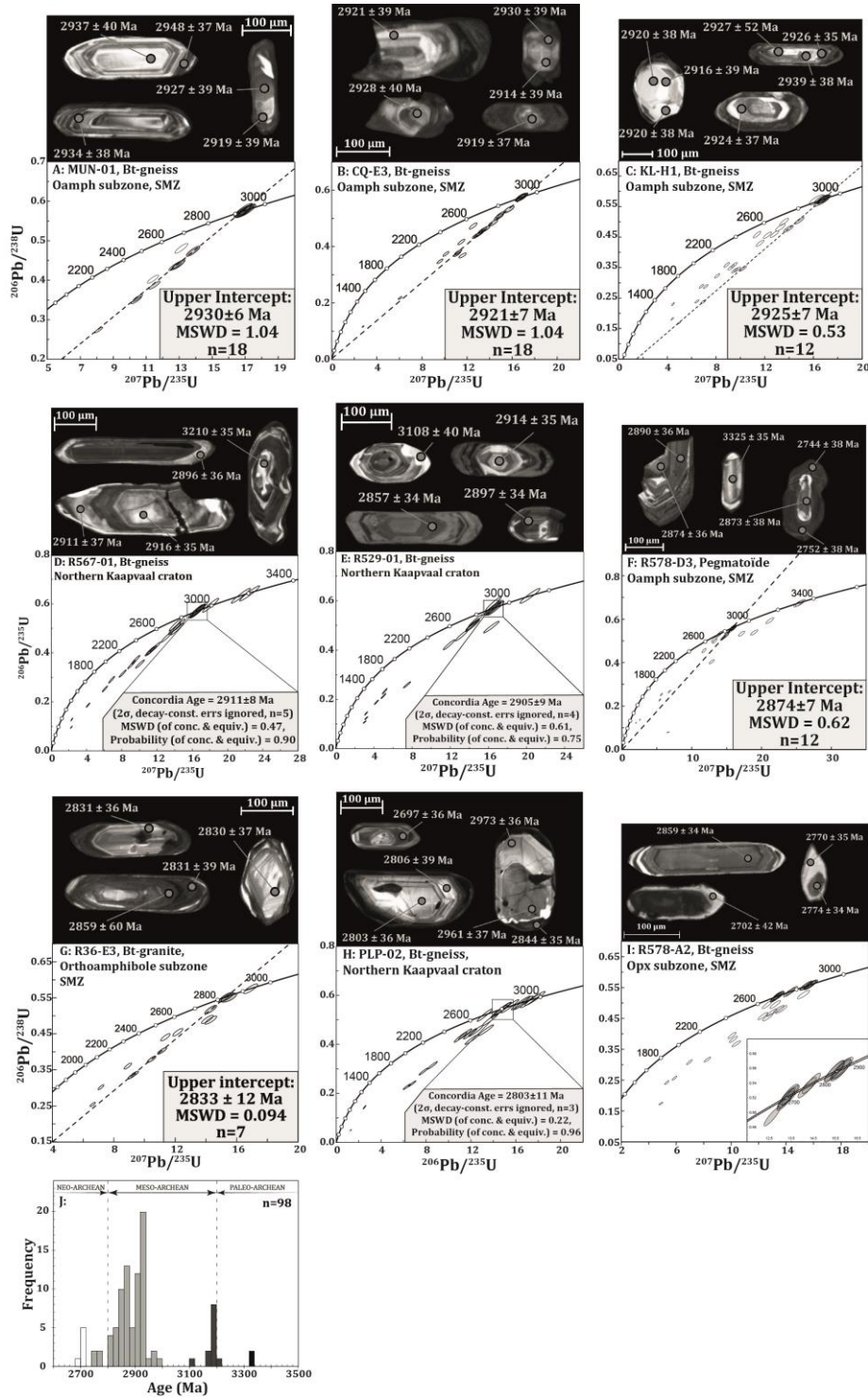


Fig. 3- 6: Concordia diagrams and associated cathodoluminescence (CL) zircon grains imaging for samples belonging to the Group II. **A.** Bt-bearing gneiss MUN-01; **B.** Bt-bearing gneiss CQ-E3; **C.** Bt-bearing gneiss KL-H1; **D.** Bt- bearing gneiss R567-01; **E.** Bt- bearing gneiss R529-01; **F.** Pegmatoïde R578-D3; **G.** Bt-bearing gneiss PLP-02; **H.** Hbl-Bt-bearing gneiss R578-A2. Grey circles on CL images represent laser spot location and related numbers are ages with associated 2 σ absolute error. Filled ellipses are the ones used for age calculation; n represents the number of analyses used for age determination. Diagram in **I** is a probability density plot with individual concordant (95-105%) analyses from these samples with n the number of analyses used for diagram construction.

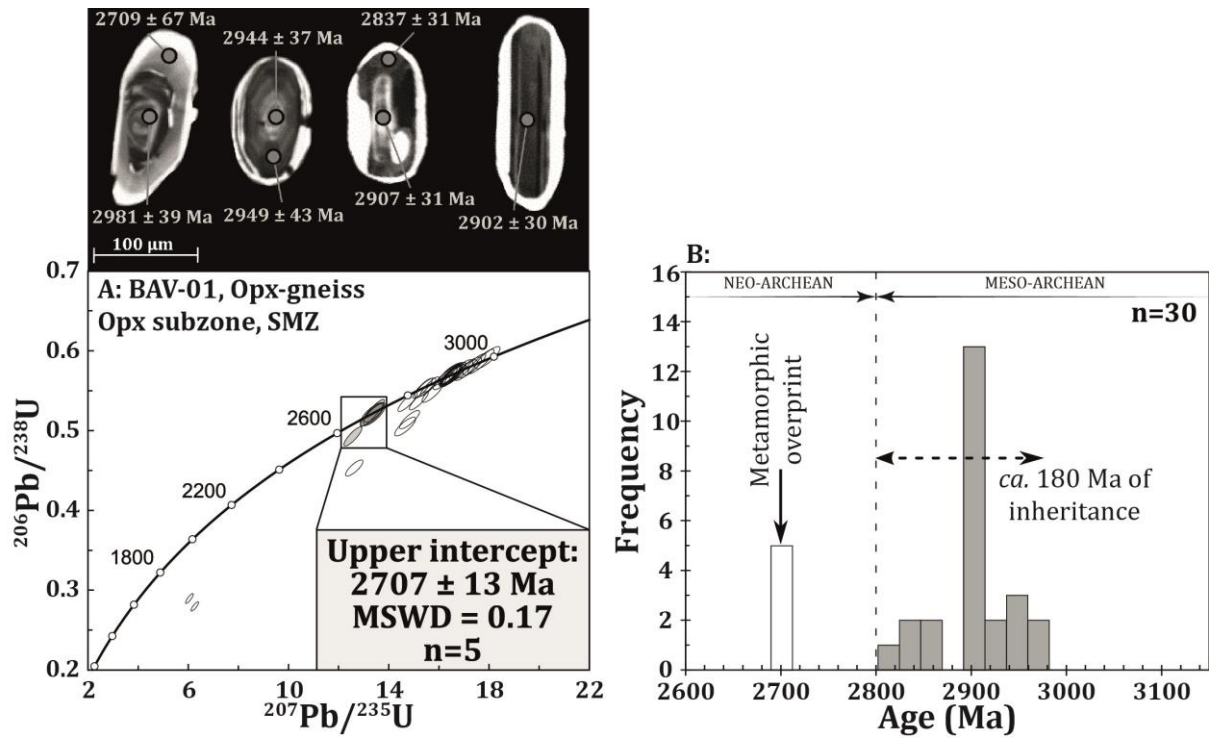


Fig. 3- 7: **A.** Concordia diagram and associated cathodoluminescence (CL) zircon grains imaging for the Opx-bearing granitoid BAV-01; **B.** Probability density plot with individual concordant (95-105%) analyses from the same sample with n the number of analyses used for diagram construction.

1.1 Monazite crystallization ages

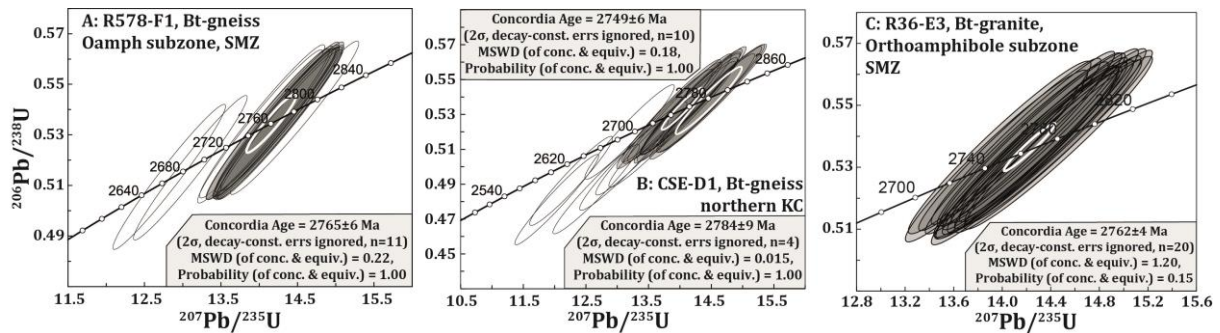


Fig. 3- 8: Concordia diagrams and associated cathodoluminescence monazite grains imaging for samples **A.** Bt-bearing gneiss R578-F1 ; **B.** Bt-bearing gneiss CSE-D1 and **C.** Bt-granite R36-E3. Grey circles on CL images represent laser spot location and related numbers are ages with associated 2σ absolute error. Filled ellipses are the ones used for age calculation; n represents the number of analyses used for age determination.

Monazite U-Pb isotopic compositions have only been investigated on two homogeneous gneisses of the BvG belonging to the group I: R578-F1 and CSE-D1 and a granite: R36-E3 (group II). Monazite grains from the grey gneiss R578-F1 display a well-defined Concordia age of 2765 ± 6 Ma (Fig. 3- 8A). Only two younger single analyses are not use for concordant age determination (2644 ± 49 Ma and 2667 ± 49 Ma, analyses #4 and #12 respectively). The dataset produced on grey gneiss CSE-D1 show two distinct groups of analyses yielding two

Concordia ages: 2784 ± 9 Ma and 2749 ± 6 Ma (Fig. 3- 8B). Finally, monazite grains from the Bt-granitoid R36-E3 display a well-defined Concordia age of 2762 ± 4 Ma (Fig. 3- 8C).

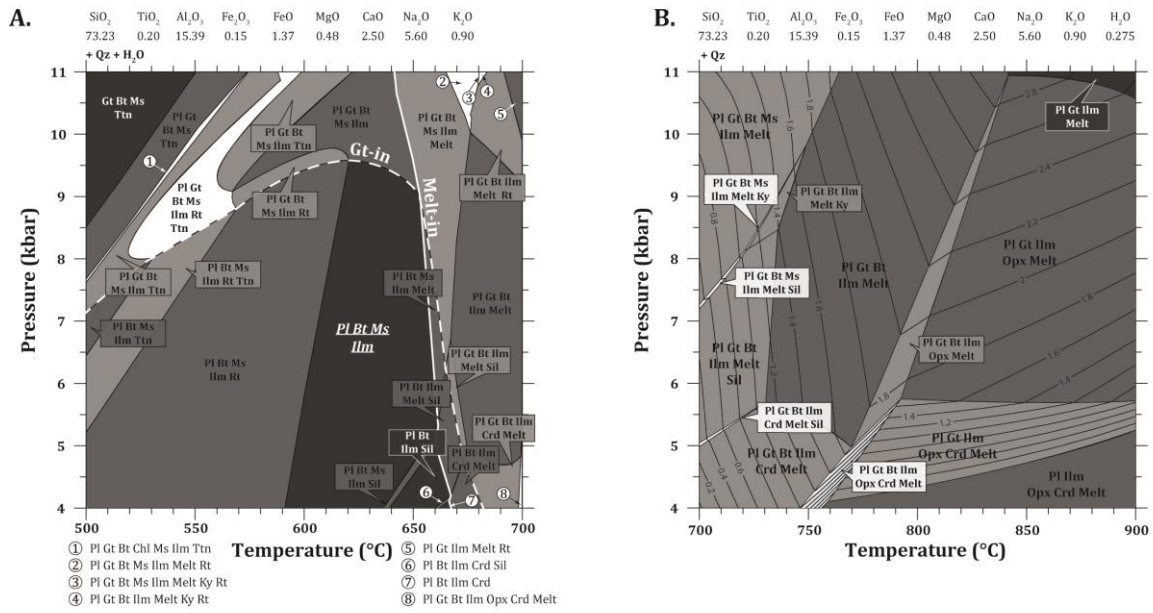
5 Phase equilibrium modelling

In order to better constrain the metamorphic history undergone by the grey gneiss complex, (P, T) estimates were calculated using the Theriak/Domino phase equilibria software (De Capitani & Petrakakis, 2010), under $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{O}_2$ (NCKFMASHTO) system with the ‘*doug*’ thermodynamic database and the following models: Bt, Grt (White *et al.*, 2005); Opx and Magnetite (White *et al.*, 2002); Cam, Oam and Cpx (Diener & Powell, 2012); Crd (Holland & Powell, 1998); Fsp (Holland & Powell, 2003); melt (White *et al.*, 2007); White Mica (Coggon & Holland, 2002); Ep, Chl (Holland & Powell, 1998) and Ilm (White *et al.*, 2005).

Three texturally homogeneous samples were investigated: a Bt-bearing gneiss (CSE-A1), a Hbl-Ep-Bt-bearing gneiss (R578-G1) and an Opx-bearing granitoid (BAV-01). To account for the crucial role of water during phase equilibria modelling, two sections were calculated for both the Bt-bearing gneiss CSE-A1 and the Hbl-Ep-Bt-bearing gneiss R578-G1. Sub-solidus assemblages were modelled using water saturated conditions, whereas in super-solidus conditions water was set at a fixed value (resp. 0.275 and 0.658 wt %) corresponding to a fully hydrated assemblage just below the water-present solidus. Water saturated calculations imply maximum melt volumes and slight shift toward low temperatures for calculated assemblages.

Phase equilibrium modelling of the Opx-bearing granitoid BAV-01 has only been calculated for a bulk composition with water content set to a value consistent with fully hydrated fluid absent partial melting conditions. Modelling results are presented in Fig. 3- 9 and Fig. 3- 10 and discussed in section 6.2.1.

Bt-bearing gneiss: CSE-A1



Hbl-Ep-Bt-bearing gneiss: R578-G1

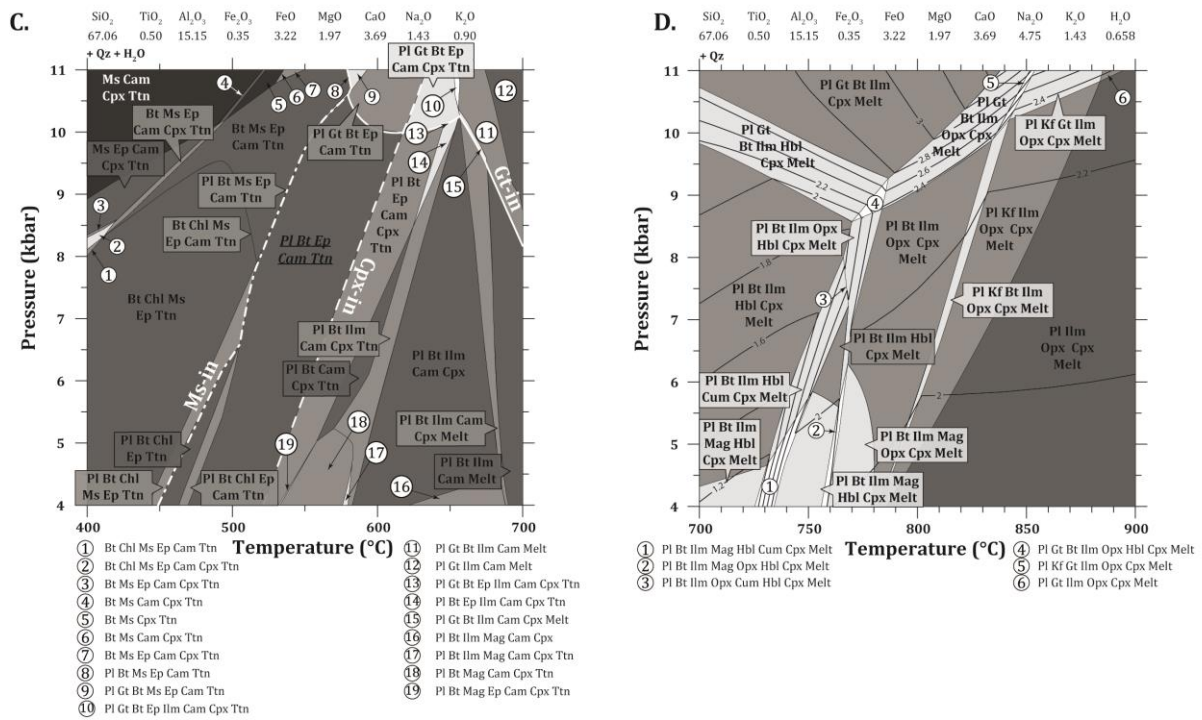


Fig. 3- 9: Calculated (P,T) pseudosections for the Bt-bearing gneiss CSE-A1 with water as a saturated component (pseudosection A) and water content adjusted to fully hydrated fluid absent melting conditions (pseudosection B); and the Hbl-Ep-Bt-bearing gneiss R578-G1 with water as a saturated component (pseudosection C) and water content adjusted to fully hydrated fluid absent melting conditions (pseudosection D). Isopleths in pseudosections C and D represent volume % of Gt and Cpx respectively. *Italic, underlined fields in diagram A and C represent field of equilibration.*

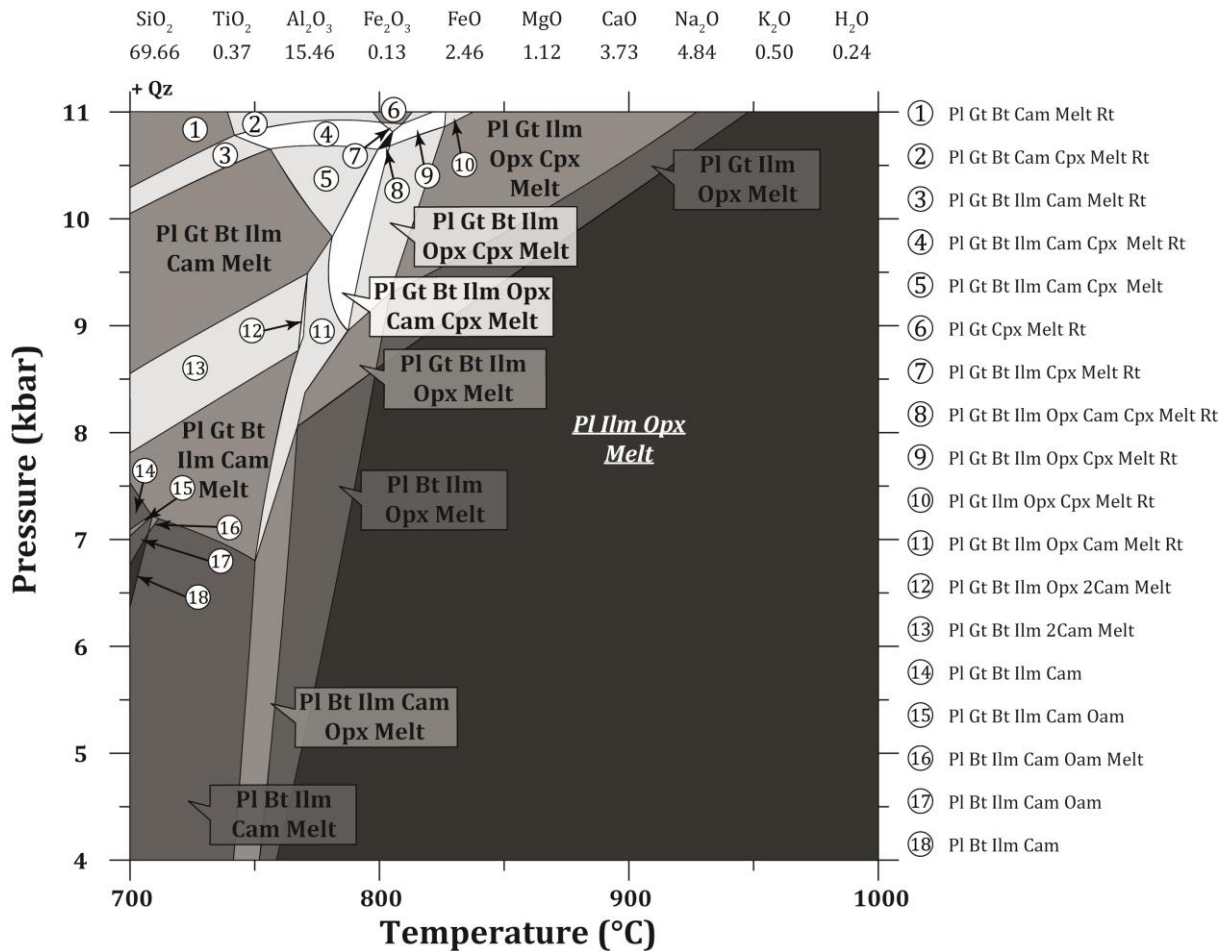


Fig. 3- 10: Calculated (P,T) pseudosection for the Opx-bearing granitoid BAV-01. Water content was adjusted for fully hydrated fluid absent melting conditions. Italic, underlined field represents field of equilibration. The presence of Bt grains rimming some Opx grains observed in thin section is assumed to represent late stage of rehydration during the retrograde path.

6 Discussion

6.1 Significance of age dataset

Zircon U-Pb isotopic results for the investigated samples can be separated in three distinct families according the retained age: (i) Paleoarchean, and subordinately early Mesoarchean ages (*ca.* 3.46 to 3.19 Ga); (ii) Nearly continuous range of Mesoarchean ages (2.93-2.80 Ga); (iii) Two samples with Neoproterozoic ages (*ca.* 2.71 Ga). It is noteworthy that the three families are not identical to the three groups described in section 4.1. Interpretations are detailed in the following.

6.1.1 Paleoarchean to early Mesoarchean ages:

Five samples from the dataset display Paleoarchean to early Mesoarchean zircon crystallization ages. Three homogeneous grey gneisses (Group I) show a single population of

ages obtained from zircon cores with weak to strong oscillatory zoning. Therefore, we interpret the ages of 3213 ± 4 Ma, 3213 ± 6 Ma and 3208 ± 5 Ma as the emplacement ages for the protoliths of samples R578-G1, CSE-D1 and CSE-A1, respectively. Interestingly, those ages are all identical within error, indicating that all three samples likely correspond to the same magmatic event.

Age interpretation is less straightforward for grey gneisses R578-F1 and R81-04. For R578-F1, only two grains record Paleoproterozoic crystallization ages (Fig. 3- 5A). Due to highly discordant other analyses, those concordant spots are retained as representative for this sample. Monazite U-Pb analyses for this sample display a significantly younger age of 2765 ± 5 Ma (Fig. 3- 8A) implying that the Paleoproterozoic zircon recording may reflect zircon inheritance rather than crystallization age. Therefore, it is not possible to unambiguously conclude on the emplacement age. The Bt-Ep-gneiss R81-04 shows two well-defined zircon populations: an early Mesoproterozoic upper intercept age of 3185 ± 6 Ma, and a late Mesoproterozoic upper intercept age of 2842 ± 11 Ma. This grey gneiss displays migmatitic features (Group II) with segregated leucosomes. Early-Mesoproterozoic ages were obtained from zircon core whereas the *ca.* 2.84 Ga ages are from zircon overgrowths. Therefore, Paleoproterozoic analyses are interpreted as protolith emplacement age and Mesoproterozoic ages as recording a melting event at *ca.* 2.84 Ga. The recorded zircon population age from this group ranges from 3.19 Ga to 3.21 Ga (Fig. 3- 5F and Supplementary Material - Chapter III).

6.1.2 Late-Mesoproterozoic to early-Neoproterozoic evidences:

Among the dataset produced in this contribution a Mesoproterozoic aged family can be defined (Fig. 3- 6). Zircon U-Pb isotopic results from most samples show a single, dominant population of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages (homogeneous gneiss), and zircons with relatively simple internal structures (oscillatory zones grains, or volumetrically dominant cores surrounded by very thin or metamict rims). Thus, we interpret that, the Concordia age or the upper intercept age calculated from those zircon populations most likely represent the crystallization age of the protolith. However, other samples show complex internal zircon structures (migmatitic gneiss), with clearer core/rim relationships, and accordingly record polycyclic crystallization ages. CL imaging of zircon grains from samples PLP-02, R529-01, and R578-D3 show that new crystallization events are associated with formation of new grains and not (only) overgrowth of pre-existing zircon grains (see Fig. 3- 6 and Supplementary Material - Chapter III). The distinct measured ages from each zircon population are interpreted as successive melting/crystallization events during polycyclic history. The retained age of those protracted

(>100 Ma) recording is the last crystallization event; older analyses are considered as preserved inherited grains or assimilated xenocrysts.

The monazite U-Pb isotopic analyses for the grey gneiss CSE-D1 and the granitoid R36-E3 yield unambiguous Concordia ages of 2784 ± 9 Ma and 2749 ± 6 Ma for CSE-D1 and 2762 ± 4 Ma for R36-E3 (Fig. 3- 8B-C). Intriguingly, the three samples investigated in monazite U-Pb isotopic composition yield nearly similar ages whereas lithologies and zircon U-Pb ages are very disparate. It hints that: (i) most (if not all) the lithologies from the SMZ and northern KC have been subjected to the protracted magmatic event defined above; (ii) some lithologies did not record this event in their zircon population - this may be related to refractory lithologies which did not react/melt during the magmatic event; (iii) U-Pb monazite ages of 2.76-2.75 Ga are interpreted as the last fluids involved in the protracted magmatic event.

6.1.3 The ca. 2.7Ga-old signature

The migmatitic Hbl-Bt-gneiss R578-A2 is the unique sample recording Neoproterozoic ages localized only on thin light rims (Fig. 3- 6I). Therefore, the *ca.* 2.7 Ga-old spots are here interpreted as metamorphic overprint on pre-existing grains. The Opx-bearing granitoid BAV-01 is the unique sample displaying a *ca.* 200 Ma long scatter of concordant analyses from 3.0 to 2.8 Ga. The *ca.* 2.7 Ga ages are clearly localized on metamorphic overgrowth textures (Fig. 3- 7). The retained age is here this last metamorphic age of 2707 ± 13 Ma; older concordant spots are interpreted as source inheritance. It is noteworthy that samples yielding *ca.* 2.70-2.71 Ga-old metamorphic ages have been sampled within the Opx-subzone of the SMZ (Fig. 3- 2).

6.2 Implications for northern KC/SMZ architecture

6.2.1 The Baviaanskloof grey gneiss Formation: evidences for an amphibolite-facies basement within the SMZ.

For the last forty years, a paradigm stands: *the SMZ is a high grade metamorphic equivalent of the granite-greenstone terrane of the KC*. A multitude of investigations recognized a widespread high grade metamorphism in the BF (van Reenen, 1978 ; Du Toit *et al.*, 1983 ; van Reenen, 1986 ; van Reenen *et al.*, 1987 ; van Reenen & Hollister, 1988 ; van Reenen *et al.*, 1990 ; Hoernes & van Reenen, 1992 ; van Reenen *et al.*, 1992 ; Kreissig *et al.*, 2001 ; Nicoli *et al.*, 2014 ; Stevens & van Reenen, 1992a, 1992b ; Rajesh *et al.*, 2014a ; Taylor *et al.*, 2014 ; Nicoli *et al.*, 2015) - which was subsequently simply extended to others lithologies of the SMZ without trustworthy evidences and accepted as a common feature for

the whole area. However, phase equilibria modelling performed in this study are not consistent with this long-lived assumption of a granulite facies SMZ basement.

The observed mineral assemblage in Bt-bearing gneiss CSE-A1 cannot be stable above *ca.* 660°C and *ca.* 9.5 kbar since this rock contain not Grt and shows no evidence of melting (solid and dashed lines respectively in Fig. 3- 9A). Under granulite-facies conditions (equivalent to those determined on SMZ metapelites by Taylor *et al.*, 2014 ; Nicoli *et al.*, 2015), i.e. 850°C and 11 kbar, the expected assemblage would be a partially molten rock with > 2 % Grt, Opx, but no Bt nor Qz (Fig. 3- 9B). This is clearly not the observed assemblage, thus ruling out equilibration of the Bt-gneiss under granulite facies metamorphism. Moreover, this result agrees with mineral assemblage reported on natural felsic granulite: Grt + Qz + hypersolvus Fsp ± Ky (Janoušek *et al.*, 2004).

Thermodynamic modelling of the Hbl-Ep-Bt-bearing gneiss R578-G1 also points toward amphibolite facies conditions of equilibration. These conditions are constrained by the appearance of Cpx at 550°C at 6 kb and 600°C at 9 kb, and Gt above 10 kb (Fig. 3- 9C). Again, in granulite facies conditions this rock would be a two-pyroxene, partially molten granulite (Fig. 3- 9D), clearly distinct from the observations (Fig. 3- 4 and Supplementary Material - Chapter III). This precludes equilibration of the Hbl-Ep-Bt-bearing gneiss R578-G1 under granulite facies metamorphic conditions.

Conversely, the Opx-bearing granitoid BAV-01 is the only sample showing high temperature of equilibration (Fig. 3- 10). The association of Opx + Bt + Mag testifies conditions higher than 750°C, and the presence of Opx in the section suggests that this mineral could have been partly retrogressed and was originally more abundant. Therefore, these rocks may have experienced granulite facies metamorphism constrained on the BF (Bohlender *et al.*, 1992 ; Taylor *et al.*, 2014 ; Nicoli *et al.*, 2015). Moreover, U-Pb isotopic investigation on zircon grain from this sample shows 2.71 Ga-old metamorphic rims (Fig. 3- 7). Thus, both metamorphic and geochronological investigations point toward a strong relationship between this Opx-bearing granitoid gneiss and the BF. Conversely, in the light of the new phase equilibria results, this relationship should be excluded for non-Opx bearing gneiss.

6.2.2 Geochronological correlations between the northern KC and the SMZ:

The probability density diagram of the Fig. 3- 11 displays the results of a comparison between the U-Pb ages obtained in the Pietersburg Block South from the HRSZ, on one hand, and in the SMZ, on the other hand. There are some clear analogies regarding magmatic

records from both the northern KC and the SMZ (Fig. 3- 11A and Fig. 3- 11B). Firstly, a synchronous late Paleoproterozoic TTG formation event is recognized in both areas at 3.2 Ga. Based on a zircon Lu-Hf isotopic investigation, juvenile features has been identified for those *ca.* 3.2 Ga-old TTGs (Laurent & Zeh, 2015). This is followed by a period of quiescence between *ca.* 3.1 and *ca.* 3.0 Ga (Fig. 3- 11). These hundred million years of inactivity end with a long-lived (*ca.* 2.95-2.75 Ga) magmatism already recognized within the northern KC (Zeh *et al.*, 2009 ; Laurent *et al.*, 2013 ; Laurent & Zeh, 2015). Within this almost continuous recording, two peaks are distinguished: a *ca.* 2.95-2.85 Ga-old mainly defined on zircon grains from TTG and a *ca.* 2.85-2.75 Ga-old essentially recognized in Bt-granitoids (Fig. 3- 11 and Fig. 3- 12). Magmatic activity younger than 2.8 Ga recorded in the Pietersburg Block (Zeh *et al.*, 2009 ; Laurent *et al.*, 2013 ; Laurent & Zeh, 2015) is hitherto unrecognized within the SMZ zircon population. Nonetheless, this range of ages matches fairly well with monazite U-Pb isotopic ages (Fig. 3- 8). Thus, similar ages are displayed by the SMZ and the northern KC regarding the last activity of the protracted magmatic event.

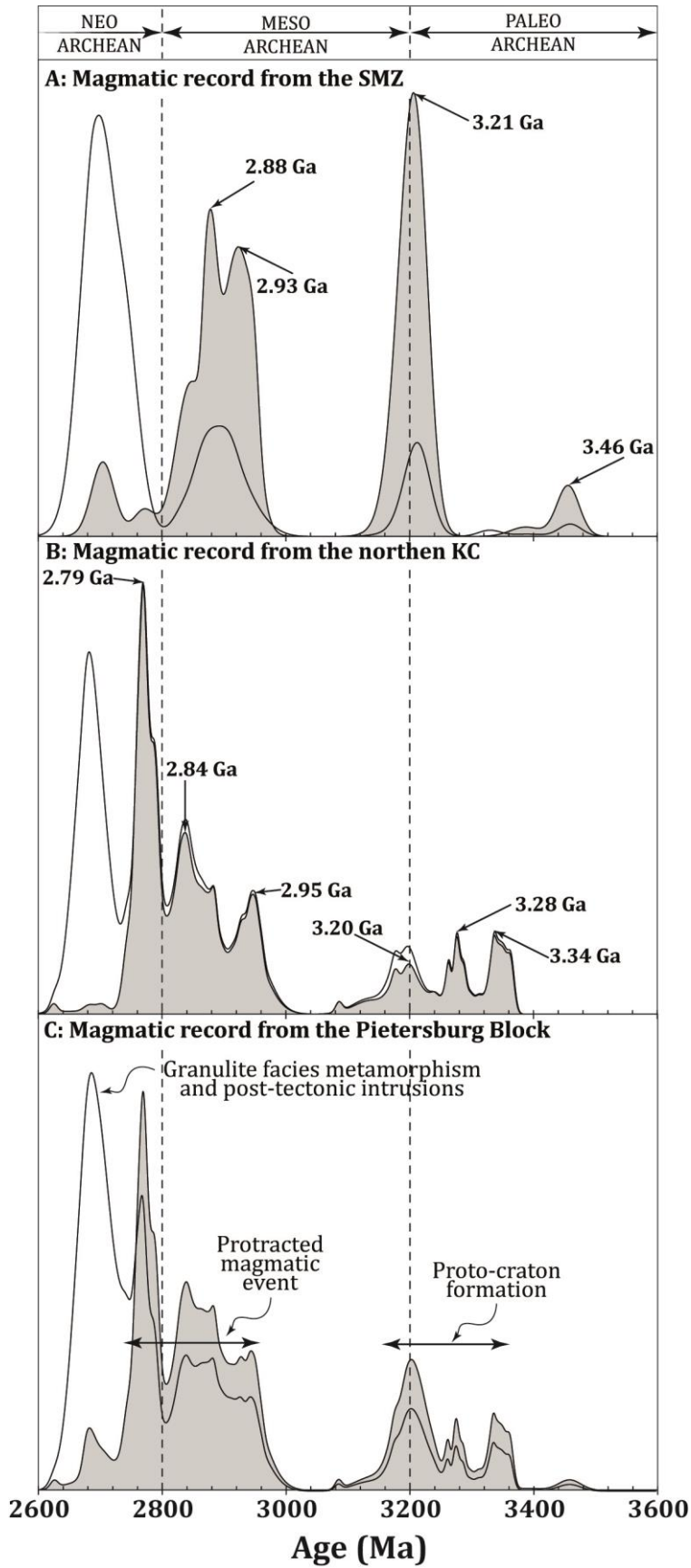


Fig. 3- 11: Relative probability density plots summarising concordant (95-105%) individual U-Pb zircon analyses sorted by lithologies and location. Grey field represents magmatic recording from grey gneisses and associated granitoids, solid curve represents the entire magmatic recording (grey gneisses, associated granitoids, melting evidences related to the 2.7 Ga granulite facies metamorphism and post-tectonic intrusions. Diagram A: grey field: n=116; data from Laurent & Zeh (2015) and this study. Solid curve: n=380; data from Laurent *et al.* (2013); Nicoli *et al.* (2015); Rajesh *et al.* (2014a); Taylor *et al.* (2014) and Zeh *et al.* (2009) plus grey field data. Diagram B: grey field n=332; data from Laurent *et al.* (2013); Laurent & Zeh (2015); Zeh *et al.* (2009) and this study. Solid curve: n=526; data are from the same references than grey field. The diagram represents the sum of data presented in Diagram A and B.

Altogether, it provides new unequivocal evidences to confirm that the SMZ and part of the KC situated immediately South from the HRSZ belong to an unique continental block: the Pietersburg Block as proposed by Eglington & Armstrong (2004). Clearly, both domains underwent a common crustal history and similar magmatic events since as early as 3.2 Ga. This precludes the assumption of an exotic SMZ accreted to the northern margin of the KC at 2.7 Ga (as proposed by Rajesh *et al.*, 2014a). This is also supported by Sr-Nd-Hf-Pb isotope evidence (Kreissig *et al.*, 2000 ; Barton *et al.*, 2006 ; Laurent *et al.*, 2014a ; Laurent & Zeh, 2015) as well as by similar deep structures beneath northern KC and SMZ, distinct from the CZ (Nguuri *et al.*, 2001 ; James & Fouch, 2002 ; Gore *et al.*, 2009).

6.2.3 BF geochronological features and relationship with surrounding shear zones:

The Paleo- to early-Mesoarchean age spectrum of the BF metapelite (Nicoli *et al.*, 2015) poorly matches with surrounding grey gneisses (Fig. 3- 11A). The *ca.* 3.1 Ga zircon analyses within BF metapelite are unrecognized within BvG grey gneisses. Ages of *ca.* 3.1 Ga are very common on the KC South from the Murchison greenstone belt (GB) (Poujol *et al.*, 2003). Thus the BF basin may record components derived from stable landscape of the KC, far South from the study area, implying a long-distance sedimentary transport. In contrast, the late Meso- to Neoproterozoic detrital zircons of the BF show similar age patterns as those from granitoids and gneisses of the Pietersburg Block (including the SMZ and the exposures South of the HRSZ), indicating that a copious amount of detritus may derive from Pietersburg Block weathering, in agreement with conclusions of Nicoli *et al.* (2015) and Laurent & Zeh (2015). This also implies that the BF sedimentary basin was located North from the PB.

Correlations between U-Pb isotopic ages and interpolations of selected chemical elements from scattered dataset produced by the Geological Survey of South Africa are presented in Fig. 3- 12. Considering a compatible element such as chromium, abundant in the BF but not in the BvG basement, it clearly appears that the spatial extension of the metasedimentary nappe is smaller than previously proposed. Soils forming metapelites are concentrated North from the N'Tabalala Shear Zone (NSZ further in the text, Fig. 3- 12A and Fig. 3- 12B). The sharp transition in soil chemistry at the NSZ contrasts with the smooth increase in chromium content from the northern KC to the SMZ and particularly with the absence of abrupt transition through the HRSZ. The Fig. 3- 12B displays the repartition of the highly incompatible zirconium within the same area. The zirconium is abundant neither in BF lithologies nor BvG basement but only within post-orogenic plutons (Fig. 3- 12B). Similarly, distribution of zirconium does not allow any distinction between the basement South from the

HRSZ and North from it. Therefore, soil chemistry supports the fact that the HRSZ does not represent a terrane boundary, if not a boundary at all. Indeed, as indicated by U-Pb data and petrography, the age and nature of the orthogneiss basement on both sides of the HRSZ are closely similar, indicating that it does not even correspond to a metamorphic or lithological discontinuity. Conversely, the NSZ might be an important feature in the crustal architecture of the Pietersburg Block, which also marks a boundary in the regional age distribution (Fig. 3-12C).

6.3 Implications for cratonic evolution and geodynamics

6.3.1 The Murchison GB and BF sediments:

The southern edge of the Pietersburg Block is bounded to the Witwatersrand Block of the KC. According to Poujol *et al.* (2003), this area displays features of a stable terrane as early as 3.1 Ga. North to it the Murchison GB (Fig. 3- 2) emplaced at *ca.* 2.97 Ga while southward subduction of oceanic crust took place (Block *et al.*, 2013 ; Zeh *et al.*, 2013b). The sedimentary record of a quartz schist from the Murchison GB displays a continuous record from *ca.* 3.3 Ga to *ca.* 3.0 Ga (Zeh *et al.*, 2013b). Based on U-Pb and Lu-Hf isotopic investigation, these authors interpret lithologies as reworked sediments, primarily deposited within a sedimentary basin developed in an arc-back arc system - possibly in a retreating stage of the accretionary orogen (Cawood *et al.*, 2009). Subsequently, the basin was metamorphosed during advancing accretionary settings between the Pietersburg and Witwatersrand Blocks assumed to start at *ca.* 2.95 Ga (Block *et al.*, 2013 ; Laurent *et al.*, 2013 ; Laurent & Zeh, 2015). This age is fairly close to the end of sedimentation recorded within Murchison sedimentary sequences (Zeh *et al.*, 2013b). Thus, the shortening might imply the closure of the Murchison sedimentary basin and the creation of the BF sedimentary basin at the northern edge of the Pietersburg Block. The BF basin would then accumulate sediments from Paleoproterozoic meta-igneous and early- to late-orogenic rocks from the protracted magmatic event (Fig. 3- 11). This is supported by sedimentary zircon recording from northern KC and SMZ showing that both areas might be fed by similar suppliers from the Paleoproterozoic to the early-Mesoproterozoic (Zeh & Gerdes, 2012 ; Zeh *et al.*, 2013b ; Nicoli *et al.*, 2015). In a KC geodynamics perspective, it might also be interpreted as a relative *motion* of the sedimentary front toward the North in relation to the successive accretionary events (see Poujol *et al.* (2003) for a review of the KC geodynamics).

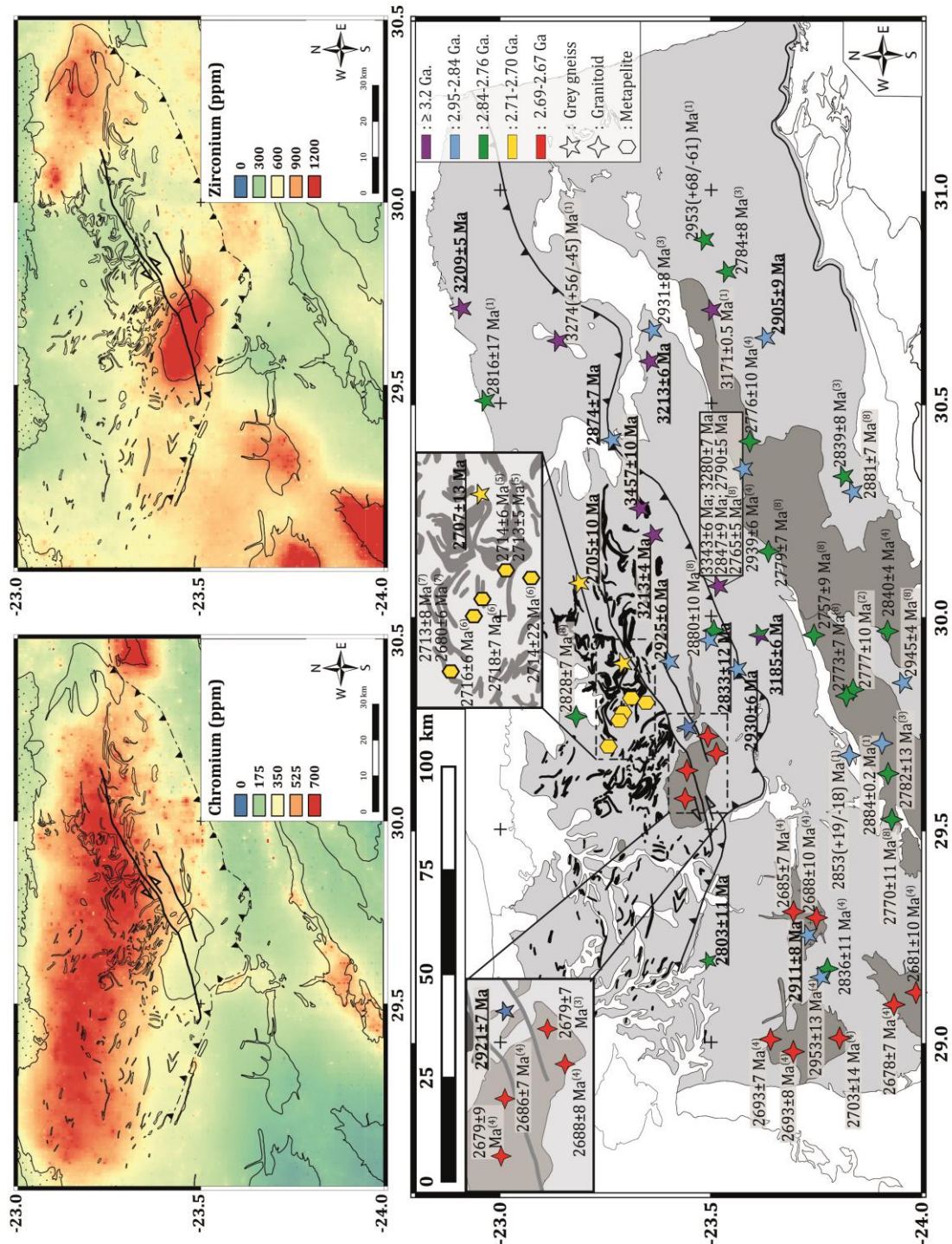


Fig. 3- 12 : A. Interpolation of chromium soil geochemistry, **B.** Interpolation of Zirconium soil chemistry and **C.** Compilation of published zircon U-Pb isotopic ages of felsic lithologies from the Pietersburg Block: 1. Kröner et al. (2000); 2. Henderson et al. (2000); 3. Zeh et al. (2009); 4. Laurent et al. (2013); 5. Taylor et al. (2014); 6. Rajesh et al. (2014a); 7. Nicoli et al. (2015) and 8. Laurent & Zeh (2015). Bold-underlined ages are from this contribution. Colour code is relative to the age of the sample, and symbol to the lithology (see top-right inset). Black lithology is the metasedimentary Bandelierkop Formation; dark-grey lithologies are undifferentiated granite-granitoids-'Fe-K' sanukitoids-hybrid granite; light-grey is the Baviaanskloof grey gneiss (BvG)-Goudplaas/Hout River basement; white areas are others lithologies, see Fig. 3- 2 for identification.

6.3.2 Mesoarchean to early-Neoproterozoic protracted magmatism:

The zircon and monazite U-Pb isotopic geochronology carried out and discussed in this contribution clearly reveals that a protracted magmatism occurred between *ca.* 2.95 and *ca.* 2.75 Ga. Based on the northern KC studies performed by Laurent & Zeh (2015), Laurent *et al.* (2013), Zeh *et al.* (2009) and results from this study, the key point of PB geodynamics is the almost continuous (at geological time scale) noticeably long-time span of firstly TTG formation (2.95-2.85 Ga) and subsequent granitoid formation (2.85-2.75 Ga). It implies long-lasting melting/crystallization processes for the middle crust from the late-Mesoarchean to the early Neoproterozoic.

Some similar long-lived felsic magmatism has already been described within Archean to Proterozoic terranes: 250-300 Ma long lasting accretion to the Australian craton (Crook, 1980); *ca.* 350 Ma of Altaids evolution (Sengör *et al.*, 1993); intracontinental reworking from 1.45 to 1.35 Ga terrane of southwestern USA (Karlstrom & Williams, 2006); Dharwar craton (Chadwick *et al.*, 2000), interpreted as a result of an oblique convergence; amalgamation of a multitude of microcontinents forming the Yilgarn craton (Griffin *et al.*, 2004). Laurent *et al.* (2014b) propose similar interpretations for the northern KC; nonetheless, it is noteworthy that the new dataset produced here demonstrates a similar origin regarding Paleoproterozoic remnants in the whole Pietersburg Block.

Collectively, the geochronological dataset discussed in this contribution suggests that the protracted magmatic event is the natural extension of the advocated *ca.* 2.95 Ga-old accretionary geodynamic setting through time: cratonization process via advancing accretionary settings. This term is here recognized as juxtaposition of two felsic proto-blocks induced by compressional horizontal tectonics through sutures up to hundreds of kilometres, likely the Murchison-Thabazimbi lineament in this case study (Good & de Wit, 1997 ; Anhaeusser, 2006). The advancing accretionary orogen triggers both sedimentary basin closure and deep crustal anatexis. Partial melting and melt segregation of the deep Pietersburg Block crust may result in the intrusion of Turfloop, Duiwelskloof and satellite magmatic bodies in the middle crust at *ca.* 2.78-2.75 Ga as well as reset of monazite U-Pb systematic within SMZ lithologies (Fig. 3- 8). Thus, this range might correspond with the last melts crystallized. The protracted geodynamics does not correspond to multiple distinct pulses of magmatic activity but more likely to a single long-lived system in the context of a northward-migrating terrane boundary.

6.3.3 BF fold-nappe and thrusting into the BvG basement:

Du Toit *et al.* (1983) describe a conformable contact between BF iron-formation and BvG with an intrusive contact between “dismembered litho-types” of BF and BvG basement. However, two main features argue for a different structural history regarding BF and BvG: (i) distinct metamorphic recordings (see section 6.2.1, Fig. 3- 3, Fig. 3- 9 and Fig. 3- 10) and (ii) where observable, different foliation dips between BF and BvG (Brandl, 1986, 1987 ; Stevens & van Reenen, 1992b). Moreover, this interlayering between the BvG and the BF necessarily took place between the peak granulite facies metamorphism at 2713 ± 8 Ma (Nicoli *et al.*, 2015), since it is not recorded within BvG, and the cross-cutting Matok Igneous Complex emplaced at 2688 ± 8 Ma (Laurent *et al.*, 2013), that contains enclaves of interlayered BvG and BF lithologies (Bohlender *et al.*, 1992 ; Kreissig *et al.*, 2001).

Diener & Fagereng (2014) have shown an increase - from 50% up to 400% - of the residue strength after melting and melt loss. In the SMZ, residual lithologies are expressed by the BF which underwent significant melt-loss during high-grade metamorphism (Taylor *et al.*, 2014 ; Nicoli *et al.*, 2015). Subsequent emplacement of BF via fold-nappe tectonics is predicted by numerical modelling for accretionary and collisional orogens especially while old refractory crust - such as the Paleoproterozoic crust in the Pietersburg Block - is involved in collision (Beaumont *et al.*, 2006). Moreover, burying-melting-exhumation processes have been recognized as very fast (< 20Ma) for the BF (Nicoli *et al.*, 2015). Natural examples of rapid (~10s Ma) juxtaposition of high-grade metamorphism lithologies with lower grade rocks via fold nappe is recognized in Phanerozoic orogens: Himalayas (Chemenda *et al.*, 1995 ; Leech *et al.*, 2007 ; Epard & Steck, 2008), Caledonides (Coward & Kim, 1981 ; McClay & Coward, 1981). Thrusted layers are transported over up to hundreds kilometres and display lens shapes in plan after erosion (McClay & Coward, 1981). This may also explain the presence of granulite facies rocks far South from the HRSZ described by van Schalkwyk (1991) and interpreted as tectonic klippen by van Reenen *et al.* (2011).

Finally, the new dataset produced and discussed in this contribution point toward an all-new re-interpretation of the area called the Pietersburg Block, presented on the geological map in Fig. 3- 13. The new interpretation strongly argues for horizontal tectonic features during Archean times.

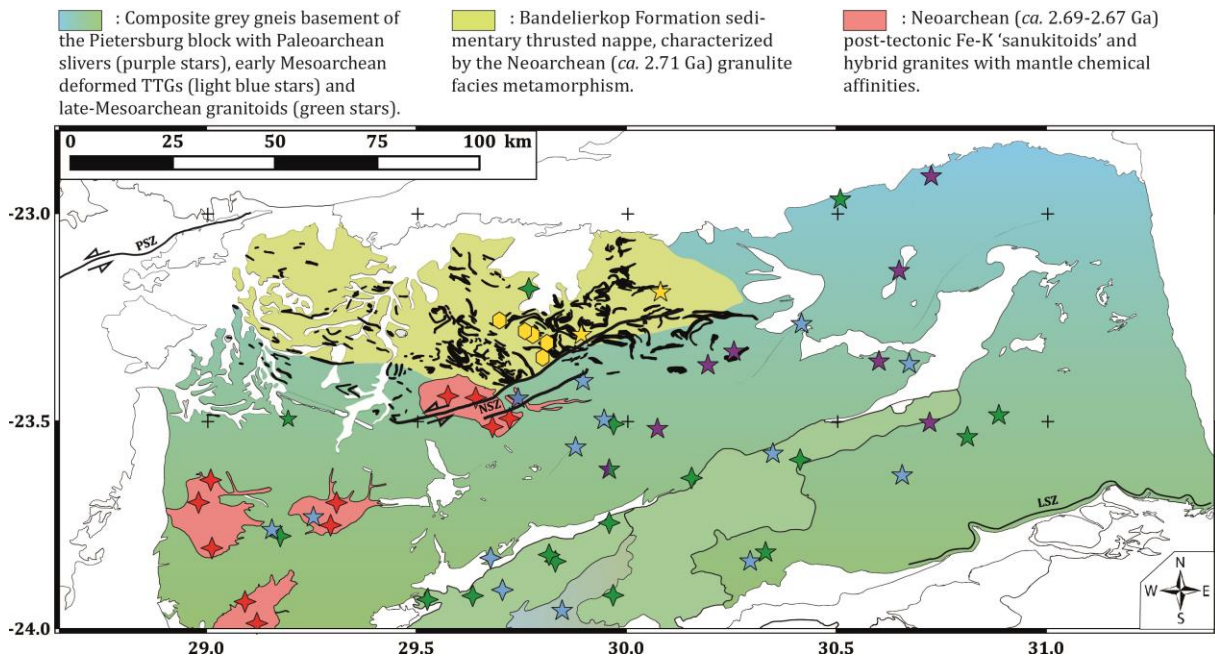


Fig. 3- 13: Interpreted map of the Pietersburg Block based on the new dataset carried out in this study and previous investigations (Kröner *et al.*, 2000 ; Eglington & Armstrong, 2004 ; Zeh *et al.*, 2009 ; Laurent *et al.*, 2013 ; Rajesh *et al.*, 2014a ; Taylor *et al.*, 2014 ; Nicoli *et al.*, 2015 ; Laurent & Zeh, 2015). Symbols (stars and hexagons) are the same symbols than Fig. 3- 12. Interpretations are based on zircon and monazite U-Pb isotopic data, both mineralogical and textural assemblages and soil chemistry.

7 Conclusions

A new geodynamic evolution is recognized for the whole Pietersburg Block (SMZ + northern KC). The main feature is the recording of a protracted magmatic activity from 2.95 Ga to 2.75 Ga interpreted to be achieved through advancing accretionary orogen settings. The ca. 2.71 Ga-old granulite facies event is only recorded in the BF and closely associated felsic lithologies. Results also indicate a clear relationship between the BF and the N'Tabalala Shear Zone which is recognized as the possible thrusting front of the BF nappe. Thus, the role played by the N'Tabalala Shear Zone might have been underestimated in previous studies. Tectonic features of this area need to be more thoroughly detailed in order to unravel the characteristics of this possible thrusting front.

The Pietersburg Block is then one of the oldest examples of Archean terrane in which succession of markedly distinct geodynamics are preserved. The association of previous dataset consistent with results from this contribution allows retracing the entire Archean evolution of the Pietersburg Block at the northern edge of the KC. Firstly, the development of mafic and TTG magmatism during arc-back arc retreating accretionary orogen leads to GB formation (Murchison and Pietersburg GB) and associated sedimentation. Secondly, the geodynamics switches from retreating to an advancing accretionary orogen resulting in

closure of sedimentary basins and a single protracted partial melting event of the accreted lower crust. The melt segregates and subsequently rises up to the middle crust entailing stabilization of the whole terrane. Finally, the BF forming sedimentary wedge is buried and quickly exhumed into the grey gneiss basement at middle crustal levels. Therefore, the geodynamic evolution of the Archean Pietersburg Block is assumed to be achieved through horizontal tectonics.

Acknowledgements

This work was achieved as part of the South Africa-France collaboration. The French funding was provided by the Université Jean Monnet (Saint-Etienne, France), and the *mobilité doctorale* grant. The South African funding was provided by the National Research Foundation (NRF) through the South African Research Chairs Initiative (SARChI) to G.Stevens is gratefully acknowledged. A.V. would like to thank V. Van Schyndel and C. Sanchez-Garrido for pan skills and zircon U-Pb analyses respectively.

References

- Anhaeusser, C. R., 1992, Structures in granitoid gneisses and associated migmatites close to the granulite boundary of the Limpopo Belt, South Africa: Precambrian Research, v. 55, p. 81-92.
- , 2006, A reevaluation of Archean intracratonic terrane boundaries on the Kaapvaal Craton, South Africa: Collisional suture zones?, *in* Reimold, W. U., and Gibbson, R., eds., Processes on the Early Earth, Volume 405, Geological Society of America, Special Publication, p. 315-332.
- Barton, J. M. J., et van Reenen, D. D., 1992, When was the Limpopo orogeny?: Precambrian Research, v. 55, p. 7-16.
- Barton, J. M. J., Klemd, R., et Zeh, A., 2006, The Limpopo belt: A result of Archean to Proterozoic, Turkic-type orogenesis?: Geological Society of America Special Papers, v. 405, p. 315-332.
- Beaumont, C., Nguyen, M., Jamieson, R. A., et Ellis, S., 2006, Crustal flow modes in large hot orogens: Geological Society, London, Special Publications, v. 268, no. 1, p. 91-145.
- Bédard, J. H., Brouillette, P., Madore, L., et Berclaz, A., 2003, Archean cratonization and deformation in the northern Superior Province, Canada: an evaluation of plate tectonic versus vertical tectonic models: Precambrian Research, v. 127, no. 1-3, p. 61-87.
- Belousova, E. A., Kostitsyn, Y. A., Griffin, W. L., Begg, G. C., O'Reilly, S. Y., et Pearson, N. J., 2010, The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data: Lithos, v. 119, no. 3-4, p. 457-466.
- Block, S., Moyen, J.-F., Zeh, A., Pujol, M., Jaguin, J., et Paquette, J.-L., 2013, The Murchison Greenstone Belt, South Africa: Accreted slivers with contrasting metamorphic conditions: Precambrian Research, v. 227, p. 77-98.
- Bohlender, F., van Reenen, D. D., et Barton, J. M. J., 1992, Evidence for metamorphic and igneous charnockites in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt: Precambrian Research, v. 55, p. 429-449.
- Brandl, G., 1986, The Geology of the Pietersburg area, sheet 2328. Explanation of the geological map of South Africa, Pretoria, Ed. by the Geological Survey of South Africa.
- , 1987, The Geology of the Tzaneen area, sheet 2330. Explanation of the geological map of South Africa, Pretoria, Ed. by the Geological Survey of South Africa.
- Burg, J.-P., et Vanderhaeghe, O., 1993, Structures and way-up criteria in migmatites, with application to the Velay dome (French Massif Central): Journal of Structural Geology, v. 15, no. 11, p. 1293-1301.
- Cawood, P. A., Kröner, A., Collins, W. J., Kusky, T. M., Mooney, W. D., et Windley, B. F., 2009, Accretionary orogens through Earth history: Geological Society, London, Special Publications, v. 318, no. 1, p. 1-36.
- Chadwick, B., Vasudev, V., et Hegde, G., 2000, The Dharwar craton, southern India, interpreted as the result of Late Archaean oblique convergence: Precambrian Research, v. 99, no. 1, p. 91-111.
- Chardon, D., Choukroune, P., et Jayananda, M., 1996, Strain patterns, décollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archaean Dharwar craton (south India): Journal of Structural Geology, v. 18, no. 8, p. 991-1004.
- Chardon, D., Gapais, D., et Cagnard, F., 2009, Flow of ultra-hot orogens: a view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic: Tectonophysics, v. 477, no. 3, p. 105-118.
- Chemenda, A. I., Mattauer, M., Malavieille, J., et Bokun, A. N., 1995, A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: results from physical modelling: Earth and Planetary Science Letters, v. 132, no. 1, p. 225-232.

- Coggon, R., et Holland, T., 2002, Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers: Journal of Metamorphic Geology, v. 20, no. 7, p. 683-696.
- Collins, W. J., 1989, Polydiapirism of the Archean Mount Edgar Batholith, Pilbara Block, Western Australia: Precambrian Research, v. 43, no. 1–2, p. 41-62.
- Coward, M., et Kim, J., 1981, Strain within thrust sheets: Geological Society, London, Special Publications, v. 9, no. 1, p. 275-292.
- Crook, K. A., 1980, Fore-arc evolution and continental growth: a general model: Journal of Structural Geology, v. 2, no. 3, p. 289-303.
- De Beer, J. H., et Stettler, E. H., 1988, Geophysical Characteristics of the Southern African Continental Crust: Journal of Petrology, Special Lithosphere issue, p. 163-184.
- , 1992, The deep structure of the Limpopo Belt from geophysical studies: Precambrian Research, v. 55, p. 173-186.
- De Capitani, C., et Petrakakis, K., 2010, The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software: American Mineralogist, v. 95, no. 7, p. 1006-1016.
- de Wit, M. J., Roering, C., Hart, R. J., Armstrong, R. A., de Ronde, C. E. J., Green, R. W. E., Tredoux, M., Peberdy, E., et Hart, R. A., 1992c, Formation of an Archaean continent: Nature, v. 357, p. 553-562.
- de Wit, M. J., 1998, On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict?: Precambrian Research, v. 91, p. 181-226.
- Dhuime, B., Hawkesworth, C. J., Cawood, P. A., et Storey, C. D., 2012, A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago: Science, v. 335, no. 6074, p. 1334-1336.
- Dhuime, B., Wuestefeld, A., et Hawkesworth, C. J., 2015, Emergence of modern continental crust about 3 billion years ago: Nature Geoscience.
- Diener, J., et Powell, R., 2012, Revised activity–composition models for clinopyroxene and amphibole: Journal of Metamorphic Geology, v. 30, no. 2, p. 131-142.
- Diener, J. F. A., et Fagereng, Å., 2014, The influence of melting and melt drainage on crustal rheology during orogenesis: Journal of geophysical Research: Solid Earth, v. in press,.
- Dorland, H. C., Beukes, N. J., Gutzmer, J., Evans, D. A. D., et Armstrong, R. A., 2006, Precise SHRIMP U-Pb zircon age constraints on the lower Waterberg and Soutpansberg Groups, South Africa: South African Journal of Geology, v. 109, no. 1-2, p. 139-156.
- Du Toit, M. C., et van Reenen, D. D., 1977, The southern margin of the Limpopo mobile belt, northern Transvaal, with special reference to metamorphism and structure: Geological Survey of Botswana Bulletin, v. 12, p. 83-97.
- Du Toit, M. C., van Reenen, D. D., et Roering, C., 1983, Some aspects of the geology structure and metamorphism of the southern marginal zone of the Limpopo metamorphic complex: Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., v. 8, p. 121-142.
- Durrheim, R. J., Barker, W. H., et Green, R. W. E., 1992, Seismic studies in the Limpopo Belt: Precambrian Research, v. 55, p. 187-200.
- Eglington, B. M., et Armstrong, R. A., 2004, The Kaapvaal Craton and adjacent orogens, southern Africa: a geochronological database and overview of the geological development of the craton: South African Journal of Geology, v. 107, p. 13-32.
- Epard, J.-L., et Steck, A., 2008, Structural development of the Tso Moriri ultra-high pressure nappe of the Ladakh Himalaya: Tectonophysics, v. 451, no. 1, p. 242-264.

Good, N., et de Wit, M. J., 1997, The Thabazimbi–Murchison Lineament of the Kaapvaal Craton, South Africa: 2700 Ma of episodic deformation: Journal of the Geological Society, v. 154, p. 93-97.

Goodwin, A. M., 1996, Principles of Precambrian geology, London, Academic Press, 327 p.:

Gore, J., James, D. E., Zengeni, T. G., et Gwavava, O., 2009, Crustal structure of the Zimbabwe craton and the Limpopo Belt of southern Africa: New constraints from seismic data and implications for its evolution: South African Journal of Geology, v. 112, p. 213-228.

Griffin, W., Belousova, E., Shee, S., Pearson, N., et O'reilly, S., 2004, Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons: Precambrian Research, v. 131, no. 3, p. 231-282.

Hawkesworth, C., Dhuime, B., Pietranik, A., Cawood, P., Kemp, A., et Storey, C., 2010, The generation and evolution of the continental crust: Journal of the Geological Society, v. 167, no. 2, p. 229-248.

Hawkesworth, C., Cawood, P., et Dhuime, B., 2013, Continental growth and the crustal record: Tectonophysics, v. 609, p. 651-660.

Henderson, D. R., Long, L. E., et Barton, J. M. J., 2000, Isotopic ages and chemical and isotopic composition of the Archaean Turfloop Batholith, Pietersburg granite—greenstone terrane, Kaapvaal Craton, South Africa: South African Journal of Geology, v. 103, no. 1, p. 38-46.

Hoernes, S., et van Reenen, D. D., 1992, The oxygen-isotopic composition of granulites and retrogressed granulites from the Limpopo Belt as a monitor of fluid-rock interaction: Precambrian Research, v. 55, p. 353-364.

Holland, T., et Powell, R., 2003, Activity–composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 145, no. 4, p. 492-501.

Holland, T. J. B., et Powell, R., 1998, An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest: Journal of Metamorphic Geology, v. 16, p. 309-343.

Hunter, D. R., 1974, Crustal development in the Kaapvaal craton, I. The Archaean: Precambrian Research, v. 1, p. 259-294.

James, D. E., et Fouch, M. J., 2002, Formation and evolution of Archaean cratons: insights from southern Africa: Special Publication-Geological Society of London, v. 199, p. 1-26.

Janoušek, V., Finger, F., Roberts, M., Frýda, J., Pin, C., et Dolejš, D., 2004, Deciphering the petrogenesis of deeply buried granites: whole-rock geochemical constraints on the origin of largely undepleted felsic granulites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif: Geological Society of America Special Papers, v. 389, p. 141-159.

Karlstrom, K. E., et Williams, M. L., 2006, Nature and evolution of the middle crust: heterogeneity of structure and process due to pluton-enhanced tectonism, na.

Kramers, J. D., Henzen, M., et Steidle, L., 2014, Greenstone belts at the northernmost edge of the Kaapvaal Craton: Timing of tectonic events and a possible crustal fluid source: Precambrian Research, v. 253, p. 96-113.

Kreissig, K., Nägler, T. F., Kramers, J. D., van Reenen, D. D., et Smit, C. A., 2000, An isotopic and geochemical study of the northern Kaapvaal Craton and the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt: are they juxtaposed terranes?: Lithos, v. 50, p. 1-25.

Kreissig, K., Holzer, L., Frei, R., Villa, I. M., Kramers, J. D., Kröner, A., Smit, C. A., et van Reenen, D. D., 2001, Geochronology of the Hout River Shear Zone and the metamorphism in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, Southern Africa: Precambrian Research, v. 109, p. 145-173.

- Kröner, A., Jaeckel, P., et Brandl, G., 2000, Single zircon ages for felsic to intermediate rocks from the Pietersburg and Giyani greenstone belts and bordering granitoid orthogneisses, northern Kaapvaal Craton, South Africa: Journal of African Earth Sciences, v. 30, no. 4, p. 773-793.
- Laurent, O., Paquette, J.-L., Martin, H., Doucelance, R., et Moyen, J.-F., 2013, LA-ICP-MS dating of zircons from Meso- and Neoproterozoic granitoids of the Pietersburg block (South Africa): Crustal evolution at the northern margin of the Kaapvaal craton: Precambrian Research, v. 230, p. 209-226.
- Laurent, O., Rapopo, M., Stevens, G., Moyen, J. F., Martin, H., Doucelance, R., et Bosq, C., 2014a, Contrasting petrogenesis of Mg–K and Fe–K granitoids and implications for post-collisional magmatism: Case study from the Late-Archean Matok pluton (Pietersburg block, South Africa): Lithos, v. 196-197, p. 131-149.
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J. F., et Doucelance, R., 2014b, The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5Ga: Lithos, v. 205, p. 208-235.
- Laurent, O., et Zeh, A., 2015, A linear Hf isotope-age array despite different granitoid sources and complex Archean geodynamics: Example from the Pietersburg block (South Africa): Earth and Planetary Science Letters, v. 430, p. 326-338.
- Leech, M. L., Singh, S., et Jain, A., 2007, Continuous metamorphic zircon growth and interpretation of U-Pb SHRIMP dating: An example from the Western Himalaya: International Geology Review, v. 49, no. 4, p. 313-328.
- McClay, K., et Coward, M., 1981, The Moine thrust zone: an overview: Geological Society, London, Special Publications, v. 9, no. 1, p. 241-260.
- McCourt, S., et van Reenen, D. D., 1992, Structural geology and tectonic setting of the Sutherland Greenstone Belt, Kaapvaal Craton, South Africa: Precambrian Research, v. 55, p. 93-110.
- Moyen, J.-F., 2011, The composite Archean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archean crustal growth: Lithos, v. 123, p. 21-36.
- Moyen, J.-F., et Martin, H., 2012, Forty years of TTG research: Lithos, v. 148, p. 312-336.
- Nguuri, T. K., Gore, J., James, D. E., Webb, S. J., Wright, C., Zengeni, T. G., Gwavava, O., et Group, K. S., 2001, Crustal structure beneath southern Africa and its implications for the formation and evolution of the Kaapvaal and Zimbabwe cratons: Geophysical Research Letters, v. 28, no. 13, p. 2501-2504.
- Nicoli, G., Stevens, G., Buick, I. S., et Moyen, J. F., 2014, A comment on ultrahigh-temperature metamorphism from an unusual corundum + orthopyroxene intergrowth bearing Al–Mg granulite from the Southern Marginal Zone, Limpopo Complex, South Africa, by Belyanin et al.: Contributions to mineralogy and petrology, v. 167.
- Nicoli, G., Stevens, G., Moyen, J. F., et Frei, D., 2015, Rapid evolution from sediment to anatectic granulite in an Archean continental collision zone: The example of the Bandelierkop Formation metapelites, South Marginal Zone, Limpopo Belt, South Africa.: Journal of Metamorphic Geology, v. 33, p. 177-202.
- Passeraub, M., Wuest, T., Kreissig, K., Smit, C., et Kramers, J., 1999, Structure, metamorphism, and geochronology of the Rhenosterkoppies greenstone belt, South Africa: South African Journal of Geology, v. 102, no. 4, p. 323-334.
- Poujol, M., Robb, L. J., Anhaeusser, C. R., et Gericke, B., 2003, A review of the geochronological constraints on the evolution of the Kaapvaal Craton, South Africa: Precambrian Research, v. 127, p. 181-213.
- Rajesh, H. M., Santosh, M., Wan, Y., Liu, S. J., et Belyanin, G. A., 2014a, Ultrahigh temperature granulites and magnesian charnockites: Evidence for Neoproterozoic accretion along the northern margin of the Kaapvaal Craton: Precambrian Research, v. 246, p. 150-159.

Roering, C., van Reenen, D. D., de Wit, M. J., Smit, C. A., De Beer, J. H., et van Schalkwyk, J. F., 1992a, Structural geological and metamorphic significance of the Kaapvaal Craton-Limpopo Belt contact: Precambrian Research, v. 55, p. 69-80.

Roering, C., van Reenen, D. D., Smit, C. A., Barton, J. M. J., De Beer, J. H., de Wit, M. J., Stettler, E. H., van Schalkwyk, J. F., Stevens, G., et Pretorius, S., 1992b, Tectonic model for the evolution of the Limpopo Belt: Precambrian Research, v. 55, p. 539-552.

Sengör, A., Natal'in, B., et Burtman, V., 1993, Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia: Nature, v. 364, p. 299-307.

Smit, C. A., Roering, C., et van Reenen, D. D., 1992, The structural framework of the southern margin of the Limpopo Belt, South Africa: Precambrian Research, v. 55, p. 51-67.

Stevens, G., et van Reenen, D. D., 1992a, Constraints on the form of the P-T loop in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, South Africa: Precambrian Research, v. 55, p. 279-296.

-, 1992b, Partial melting and the origin of metapelitic granulites in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, South Africa: Precambrian Research, v. 55, p. 303-319.

Taylor, J., Nicoli, G., Stevens, G., Frei, D., et Moyen, J.-F., 2014, The processes that control leucosome compositions in metasedimentary granulites: perspectives from the Southern Marginal Zone migmatites, Limpopo Belt, South Africa: Journal of Metamorphic Geology, v. 32, no. 7, p. 713-742.

Van Kranendonk, M. J., Collins, W. J., Hickman, A., et Pawley, M. J., 2004, Critical tests of vertical vs. horizontal tectonic models for the Archaean East Pilbara Granite–Greenstone Terrane, Pilbara Craton, Western Australia: Precambrian Research, v. 131, no. 3–4, p. 173-211.

Van Kranendonk, M. J., 2011, Cool greenstone drips and the role of partial convective overturn in Barberton greenstone belt evolution: Journal of African Earth Sciences, v. 60, no. 5, p. 346-352.

van Reenen, D. D., 1978, Metamorfiese studies van granuliete en verwante hoë-gradse gesteentes in die Suidelike Grensone van die Limpopo-Metamorfekompleks in Suid-Afrika: *Ph.D.*, Rand Afrikaans University, Unpublished, 502 p.

-, 1983, Cordierite+ garnet+ hypersthene+ biotite-bearing assemblages as a function of changing metamorphic conditions in the Southern Marginal Zone of the Limpopo metamorphic complex, South Africa: Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., v. 8, p. 143-167.

-, 1986, Hydration of cordierite and hypersthene and a description of the retrograde orthoamphibole isograd in the Limpopo belt South Africa: American Mineralogist, v. 71, p. 900-915.

van Reenen, D. D., Barton, J. M. J., Roering, C., Smit, C. A., et Van Schalkwyk, J. F., 1987, Deep crustal response to continental collision: The Limpopo belt of southern Africa: Geology, v. 15, p. 11-14.

van Reenen, D. D., et Hollister, L. S., 1988, Fluid inclusions in hydrated granulite facies rocks, southern marginal zone of the Limpopo Belt, South Africa: Geochemica et Cosmochemica Acta, v. 52, p. 1057-1064.

van Reenen, D. D., Roering, C., Brandl, G., Smit, C. A., et Barton, J. M. J., 1990, The Granulite-Facies Rocks of the Limpopo Belt, Southern Africa, in Vielzeuf, D., and Vidal, P., eds., *Granulites and Crustal Evolution*, Springer Netherlands, p. 257-289.

van Reenen, D. D., Roering, C., Ashwal, L. D., et de Wit, M. J., 1992, Regional geological setting of the Limpopo Belt: Precambrian Research, v. 55, p. 1-5.

van Reenen, D. D., Smit, C. A., Perchuk, L. L., Roering, C., et Boshoff, R., 2011, Thrust exhumation of the Neoproterozoic ultrahigh-temperature Southern Marginal Zone, Limpopo Complex: convergence of decompression-cooling paths in the hanging wall and prograde PT paths in the footwall: Geological Society of America Memoirs, v. 207, p. 189-212.

van Schalkwyk, J. F., 1991, Metamorphism of ultramafic rocks during the Limpopo orogeny: evidence for the timing and significance of CO₂-rich fluids: *Doctor of Philosophy*, Rand Afrikaans University, 280 p.

Vanderhaeghe, O., 1999, Pervasive melt migration from migmatites to leucogranite in the Shuswap metamorphic core complex, Canada: control of regional deformation: *Tectonophysics*, v. 312, p. 35-55.

White, R., Powell, R., et Clarke, G., 2002, The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: constraints from mineral equilibria calculations in the system K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–TiO₂–Fe₂O₃: *Journal of metamorphic Geology*, v. 20, no. 1, p. 41-55.

White, R., Pomroy, N., et Powell, R., 2005, An in situ metatexite–diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 23, no. 7, p. 579-602.

White, R. W., Powell, R., et Holland, T. J. B., 2007, Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 25, p. 511-527.

Whitney, D. L., et Evans, B. W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals: *American mineralogist*, v. 95, no. 1, p. 185.

Zeh, A., Gerdes, A., et Barton, J. M. J., 2009, Archean Accretion and Crustal Evolution of the Kalahari Craton the Zircon Age and Hf Isotope Record of Granitic Rocks from Barberton/Swaziland to the Francistown Arc: *Journal of Petrology*, v. 50, no. 5, p. 933-966.

Zeh, A., et Gerdes, A., 2012, U–Pb and Hf isotope record of detrital zircons from gold-bearing sediments of the Pietersburg Greenstone Belt (South Africa)—Is there a common provenance with the Witwatersrand Basin?: *Precambrian Research*, v. 204-205, p. 46-56.

Zeh, A., Jaguin, J., Poujol, M., Boulvais, P., Block, S., et Paquette, J.-L., 2013b, Juvenile crust formation in the northeastern Kaapvaal Craton at 2.97 Ga—Implications for Archean terrane accretion, and the source of the Pietersburg gold: *Precambrian Research*, v. 233, p. 20-43.

Supplementary Material - Chapter III

Sample description and localities

Sample Name: BAV-01

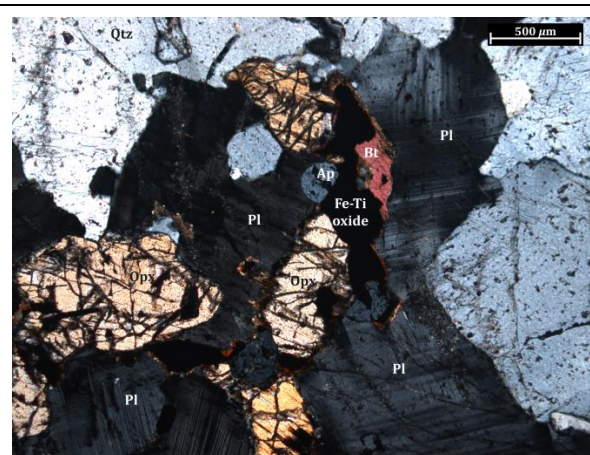
GPS coordinates: 23.29074 S / 29.89769 E

Field locality: Front to Baviaanskloof 384 farm entrance.

Mineral assemblage: Qz + Pl + Opx + Bt + Ap + Fe-Ti oxides

Textural assemblage: Bt and iron-oxide rimming sub-idiomorphic orthopyroxene, these mineral phases are forming the weak foliation present in the sample. Apatite is mostly texturally associated with Opx and Bt. Pl display polysynthetic twinning

Zircon U-Pb isotopic age: Zircon grains from this sample are typically 100 μm long with rounded shapes, internally zoned dark cores and unzoned bright rims. Isotopic U-Pb analyses are characterized by: (i) 25 analyses forming a continuous scatter of data encompassing *ca.* 200 Ma (with uncertainties) from 2823 ± 36 Ma (spot #18) to 2981 ± 39 Ma (spot #25) and (ii) 5 analyses performed on 5 distinct grain rims yielding an upper intercept average age of 2707 ± 13 Ma.



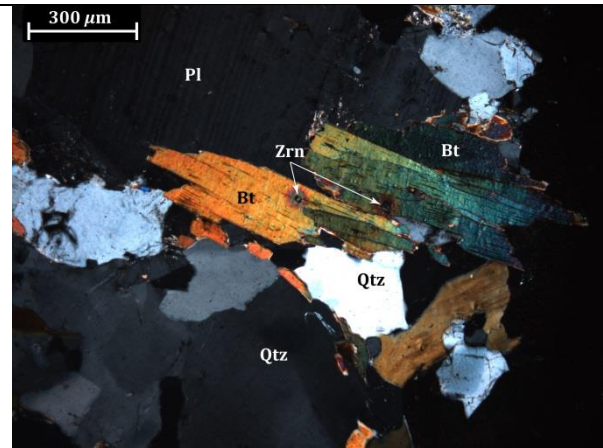
Sample Name: CQ-E3**GPS coordinates:** 23.44417 S / 29.74613 E

Field locality: Ga-Phasha village, on the other side of the N1.

Mineral assemblage: Qz + Pl + Kf + Bt + rare Ms

Textural assemblage: The weak foliation present in this sample is mainly defined by Bt grains sometimes associated with Ms. Qtz grains display sub-grain boundaries and feldspar show metamorphic polysynthetic twinning.

Zircon U-Pb isotopic age: The Bt-gneiss CQ-E3 show zircon grains with poorly zoned bright cores surrounded by darker often metamict rims. U-Pb Isotopic analyses are characterized by: (i) 16 analyses performed on 13 grains with similar $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of *ca.* 2.92 Ga with an average of 2921 ± 7 Ma, (ii) highly discordant spots displaying Neoproterozoic ages.



Sample Name: CSE-A1

GPS coordinates: 22.90956 S / 30.73714 E

Field locality: Crossroads between R81 and R524.

Mineral assemblage: Qz + Pl + Bt

Textural assemblage: No microscope examination

Zircon U-Pb isotopic age: The zircon grains from the Bt-gneiss CSE-A1 are elongate shaped with poor oscillatory zoning cores and unzoned bright cores. Results from U-Pb analyses show (i) concordant analyses having a *ca.* 3.21 Ga age; (ii) discordant analyses with similar $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages, concordant and discordant analyses result in a discordia with an upper intercept of 3208 ± 5 Ma, (iii) a single significantly younger concordant analyse having a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2903 ± 40 Ma and (iv) highly discordant analyses with Neoproterozoic $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages.



Sample Name: CSE-D1**GPS coordinates:** 23.35472 S / 30.61187 E

Field locality: Road 81, 2.5 km E to Khayape Hill.

Mineral assemblage: Qz + Pl + Mc + Bt + Ms + Ap,

Textural assemblage: Some Qtz display sub-grain boundaries; Ms is rimming Bt, or is cogenetic with Bt or is present as inclusions in Pl. These two mafic phases are forming the main foliation of the sample. Some Ep-like corroded grains are occasionally present in the foliation. Some feldspars display perthitic features. Ap grains are texturally associated with foliation forming grains.

Zircon U-Pb isotopic age: Zircon grains from sample CSE-D1 display elongated shapes (100 to 250 μm) with oscillatory zoning cores and sometimes metamict. U-Pb analyses are characterized by: 16 analyses forming a discordia having an upper intercept age of 3213 ± 6 Ma and few discordant analyses (performed on grain rims) displaying $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of ca. 2.82-2.90 Ga.

Monazite U-Pb isotopic age: $2784 \pm 9\text{Ma}$; $2749 \pm 6\text{Ma}$.



Sample Name: KL-H1

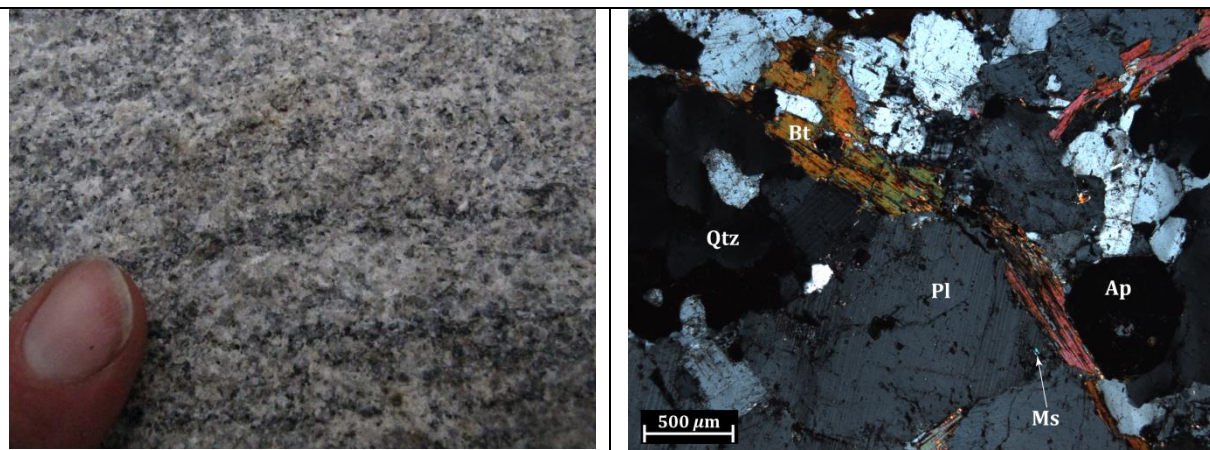
GPS coordinates: 23.40191 S / 29.90192 E

Field locality: River bed, SW from GaMathule village.

Mineral assemblage: Qz + Pl + Bt + Ap + small and scarce Ms

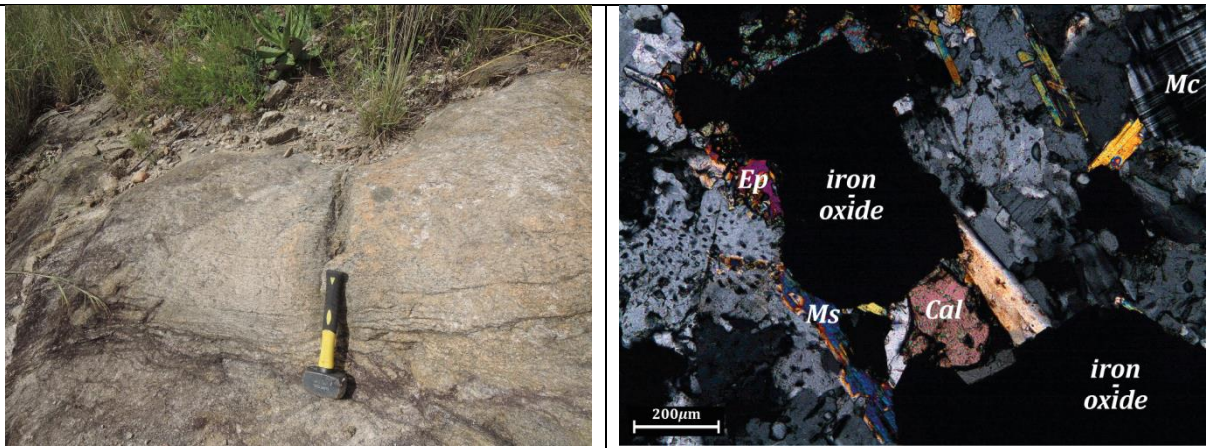
Textural assemblage: Bt is forming the main foliation of the sample. Ms is either present as corroded grains associated with Bt or as small inclusion grains within Pl. Ap is commonly associated with Bt.

Zircon U-Pb isotopic age: The Bt-gneiss KH-H1 shows mostly 150 μm long grains with elongated rounded shapes. Sometimes grains are ovals. Zoning is barely defined or grains display complex internal structures. U-Pb analyses show complex zircon crystallization history characterized by: (i) 13 analyses performed on 5 grains yielding *ca.* 2.92 Ga ages with an average of 2925 ± 7 Ma, (ii) younger discordant spots displaying $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging from 2236 ± 38 Ma to 2939 ± 38 Ma.



Sample Name: MUN-01**GPS coordinates:** 23.56144 S / 29.88420 E

Field locality: Road connecting Soekmekaar and Munnik villages.**Mineral assemblage:** Qz + Pl + Mc + Bt + Ms + Ep + Fe-oxides + Cal + Ap**Textural assemblage:** Idiomorphic Ep forming the foliation with Bt. Some feldspars display perthitic features. Iron-titanium oxides are located at the edge of the leucosomes.

Zircon U-Pb isotopic age: Zircon grains from the Bt-Ep gneiss MUN-01 are mostly 200-300 μm long with elongated shape and oscillatory zoning. Some unzoned grains having complex internal structure are also observable. U-Pb analyses yield essentially a similar $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of *ca.* 2.93 Ga for all analysed grains. All together, they give an average of 2930 \pm 6 Ma (only two slightly younger analyses excluded).

Sample Name: PLP-02

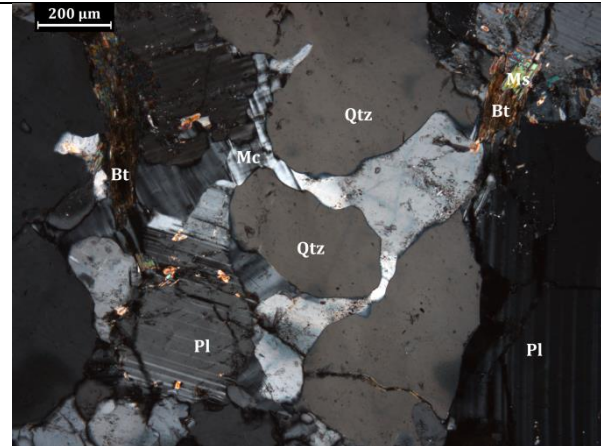
GPS coordinates: 23.49609 S / 29.19364 E

Field locality: Dirt road, 1.3 km N/NW to GaMaribana village

Mineral assemblage: Qz + Pl + Mc + Bt + Ms

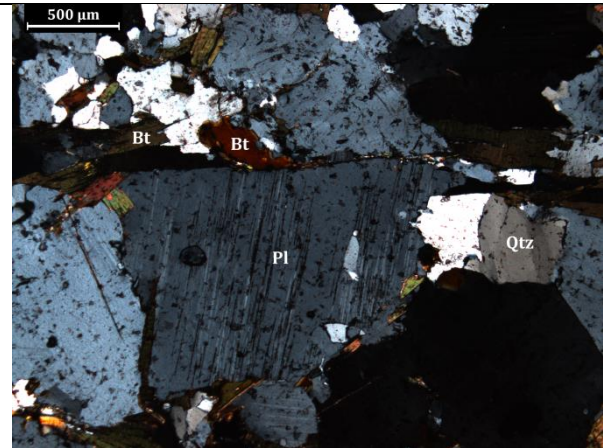
Textural assemblage: Abundant microcline, the assemblage Bt + Ms forms the main foliation of the rock. Ms is partially corroded. Some melt-like features are observed (see right figure hereinbelow).

Zircon U-Pb isotopic age: The Bt-gneiss PLP-02 shows 100 μ m to 300 μ m long elongated grains with well-defined oscillatory zoning patterns. U-Pb analyses on zircon grains show a scatter of concordant analyses from 2697 \pm 36 Ma to 2961 \pm 37 Ma. Eight analyses from five grains display an average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2805 \pm 9 Ma.



Sample Name: R36-E3**GPS coordinates:** 23.50397S / 29.99904 E

Field locality: On the road 36, 5.5 km southeast to Soekmekaar village.**Mineral assemblage:** Qz + Pl + Bt + Ap + melt-like feature (?)**Textural assemblage:** The weak foliation presents within the sample is marked by Bt. Qz grains display sub-grain boundaries.

Zircon U-Pb isotopic age: The Bt-granitoid R36-E3 show 100-200 μm long zircon grains with elongated shapes and internal oscillatory zoning patterns sometimes complex. U-Pb isotopic analyses are show (i) 7 analyses performed on 6 grains with an average of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2833 ± 12 Ma, (ii) two older individual spots displaying $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of 2859 ± 60 and 2930 ± 37 Ma, spots #4 and #8 respectively.**Monazite U-Pb isotopic age:** 2762 ± 4 Ma.

Sample Name: R529-01

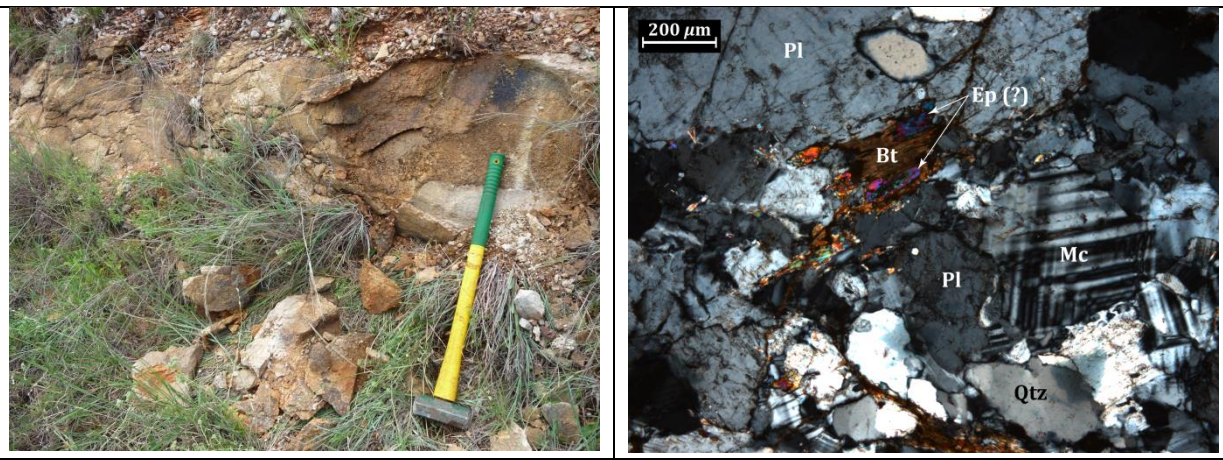
GPS coordinates: 23.63110 S / 30.66208 E

Field locality: Road 529, 10.2 km SW to KaRhangani village

Mineral assemblage: Qz + Pl + Bt + Ep (?)

Textural assemblage: Weak foliation marked by Bt and possibly Ep. Abundant Mc.

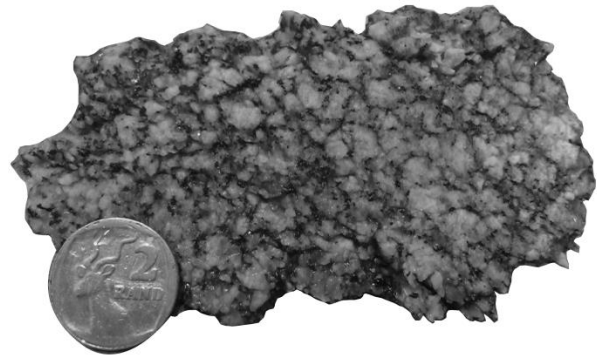
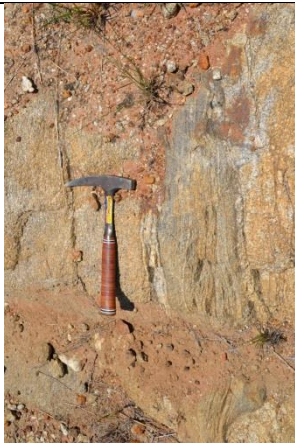
Zircon U-Pb isotopic age: Zircons grain from grey gneiss R529-01 displays elongated shapes and complex internal structures: oscillatory zoning pattern as well as metamict structures and no zoning is observable on these grains. Four concordant analyses performed on four grains yield a Concordia age of 2905 ± 9 Ma and a single concordant spot shows an early Mesoarchean crystallization age of *ca.* 3.1 Ga.



Sample Name: R567-01**GPS coordinates:** 23.73192 S / 29.25693 E

Field locality: Road 567, 4.3 km SE to Manamela village

Mineral assemblage: Qz + Pl + Bt**Textural assemblage:** No microscopic examination

Zircon U-Pb isotopic age: The zircon grains from the grey gneiss R567-01 are elongated shaped (100-400 μm) with dark cores and brighter rims. Internal oscillatory zoning is often characteristic of cores. Fives concordant U-Pb analyses performed on 4 grains display a Concordia age of 2911 ± 8 Ma, and three others concordant spots display older $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages: *ca.* 2.99 Ga, 3.16 Ga and 3.21 Ga. Nine poorly concordant analyses display $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages identical or close to the concordia age whereas highly discordant analyses range between 2.7 Ga and 2.8 Ga.

Sample Name: R578-A2

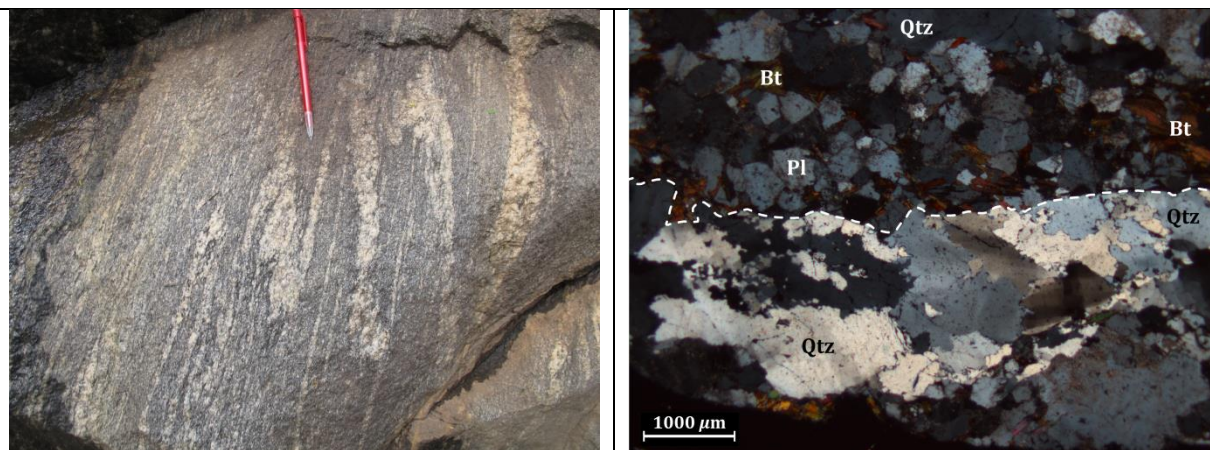
GPS coordinates: 23.18823 S / 30.08767 E

Field locality: Road 578, S to Elim village, in a right bend heading downhill.

Mineral assemblage: Qz + Pl + Bt + Hbl

Textural assemblage: The main foliation is marked by the assemblage Bt + Hbl + Ttn. Two types of texture are presents: (i) a mostly quartzo-feldspathic matrix with polygonal grains and equilibrated grains boundaries and (ii) a quartz dominated matrix with deeply sutured grain boundaries.

Zircon U-Pb isotopic age: The Hbl-Bt-gneiss R578-A2 show elongated 100 μm to 200 μm long grains with dark internally zoned cores and unzoned bright rims. Results of the U-Pb isotopic analyses show complex a history of crystallization with: (i) Three groups of concordant analyses: 5 analyses performed on 5 grains yielding a Concordia age of 2841 ± 12 Ma, 2 analyses on a single grain (core + rim analyses) yielding a Concordia age of 2772 ± 13 Ma, 5 analyses performed on 5 grains yielding a Concordia age of 2705 ± 10 Ma and (ii) Discordant analyses related to the three groups of concordant analyses.



Sample Name: R578-D3 **GPS coordinates:** 23.27268 S / 30.40383 E

Field locality: Road 578, Middle Letaba Dam.

Mineral assemblage: No microscopic examination (Qz + Pl + Bt)

Textural assemblage: Pegmatoidal facies.

Zircon U-Pb isotope age: Zircon grains from the pegmatite R578-D3 displays various textures: 100 μm long elongated shaped grains with complex zoning, >300 μm long grains with internal oscillatory zoning pattern, rounded grains with well-developed (50 μm) metamict rims. Isotopic U-Pb analyses show complex zircon crystallization history with: (i) 2 concordant spots displaying $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of 3325 ± 25 Ma and 3334 ± 36 Ma (spot #8 and #20 respectively), (ii) 12 analyses yielding a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ average age of 2874 ± 7 Ma, (iii) 5 analyses performed on 3 distinct grains ranging from 2700 ± 42 Ma (spot #30) and 2752 ± 38 Ma (spot #24).

Sample Name: R578-F1

GPS coordinates: 23.33110 S / 30.26398 E

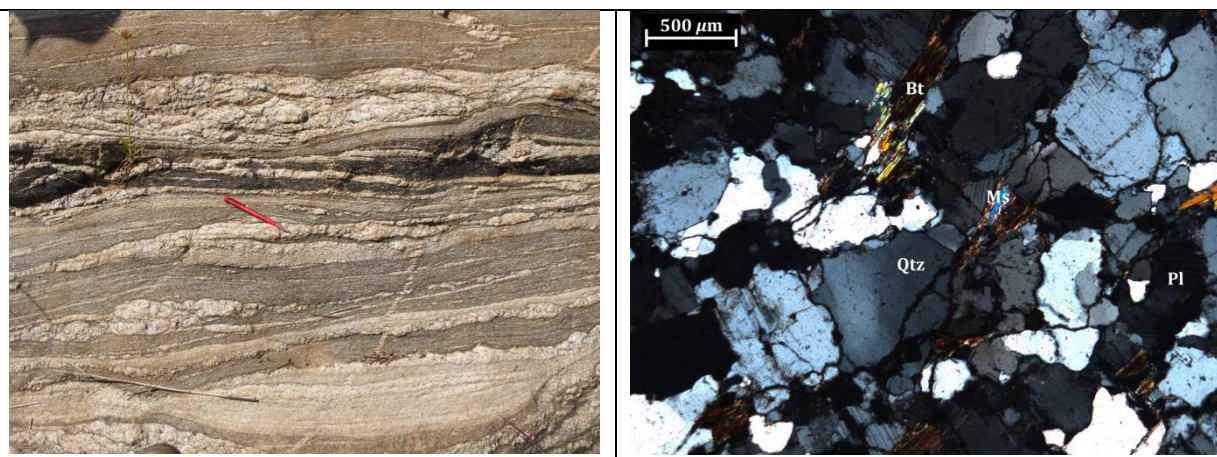
Field locality: Dirt road between Olifantshoek and Mamaila villages.

Mineral assemblage: Qz + Pl + Bt + Ms

Textural assemblage: Bt and Ms forming the weak foliation observed within the sample. Qz display sub-grain boundaries and Pl sometimes polysynthetic twinning.

Zircon U-Pb isotopic age: Zircon grains from sample R578-F1 show elongated rounded shapes with complex zoning. U-Pb data from analysed zircons are characterized by (i) four concordant analyses yielding a Concordia age of 3458 ± 9 Ma, (ii) a single concordant analyse with a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of *ca.* 3.39 Ga and (iii) highly discordant spots displaying $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging from 3.08 to 3.20 Ga.

Monazite U-Pb isotope age: 2765 ± 6 Ma.



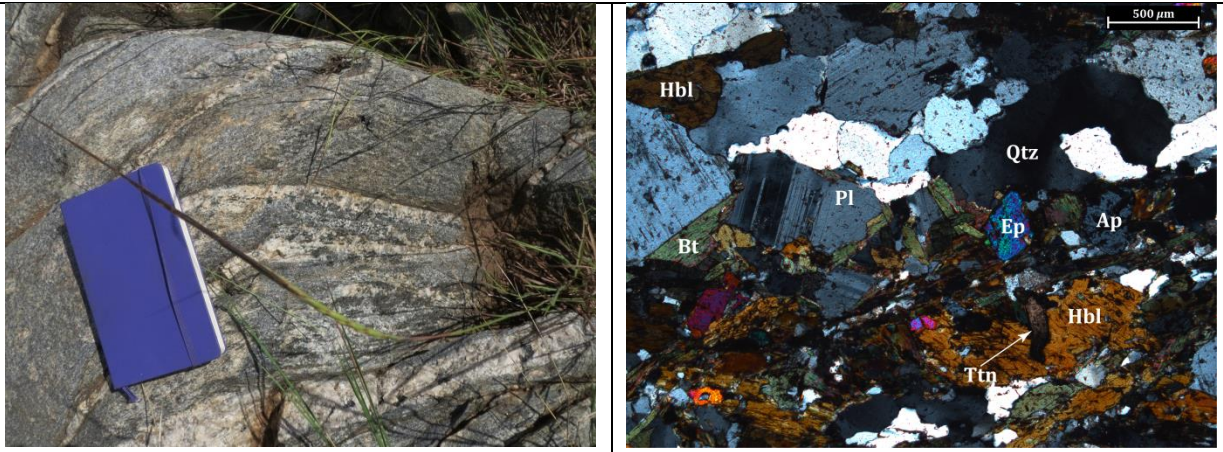
Sample Name: R578-G1**GPS coordinates:** 23.36370 S / 30.22394 E

Field locality: Dirt road between Mamaila and Raphahlelo villages

Mineral assemblage: Qz + Pl + Bt + Hbl + Ep + Ap + Ttn + Cal.

Textural Assemblage: The well-defined foliation is marked by the association Hbl + Bt + Ap + Ttn. Sub-grain boundaries are observed within Qz as well as metamorphic polysynthetic twinning in Pl. Well-preserved Cal is observed in association with Bt.

Zircon U-Pb isotope age: The Hbl-bearing grey gneiss R578-G1 display elongated (100-300 μm) zircon grains with poorly defined oscillatory zoning pattern cores sometimes embayed within unzoned bright cores. U-Pb analyses of those grains yield a Concordia age of 3213 ± 4 Ma based on 22 analyses performed on 14 distinct grains. The five non-concordant analyses display similar $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages than the Concordia age.



Sample Name: R81-04

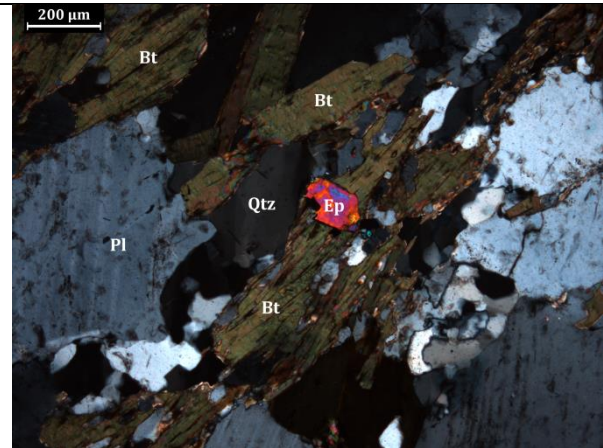
GPS coordinates: 23.61483 S / 29.96472 E

Field locality: Road 81, between Munnik and GaSegkopo villages

Mineral assemblage: Qz + Pl + Bt + Ms + Ep + Ap

Textural assemblage: Foliation in the sample is defined by Bt and corroded Ms. This phase is also present as small elongated grains within the quartzo-feldspathic matrix. Qz display sub-grain boundaries and

Zircon U-Pb isotope age: CL imaging of zircon grains from sample R81-04 show elongated (100 to 500 μm long) with oscillatory zoning pattern in grain cores embayed by darker unzoned thin (<20 μm) rims. U-Pb analyses show at least two families of results: 13 analyses performed on 11 grains forming a discordia with an upper intercept age of 3185 ± 6 Ma and 5 analyses from 5 grains forming a discordia with an upper intercept age of 2842 ± 11 Ma.



Appendix Chapter III - Table I: Compilation of Uranium-Lead isotope analyses carried on zircon grains.

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS							AGES [Ma]					Conc.		
				²⁰⁷ Pb ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb ^e	2σ ^d	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ	%	
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)		
Échantillon BAV-01	# 1	337	187	0.22	15.63	0.31	0.555	0.010	0.90	0.2041	0.0036	2854	56	2848	40	2859	28	100
	# 2	158	90	0.31	16.51	0.34	0.570	0.010	0.89	0.2101	0.0040	2907	59	2908	42	2907	31	100
	# 3	173	96	0.20	15.34	0.32	0.553	0.010	0.89	0.2013	0.0038	2837	59	2837	42	2837	31	100
	# 4	237	135	0.21	16.49	0.33	0.571	0.010	0.88	0.2095	0.0039	2906	58	2911	41	2902	30	100
	# 5	245	139	0.55	16.42	0.33	0.568	0.010	0.89	0.2097	0.0039	2901	59	2899	42	2903	30	100
	# 6	96	55	0.56	16.59	0.40	0.570	0.012	0.90	0.2110	0.0043	2911	70	2908	51	2913	33	100
	# 7	111	65	0.42	17.41	0.37	0.583	0.011	0.88	0.2166	0.0044	2958	64	2960	45	2956	33	100
	# 8	218	125	0.46	16.47	0.33	0.571	0.010	0.88	0.2094	0.0040	2905	58	2910	42	2901	30	100
	# 9	159	90	0.30	16.47	0.35	0.568	0.010	0.86	0.2105	0.0046	2905	61	2898	42	2909	35	100
	# 10	224	117	0.31	13.35	0.39	0.522	0.014	0.90	0.1854	0.0047	2704	80	2708	59	2702	42	100
	# 11	197	112	0.30	16.58	0.34	0.571	0.010	0.87	0.2105	0.0043	2911	60	2912	42	2910	33	100
	# 12	161	92	0.24	16.64	0.35	0.570	0.010	0.87	0.2117	0.0044	2914	61	2908	43	2919	33	100
	# 13	84	49	0.39	17.68	0.43	0.586	0.013	0.89	0.2186	0.0048	2972	72	2975	51	2971	35	100
	# 14	116	66	0.06	16.53	0.45	0.571	0.012	0.76	0.2099	0.0073	2908	78	2912	48	2905	56	100
	# 15	230	131	0.25	16.46	0.34	0.569	0.010	0.87	0.2097	0.0043	2904	60	2905	42	2903	33	100
	# 16	236	127	0.19	15.20	0.31	0.538	0.010	0.87	0.2051	0.0042	2828	58	2773	40	2867	33	97
	# 17	270	147	0.04	15.73	0.34	0.547	0.010	0.84	0.2085	0.0049	2861	61	2814	41	2894	38	97
	# 18	155	83	0.08	14.75	0.32	0.536	0.010	0.86	0.1996	0.0044	2799	60	2766	41	2823	36	98
	# 19	429	124	0.51	6.05	0.13	0.290	0.005	0.85	0.1514	0.0033	1982	41	1640	25	2362	37	69
	# 20	76	43	0.23	16.26	0.40	0.566	0.012	0.86	0.2083	0.0051	2892	71	2891	49	2893	40	100
	# 21	1175	329	0.16	6.26	0.12	0.280	0.005	0.85	0.1623	0.0034	2013	40	1590	24	2480	35	64
	# 22	98	51	0.02	13.40	0.34	0.521	0.011	0.81	0.1866	0.0055	2708	69	2702	46	2712	48	100
	# 23	152	88	0.57	17.07	0.37	0.576	0.011	0.85	0.2151	0.0049	2939	64	2931	43	2944	37	100
	# 24	209	121	0.51	17.22	0.39	0.579	0.011	0.81	0.2157	0.0058	2947	67	2945	43	2949	43	100
	# 25	104	61	0.53	17.94	0.41	0.591	0.011	0.85	0.2200	0.0053	2986	68	2995	46	2981	39	100
	# 26	49	26	0.30	13.37	0.41	0.521	0.012	0.75	0.1862	0.0076	2706	83	2701	51	2709	67	100
	# 27	735	362	0.06	12.57	0.29	0.493	0.010	0.86	0.1850	0.0045	2648	62	2582	43	2699	40	96
	# 28	211	108	0.33	14.83	0.33	0.514	0.009	0.83	0.2093	0.0051	2804	62	2672	40	2900	40	92
	# 29	206	114	0.46	15.45	0.34	0.554	0.010	0.83	0.2024	0.0050	2844	63	2841	42	2846	40	100
	# 30	174	100	0.62	16.89	0.39	0.576	0.011	0.83	0.2128	0.0055	2928	67	2931	45	2927	41	100
	# 31	193	110	0.14	16.42	0.37	0.571	0.011	0.82	0.2087	0.0054	2902	66	2911	43	2895	42	101
	# 32	231	117	0.37	14.65	0.34	0.505	0.010	0.81	0.2104	0.0057	2793	65	2635	41	2909	44	91
	# 33	248	113	0.18	12.62	0.28	0.453	0.008	0.81	0.2020	0.0053	2652	59	2409	37	2843	42	85
	# 34	164	86	0.06	13.40	0.32	0.522	0.010	0.79	0.1862	0.0055	2709	64	2709	41	2709	48	100
	# 35	175	100	0.30	16.51	0.39	0.571	0.011	0.82	0.2098	0.0057	2907	68	2911	45	2904	44	100

Appendix Chapter III - Table 1 : (continuation)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]						Conc.
				²⁰⁷ Pb ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c	2σ ^d	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ	%	
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)		
Échantillon CQ-E3	# 1	837	429	0.21	14.95	0.33	0.513	0.010	0.86	0.2115	0.0046	2812	61	2668	41	2917	35	91
	# 2	256	106	0.03	11.49	0.25	0.416	0.008	0.86	0.2002	0.0045	2564	56	2244	36	2828	37	79
	# 3	116	67	0.28	16.79	0.38	0.576	0.011	0.86	0.2115	0.0049	2923	66	2931	46	2917	37	100
	# 4	82	37	0.17	13.14	0.30	0.447	0.009	0.84	0.2131	0.0053	2690	62	2383	39	2929	40	81
	# 5	597	223	0.02	10.13	0.22	0.374	0.007	0.86	0.1964	0.0044	2447	54	2049	33	2796	36	73
	# 6	108	62	0.28	16.77	0.37	0.574	0.011	0.86	0.2118	0.0049	2922	65	2925	45	2919	37	100
	# 7	632	236	0.02	11.11	0.25	0.373	0.007	0.84	0.2158	0.0053	2532	57	2045	33	2950	39	69
	# 8	63	29	0.17	13.63	0.32	0.462	0.009	0.82	0.2138	0.0058	2725	64	2451	39	2935	43	84
	# 9	254	111	0.10	12.83	0.29	0.439	0.008	0.84	0.2120	0.0053	2667	61	2345	37	2921	40	80
	# 10	68	39	0.29	16.79	0.38	0.574	0.011	0.85	0.2121	0.0051	2923	67	2925	46	2921	39	100
	# 11	767	267	0.01	9.59	0.21	0.348	0.007	0.85	0.2000	0.0046	2396	53	1924	31	2826	37	68
	# 12	4026	470	0.03	2.77	0.06	0.117	0.002	0.85	0.1724	0.0040	1348	30	711	13	2581	39	28
	# 13	93	54	0.19	16.73	0.38	0.575	0.011	0.85	0.2111	0.0051	2919	67	2927	46	2914	39	100
	# 14	112	64	0.20	16.90	0.39	0.575	0.011	0.85	0.2132	0.0052	2929	67	2928	46	2930	39	100
	# 15	103	22	0.03	6.06	0.14	0.218	0.004	0.82	0.2019	0.0053	1984	46	1269	22	2842	42	45
	# 16	422	187	0.20	12.97	0.30	0.443	0.009	0.84	0.2126	0.0053	2678	61	2362	38	2926	40	81
	# 17	622	294	0.02	12.54	0.28	0.473	0.009	0.85	0.1923	0.0046	2646	60	2496	40	2762	39	90
	# 18	177	67	0.33	11.21	0.26	0.380	0.007	0.82	0.2141	0.0056	2541	59	2075	34	2937	42	71
	# 19	149	86	0.34	16.89	0.38	0.575	0.011	0.84	0.2129	0.0053	2928	67	2929	45	2928	40	100
	# 20	220	106	0.04	14.31	0.33	0.484	0.009	0.81	0.2146	0.0058	2771	65	2544	40	2940	43	87
	# 21	330	122	0.05	11.60	0.27	0.368	0.007	0.83	0.2284	0.0060	2573	60	2022	34	3041	42	67
	# 22	103	55	0.20	15.71	0.38	0.532	0.010	0.80	0.2143	0.0063	2859	69	2748	43	2939	47	94
	# 23	310	142	0.19	13.37	0.31	0.457	0.009	0.84	0.2121	0.0054	2706	63	2426	39	2922	41	83
	# 24	317	160	0.35	14.82	0.34	0.505	0.010	0.83	0.2127	0.0054	2804	64	2637	41	2926	41	90

Appendix Chapter III - Table 1 : (continuation)

	Analyses #	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS						AGES [Ma]					Conc.		
					²⁰⁷ Pb ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb ^b	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c	2 σ^d	²⁰⁷ Pb	2 σ	²⁰⁶ Pb	2 σ	²⁰⁷ Pb	2 σ	%
					²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)	
Échantillon CSE-A1	# 1	24	16	0.52	22.61	0.57	0.645	0.014	0.87	0.2543	0.0063	3210	81	3208	56	3212	39	100
	# 2	99	64	0.83	22.46	0.56	0.646	0.014	0.87	0.2523	0.0063	3204	80	3211	55	3199	39	100
	# 3	2966	238	0.50	2.11	0.05	0.080	0.002	0.89	0.1904	0.0042	1151	28	498	10	2746	36	18
	# 4	2248	237	0.63	3.05	0.07	0.106	0.002	0.89	0.2097	0.0045	1421	34	647	13	2904	35	22
	# 5	115	75	0.57	22.87	0.55	0.646	0.014	0.90	0.2569	0.0055	3222	78	3212	55	3228	34	100
	# 6	125	81	0.48	22.81	0.55	0.646	0.014	0.90	0.2560	0.0055	3219	77	3214	55	3222	34	100
	# 7	3539	255	0.28	2.32	0.06	0.072	0.002	0.89	0.2333	0.0051	1218	29	449	9	3075	34	15
	# 8	385	54	0.21	3.64	0.09	0.140	0.003	0.89	0.1885	0.0041	1559	38	846	17	2729	36	31
	# 9	71	46	0.42	22.74	0.55	0.646	0.014	0.89	0.2552	0.0055	3216	78	3214	55	3217	34	100
	# 10	311	103	0.81	11.68	0.28	0.333	0.007	0.90	0.2546	0.0055	2579	62	1852	35	3214	34	58
	# 11	337	185	0.70	19.27	0.47	0.549	0.012	0.89	0.2544	0.0055	3056	74	2823	50	3212	34	88
	# 12	177	104	0.35	20.50	0.49	0.585	0.013	0.89	0.2540	0.0055	3115	75	2971	51	3210	34	93
	# 13	427	73	1.17	5.64	0.14	0.172	0.004	0.89	0.2378	0.0051	1922	46	1023	20	3106	34	33
	# 14	193	124	0.38	22.54	0.54	0.646	0.014	0.89	0.2532	0.0054	3207	77	3212	54	3205	34	100
	# 15	74	47	0.30	22.44	0.54	0.644	0.014	0.89	0.2526	0.0055	3203	78	3206	55	3201	34	100
	# 16	55	36	0.31	22.48	0.55	0.645	0.014	0.88	0.2528	0.0058	3205	78	3209	54	3202	36	100
	# 17	227	116	0.37	16.42	0.39	0.511	0.011	0.89	0.2330	0.0051	2901	70	2661	47	3073	35	87
	# 18	419	149	0.86	12.51	0.30	0.355	0.008	0.89	0.2556	0.0056	2644	64	1958	37	3220	34	61
	# 19	46	29	0.45	22.17	0.54	0.643	0.014	0.88	0.2501	0.0058	3191	78	3200	54	3185	36	100
	# 20	126	55	0.28	15.54	0.38	0.439	0.009	0.89	0.2566	0.0058	2849	69	2348	42	3226	35	73
	# 21	51	33	0.51	22.38	0.54	0.645	0.014	0.89	0.2517	0.0057	3200	78	3208	55	3195	35	100
	# 22	146	51	0.03	8.51	0.21	0.349	0.007	0.88	0.1766	0.0040	2287	55	1932	36	2621	37	74
	# 23	246	105	0.35	13.93	0.33	0.428	0.009	0.89	0.2360	0.0052	2745	66	2297	41	3093	35	74
	# 24	350	76	0.29	7.64	0.18	0.218	0.005	0.89	0.2544	0.0057	2189	53	1270	25	3212	35	40
	# 25	64	39	0.46	20.71	0.54	0.609	0.013	0.82	0.2465	0.0073	3125	81	3068	52	3163	47	97
	# 26	153	79	0.60	17.93	0.43	0.516	0.011	0.89	0.2518	0.0057	2986	72	2684	47	3196	35	84
	# 27	368	100	0.45	8.99	0.22	0.272	0.006	0.88	0.2400	0.0055	2337	57	1550	29	3120	36	50
	# 28	99	47	0.01	13.04	0.32	0.478	0.010	0.88	0.1977	0.0045	2683	65	2520	45	2808	37	90
	# 29	23	13	0.02	16.48	0.41	0.570	0.013	0.87	0.2097	0.0052	2905	73	2908	51	2903	40	100
	# 30	107	69	0.40	22.60	0.55	0.645	0.014	0.88	0.2542	0.0058	3210	78	3208	54	3211	36	100

Appendix Chapter III - Table 1 : (continuation)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]						Conc. %
				²⁰⁷ Pb ^b		²⁰⁶ Pb ^b		rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c		²⁰⁶ Pb ^c	²⁰⁷ Pb		²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb		
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²³⁵ U	(abs.)		²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)	
Échantillon CSE-D1	# 1	516	113	0.28	6.17	0.13	0.218	0.004	0.86	0.2048	0.0044	2000	43	1273	21	2864	35	44
	# 2	661	214	0.31	10.92	0.24	0.324	0.006	0.87	0.2444	0.0053	2516	54	1809	30	3149	34	57
	# 3	270	74	0.23	9.50	0.22	0.273	0.005	0.83	0.2520	0.0065	2388	55	1558	26	3197	40	49
	# 4	139	90	0.36	22.43	0.51	0.644	0.013	0.88	0.2528	0.0055	3203	73	3203	50	3202	34	100
	# 5	384	71	0.15	6.53	0.15	0.186	0.004	0.84	0.2554	0.0063	2050	47	1097	19	3219	39	34
	# 6	200	107	0.40	18.62	0.41	0.534	0.010	0.87	0.2527	0.0055	3022	67	2760	43	3202	34	86
	# 7	210	110	0.33	18.50	0.41	0.523	0.010	0.87	0.2565	0.0056	3016	67	2713	43	3225	34	84
	# 8	133	79	0.35	19.69	0.43	0.589	0.011	0.86	0.2426	0.0053	3076	67	2984	45	3137	35	95
	# 9	121	76	0.38	21.05	0.46	0.628	0.012	0.86	0.2431	0.0054	3141	68	3142	47	3140	35	100
	# 10	551	105	0.07	5.54	0.12	0.191	0.004	0.86	0.2104	0.0047	1907	42	1126	20	2909	36	39
	# 11	551	284	0.32	14.84	0.32	0.516	0.010	0.86	0.2087	0.0045	2805	60	2681	41	2895	35	93
	# 12	395	183	0.29	16.14	0.36	0.464	0.009	0.87	0.2523	0.0055	2885	64	2457	39	3200	35	77
	# 13	152	99	0.44	22.66	0.49	0.647	0.012	0.86	0.2541	0.0056	3212	70	3215	48	3211	35	100
	# 14	4891	354	0.05	1.59	0.03	0.072	0.001	0.87	0.1593	0.0035	967	21	451	8	2448	37	18
	# 15	140	91	0.34	22.79	0.50	0.647	0.012	0.86	0.2556	0.0057	3218	70	3215	47	3220	35	100
	# 16	243	105	0.30	15.09	0.34	0.432	0.008	0.86	0.2531	0.0057	2821	63	2317	37	3205	35	72
	# 17	79	52	0.41	23.06	0.51	0.650	0.012	0.86	0.2574	0.0059	3229	71	3227	48	3231	36	100
	# 18	2998	207	0.07	1.52	0.03	0.069	0.001	0.84	0.1594	0.0037	938	21	431	8	2450	39	18
	# 19	188	96	0.46	17.93	0.39	0.509	0.010	0.85	0.2555	0.0058	2986	65	2652	41	3219	36	82
	# 20	163	53	0.25	11.36	0.26	0.325	0.006	0.83	0.2532	0.0064	2553	58	1816	30	3205	40	57
	# 21	1243	150	0.01	2.63	0.06	0.121	0.002	0.85	0.1573	0.0036	1308	29	737	13	2427	39	30
	# 22	2919	350	0.21	2.24	0.05	0.120	0.002	0.85	0.1356	0.0031	1195	26	731	13	2172	39	34
	# 23	405	173	0.09	12.38	0.27	0.427	0.008	0.85	0.2105	0.0049	2634	58	2290	36	2909	37	79
	# 24	695	280	0.03	11.10	0.24	0.402	0.008	0.85	0.2001	0.0046	2532	55	2180	34	2827	37	77
	# 25	391	89	0.28	7.92	0.18	0.226	0.004	0.82	0.2539	0.0066	2222	51	1315	22	3209	41	41
	# 26	185	79	0.23	14.74	0.34	0.425	0.008	0.83	0.2513	0.0064	2798	64	2285	37	3193	40	72
	# 27	199	129	0.58	22.73	0.51	0.646	0.012	0.85	0.2551	0.0060	3215	72	3214	48	3217	37	100
	# 28	105	5	0.07	1.42	0.05	0.051	0.002	0.87	0.2009	0.0070	896	31	322	10	2833	56	11
	# 29	1540	280	0.01	3.96	0.09	0.182	0.003	0.85	0.1580	0.0037	1626	36	1076	19	2435	40	44
	# 30	280	114	0.45	11.64	0.27	0.408	0.008	0.84	0.2068	0.0052	2576	59	2207	36	2881	41	77
	# 31	88	57	0.55	22.76	0.53	0.644	0.012	0.82	0.2564	0.0069	3217	75	3205	48	3225	42	99

Appendix Chapter III - Table 1 : (continuation)

	Analyses #	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS						AGES [Ma]						Conc.	
					²⁰⁷ Pb ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c	2σ ^d	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ	%
					²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)	
Échantillon KL-H1	# 1	32	19	0.00	16.71	0.38	0.572	0.011	0.86	0.2118	0.0050	2919	67	2917	46	2920	38	100
	# 2	26	15	0.00	16.74	0.39	0.574	0.011	0.85	0.2113	0.0051	2920	68	2926	47	2916	39	100
	# 3	36	21	0.08	16.80	0.39	0.575	0.011	0.86	0.2119	0.0050	2923	67	2928	47	2920	38	100
	# 4	44	25	0.58	16.70	0.54	0.570	0.016	0.87	0.2124	0.0067	2918	95	2909	66	2924	51	99
	# 5	600	275	0.15	11.37	0.26	0.458	0.009	0.87	0.1800	0.0040	2554	57	2431	39	2653	37	92
	# 6	172	59	0.32	9.53	0.21	0.340	0.006	0.87	0.2031	0.0044	2391	52	1889	31	2851	35	66
	# 8	1690	852	0.03	14.85	0.32	0.504	0.009	0.87	0.2138	0.0046	2806	61	2630	41	2935	34	90
	# 9	1093	199	0.09	4.41	0.10	0.182	0.003	0.87	0.1762	0.0038	1715	37	1076	19	2617	36	41
	# 10	68	31	0.14	12.80	0.29	0.460	0.009	0.86	0.2019	0.0046	2665	60	2438	39	2842	37	86
	# 11	151	75	0.17	13.59	0.30	0.500	0.009	0.86	0.1972	0.0043	2722	60	2613	41	2803	36	93
	# 12	148	71	0.26	13.96	0.33	0.478	0.009	0.83	0.2119	0.0056	2747	65	2517	41	2920	43	86
	# 13	158	68	0.06	11.61	0.26	0.430	0.008	0.86	0.1960	0.0046	2573	58	2304	37	2793	38	83
	# 14	135	77	0.30	16.51	0.36	0.574	0.011	0.86	0.2085	0.0046	2907	64	2926	45	2894	36	101
	# 15	39	22	0.28	16.88	0.39	0.571	0.011	0.86	0.2144	0.0051	2928	68	2912	46	2939	38	99
	# 16	536	308	0.38	16.84	0.37	0.575	0.011	0.87	0.2126	0.0046	2926	64	2927	44	2926	35	100
	# 17	74	43	0.47	16.90	0.43	0.576	0.011	0.77	0.2128	0.0069	2929	74	2931	46	2927	52	100
	# 18	1730	398	0.01	4.47	0.10	0.230	0.004	0.86	0.1407	0.0031	1725	38	1336	23	2236	38	60
	# 19	1867	670	0.00	8.88	0.19	0.359	0.007	0.86	0.1795	0.0039	2326	51	1976	32	2648	36	75
	# 20	46	22	0.02	13.28	0.33	0.481	0.010	0.83	0.2001	0.0055	2700	67	2533	43	2827	44	90
	# 21	1940	667	0.00	9.75	0.21	0.344	0.006	0.86	0.2055	0.0046	2411	53	1906	31	2870	36	66
	# 22	895	258	0.34	7.16	0.16	0.288	0.005	0.86	0.1802	0.0041	2131	47	1631	27	2655	37	61
	# 23	374	121	0.08	8.09	0.18	0.323	0.006	0.86	0.1818	0.0041	2242	50	1804	30	2669	37	68
	# 25	13	7	0.20	16.30	0.51	0.572	0.013	0.75	0.2066	0.0085	2894	90	2917	55	2879	66	101
	# 26	298	136	0.16	12.22	0.27	0.456	0.009	0.86	0.1943	0.0045	2622	59	2422	39	2779	38	87
	# 27	481	167	0.42	10.22	0.24	0.347	0.007	0.87	0.2137	0.0051	2455	58	1919	34	2934	38	65
	# 28	340	81	0.52	6.95	0.17	0.237	0.005	0.84	0.2123	0.0056	2105	52	1374	25	2923	43	47
	# 29	153	88	0.34	16.83	0.37	0.574	0.011	0.86	0.2124	0.0049	2925	65	2926	45	2924	37	100
	# 30	568	204	0.14	9.50	0.21	0.359	0.007	0.86	0.1920	0.0044	2387	53	1976	32	2759	37	72
	# 31	1318	315	0.12	6.44	0.14	0.239	0.005	0.85	0.1954	0.0045	2038	45	1382	24	2788	38	50
	# 32	2266	380	0.37	4.95	0.11	0.168	0.003	0.85	0.2138	0.0051	1810	41	1000	18	2935	38	34
	# 33	2347	677	0.09	6.81	0.15	0.289	0.005	0.85	0.1711	0.0039	2086	46	1634	27	2568	38	64
	# 34	118	41	0.33	9.24	0.22	0.350	0.007	0.84	0.1913	0.0048	2362	55	1935	33	2754	41	70

Appendix Chapter III - Table 1 : (continuation)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]						Conc.
				²⁰⁷ Pb ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c	2σ ^d	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ	%	
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)		
Échantillon MUN-01	# 1	253	90	0.42	10.48	0.25	0.355	0.008	0.89	0.2142	0.0047	2478	59	1957	36	2937	35	67
	# 2	174	101	0.19	17.09	0.41	0.579	0.012	0.89	0.2141	0.0047	2940	71	2945	50	2937	35	100
	# 3	169	80	0.64	13.84	0.33	0.475	0.010	0.89	0.2114	0.0047	2739	66	2505	45	2916	36	86
	# 4	188	108	0.29	17.03	0.41	0.576	0.012	0.89	0.2144	0.0048	2937	71	2933	50	2939	36	100
	# 5	153	72	0.32	13.85	0.34	0.473	0.010	0.89	0.2125	0.0047	2739	66	2495	44	2924	36	85
	# 6	268	117	0.40	12.93	0.32	0.438	0.010	0.88	0.2140	0.0051	2674	66	2342	43	2936	38	80
	# 7	102	41	0.14	11.41	0.28	0.403	0.009	0.87	0.2055	0.0051	2557	63	2181	40	2870	40	76
	# 8	106	61	0.88	16.88	0.41	0.576	0.012	0.89	0.2127	0.0048	2928	71	2931	51	2926	36	100
	# 9	134	47	0.57	10.40	0.26	0.350	0.008	0.89	0.2157	0.0049	2471	62	1933	37	2949	37	66
	# 10	409	158	0.72	11.51	0.28	0.387	0.008	0.88	0.2155	0.0049	2565	62	2110	39	2947	36	72
	# 11	183	80	0.42	12.75	0.31	0.436	0.009	0.88	0.2122	0.0048	2661	65	2332	42	2922	37	80
	# 12	212	102	0.34	13.13	0.32	0.481	0.010	0.88	0.1981	0.0045	2689	66	2531	45	2810	37	90
	# 13	91	52	0.45	16.94	0.43	0.574	0.013	0.87	0.2142	0.0054	2932	75	2924	52	2937	40	100
	# 14	154	89	0.42	17.14	0.42	0.576	0.012	0.88	0.2156	0.0049	2943	72	2934	51	2948	37	100
	# 15	365	100	0.33	8.12	0.20	0.274	0.006	0.88	0.2150	0.0049	2245	55	1561	30	2944	37	53
	# 16	105	60	0.43	16.93	0.42	0.575	0.012	0.88	0.2138	0.0051	2931	73	2927	51	2934	38	100
	# 17	77	44	0.42	16.82	0.42	0.574	0.012	0.88	0.2125	0.0051	2925	73	2925	51	2925	39	100
	# 18	210	92	0.18	12.96	0.32	0.440	0.010	0.88	0.2135	0.0051	2677	67	2353	43	2932	39	80
	# 19	129	74	0.10	16.87	0.42	0.575	0.012	0.87	0.2129	0.0052	2927	73	2927	51	2927	39	100
	# 20	169	98	0.45	16.91	0.42	0.579	0.013	0.87	0.2118	0.0051	2930	73	2946	51	2919	39	101

Appendix Chapter III - Table 1 : (continuation)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]						Conc.		
				²⁰⁷ Pb ^b		2σ ^d		²⁰⁶ Pb ^b		2σ ^d		rho ^c		²⁰⁷ Pb ^c		2σ ^d		²⁰⁷ Pb	2σ	%
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)	
Échantillon PLP-02	# 1	340	139	0.33	12.56	0.52	0.407	0.016	0.97	0.2237	0.0047	2648	110	2203	75	3008	34	73		
	# 2	261	96	0.08	9.98	0.41	0.367	0.015	0.97	0.1971	0.0042	2432	101	2016	69	2802	34	72		
	# 3	100	57	0.23	16.44	0.68	0.568	0.023	0.97	0.2098	0.0046	2903	121	2901	94	2904	35	100		
	# 4	52	28	0.43	14.81	0.62	0.545	0.022	0.96	0.1972	0.0044	2803	117	2802	91	2803	36	100		
	# 5	36	19	0.30	14.84	0.63	0.545	0.022	0.96	0.1975	0.0048	2805	118	2805	92	2806	39	100		
	# 6	79	46	0.39	17.30	0.72	0.578	0.023	0.96	0.2173	0.0050	2952	123	2939	95	2961	37	99		
	# 7	47	27	0.34	17.72	0.74	0.587	0.024	0.96	0.2189	0.0049	2975	124	2978	96	2973	36	100		
	# 8	119	66	0.13	15.48	0.64	0.555	0.022	0.97	0.2021	0.0043	2845	118	2848	92	2844	35	100		
	# 9	192	88	0.97	13.34	0.55	0.457	0.018	0.97	0.2116	0.0045	2704	112	2428	81	2918	34	83		
	# 10	210	93	0.02	11.49	0.48	0.442	0.018	0.97	0.1887	0.0041	2564	107	2358	79	2731	35	86		
	# 11	181	97	0.09	14.51	0.61	0.534	0.022	0.96	0.1971	0.0044	2784	116	2758	90	2803	36	98		
	# 12	254	113	0.10	11.94	0.50	0.443	0.018	0.96	0.1954	0.0043	2600	108	2365	80	2788	36	85		
	# 13	77	44	0.50	16.68	0.70	0.569	0.023	0.96	0.2124	0.0047	2916	122	2905	94	2924	36	99		
	# 14	681	163	0.07	6.76	0.28	0.239	0.010	0.96	0.2049	0.0046	2080	87	1382	50	2866	37	48		
	# 15	216	112	0.17	13.23	0.55	0.519	0.021	0.96	0.1849	0.0041	2696	113	2695	89	2697	36	100		
	# 16	249	105	0.28	12.10	0.51	0.420	0.017	0.96	0.2089	0.0047	2612	110	2261	77	2897	37	78		
	# 17	2016	100	0.44	1.29	0.05	0.050	0.002	0.96	0.1881	0.0041	841	35	313	12	2725	36	11		
	# 18	142	61	0.28	11.08	0.46	0.430	0.017	0.96	0.1871	0.0043	2530	106	2304	78	2716	37	85		
	# 19	1584	227	0.13	2.52	0.11	0.143	0.006	0.96	0.1276	0.0029	1278	54	863	33	2065	40	42		
	# 20	100	46	0.48	12.43	0.53	0.454	0.018	0.96	0.1984	0.0049	2637	112	2415	82	2813	40	86		
	# 22	105	24	0.14	6.29	0.27	0.227	0.009	0.96	0.2012	0.0050	2018	86	1318	48	2836	41	46		
	# 23	535	268	0.18	13.74	0.58	0.501	0.020	0.96	0.1989	0.0045	2732	115	2618	87	2817	37	93		
	# 24	633	183	0.12	7.77	0.33	0.289	0.012	0.96	0.1952	0.0044	2205	92	1636	58	2786	37	59		
	# 25	943	296	0.11	8.57	0.36	0.314	0.013	0.96	0.1981	0.0045	2294	96	1760	62	2810	37	63		

Appendix Chapter III - Table 1 : (continuation)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]						Conc. %
				²⁰⁷ Pb ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c	2σ ^d	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ		
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)		
Échantillon R36-E3	# 1	128	71	0.57	15.21	0.33	0.550	0.010	0.86	0.2005	0.0045	2829	62	2826	43	2831	36	100
	# 2	864	261	0.07	7.17	0.16	0.302	0.006	0.86	0.1721	0.0038	2132	46	1701	28	2579	36	66
	# 3	249	100	0.73	11.14	0.25	0.403	0.008	0.86	0.2006	0.0045	2535	56	2182	35	2831	36	77
	# 4	222	122	0.23	15.49	0.41	0.550	0.010	0.71	0.2041	0.0076	2846	75	2827	43	2859	60	99
	# 5	669	346	0.04	14.30	0.32	0.517	0.010	0.85	0.2006	0.0048	2770	62	2688	42	2831	39	95
	# 6	147	81	0.82	15.33	0.37	0.552	0.010	0.79	0.2014	0.0059	2836	68	2834	44	2838	48	100
	# 7	126	62	0.51	14.31	0.32	0.488	0.009	0.86	0.2126	0.0048	2771	61	2563	40	2926	37	88
	# 8	106	61	0.56	16.90	0.38	0.575	0.011	0.86	0.2132	0.0049	2929	65	2929	45	2930	37	100
	# 9	319	145	0.08	12.16	0.27	0.455	0.009	0.86	0.1941	0.0044	2617	58	2415	39	2777	37	87
	# 10	393	100	0.04	6.62	0.15	0.254	0.005	0.86	0.1890	0.0043	2062	46	1460	25	2734	37	53
	# 11	109	53	0.19	14.09	0.32	0.490	0.009	0.85	0.2086	0.0049	2756	62	2570	40	2895	38	89
	# 12	646	245	0.13	10.45	0.23	0.379	0.007	0.85	0.1999	0.0047	2476	55	2073	34	2825	38	73
	# 13	1051	350	0.10	9.17	0.20	0.333	0.006	0.85	0.1999	0.0048	2355	53	1851	30	2826	39	66
	# 14	658	290	0.09	11.36	0.25	0.440	0.008	0.85	0.1870	0.0043	2553	57	2352	37	2716	38	87
	# 15	629	227	0.05	8.92	0.20	0.361	0.007	0.85	0.1793	0.0042	2329	52	1985	32	2646	39	75
	# 16	830	281	0.20	9.35	0.21	0.339	0.006	0.84	0.2003	0.0050	2373	54	1880	31	2829	40	66

Appendix Chapter III - Table 1 : (continuation)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]						Conc. %
				²⁰⁷ Pb ^b		²⁰⁶ Pb ^b		rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c		²⁰⁶ Pb ^d	²⁰⁷ Pb		²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb		
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)		²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)	
Échantillon R529-01	# 1	149	63	0.19	11.87	0.49	0.421	0.017	0.96	0.2044	0.0047	2594	108	2266	76	2862	37	79
	# 2	288	170	0.23	16.54	0.68	0.589	0.023	0.97	0.2038	0.0042	2909	119	2984	95	2857	34	104
	# 3	1132	140	0.08	3.20	0.13	0.123	0.005	0.96	0.1880	0.0044	1457	61	750	28	2725	39	28
	# 4	137	68	0.29	16.32	0.67	0.493	0.020	0.97	0.2398	0.0051	2896	119	2585	85	3119	33	83
	# 5	25	16	0.23	20.37	0.86	0.620	0.025	0.95	0.2382	0.0060	3109	131	3111	100	3108	40	100
	# 6	155	88	0.12	16.58	0.68	0.570	0.023	0.96	0.2111	0.0046	2911	120	2906	93	2914	35	100
	# 7	265	151	0.34	16.42	0.68	0.570	0.023	0.97	0.2089	0.0044	2901	119	2908	93	2897	34	100
	# 8	255	128	0.22	14.34	0.59	0.503	0.020	0.97	0.2066	0.0043	2773	114	2629	86	2879	34	91
	# 9	1199	279	0.01	5.14	0.21	0.233	0.009	0.97	0.1598	0.0033	1842	76	1350	48	2454	35	55
	# 10	150	78	0.22	14.66	0.60	0.519	0.021	0.97	0.2048	0.0044	2793	115	2696	88	2865	35	94
	# 11	125	71	0.19	16.56	0.69	0.569	0.023	0.96	0.2112	0.0048	2910	121	2902	93	2915	36	100
	# 12	238	119	0.03	14.35	0.59	0.500	0.020	0.96	0.2083	0.0046	2773	115	2612	86	2892	36	90
	# 13	185	85	0.01	13.20	0.55	0.459	0.018	0.96	0.2085	0.0046	2694	112	2436	81	2894	36	84
	# 14	388	101	0.06	7.48	0.31	0.259	0.010	0.96	0.2094	0.0046	2170	90	1485	53	2901	36	51
	# 15	2832	404	0.05	3.18	0.13	0.143	0.006	0.96	0.1617	0.0035	1453	60	860	32	2473	36	35
	# 16	1552	292	0.40	4.26	0.18	0.188	0.008	0.96	0.1644	0.0036	1686	70	1111	41	2501	37	44
	# 17	123	70	0.11	16.80	0.70	0.570	0.023	0.96	0.2138	0.0048	2923	122	2907	94	2934	36	99
	# 18	853	182	0.06	5.00	0.21	0.213	0.009	0.96	0.1700	0.0038	1820	76	1246	45	2558	37	49
	# 19	163	93	0.23	16.39	0.69	0.570	0.023	0.96	0.2086	0.0050	2900	121	2907	94	2895	39	100
	# 20	2160	233	0.04	3.04	0.13	0.108	0.004	0.96	0.2038	0.0047	1417	59	661	25	2857	37	23

Appendix Chapter III - Table 1 : (continuation)

Analyses #	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]						Conc.
				²⁰⁷ Pb ^b		²⁰⁶ Pb ^b		rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c		²⁰⁶ Pb ^d	²⁰⁷ Pb		²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb		%
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)		²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)	
Échantillon R567-01	# 1	116	48	0.03	11.37	0.47	0.409	0.016	0.97	0.2016	0.0043	2554	105	2210	74	2839	35	78
	# 2	57	33	0.25	16.64	0.69	0.572	0.023	0.96	0.2109	0.0046	2915	120	2918	93	2913	35	100
	# 3	180	76	0.08	11.79	0.48	0.423	0.017	0.97	0.2021	0.0043	2588	106	2275	76	2844	34	80
	# 4	151	75	0.25	13.98	0.57	0.498	0.020	0.97	0.2035	0.0043	2748	113	2606	85	2855	34	91
	# 5	203	104	0.07	14.50	0.59	0.513	0.020	0.97	0.2050	0.0043	2783	114	2670	87	2866	34	93
	# 6	66	43	0.49	22.51	0.93	0.643	0.026	0.96	0.2541	0.0056	3206	132	3199	100	3210	35	100
	# 7	223	78	0.12	9.13	0.37	0.352	0.014	0.97	0.1881	0.0040	2351	96	1943	66	2726	35	71
	# 8	873	84	2.53	2.28	0.09	0.096	0.004	0.96	0.1714	0.0037	1205	49	593	22	2571	36	23
	# 9	571	144	0.19	6.08	0.25	0.253	0.010	0.96	0.1746	0.0038	1988	81	1452	51	2603	36	56
	# 10	121	60	0.05	14.28	0.59	0.497	0.020	0.96	0.2083	0.0045	2769	114	2602	85	2893	35	90
	# 11	224	104	0.04	13.13	0.54	0.465	0.018	0.96	0.2046	0.0044	2689	110	2464	81	2863	35	86
	# 12	57	36	0.40	21.51	0.88	0.633	0.025	0.96	0.2465	0.0055	3162	130	3161	99	3163	35	100
	# 13	500	158	0.14	8.10	0.33	0.315	0.012	0.96	0.1865	0.0040	2243	92	1766	61	2711	35	65
	# 14	359	184	0.05	14.08	0.58	0.514	0.020	0.96	0.1987	0.0043	2755	113	2673	86	2816	35	95
	# 15	103	59	0.03	16.37	0.67	0.569	0.022	0.96	0.2088	0.0047	2899	119	2903	92	2896	36	100
	# 16	339	193	0.21	16.59	0.68	0.570	0.023	0.96	0.2113	0.0047	2912	120	2906	92	2916	35	100
	# 17	332	123	0.11	9.58	0.39	0.372	0.015	0.96	0.1869	0.0042	2395	98	2038	69	2715	37	75
	# 18	83	48	0.02	16.54	0.68	0.569	0.022	0.96	0.2107	0.0048	2908	119	2905	92	2911	37	100
	# 19	1231	158	1.36	2.33	0.10	0.128	0.005	0.96	0.1321	0.0030	1222	50	777	29	2126	39	37
	# 20	695	130	1.22	4.17	0.17	0.186	0.007	0.96	0.1623	0.0037	1668	68	1102	40	2480	38	44
	# 21	66	38	0.50	16.71	0.69	0.571	0.023	0.96	0.2121	0.0052	2918	121	2914	93	2921	39	100
	# 22	205	84	0.07	11.21	0.46	0.407	0.016	0.96	0.1997	0.0046	2541	104	2202	73	2824	37	78
	# 23	38	22	0.57	18.08	0.75	0.594	0.023	0.96	0.2209	0.0053	2994	124	3005	95	2987	38	101
	# 24	410	119	0.13	6.85	0.28	0.290	0.011	0.96	0.1712	0.0040	2092	86	1642	57	2570	38	64
	# 25	236	84	0.08	10.07	0.41	0.354	0.014	0.96	0.2061	0.0048	2441	100	1955	66	2875	38	68

Appendix Chapter III - Table 1 : (continuation)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS							AGES [Ma]					Conc.		
				²⁰⁷ Pb ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c	2σ ^d	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ	%	
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)		
Échantillon R578-A2	# 1	75	36	0.23	13.47	0.33	0.480	0.010	0.87	0.2037	0.0048	2713	66	2526	44	2856	38	88
	# 2	683	338	0.03	12.63	0.30	0.495	0.010	0.90	0.1853	0.0039	2653	62	2590	45	2701	34	96
	# 3	569	293	0.13	13.24	0.31	0.516	0.011	0.90	0.1861	0.0039	2697	64	2682	46	2708	34	99
	# 4	243	127	0.21	13.31	0.32	0.521	0.011	0.90	0.1854	0.0039	2702	64	2703	47	2702	35	100
	# 5	348	194	0.24	15.47	0.37	0.557	0.012	0.90	0.2015	0.0042	2845	67	2853	49	2839	34	101
	# 6	840	266	0.02	8.26	0.20	0.317	0.007	0.90	0.1892	0.0040	2260	53	1774	33	2736	34	65
	# 7	971	299	0.07	6.96	0.17	0.308	0.007	0.90	0.1639	0.0035	2106	50	1732	32	2496	35	69
	# 8	595	272	0.03	12.31	0.29	0.457	0.010	0.90	0.1952	0.0041	2628	62	2429	43	2786	34	87
	# 9	745	402	0.01	14.42	0.34	0.540	0.011	0.90	0.1937	0.0041	2777	66	2782	48	2774	34	100
	# 10	656	350	0.01	14.23	0.34	0.534	0.011	0.90	0.1932	0.0041	2765	66	2758	48	2770	35	100
	# 11	542	254	0.27	12.96	0.31	0.469	0.010	0.90	0.2004	0.0042	2677	64	2479	44	2830	34	88
	# 12	132	73	0.61	15.76	0.38	0.557	0.012	0.89	0.2050	0.0045	2862	69	2856	49	2867	35	100
	# 14	241	135	0.34	15.73	0.38	0.559	0.012	0.90	0.2040	0.0043	2861	68	2864	49	2859	34	100
	# 15	274	144	0.56	15.27	0.37	0.527	0.011	0.89	0.2101	0.0047	2832	68	2730	48	2906	36	94
	# 16	488	180	0.09	10.37	0.25	0.368	0.008	0.89	0.2045	0.0046	2469	60	2019	38	2863	36	71
	# 17	204	98	0.32	13.66	0.33	0.479	0.010	0.89	0.2068	0.0047	2726	66	2523	45	2880	37	88
	# 18	653	114	0.07	4.89	0.12	0.174	0.004	0.89	0.2035	0.0044	1800	43	1035	21	2854	35	36
	# 19	108	60	0.51	15.46	0.38	0.556	0.012	0.88	0.2018	0.0047	2844	69	2849	49	2841	38	100
	# 20	158	60	0.15	10.16	0.24	0.382	0.008	0.89	0.1930	0.0042	2450	59	2086	38	2768	35	75
	# 21	1116	270	0.05	5.31	0.13	0.242	0.005	0.89	0.1591	0.0035	1871	45	1398	27	2446	37	57
	# 22	473	234	0.16	13.21	0.32	0.495	0.011	0.89	0.1935	0.0042	2695	65	2592	46	2772	35	93
	# 23	186	97	0.56	13.47	0.33	0.523	0.011	0.89	0.1867	0.0041	2713	66	2713	48	2714	36	100
	# 25	717	283	0.11	10.07	0.25	0.395	0.009	0.89	0.1850	0.0042	2441	60	2145	39	2698	37	79
	# 26	55	29	0.65	13.41	0.34	0.525	0.011	0.86	0.1855	0.0047	2709	68	2719	48	2702	42	101
	# 27	835	433	0.04	13.26	0.32	0.518	0.011	0.89	0.1855	0.0041	2698	65	2693	48	2703	36	100
	# 28	860	221	0.03	5.88	0.14	0.257	0.006	0.89	0.1661	0.0037	1958	48	1472	29	2519	37	58
	# 29	679	308	0.05	12.66	0.31	0.454	0.010	0.89	0.2024	0.0045	2655	65	2412	44	2845	36	85
	# 30	354	199	0.43	15.83	0.39	0.560	0.012	0.89	0.2049	0.0046	2867	70	2868	50	2866	36	100

Appendix Chapter III - Table 1 : (continuation)

Analyses #	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]						Conc.
				²⁰⁷ Pb ^b		²⁰⁶ Pb ^b		rho ^c		²⁰⁷ Pb ^c		²⁰⁷ Pb		2σ		²⁰⁷ Pb		%
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)			²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)	
Échantillon R578-D3	# 1	147	82	0.01	15.89	0.35	0.559	0.011	0.86	0.2061	0.0046	2870	63	2864	44	2875	36	100
	# 2	491	245	0.05	13.31	0.29	0.500	0.009	0.86	0.1932	0.0042	2702	58	2612	40	2770	36	94
	# 3	295	157	0.00	17.15	0.38	0.533	0.010	0.84	0.2334	0.0056	2943	65	2753	42	3076	38	90
	# 4	302	169	0.00	16.02	0.35	0.559	0.010	0.86	0.2079	0.0046	2878	62	2862	43	2890	36	99
	# 5	163	91	0.00	15.88	0.35	0.559	0.010	0.86	0.2059	0.0046	2870	62	2864	43	2874	36	100
	# 6	2156	265	0.02	2.03	0.04	0.123	0.002	0.86	0.1195	0.0026	1126	24	749	13	1949	39	38
	# 7	141	79	0.00	15.84	0.35	0.560	0.011	0.86	0.2049	0.0046	2867	63	2869	43	2866	36	100
	# 8	109	73	0.59	25.30	0.55	0.671	0.013	0.86	0.2733	0.0061	3320	73	3311	49	3325	35	100
	# 9	191	107	0.00	15.89	0.35	0.561	0.010	0.86	0.2054	0.0046	2870	62	2871	43	2869	36	100
	# 10	166	98	0.19	21.19	0.47	0.593	0.011	0.87	0.2593	0.0058	3147	70	3001	46	3242	35	93
	# 11	1384	190	0.02	2.59	0.06	0.137	0.003	0.86	0.1368	0.0030	1297	28	829	14	2187	38	38
	# 12	285	156	0.00	15.55	0.34	0.547	0.010	0.86	0.2060	0.0046	2849	62	2815	43	2874	36	98
	# 13	283	159	0.00	15.91	0.35	0.561	0.010	0.86	0.2056	0.0046	2871	63	2872	43	2871	36	100
	# 14	381	196	0.00	14.51	0.32	0.513	0.010	0.86	0.2049	0.0046	2783	61	2671	41	2866	36	93
	# 15	861	218	0.02	5.67	0.12	0.253	0.005	0.86	0.1624	0.0037	1926	42	1454	24	2481	38	59
	# 16	1140	260	0.01	5.44	0.12	0.228	0.004	0.85	0.1730	0.0041	1891	42	1325	23	2587	39	51
	# 17	262	147	0.00	15.81	0.35	0.559	0.010	0.84	0.2050	0.0050	2865	64	2864	43	2866	39	100
	# 19	184	103	0.00	15.93	0.36	0.559	0.011	0.84	0.2065	0.0050	2872	64	2864	44	2878	39	100
	# 20	169	114	0.70	25.58	0.57	0.675	0.013	0.85	0.2748	0.0064	3331	74	3326	49	3334	36	100
	# 21	249	134	0.35	18.94	0.42	0.538	0.010	0.85	0.2551	0.0059	3039	67	2777	42	3217	37	86
	# 22	231	130	0.00	15.90	0.35	0.560	0.011	0.85	0.2059	0.0048	2871	64	2868	44	2873	38	100
	# 23	418	221	0.03	13.91	0.31	0.530	0.010	0.85	0.1903	0.0045	2743	61	2742	42	2744	38	100
	# 24	406	217	0.04	14.07	0.31	0.534	0.010	0.85	0.1911	0.0045	2754	61	2757	42	2752	38	100
	# 25	96	39	0.01	12.87	0.30	0.404	0.008	0.83	0.2310	0.0061	2670	63	2188	37	3059	42	72
	# 26	447	227	0.05	13.20	0.29	0.507	0.010	0.84	0.1888	0.0045	2694	60	2644	41	2731	39	97
	# 27	321	168	0.00	14.91	0.33	0.524	0.010	0.84	0.2065	0.0050	2809	63	2714	42	2878	39	94
	# 28	303	161	0.00	15.04	0.34	0.532	0.010	0.84	0.2049	0.0050	2818	63	2752	42	2865	39	96
	# 29	500	228	0.00	11.78	0.26	0.455	0.009	0.84	0.1875	0.0046	2587	58	2420	38	2721	40	89
	# 30	417	111	0.02	6.80	0.15	0.267	0.005	0.83	0.1851	0.0047	2086	47	1523	26	2700	42	56

Appendix Chapter III - Table 1 : (continuation)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]					Conc. %	
				²⁰⁷ Pb ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c	2σ ^d	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ		
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)		
Échantillon R578-F1	# 1	36	25	0.24	27.58	0.69	0.702	0.014	0.77	0.2850	0.0091	3404	85	3427	51	3391	50	101
	# 2	89	63	0.40	29.15	0.64	0.709	0.013	0.86	0.2981	0.0066	3459	76	3456	51	3460	34	100
	# 3	102	73	0.43	28.92	0.63	0.708	0.013	0.86	0.2962	0.0066	3451	76	3452	51	3450	34	100
	# 4	378	179	0.12	17.10	0.37	0.475	0.009	0.86	0.2610	0.0058	2941	64	2507	39	3253	35	77
	# 5	163	114	0.43	28.84	0.66	0.702	0.014	0.87	0.2982	0.0066	3448	79	3427	53	3461	34	99
	# 6	116	82	0.31	29.27	0.65	0.710	0.013	0.86	0.2992	0.0068	3463	76	3457	51	3466	35	100
	# 7	290	167	0.08	21.65	0.47	0.576	0.011	0.86	0.2727	0.0061	3168	69	2932	44	3322	35	88
	# 8	589	277	0.35	16.34	0.36	0.470	0.009	0.86	0.2520	0.0057	2897	63	2485	39	3197	36	78
	# 9	100	55	0.07	17.75	0.40	0.551	0.011	0.85	0.2336	0.0055	2976	67	2830	44	3077	37	92
	# 10	2589	247	0.02	1.50	0.03	0.096	0.002	0.85	0.1138	0.0026	930	21	588	11	1861	42	32
	# 11	678	188	0.02	6.02	0.14	0.278	0.005	0.84	0.1573	0.0038	1978	44	1579	27	2427	41	65
	# 12	2839	305	0.02	1.30	0.03	0.107	0.002	0.85	0.0877	0.0021	844	19	657	12	1375	45	48
	# 13	226	117	0.36	20.07	0.47	0.516	0.010	0.83	0.2820	0.0074	3095	73	2683	43	3374	41	80
	# 14	443	110	0.03	5.83	0.13	0.248	0.005	0.83	0.1703	0.0043	1951	45	1431	25	2561	42	56

Appendix Chapter III - Table 1 : (continuation)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]						Conc. %
				²⁰⁷ Pb ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c	2σ ^d	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ		
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)		
Échantillon R578-G1	# 1	95	61	0.40	22.35	0.49	0.645	0.012	0.87	0.2513	0.0056	3199	71	3209	48	3193	35	101
	# 2	117	75	0.44	22.58	0.50	0.646	0.012	0.87	0.2534	0.0056	3209	71	3214	48	3206	35	100
	# 3	61	39	0.51	22.79	0.51	0.648	0.012	0.85	0.2550	0.0060	3218	72	3221	49	3216	37	100
	# 4	76	50	0.42	22.77	0.51	0.649	0.012	0.86	0.2544	0.0057	3217	71	3225	49	3212	35	100
	# 5	74	48	0.45	22.75	0.51	0.647	0.012	0.86	0.2551	0.0059	3216	72	3216	48	3217	36	100
	# 6	141	91	0.67	22.71	0.50	0.644	0.012	0.87	0.2556	0.0056	3214	71	3206	48	3220	35	100
	# 7	105	68	0.64	22.66	0.50	0.646	0.012	0.86	0.2543	0.0056	3213	71	3214	48	3212	35	100
	# 8	98	64	0.49	22.82	0.50	0.649	0.012	0.86	0.2550	0.0057	3219	71	3224	48	3216	35	100
	# 9	76	49	0.50	22.44	0.51	0.647	0.012	0.85	0.2516	0.0060	3203	73	3215	49	3195	38	101
	# 10	102	61	0.40	21.00	0.47	0.602	0.012	0.86	0.2529	0.0057	3139	70	3039	46	3203	35	95
	# 11	108	69	0.61	22.51	0.50	0.645	0.012	0.86	0.2532	0.0057	3206	71	3209	48	3205	35	100
	# 12	113	70	0.50	21.89	0.48	0.623	0.012	0.86	0.2547	0.0057	3179	70	3123	47	3214	35	97
	# 13	108	70	0.73	22.85	0.50	0.647	0.012	0.86	0.2561	0.0058	3220	71	3216	48	3223	35	100
	# 14	88	57	0.64	22.66	0.50	0.642	0.012	0.86	0.2559	0.0058	3212	71	3198	48	3222	36	99
	# 15	104	67	0.40	22.43	0.50	0.643	0.012	0.86	0.2532	0.0058	3203	71	3200	48	3205	36	100
	# 16	67	43	0.71	22.68	0.51	0.644	0.012	0.85	0.2554	0.0060	3213	72	3205	48	3219	37	100
	# 17	141	91	0.44	22.76	0.51	0.645	0.012	0.85	0.2561	0.0060	3217	72	3207	48	3223	37	100
	# 18	64	41	0.50	22.36	0.50	0.644	0.012	0.85	0.2517	0.0059	3200	72	3207	49	3195	37	100
	# 19	141	91	0.62	22.86	0.51	0.649	0.012	0.85	0.2554	0.0059	3221	71	3225	48	3219	36	100
	# 20	117	75	0.47	22.60	0.50	0.642	0.012	0.85	0.2554	0.0060	3210	71	3196	48	3219	37	99
	# 21	131	85	0.47	22.71	0.51	0.646	0.012	0.85	0.2551	0.0060	3215	72	3212	48	3217	37	100
	# 22	620	375	1.01	21.30	0.49	0.604	0.012	0.86	0.2558	0.0060	3152	72	3046	47	3221	37	95
	# 23	99	61	0.43	21.75	0.49	0.620	0.012	0.85	0.2544	0.0061	3173	71	3110	47	3212	37	97
	# 24	172	111	0.75	22.62	0.50	0.645	0.012	0.85	0.2544	0.0060	3211	72	3208	48	3212	37	100
	# 25	157	94	0.55	21.00	0.47	0.601	0.011	0.85	0.2536	0.0061	3139	70	3032	46	3207	38	95
	# 26	113	73	0.77	22.64	0.51	0.644	0.012	0.84	0.2550	0.0062	3212	72	3204	48	3216	38	100
	# 27	80	52	0.62	22.89	0.53	0.646	0.012	0.82	0.2569	0.0069	3222	75	3214	48	3228	42	100

Appendix Chapter III - Table 1 : (continuation)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]						Conc.
				²⁰⁷ Pb ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c	2σ ^d	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ	%	
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)		
Échantillon R81-04	# 1	66	36	0.46	17.76	0.42	0.544	0.011	0.82	0.2367	0.0064	2977	71	2800	45	3098	43	90
	# 2	121	68	0.18	15.63	0.38	0.559	0.011	0.78	0.2027	0.0062	2854	70	2863	44	2848	49	101
	# 3	81	52	0.49	22.01	0.51	0.640	0.013	0.85	0.2494	0.0060	3184	73	3189	50	3181	38	100
	# 4	104	59	0.38	19.43	0.43	0.565	0.011	0.86	0.2493	0.0056	3064	68	2889	45	3180	35	91
	# 5	130	60	0.02	12.96	0.29	0.466	0.009	0.86	0.2019	0.0047	2677	60	2464	39	2842	38	87
	# 6	348	130	0.19	10.58	0.24	0.375	0.007	0.85	0.2048	0.0049	2487	56	2051	33	2865	39	72
	# 7	224	128	0.27	19.31	0.43	0.571	0.011	0.85	0.2451	0.0057	3058	69	2914	45	3154	37	92
	# 8	120	66	0.07	15.47	0.38	0.553	0.011	0.78	0.2029	0.0063	2844	70	2837	44	2850	50	100
	# 9	95	39	0.01	11.48	0.28	0.410	0.008	0.81	0.2030	0.0057	2563	61	2215	36	2851	46	78
	# 10	74	47	0.49	22.02	0.49	0.641	0.012	0.86	0.2493	0.0057	3185	71	3192	48	3180	36	100
	# 11	82	52	0.15	22.02	0.54	0.637	0.014	0.87	0.2506	0.0060	3185	78	3178	54	3189	38	100
	# 12	360	199	0.05	15.48	0.34	0.554	0.010	0.86	0.2027	0.0046	2845	63	2841	43	2848	37	100
	# 13	326	181	0.05	15.51	0.35	0.555	0.011	0.86	0.2027	0.0046	2847	63	2846	44	2848	37	100
	# 14	279	159	0.62	19.67	0.44	0.569	0.011	0.86	0.2509	0.0057	3075	68	2902	44	3190	36	91
	# 15	115	47	0.05	12.11	0.27	0.406	0.008	0.85	0.2163	0.0051	2613	59	2197	36	2953	38	74
	# 16	130	63	0.22	14.31	0.32	0.487	0.009	0.85	0.2131	0.0051	2771	63	2558	41	2929	39	87
	# 17	53	28	0.03	15.17	0.35	0.515	0.010	0.85	0.2135	0.0052	2826	65	2679	43	2932	39	91
	# 18	184	81	0.01	12.88	0.29	0.439	0.008	0.85	0.2126	0.0050	2671	60	2347	38	2926	38	80
	# 19	116	74	0.11	22.05	0.50	0.641	0.012	0.85	0.2495	0.0059	3186	72	3192	49	3182	37	100
	# 20	247	137	0.04	15.39	0.34	0.553	0.011	0.85	0.2016	0.0047	2840	64	2840	44	2840	38	100
	# 21	82	53	0.46	21.97	0.52	0.640	0.013	0.84	0.2490	0.0065	3182	76	3189	50	3178	41	100
	# 22	16	9	0.03	15.99	0.48	0.540	0.014	0.88	0.2149	0.0062	2876	86	2782	59	2943	46	95
	# 23	109	46	0.26	14.43	0.33	0.418	0.008	0.85	0.2504	0.0061	2778	63	2251	37	3187	38	71
	# 24	405	130	0.05	8.99	0.21	0.322	0.006	0.81	0.2028	0.0055	2337	55	1797	30	2849	44	63
	# 25	96	62	0.40	22.27	0.52	0.641	0.013	0.85	0.2518	0.0061	3195	75	3195	50	3196	38	100
	# 26	1495	219	0.10	3.70	0.08	0.146	0.003	0.85	0.1831	0.0044	1570	35	881	16	2681	40	33
	# 27	203	81	0.08	11.04	0.25	0.399	0.008	0.84	0.2006	0.0049	2526	57	2165	35	2831	40	76
	# 28	848	324	0.05	9.64	0.22	0.382	0.007	0.84	0.1831	0.0046	2401	55	2085	34	2681	41	78
	# 29	36	20	0.08	15.10	0.42	0.541	0.012	0.81	0.2024	0.0066	2821	79	2788	51	2845	53	98
	# 30	107	69	0.27	22.32	0.51	0.643	0.012	0.84	0.2519	0.0063	3198	73	3199	49	3197	39	100
	# 31	228	92	0.06	11.85	0.27	0.405	0.008	0.84	0.2124	0.0053	2593	60	2190	36	2924	40	75
	# 32	174	111	0.57	22.22	0.51	0.639	0.012	0.84	0.2521	0.0063	3193	73	3187	48	3198	40	100
	# 33	243	123	0.20	14.90	0.34	0.508	0.010	0.84	0.2125	0.0053	2809	64	2650	42	2925	40	91
	# 34	57	37	0.35	22.15	0.52	0.640	0.012	0.83	0.2510	0.0065	3190	75	3190	49	3191	41	100
	# 35	106	41	0.21	11.43	0.27	0.389	0.008	0.83	0.2128	0.0055	2559	60	2120	35	2927	42	72

Quoted uncertainties (absolute) are 2σ (95% confidence).

(a) U and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

(b) Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculated using $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} * 1/137.88)$

(c) Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}/^{235}\text{U}$ ratio

(d) Quadratic addition of within-run errors (2 SD) and daily reproducibility of GJ-1 (2 SD)

(e) Corrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon (~0.6 per atomic mass unit) and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975)

Appendix Chapter III - Table 2: Compilation of Uranium-Lead isotope analyses carried on monazite grains.

Analyse	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]								Conc. %		
					²⁰⁷ Pb ^b		²⁰⁶ Pb ^b		rho ^c	²⁰⁷ Pb ^e		²⁰⁸ Pb ^e		²⁰⁷ Pb		²⁰⁶ Pb		²⁰⁸ Pb					
					²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³² Th	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³² Th		(abs.)	
					#																		
Échantillon	# 1	638	340	23790	37.31	13.994	0.680	0.534	0.025	0.97	0.1901	0.00416	0.151	0.00306	2749	134	2758	106	2743	36	2845	54	101
CSE-D1	# 2	656	353	17022	25.94	14.219	0.686	0.538	0.025	0.97	0.1917	0.00418	0.158	0.00320	2764	133	2775	106	2757	36	2966	56	101
	# 3	695	375	23809	34.24	14.498	0.697	0.539	0.025	0.97	0.1950	0.00426	0.152	0.00306	2783	134	2780	106	2785	36	2852	54	100
	# 4	928	501	25705	27.70	14.531	0.696	0.539	0.025	0.97	0.1954	0.00426	0.155	0.00310	2785	133	2781	105	2788	35	2906	54	100
	# 5	762	406	25467	33.43	14.092	0.673	0.532	0.025	0.97	0.1920	0.00418	0.155	0.00310	2756	132	2751	104	2759	36	2907	54	100
	# 6	497	266	21899	44.06	14.358	0.684	0.535	0.025	0.97	0.1948	0.00428	0.153	0.00306	2774	132	2761	104	2783	36	2877	54	99
	# 7	858	462	21534	25.11	14.464	0.687	0.539	0.025	0.97	0.1948	0.00426	0.152	0.00302	2781	132	2778	104	2783	36	2862	53	100
	# 8	656	349	25229	38.44	13.861	0.644	0.532	0.024	0.97	0.1890	0.0042	0.150	0.00292	2740	127	2750	101	2733	36	2821	51	101
	# 9	582	309	23623	40.61	13.882	0.642	0.531	0.024	0.97	0.1896	0.00424	0.146	0.00284	2742	127	2745	100	2739	37	2757	50	100
	# 10	785	421	24470	31.17	14.168	0.653	0.537	0.024	0.97	0.1915	0.00428	0.146	0.00284	2761	127	2769	101	2755	36	2755	50	101
	# 11	821	442	24813	30.23	14.194	0.652	0.538	0.024	0.97	0.1913	0.00428	0.144	0.00280	2763	127	2776	101	2753	37	2727	49	101
	# 12	738	395	23283	31.56	14.162	0.649	0.536	0.024	0.97	0.1917	0.00432	0.146	0.00282	2761	127	2766	100	2757	37	2756	50	100
	# 13	534	282	20987	39.33	13.760	0.629	0.528	0.023	0.97	0.1892	0.00428	0.140	0.00270	2733	125	2731	99	2735	37	2656	48	100
	# 14	612	325	22992	37.56	14.102	0.643	0.532	0.023	0.97	0.1924	0.00438	0.146	0.00280	2757	126	2748	99	2763	37	2756	50	99
	# 15	668	321	21652	32.43	12.034	0.547	0.481	0.021	0.97	0.1814	0.00414	0.145	0.00278	2607	119	2532	92	2666	38	2741	49	95
	# 16	507	247	17093	33.69	12.664	0.565	0.487	0.021	0.96	0.1886	0.00448	0.153	0.00288	2655	118	2558	91	2730	39	2880	50	94
	# 17	744	380	24149	32.45	13.384	0.595	0.511	0.022	0.96	0.1901	0.00454	0.141	0.00266	2707	120	2659	93	2743	39	2673	47	97
	# 18	885	456	23566	26.62	13.604	0.603	0.515	0.022	0.96	0.1915	0.00458	0.146	0.00272	2723	121	2679	94	2755	39	2749	48	97
	# 19	736	383	23095	31.39	13.197	0.584	0.520	0.022	0.96	0.1841	0.00444	0.140	0.00262	2694	119	2699	94	2690	40	2648	46	100
	# 20	789	388	25004	31.71	12.264	0.541	0.492	0.021	0.96	0.1808	0.00438	0.135	0.00252	2625	116	2579	90	2661	40	2561	45	97
	# 21	748	375	24265	32.45	13.106	0.578	0.501	0.021	0.96	0.1897	0.00464	0.139	0.00258	2687	118	2618	91	2740	40	2632	46	96

Appendix Chapter III - Table 2 : (continuation)

Analyse	U ^a	Pb ^a	Th ^a	Th/U	RATIOS								AGES [Ma]						Conc.				
					²⁰⁷ Pb ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c	2σ ^d	²⁰⁸ Pb ^e	2σ ^d	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb		2σ	²⁰⁸ Pb	2σ	
					²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³² Th	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb		(abs.)	²³² Th	(abs.)	
					#	[ppm]	[ppm]	[ppm]	mesuré														
Échantillon	# 1	434	234	14935	34.44	14.415	0.629	0.540	0.023	0.97	0.1935	0.0041	0.147	0.00288	2777	121	2785	96	2772	35	2764	51	100
R36-E3	# 2	859	463	15598	18.17	14.171	0.618	0.540	0.023	0.97	0.1905	0.00402	0.146	0.00288	2761	120	2781	96	2747	34	2761	51	101
	# 3	767	412	18079	23.58	14.270	0.622	0.538	0.023	0.97	0.1925	0.00406	0.148	0.00290	2768	121	2774	95	2764	34	2791	51	100
	# 4	754	405	23537	31.20	14.062	0.613	0.537	0.023	0.97	0.1898	0.00402	0.147	0.00288	2754	120	2773	95	2740	35	2777	51	101
	# 5	821	440	16629	20.26	14.267	0.622	0.536	0.023	0.97	0.1930	0.00408	0.147	0.00288	2768	121	2767	95	2768	35	2767	51	100
	# 6	1176	631	18768	15.96	14.120	0.616	0.536	0.023	0.97	0.1910	0.00404	0.147	0.00288	2758	120	2768	95	2751	35	2774	51	101
	# 7	1292	695	22657	17.53	14.376	0.627	0.538	0.023	0.97	0.1938	0.0041	0.146	0.00286	2775	121	2776	95	2774	35	2760	51	100
	# 8	681	368	16392	24.06	14.464	0.632	0.540	0.023	0.97	0.1943	0.00414	0.147	0.00288	2781	121	2783	96	2779	35	2766	51	100
	# 9	914	493	19177	20.99	14.224	0.621	0.539	0.023	0.97	0.1914	0.00408	0.147	0.00288	2765	121	2779	96	2754	35	2777	51	101
	# 10	818	437	63809	78.03	14.204	0.621	0.535	0.023	0.97	0.1927	0.00414	0.146	0.00286	2763	121	2761	95	2766	35	2757	50	100
	# 11	641	345	28303	44.13	14.462	0.634	0.538	0.023	0.97	0.1950	0.00432	0.146	0.00286	2781	122	2775	96	2785	36	2752	50	100
	# 12	743	399	14595	19.66	14.315	0.627	0.537	0.023	0.97	0.1934	0.00426	0.147	0.00288	2771	121	2770	96	2772	36	2769	51	100
	# 13	902	486	22027	24.41	14.248	0.625	0.539	0.023	0.97	0.1917	0.00424	0.148	0.00290	2766	121	2779	96	2757	36	2790	51	101
	# 14	667	358	15224	22.82	14.377	0.631	0.537	0.023	0.97	0.1943	0.00434	0.147	0.00288	2775	122	2770	96	2779	36	2766	51	100
	# 15	787	425	17654	22.43	14.351	0.630	0.540	0.023	0.97	0.1927	0.0043	0.146	0.00286	2773	122	2784	96	2765	36	2754	50	101
	# 16	1042	558	16739	16.06	14.198	0.623	0.535	0.023	0.97	0.1924	0.0043	0.148	0.00290	2763	121	2763	95	2763	36	2785	51	100
	# 17	860	458	19052	22.15	14.178	0.623	0.533	0.023	0.97	0.1931	0.00434	0.147	0.00286	2762	121	2753	95	2768	37	2763	51	99
	# 18	462	248	19093	41.30	13.978	0.615	0.536	0.023	0.97	0.1890	0.0043	0.146	0.00286	2748	121	2768	96	2734	37	2761	50	101
	# 19	632	337	22331	35.32	13.953	0.613	0.534	0.023	0.97	0.1896	0.00432	0.146	0.00286	2746	121	2757	95	2739	37	2763	51	101
	# 20	1199	641	17657	14.73	14.220	0.626	0.535	0.023	0.97	0.1929	0.0044	0.147	0.00286	2764	122	2762	95	2767	37	2767	51	100

Appendix Chapter III - Table 2 : (continuation)

Analyse	U ^a	Pb ^a	Th ^a	Th/U	RATIOS								AGES [Ma]						Conc.				
					²⁰⁷ Pb ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb ^e	2σ ^d	²⁰⁸ Pb ^e	2σ ^d	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁸ Pb	2σ	%	
					²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³² Th	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³² Th	(abs.)		
#	[ppm]	[ppm]	[ppm]	mesuré																			
Échantillon	# 1	1639	881	21735	13.26	14.300	0.658	0.537	0.024	0.97	0.1930	0.00412	0.147	0.00288	2770	127	2773	101	2768	35	2770	51	100
R578-F1	# 3	1356	725	34871	25.72	14.196	0.653	0.535	0.024	0.97	0.1925	0.004	0.147	0.00288	2763	127	2761	101	2764	34	2767	51	100
	# 4	1250	646	33107	26.49	13.100	0.608	0.517	0.023	0.97	0.1838	0.00384	0.140	0.00276	2687	125	2686	99	2687	34	2644	49	100
	# 5	1181	634	31597	26.76	14.234	0.661	0.537	0.024	0.97	0.1922	0.00404	0.147	0.00290	2765	128	2771	102	2761	34	2768	51	100
	# 6	1196	639	34975	29.24	14.270	0.663	0.534	0.024	0.97	0.1938	0.00408	0.146	0.00288	2768	129	2759	102	2775	34	2754	51	99
	# 8	1263	675	43093	34.11	14.201	0.663	0.535	0.024	0.97	0.1926	0.00406	0.146	0.00288	2763	129	2761	102	2765	34	2748	51	100
	# 9	1443	773	50686	35.13	14.229	0.665	0.536	0.024	0.97	0.1926	0.00408	0.147	0.00290	2765	129	2766	102	2765	35	2776	51	100
	# 10	1477	789	43765	29.64	14.110	0.660	0.534	0.024	0.97	0.1916	0.00406	0.146	0.00290	2757	129	2759	102	2756	35	2760	51	100
	# 12	1360	698	26255	19.31	12.824	0.601	0.513	0.023	0.97	0.1812	0.00386	0.141	0.00278	2667	125	2671	100	2664	35	2667	49	100
	# 13	1179	631	37470	31.77	14.227	0.673	0.535	0.025	0.97	0.1930	0.0042	0.147	0.00292	2765	131	2761	103	2768	35	2773	51	100
	# 15	1746	937	41057	23.52	14.462	0.686	0.537	0.025	0.97	0.1954	0.00426	0.146	0.00290	2781	132	2770	104	2788	35	2755	51	99
	# 16	1753	937	38411	21.91	14.257	0.678	0.535	0.025	0.97	0.1934	0.00424	0.147	0.00292	2767	131	2761	104	2772	36	2778	51	100
	# 17	1053	564	30601	29.06	14.038	0.668	0.535	0.025	0.97	0.1902	0.0042	0.146	0.00290	2752	131	2764	104	2744	36	2759	51	101
	# 18	1492	798	39877	26.72	14.275	0.680	0.535	0.025	0.97	0.1935	0.0043	0.147	0.00292	2768	132	2763	104	2772	36	2776	51	100
	# 19	1853	988	38767	20.92	14.011	0.668	0.533	0.025	0.97	0.1905	0.00422	0.146	0.00290	2750	131	2756	104	2747	36	2756	51	100
	# 20	1773	948	38286	21.60	14.138	0.675	0.535	0.025	0.97	0.1918	0.00426	0.147	0.00292	2759	132	2761	104	2757	36	2775	52	100

Quoted uncertainties (absolute) are 2σ (95% confidence).

(a) U and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to reference monazite USGS 44069

(b) Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference monazite USGS 44069 (ID-TIMS values/measured value); ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/(²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137.88)

(c) Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and the ²⁰⁷/²³⁵U ratio

(d) Quadratic addition of within-run errors (2 SD) and daily reproducibility of reference monazite USGS 44069

(e) Corrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon (~0.6 per atomic mass unit) and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975)

Note: Certaines données isotopiques U-Pb sur zircons réalisées durant ce travail de thèse ne sont pas présentes dans cette contribution scientifique. Elles sont reportées dans l'Annexe du présent manuscrit.

Chapitre IV :

Origine, contexte de mise en place et évolution dans un système thermodynamiquement fermé de l'ensemble des phases formant un complexe de gneiss gris composite

Présentation de la contribution scientifique :

Les complexes de gneiss gris composites représentent environ 80% des terrains archéens, ils sont donc largement dominant dans la géologie archéenne. Toutefois, ces lithologies felsiques ne sont que peu étudiées en comparaison avec les lithologies alumineuses (méta-sédimentaires) qui sont les candidats idéaux pour la détermination des conditions pression-température enregistrées dans les roches.

Le Chapitre IV, ci-après, détaille l'origine ainsi que les conditions de mise en place des différentes phases felsiques formant le complexe de gneiss gris de la marge Nord du Kaapvaal. Cette section ce qui est le prolongement naturel du Chapitre III qui a donné le cadre de l'architecture crustale du Nord-Kaapvaal.

Les analyses détaillées de la pétrologie, de la géochimie majeurs/traces sur roche totale et des signatures isotopiques Uranium-Plomb/Lutétium-Hafnium sur zircons montrent que l'ensemble des lithologies formant le complexe de gneiss gris du Nord-Kaapvaal proviennent du remaniement d'une unique lithologie - basique - formée à *ca.* 2.97 Ga. La fusion partielle de ces roches basiques a amené à la mise en place de granitoïdes TTG, qui ont eux-mêmes amené à la mise en place de granites à biotite par fusion partielle. La signature isotopique en hafnium des zircons provenant de ces lithologies montre que l'évolution du Bloc de Pietersburg s'est faite sans qu'aucun apport de matière extérieur au système ne soit accompli : i.e. le Bloc de Pietersburg a évolué tel un système thermodynamiquement fermé. Les données présentées dans ce Chapitre IV montrent que l'unique apport d'énergie envisageable est l'énergie thermique basale du manteau lithosphérique.

De plus, l'étude des lithologies supracrustales (méta-sédiments + coulées volcaniques) montre que leur remaniement en conditions de fusion partielle n'est réalisé qu'après l'étape de mise en place des granites à biotites, lorsque le bloc crustal est différencié. De plus, le remaniement de ces formations supracrustales par de fusion partielle est l'élément clé dans la diversité des lithologies observées au sein d'un complexe de gneiss gris.

Ces travaux montrent donc que le remaniement des lithologies crustales plutoniques est crucial pour la stabilisation - et donc la préservation à long terme - des blocs crustaux, tandis que le remaniement des lithologies supracrustales est créateur de diversité.

Long lived, cryptic crustal differentiation and the origin of composite grey gneiss complexes: an example from the northern Kaapvaal craton (South Africa)

Authors:

Adrien Vezinet^{1,2}, Jean-François Moyen¹, Gary Stevens², Oscar Laurent³, Gautier Nicoli⁴, Alain Chauvet⁵, Ana Ramalho Alkmim⁶, Camille Dusséaux⁵ and Dirk Frei⁷

Affiliations:

1 : Université de Lyon, UJM-Saint-Etienne, UBP, CNRS, IRD, Laboratoire Magmas et Volcans UMR 6524, F-42023 Saint Etienne, France.

2 : Centre for Crustal Petrology, Department of Earth Sciences, Stellenbosch University, Private Bag X1, 7602, South Africa.

3 : Université de Liège, Département de Géologie B20, Quartier Agora, allée du six Août 12, B-4000 Liège, Belgium.

4 : Department of Earth Sciences, University of Cambridge, Downing Street, Cambridge CB2 3EQ, UK.

5 : Laboratoire Géosciences Montpellier, Centre National de la Recherche Scientifique-Unité Mixte de Recherche 5243, Université Montpellier II, Montpellier, France.

6 : Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Morro do Cruzeiro, 35400-000 Ouro Preto, MG, Brazil.

7 : Department of Earth Sciences, University of the Western Cape, Private Bag X17, 7530 Bellville, South Africa.

Keywords: Archean, composite grey gneiss complex, crustal differentiation, zircon, Lu-Hf isotope.

Contribution submitted to Precambrian Research.

Abstract

Grey gneiss complexes represent ca. 80% of preserved Archean lithologies, yet they are poorly handled due to (i) their highly composite nature and (ii) their inadequate paragenesis for metamorphic process investigation. Therefore, geodynamics accounting for composite grey gneiss complex emplacement are not thoroughly detailed. Constraining the evolution through time of the volumetrically dominant lithologies of the Archean continental crust is a crucial step forward for the understanding of Earth geodynamics. There are different ways to bring new information of this evolution, e.g. the geochemistry, the metamorphic paragenesis, the isotope signature of selected minerals, etc. These valuable approaches are often tackled separately, whereas the combination of all of these methods is profitable in order to establish a relevant overview of crustal processes.

This contribution addresses the evolution of an Archean grey gneiss complex through petrographic, metamorphic, geochemical and zircon isotope complementary investigations on three granitoids intimately associated with an Archean TTG suite. Based on these results and those from previous studies, we document a protracted continental crust recycling event during the Meso- to early Neoproterozoic via accretionary orogen geodynamics. This processes involved TTG production, biotite-granite produced through crustal differentiation, a pre-stabilization stage and a final cratonization. The dataset produced in this contribution also provides convincing evidences arguing for the establishment of an active margin at the end of the main crustal differentiation event (the biotite-granite stage). This active margin allows burial and reworking of these biotite-granite and supracrustal lithologies which are now part of the composite grey gneiss complex.

This comprehensive study contributes to constrain the time-scale of formation of each phases present in a composite grey gneiss complex and brings compelling genetic links between these distinct phases. Those results show that both composite grey gneiss complexes and supracrustal lithologies must be regarded as a whole, as they bring distinct, though complementary information on the evolution of the Archean continental crust.

1 Introduction

The differentiation of the continental crust is defined by all the processes of partial melting, segregation and emplacement of incompatibles-rich melt at middle to upper crustal levels (Sawyer *et al.*, 2011 ; Brown, 2013). These processes, typically resulting in the formation of granitoids bodies, account for the stabilization-cratonization of continental blocks (Kusky & Polat, 1999).

Orogenic systems are commonly considered as the most efficient geodynamics for the differentiation of the continental crust (e.g. Brown & Rushmer (2006) and references therein). It is now barely contested that most of high crustal levels granitoids are produced through partial melting of the deep crust (Brown & Fyfe, 1970 ; Fyfe, 1973) under fluid absent conditions (Wells, 1981 ; Thompson, 1982 ; Clemens, 1984 ; Clemens & Vielzeuf, 1987 ; Clemens & Watkins, 2001 ; Stevens & Clemens, 1993 ; 1983). Numerous experiments have bracketed the relevant (P,T) conditions of partial melting reactions in the absence of pervasive fluid for the most common crustal lithologies (Vielzeuf & Holloway, 1988 ; Vielzeuf & Clemens, 1992 ; Skjerlie *et al.*, 1993 ; Vielzeuf & Montel, 1994 ; Clemens, 1995 ; Clemens *et al.*, 1997 ; Montel & Vielzeuf, 1997 ; Stevens *et al.*, 1997 ; Pickering & Johnston, 1998 ; Holtz *et al.*, 2001 ; Watkins *et al.*, 2007 ; Carrington & Watt, 1995 ; Clemens & Wall, 1981). Experimental outcomes led to the general conclusion that fluid-absent partial melting of the continental crust is essentially driven by both muscovite and biotite-breakdown at temperatures above 700°C and 750°C respectively (at 7 kbar). Moreover, even if it does not account for the majority of granite production, fluid-present partial melting reactions also accounts for differentiation of the continental crust and K-rich melt production (Weinberg & Hasalová, 2015a ; Clemens & Stevens, 2015 ; Weinberg & Hasalová, 2015b). These processes can be tracked with the geochemical signature of investigated granitoid which is portrayed by both the source and the phases involved in partial melting reactions (Clemens & Stevens, 2012).

Besides, another challenging aspect of crustal differentiation is related to the timescales at which it took place. Lately, this issue has been tackled through coupled investigations of the zircon U-Pb/Lu-Hf systematics. While the U-Pb systematic allows an accurate temporal determination of the zircon crystallization event, the Lu-Hf systematic is used as a source indicator (Amelin *et al.*, 1999). Therefore, the combination of both U-Pb and Lu-Hf systematics is a fruitful tool to picture crustal growth and reworking/assimilation processes through time (e.g. Kemp *et al.*, 2009 ; Zeh *et al.*, 2009 ; 2010), especially when they are

coupled to petrological and geochemical constraints about the rocks in which zircon crystallized (Laurent & Zeh, 2015).

Although zircon isotope and petrogenesis investigations are complementary approaches to conceive a robust model for crustal evolution, attempts to connect both methods are scarce in literature, especially for the Archean period (e.g. Yang *et al.*, 2008 ; Hiess *et al.*, 2011 ; Guo *et al.*, 2014 ; Taylor *et al.*, 2014). Archean terranes are volumetrically dominated by composite grey gneiss complexes. These complexes are still seen as *seas of granitoids* with TTG affinities even though their geochemical heterogeneity, and significance for Archean geodynamics has been demonstrated and discussed (Moyen, 2011). Grey gneisses complexes display polycyclic histories, pictured by remnants of TTG gneisses - themselves deeply heterogeneous - and a vast range of geochemically distinct K-rich components (Moyen, 2011 ; Moyen & Martin, 2012). Therefore, it is necessary to unravel in great detail the successive tectono-magmato-metamorphic events that led to the formation of Archean grey gneisses complexes in order to quantify the processes accounting for Archean geodynamics and crustal evolution.

The Pietersburg Block, located at the northern edge of the Kaapvaal Craton in South Africa, has been recently the subject of a considerable amount of investigations (e.g. Belyanin *et al.*, 2010 ; 2012 ; Belyanin *et al.*, 2014 ; Kramers *et al.*, 2014 ; Nicoli *et al.*, 2014 ; Smit *et al.*, 2014 ; Tsunogae & van Reenen, 2014 ; van Reenen *et al.*, 2014 ; Vezinet *et al.*, submitted-b ; Zeh *et al.*, 2009 ; Zeh & Gerdes, 2012 ; Laurent *et al.*, 2013 ; Zeh *et al.*, 2013b ; Laurent *et al.*, 2014a ; Rajesh *et al.*, 2014a ; Taylor *et al.*, 2014 ; Laurent *et al.*, 2014c ; Rajesh *et al.*, 2014b ; Nicoli *et al.*, 2015 ; Laurent & Zeh, 2015) and, as such, is now one of the most detailed Archean terranes worldwide. This Archean terrane displays Paleoproterozoic TTG gneiss remnants, Mesoproterozoic TTGs, Bt-granites and greenstone belts and their high grade metamorphic equivalent metamorphosed at Neoproterozoic times. This terrane is assumed to emplace during accretionary orogen settings. The entire dataset encompasses petrological, geochemical and geochronological results, making this terrane a valuable natural laboratory to unravel the cryptic evolution of an Archean grey gneiss complex.

This evolution is here addressed through the study of granitoids intimately associated with the TTG gneiss basement of the Pietersburg Block, The zircon U-Pb/Lu-Hf isotopes and petrogenesis investigations allow the documentation of a protracted Archean crustal recycling event and the evolution of the terrane margin through time. The investigated Archean grey gneiss complex evolves in a thermodynamically closed system. Furthermore, these granitoids also testify for a geochemical switching from the typical Bt-granites produced during the main

stage of the accretionary orogen to a much distinct geochemical signature attributed to a first stage of crustal stabilization.

2 Lithological outlines of the Pietersburg Block

2.1 Structural framework

The Archean Pietersburg Block (PB) consists in the northernmost terrane of the Kaapvaal craton (KC) in South Africa (Eglington & Armstrong, 2004). This terrane is bounded by two major tectonic limits: the Murchison-Thabazimbi Lineament to the South and the Palala Shear Zone (PSZ, Fig. 4- 1A) to the North (Good & de Wit (1997) and Schaller *et al.* (1999) respectively). The PB also displays two significant intra-terrane shear zones: the Hout River Shear Zone and the N'Tabalala Shear Zone (HRSZ and NSZ respectively in the Fig. 4- 1A).

The Hout River shear zone has long been recognized as a northward dipping thrusting front interpreted as the major tectonic feature delimiting the southern amphibolite facies metamorphism Kaapvaal craton lithologies from their granulite facies metamorphism equivalent: the southern marginal zone of the Limpopo Complex (Du Toit *et al.*, 1983 ; van Reenen *et al.*, 1987 ; van Reenen *et al.*, 1988 ; Smit *et al.*, 1992 ; de Wit *et al.*, 1992a).

The N'Tabalala shear zone is a poorly described *ca.* N070 strike slip mylonite zone usually assumed to be the retrograde isograd delimiting the preserved granulite facies metamorphism lithologies from the re-hydrated amphibolite facies lithologies (van Reenen, 1986). The absolute geochronological constraint on the N'Tabalala shear zone activity is still unknown; nonetheless field relationships indicate a main ductile activity before the Matok Igneous Complex (MIC) emplacement and a last brittle activity after emplacement of the MIC (Smit *et al.*, 1992 ; van Reenen *et al.*, 2011) at *ca.* 2.68 Ga (Laurent *et al.*, 2013).

2.2 Mafic and sedimentary formations

Mafic and sedimentary lithologies of the PB are mainly represented by the four distinct greenstone belts (GB) inventoried: Giyani, Murchison, Rhenosterkoppies and Pietersburg (Fig. 4- 1A). These belts essentially consist in a stratigraphic succession of (ultra)-mafic lithologies, clastic and chemical deposits (e.g. Passeraub *et al.*, 1999 ; Brandl *et al.*, 2006 ; de Wit *et al.*, 1992a ; 1992b). Conventional thermobarometry and thermodynamic phase equilibrium calculations have estimated upper greenschist facies to upper amphibolite facies metamorphism for GB lithologies at *ca.* 2.97-2.86 Ga (van Schalkwyk *et al.*, 1993 ; Brandl *et al.*, 2006 ; Kramers *et al.*, 2014 ; de Wit *et al.*, 1992b ; Block *et al.*, 2013).

On the northern side of the PB, supracrustal lithologies are present as structurally dismembered remnants in the grey gneiss complex (Du Toit *et al.*, 1983). The supracrustal remnants are recognized as the Bandelierkop Formation (BF, black lenses in the Fig. 4- 1A). The metasedimentary part of the BF differs from the amphibolite facies GB sediments due to the preserved granulite facies metamorphism mineral assemblages (van Reenen, 1978, 1983). This feature - associated to the migmatization of the metasedimentary BF - result of the *ca.* 2.71 Ga peak metamorphism conditions estimated at 11 kbar and 850°C (Taylor *et al.*, 2014 ; Nicoli *et al.*, 2015).

2.3 Grey gneisses complex and associated granitoids

Felsic lithologies of the PB are represented by a heterogeneous grey gneiss complex consisting of TTG gneisses (Bt ± Ms ± Hbl ± Ep-bearing quartzo-feldspathic gneiss) and associated Bt/two-micas-granites with diverse intrusive textures: from unambiguously intrusive bodies to poorly segregated leucocratic melt pockets. The northern part of the PB shows some scarce orthopyroxene-bearing grey gneiss, closely associated to the granulite facies metamorphism BF (Bohlender *et al.*, 1992).

These quartzo-feldspathic lithologies have been thoroughly investigated via zircon U-Pb/Lu-Hf analyses (Vezinet *et al.*, submitted-b ; Zeh *et al.*, 2009 ; Laurent *et al.*, 2013 ; Laurent & Zeh, 2015). Results from these studies show that the PB has been built during two main periods: (i) formation of new crust represented by *ca.* 3.3-3.2 Ga-old TTGs, (ii) a protracted period spanning from 2.95 Ga to 2.75 Ga, characterized by several successive magmatic episodes: partial melting of a mafic crust from which TTGs rise during the first 100 Ma followed by the production of Bt-granite through crustal reworking processes featured by the zircon *Hf-isotope array* defined by Laurent & Zeh (2015). This has been interpreted to result from accretionary orogenic settings during Meso- to Neoproterozoic times.

2.4 'Fe-K' sanukitoids and hybrid granites

These lithologies are treated separately from others felsic formations owing to two main results: (i) their geochemical signature is diagnostic of lithospheric mantle/crustal component interaction and, (ii) they post-date all of the previously described lithologies.

The sanukitoids are represented by the Matok Igneous Complex (Fig. 4- 1A). This intrusive body is a composite magmatic complex, made up of a suite of Bt ± Hbl, Opx, Cpx-bearing diorites, granodiorites and granites (Barton *et al.*, 1992 ; Bohlender *et al.*, 1992 ; Laurent *et al.*, 2014c). The rocks are characterized by high contents in mafic oxides (FeO_t + MgO commonly 5-25 wt%) and an enrichment in REE, HFSE, Ba and Sr (Laurent *et al.*,

2014b). These characteristics are assumed to be achieved through interaction processes between a metasomatized mantle and a crustal component (Laurent *et al.*, 2014a). The hybrid granites display a more *typical* granite geochemistry with lower FeO_t + MgO (1-7 wt%), Ba and Sr contents than sanukitoids; with nonetheless high REE and HFSE signatures (Laurent *et al.*, 2014b).

Recent zircon U-Pb/Lu-Hf investigations of the sanukitoids and hybrid granites have demonstrated the late-orogenic feature of these bodies. The emplacement ages of *ca.* 2.68-2.70 Ga are one of the youngest Archean events recognized in the PB, and the zircon Hf analyses show a signature typical of the local crust, which testifies for the involvement of Mesoarchean felsic lithologies of the PB in their origin (Laurent & Zeh, 2015).

3 Petrography and geochemistry

Most of the previously reported lithologies are now fairly accurately documented (e.g. Kramers *et al.*, 2006 ; Laurent *et al.*, 2014a ; Taylor *et al.*, 2014 ; Laurent *et al.*, 2014b ; Nicoli *et al.*, 2015 and references therein). However, due to its remarkable heterogeneity, the grey gneiss complex is still hardly integrated into a geodynamic framework. The gamma-ray map displayed in Fig. 4- 1B pictures the high variability of the Th/K ratio through the PB. The chaotic signal results from the geochemical signature of lithologies such as the sanukitoids and the metasediments (*ca.* 1.50 and > 10 ratios respectively), but also from the diversity inherent to the basement-forming lithologies: the investigated grey gneiss complex displays Th/K ratios ranging from 3.5 to 8.5. This heterogeneity is also recognized at the outcrop scale (Fig. 4- 1C and D). The grey gneiss complex outcrop testifies for the highly composite feature of such formation while absolute dating shows that it has been built incrementally over a long period of several hundred million years.

This contribution addresses the crucial question of the origin of TTG gneiss from the basement and three distinct felsic lithologies intruding - or intimately associated with - the basement. These specimens have been selected for their highly interesting characteristics: geological location, mineral assemblage and late position in the relative field geochronology.

3.1 Petrography and mineral chemistry

This contribution investigates four specimens sampled in the northern Kaapvaal craton (stars in the Fig. 4- 1A). The macroscopic features are presented in Fig. 4- 2 and the microscopic features in Fig. 4- 3. GPS co-ordinates for investigated samples are reported in the Supplementary Material - Chapter IV.

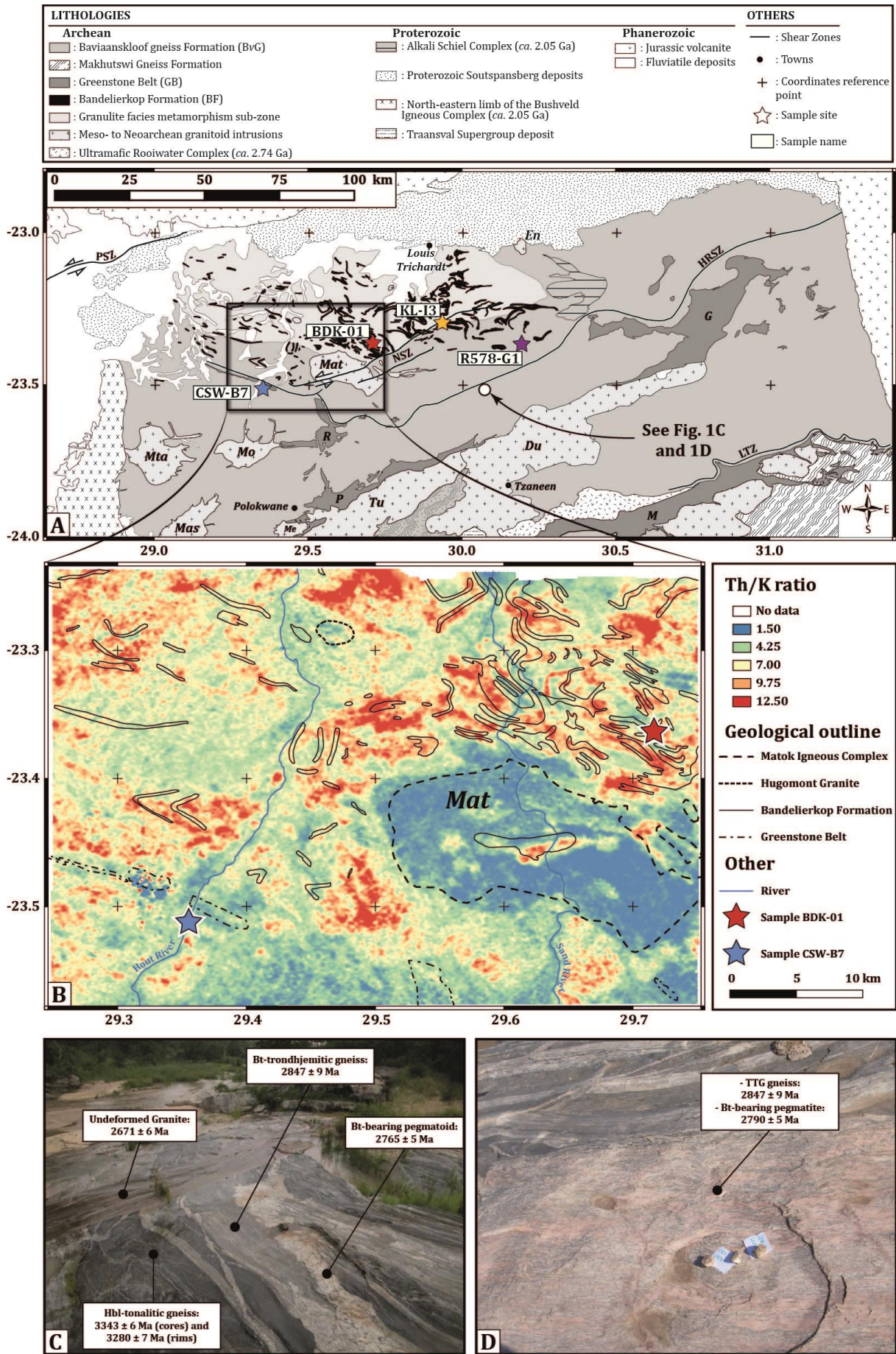


Fig. 4- 1: A. Geological map of the northern Kaapvaal craton in South Africa. Lithological and structural contours are based on Pietersburg (sheet 2328) and Tzaneen (sheet 2330) 1/250,000° geological maps (Brandl, 1986, 1987). Pluton abbreviation: Du: Duiwelskloof Leucogranite; En: Entabeni Granite; Mas: Mashashane Pluton; Mat: Matok Igneous Complex; Me: Meinhardskraal Granite; Mta: Matlala Pluton; Mo: Moletsi Pluton; Tu: Turfloop Granite. Greenstone Belt abbreviation: G: Giyani Greenstone Belt; M: Murchison Greenstone Belt; P: Pietersburg Greenstone Belt; R: Rhenosterkoppies Greenstone Belt. Shear Zone abbreviation; HRSZ: Hout River Shear Zone; LSZ: Letaba Shear Zone; NSZ: N'Tabalala Shear Zone; PSZ: Palala Shear Zone. Labelled stars are sampling sites. **B.** Gamma-ray map scaled with the Th/K ratio. The radiometric measurements have been carried out via an aerial survey performed by the South African Council for Geosciences. Geological map, and both raster interpolation and calculation have been achieved through the QuantumGIS software (<http://qgis.osgeo.org>). **C.** and **D.** Outcrop views of the highly composite grey gneiss complex from the PB, ages are from Laurent & Zeh (2015).

3.1.1 The Hbl-Ep-Bt-bearing TTG gneiss R578-G1

The petrography, the mineral chemistry and the main whole rock features of the Hbl-Ep-Bt-bearing TTG gneiss (sample R578-G1) have already been described by *Vezinet et al.* (submitted-b), and only a brief summary is reported here. This specimen was sampled in the northern part of the PB and consists in the darkest phase of the grey gneiss complex. The mineral assemblage consists of: Qz + Pl + Bt + Hbl + Ep + Ap + Ttn + Cal + Zrn. The main foliation is defined by an association of hornblende, biotite, epidote, apatite and titanite; the latest is sometimes encountered as partly corroded grains.

3.1.2 The Gt-bearing intrusive BDK-01

The specimen BDK-01 was collected from an oval shaped, *ca.* 70m sized body intrusive into the fine-grained equigranular grey gneiss basement (Fig. 4- 2A). This outcrop is located within the granulite facies metamorphism sub-zone (red star in Fig. 4- 1A) and is dominated by a very leucocratic matrix composed of quartz and feldspar; ferromagnesian phases are represented by centimetre sized garnet (Fig. 4- 2B). No magmatic or metamorphic foliation has been observed at outcrop scale. Where observable, the contact between the host and the intrusion is sharp with no reactional texture. The detailed microscope study shows a mineral assemblage consisting in: Qz + Pl + Gt + Bt + Ilm + Rt + Zrn + antiperthite (Fig. 4- 3A and B). The sum Qz + Pl represents > 97 modal %, the remaining is - on one hand - made of centimetric poikilitic garnet partly rimmed by both biotite and Fe-Ti-oxides and - on the other hand - of infra-millimetric sub-idiomorphic garnet. Poikilitic garnet contains quartz, plagioclase and biotite inclusions, and it is important to note that garnet grains do not appear consumed by the biotite and oxide rims. Ilmenite is present either within the quartzo-feldspathic matrix or at garnet rims. Rutile is present as minor phase associated to the ilmenite rimming garnet grains.

3.1.3 The leucocratic coarse-grained, plagioclase bearing CSW-B7

The specimen CSW-B7 is a medium- to coarse-grained body inclosing a basic enclave (Fig. 4- 2C and D) sampled in shear zone (“X” site locality of [Smit *et al.*, 1992](#)). The outcrop is dominated by a leucocratic matrix with apparently bluish, sub-idiomorphic grains of plagioclase (Fig. 4- 2D). The deformation observable in the Fig. 4- 2C is oriented N120 in agreement with the “general WNW-ESE” strike detailed by [Smit *et al.* \(1992\)](#). The microscope investigation shows a mineral assemblage consisting in: Qz + Pl + Bt + partly corroded Ms (Fig. 4- 3C and D). The quartzo-feldspathic matrix represents between 90 - 95 modal % of the investigated thin section. Biotite sheets are generally 500 μm long and do not show a preferred orientation through the overall thin section. Muscovite is present in association with biotite sheets, and shows partly corroded textures (Fig. 4- 3D). No K-feldspar has been observed.

3.1.4 The sheared granitoid KL-I3

The sample KL-I3 is a coarse-grained to pegmatoidal facies from the highest deformation level of a shear zone (“A” site locality of [Smit *et al.*, 1992](#)). The outcrop consists of a 120 cm thick leucocratic body intrusive in the grey gneiss basement (Fig. 4- 2E). The contact between the intrusive felsic body and the basement is a vertical mylonite (Fig. 4- 2F). The mineral assemblage consists in Qz + Pl + Chl + minor Ep + minor Ms. Plagioclase is altered, with only remnants of polysynthetic twinning (Fig. 4- 3E). Chlorite is present either as aggregates or as single sheets in the dominant quartzo-feldspathic matrix (Fig. 4- 3E). Epidote presents crystal faces and occurs in cross-cutting quartz-rich veins (Fig. 4- 3F).

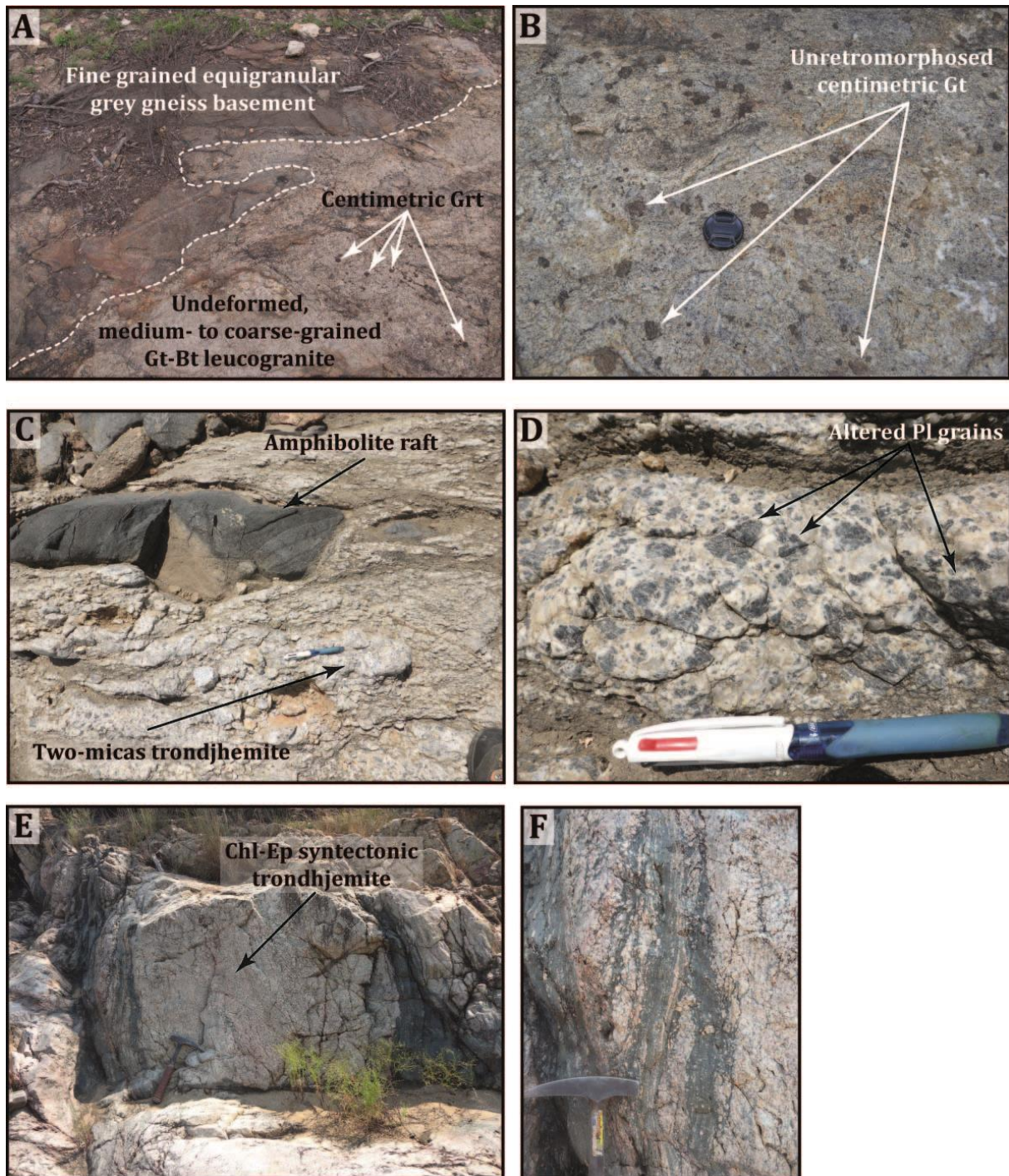


Fig. 4- 2: Main macroscopic features of outcrops investigated during the February 2016 field campaign. **A.** Sampling site of the Gt-Bt leucogranite BDK-01 (Klippot 425 farm), highlighting the intrusive contact with the surrounding equigranular grey gneiss. **B.** Zoom in on the leucocratic texture of BDK-01 outcrop, garnet grains are homogeneously spread in the matrix. **C.** Outcrop view of the sample CSW-B7 inclosing a metabasic (amphibolite) raft; the sampling site is the “X” site described by [Smit et al. \(1992\)](#). **D.** Zoom in of CSW-B7 texture, with the volumetrically major blueish sub-idiomorphic grains of plagioclases. **E.** Outcrop view of the sample KL-I3 in the river bed of a Klein Letaba tributary, 1.2 km SW of Ga-Mathule village ([Kisters et al., 2004](#)). **F.** Typical contact of a sheared pluton, with concentration of micaceous bands (dark bands) and preservation of non-deformable grains.

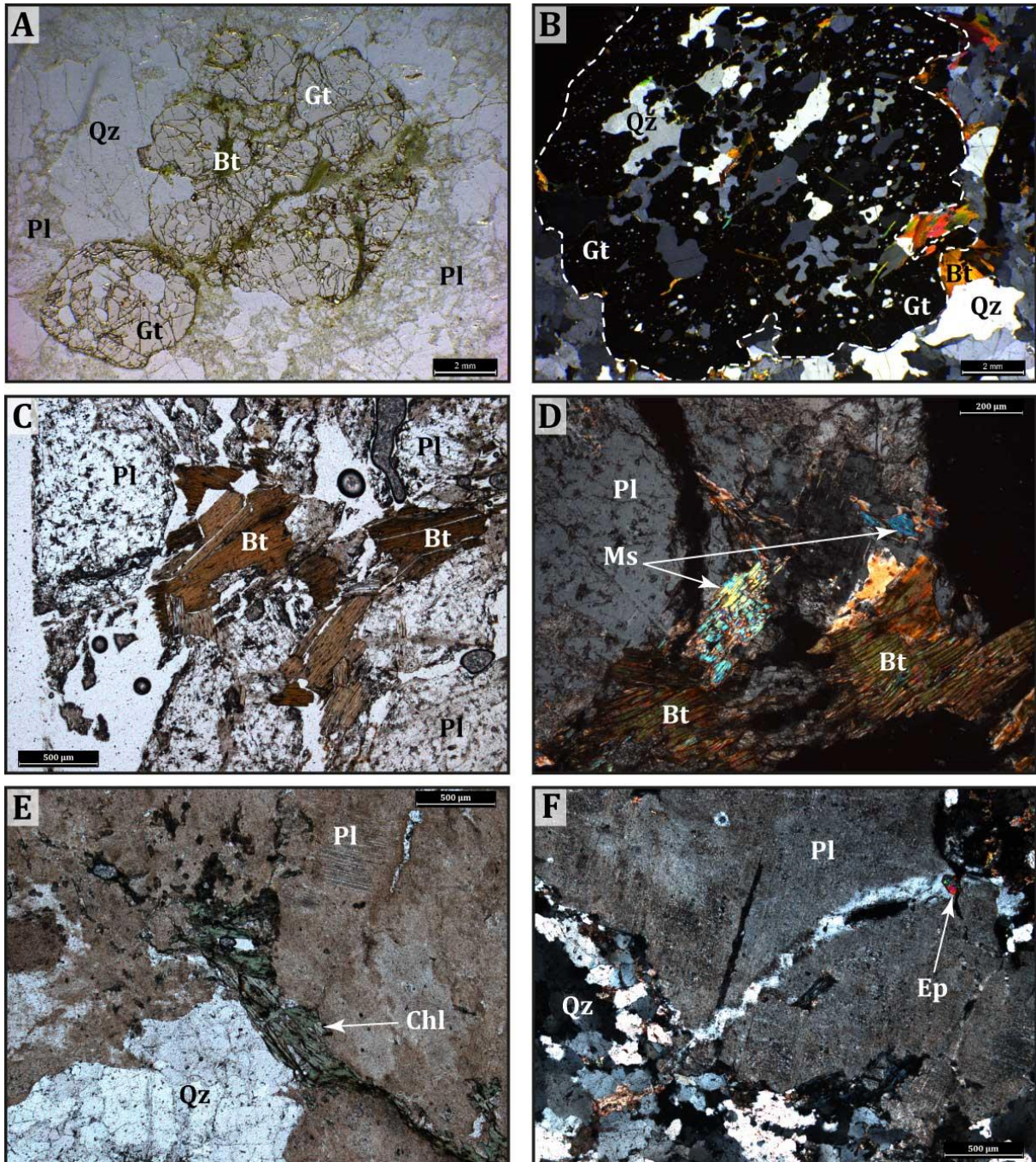


Fig. 4- 3: Microscope features of the investigated samples. **A.** Natural light binocular picture of a garnet grain within the quartzo-feldspathic matrix of the Gt-Bt leucogranite BDK-01. Garnet is poorly retromorphosed, the biotite sheets within cracks are very late in the history of the rock and appears unrelated to the main metamorphism event. **B.** Crosses polar binocular picture of another garnet grain from the Gt-Bt leucogranite BDK-01, the dashed white line highlight the garnet contour. **C.** Natural light microscopic picture of the sample CSW-B7 displaying the typical TTGs mineral assemblage. **D.** Crossed polar microscopic picture of CSW-B7 showing the association of biotite and muscovite implying a geochemistry slightly more aluminium- and potassium-rich than typical TTGs. **E.** Natural light microscopic feature of the sheared granitoid KL-I3: the main mafic phase present with the quartzo-feldspathic matrix is chlorite; plagioclase shows remnants of polysynthetic twinning and are almost entirely sericitized. **F.** Crossed polar microscopic features of the sheared KL-I3 pluton, this picture show the presence of idiomorphic epidote within late quartz-rich veins.

3.2 Whole-rock major and trace elements

The entire major and trace elements dataset of the investigated samples is reported in the Supplementary Material - Chapter IV. The Fig. 4- 4 displays selected chemical diagrams of samples BDK-01, CSW-B7 and KL-I3 compared to others igneous lithologies present in the PB. Calculated ratio detailed here after are A/CNK, A/NK, and Eu/Eu* and are defined as follow: $A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ in molar %; $A/NK = Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ in molar % and $Eu/Eu^* = Eu_N/(\sqrt{Sm_N \times Gd_N})$, where the N subscript means a normalisation to the chondritic value of [Masuda *et al.* \(1973\)](#).

Regardless their distinct paragenesis, all three investigated samples are felsic with 72 wt% < SiO₂ < 75 wt%. Ferromagnesian oxides (FeO_t + MgO + MnO + TiO₂) content is low: 2.99 wt%, 1.03 wt% and 0.35 wt% for CSW-B7; KL-I3 and BDK-01 respectively. The K₂O/Na₂O ratio is < 0.5 for samples CSW-B7 and KL-I3 whereas BDK-01 displays a moderately high ratio of 1.42. All three samples plot close to the Ab-Or line in the O'Connor's feldspar triangle (An < 20, Fig. 4- 4A). The two-mica granitoid CSW-B7 and the sheared Chl-Ep-bearing KL-I3 plot in the trondhjemite field (Bt-facies). The two-mica leucocratic body CSW-B7 is closely related to most TTG analyses and some Bt-granites (Fig. 4- 4A) whereas the Chl-Ep-bearing KL-I3 is closer to the Ab pole (Ab ~ 85, Fig. 4- 4A). The Gt-Bt-bearing sample BDK-01 plots in the granite field of the O'Connor classification, at the crossing of two trends: the 'Fe-K' sanukitoids/hybrid granite trend and the Bt/two-mica granite trend. Like the Chl-Ep trondhjemite KL-I3, the sample BDK-01 appears to be an evolved term located at the end of these trends (Fig. 4- 4A). The Shand diagram in Fig. 4- 4B displays the slightly peraluminous (1.0 < A/CNK < 1.1) feature of the three granitoids studied here. The Gt-Bt leucogranite BDK-01 and the Chl-Ep sheared trondhjemite KL-I3 plot in the field defined by the Bt/two-mica granites (A/NK ~ 1.2); whereas the two-mica trondhjemite CSW-B7 displays a TTG-like signature (A/NK ~ 1.6).

The Sr/Y versus Nb diagram displayed in Fig. 4- 4C allows a good discrimination between the Nb-rich, low-Sr/Y mantle derived 'Fe-K' sanukitoids/hybrid granites on one hand; and the Nb-poor, high-Sr/Y TTG and Bt/two-micas granites, on the other hand. The three investigated samples plots in the *low* Nb content field with values generally ≤ 5ppm (Fig. 4- 4C).

The Fig. 4- 4D - (La/Yb)_N ratio versus (Eu/Eu*) ratio - shows high REE fractionation for both TTGs and Bt/two-mica granites, typically attributed to partial melting in the garnet field ([Martin, 1987](#)). The three investigated samples plot close to the TTG-Bt/two-mica

granites analyses. The associated (Eu/Eu*) values are > 1 and reach 7.32 for the Gt-Bt leucogranite BDK-01 (Fig. 4- 4C).

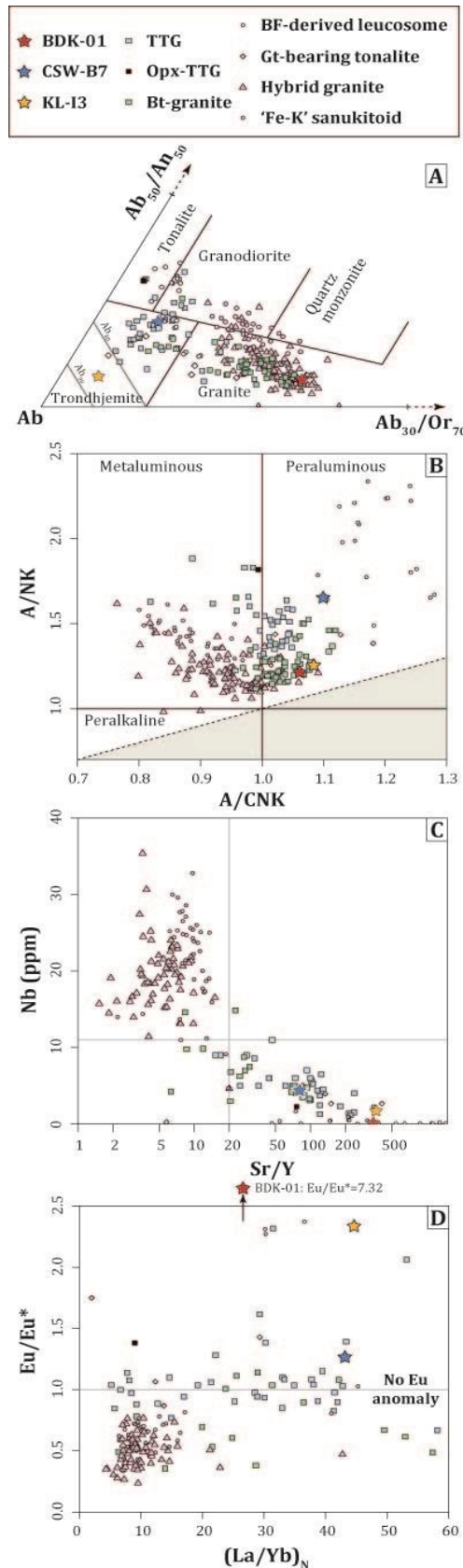


Fig. 4- 4: Main whole rock major and trace element geochemical features of the Pietersburg Block felsic lithologies. **A.** Normative An-Ab-Or triangle (O'Connor, 1965). **B.** Shand diagram deciphering the metaluminous (A/CNK<0), sub-aluminous (0<A/CNK<1) and peraluminous (A/CNK>1) features of investigated samples. **C.** (Sr/Y) vs Nb content: the high Sr/Y ratio is common for TTG rocks while mantle derived rocks display commonly a low Sr/Y ratio; conversely the Nb content is higher in basic lithologies than is acid rocks. **D.** (La/Yb)_N vs (Eu/Eu)*. See text for ratio meanings and normalisation values. Whole rock compositions from: Henderson et al. (2000); Kreissig et al. (2000); Kröner et al. (2000); Laurent (2012); Nicoli et al. (2015); Taylor et al. (2014); Vezinet et al. (submitted-b) and this study.

4 The zircon U-Pb/Lu-Hf analyses

Cathodoluminescence (CL) images coupled with zircon U-Pb/Lu-Hf isotopic analyses indicate temporally distinct crystallization events from a sample to another, with sometimes different generation of zircons within a given sample (core/rim relationships). The zircon isotope analyses reported in the text here after are only the concordant spots (95-105%). The entire U-Pb/Lu-Hf dataset is reported in the Supplementary Material - Chapter IV.

4.1 The TTG gneiss R578-G1

Both CL imaging and U-Pb isotope analyses of the Hbl-Ep-Bt-bearing TTG gneiss R578-G1 (Fig. 4- 5A) have already been described by Vezinet et al. (submitted-b), and are therefore not reported here.

Zircons from the TTG gneiss R578-G1 sample show a single generation of concordant U-Pb ages

and individual analyses of Lu-Hf isotopes show a limited range from 0.28068 ± 0.00003 (spot #23) to 0.28075 ± 0.00002 (spot #18), see Fig. 4- 5B. The average $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{3213 \text{ Ma}}$ ratio of 0.28072 ± 0.00002 (16 U-Pb concordant analyses) corresponds to a slightly supra-chondritic $\epsilon\text{Hf}_{3213 \text{ Ma}}$ of $+0.4 \pm 0.8$.

4.2 The two-mica trondhjemite CSW-B7

The two-mica trondhjemite CSW-B7 clearly records two zircon crystallization events. This is demonstrated by core-rims relationship displaying distinct $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages (Fig. 4- 6A). The zircon population from the two-mica trondhjemite CSW-B7 shows (Fig. 4- 6A): (i) zircon cores with magmatic zoning displaying individual $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging from $2890 \pm 36 \text{ Ma}$ (spot #22) to $2943 \pm 35 \text{ Ma}$ (spot #2) with high Th/U ratios (0.40-0.51) and (ii) bright unzoned or dark barely zoned zircon rims with a younger Concordia age of $2749 \pm 12 \text{ Ma}$ ($0.15 < \text{Th}/\text{U} < 0.32$).

The $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ratios (Fig. 4- 6C) between grain cores and rims are also different. Inherited zircon cores from the two-mica trondhjemite CSW-B7 display identical $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ratios (within uncertainties) of $0.28097\text{-}0.28100 \pm 0.00003$ (3 spots) and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{2749 \text{ Ma}} = 0.28101 \pm 0.00003$ (average of the 3 spots used for Concordia age determination) for zircon rims.

4.3 The Gt-Bt leucogranite BDK-01

The zircon population from the Gt-Bt leucogranite BDK-01 displays a very similar pattern to the two-mica trondhjemite CSW-B7 with two distinct zircon crystallization events (Fig. 4- 6B). Weakly zoned zircon cores display individual $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging from $2875 \pm 34 \text{ Ma}$ (spot #8) to $2932 \pm 36 \text{ Ma}$ (spot #24) with $0.15 < \text{Th}/\text{U} < 0.28$ and dark unzoned zircon rims show a younger Concordia age of $2738 \pm 7 \text{ Ma}$ ($0.02 < \text{Th}/\text{U} < 0.10$).

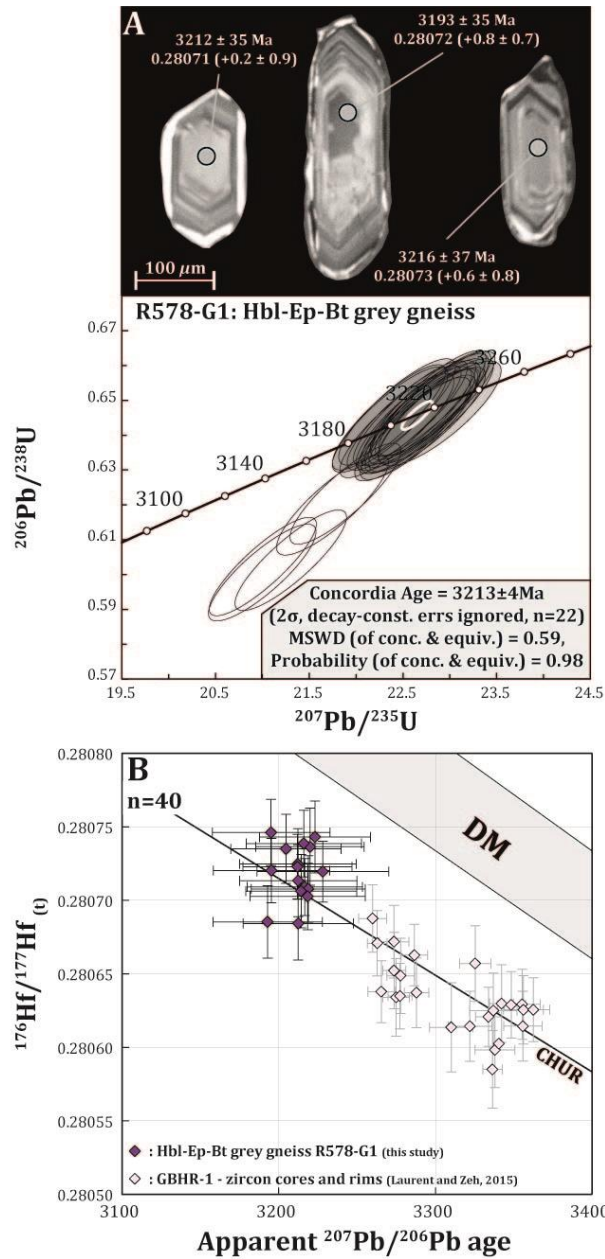


Fig. 4- 5: A. CL imaging of selected zircon grains and associated Concordia plot ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) from the Hbl-Ep-Bt lepidoblastic grey gneiss R578-G1, n represents the number of analyses used for the calculation of the Concordia age (see also *Vezein et al., submitted-b*). CL spots are labelled with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages in Ma, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ and ϵHf_i (in brackets); uncertainties are 2σ. B. $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ vs apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age diagrams displaying combined U-Pb and Lu-Hf individual zircon isotope analyses carried out on Paleoproterozoic grey gneiss from the PB. Analyses from this diagram are 95-105% concordance; n is the number of analyses; grey bars are 2σ uncertainties; DM: Depleted Mantle; CHUR: CHondritic Uniform Reservoir.

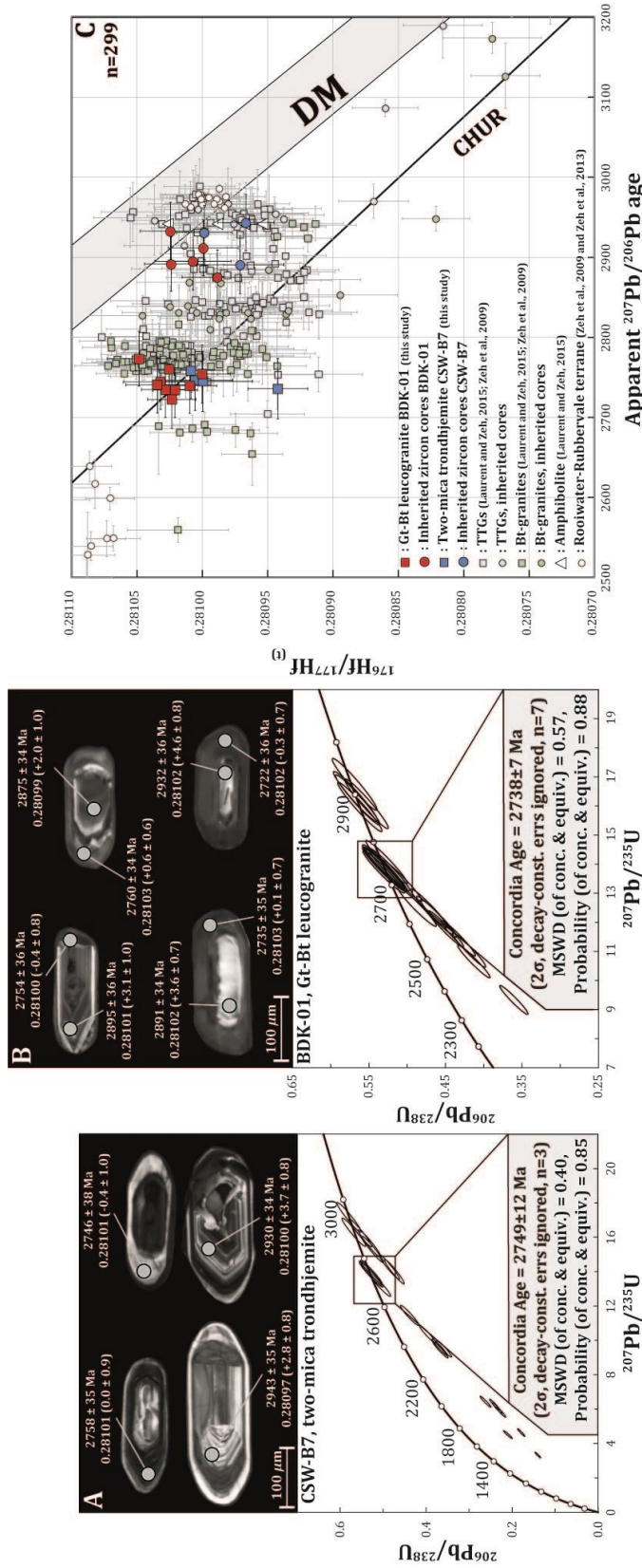


Fig. 4-6: A. CL imaging of selected zircon grains and associated Concordia plot ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) from the two-mica trondhjemitic CSW-B7, n represent the number of analyses used for the calculation of the Concordia age. B. CL imaging of selected zircon grains and associated Concordia plot ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) from the Gt-Bt leucogranite BDK-01, n represent the number of analyses used for the calculation of the Concordia age. CL spots are labelled with $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ages in Ma, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ and ϵHf (in brackets); uncertainties are 2σ . C. $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ vs apparent $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age diagrams displaying combined U-Pb and Lu-Hf zircon isotope analyses carried out on Meso- to early Neoproterozoic TTGs and Bt-granites from the PB. Analyses from this diagram are 95-105% concordance; n is the number of analyses; grey bars are 2σ uncertainties; DM: Depleted Mantle; CHUR: CHondritic Uniform Reservoir. Note in the diagram C that for sample BDK-01 rims analyses (red squares), the three oldest rims analyses are not used for Concordia age determination but are displayed in this diagram due to concordance $\geq 95\%$ and for sample CSW-B7, the analysis with the lowest $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratio is not used Concordia age determination but is displayed for similar reason.

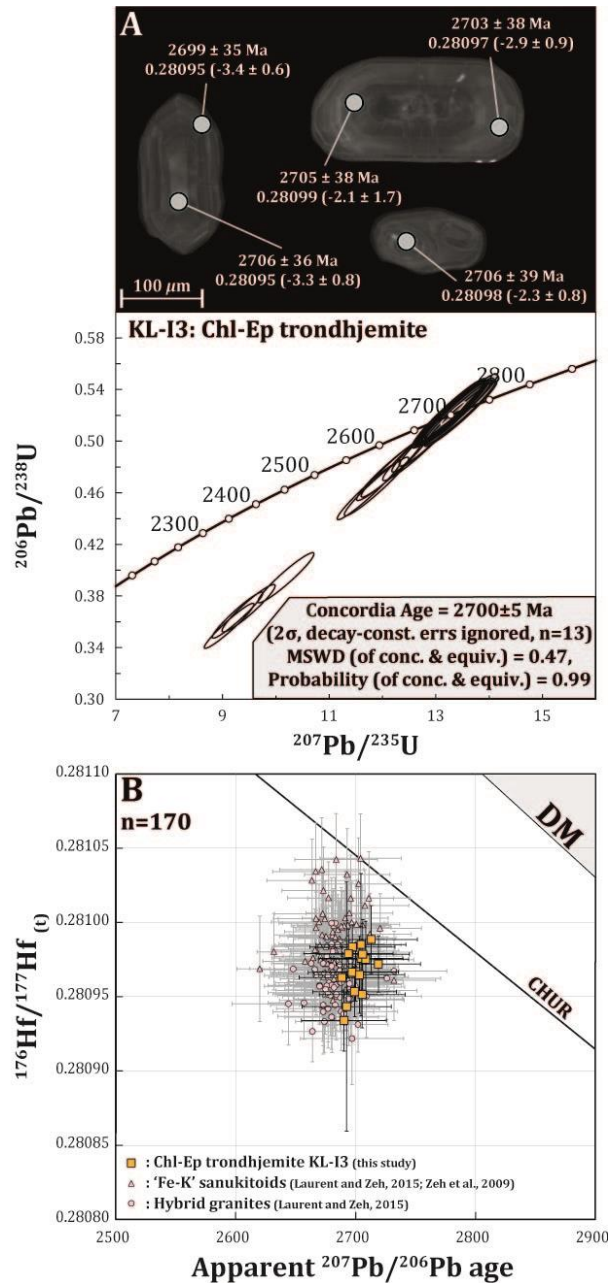


Fig. 4- 7: A. CL imaging of selected zircon grains and associated Concordia plot ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) from the Chl-Ep trondhjemite KL-I3, n represents the number of analyses used for the calculation of the Concordia age. CL spots are labelled with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages in Ma, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ and ϵHf_i (in brackets); uncertainties are 2σ. **B.** $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ vs apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age diagrams displaying combined U-Pb and Lu-Hf zircon isotope analyses carried out on ca. 2.7 Ga-old lithologies from the PB. Analyses from this diagram are 95-105% concordance; n is the number of analyses; grey bars are 2σ uncertainties; DM: Depleted Mantle; CHUR: CHondritic Uniform Reservoir.

The zircon Lu-Hf isotope analyses of inherited zircon cores from the Gt-Bt leucogranite BDK-01 yield identical $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ratios (within uncertainties) of 0.28099-0.28102 ± 0.00003 (5 spots) and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{2738\text{ Ma}} = 0.28102 \pm 0.00002$ (average of the 7 spots used for Concordia age determination) for zircon rims. These $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ratios correspond to +2.0 to +4.6 ϵHf_i units for inherited cores and -0.4 to +0.5 ϵHf_i units for rims.

4.4 The Chl-Ep trondhjemite KL-I3

The Chl-Ep sheared trondhjemite KL-I3 displays a well-defined Concordia age of 2700 ± 5 Ma obtained from zircon grains characterized by a weak magmatic zoning pattern and Th/U ratios < 0.07 (Fig. 4- 7A and Supplementary Material - Chapter IV). The individual $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ratios (Fig. 4- 7B) range from 0.28093 ± 0.00002 (spot #3) to 0.28099 ± 0.00002 (spot #25). The average $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{2700\text{Ma}}$ of zircon grains used for Concordia age determination is 0.28097 ± 0.00003 (13 analyses) corresponding to an $\varepsilon\text{Hf}_{2700\text{Ma}}$ of -2.9 ± 1.0 .

5 Discussion

5.1 Zircon Lu-Hf isotope and crustal architecture of the northern Kaapvaal craton

Samples investigated in this contribution are part of the northern edge of the PB, the formerly so-called “Southern Marginal Zone of the Limpopo Complex”. The nature of the genetic link between the northern and southern part of the PB is still under debate (Rajesh *et al.*, 2014a ; Laurent *et al.*, 2014c ; Rajesh *et al.*, 2014b). Zircon Lu-Hf isotope results produced in this contribution shed a light on this genetic link.

The Paleoproterozoic lithologies from both part of the PB are recognized to display correlations, e.g.: TTG geochemical affinities and similar zircon U-Pb emplacement ages (Vezinet *et al.*, submitted-b ; Laurent & Zeh, 2015). Moreover, the εHf_t signature of these zircon grains (Fig. 4- 8) supports a similar origin - partial melting of an undepleted mantle - for the Paleoproterozoic remnants from northern and southern parts of the PB.

Furthermore, the intrusive Gt-Bt leucogranite BDK-01 and the two-mica trondhjemite CSW-B7 fill the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age gap between the intracrustal reworking and the cratonization stage recognized in the southern PB (Stages III and IV, respectively, defined by Laurent & Zeh, 2015) Intriguingly, in the two investigated samples, the Mesoproterozoic zircon cores display similar εHf_t (≥ 2) to Stage III zircons while the εHf_t of Neoproterozoic zircon rims are analogous to Stage IV zircons (Fig. 4- 8). Thus, zircon Lu-Hf isotope analyses recorded in lithologies from the northern side of the PB are similar to the Hf-signature of southern PB lithologies and align on the *Hf-isotope array* featuring southern PB lithologies (Laurent & Zeh, 2015).

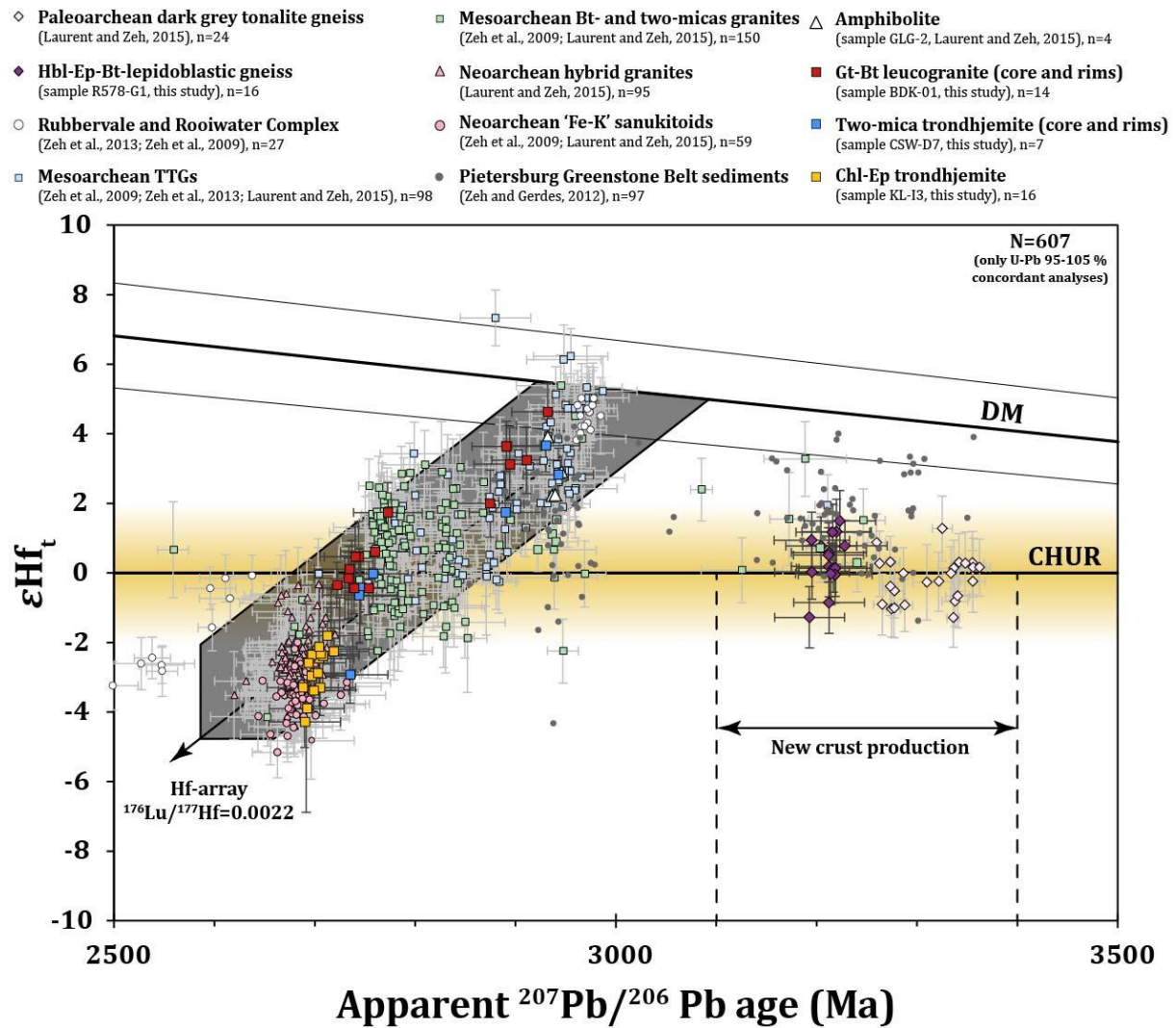


Fig. 4- 8: Compilation of U-Pb and Lu-Hf zircon isotopic analyses from the Archean PB. References are reported in the caption above the diagram. The depleted mantle line (DM in the diagram) is bounded by two regression lines: present-day MORB from Griffin et al. (2002) for the upper limit and the model of Næraa et al. (2012) for the lower limit. Paleoarchean dark grey tonalite gneiss light purple diamonds represents zircon core and rim analyses from the sample GBHR-1 (Laurent & Zeh, 2015). Rubbervale and Rooiwater Complex white dots represent three samples: samples Rub 1 and Rub 2 (Zeh et al., 2013b) and sample MB3 (Zeh et al., 2009). Mesoarchean TTGs light blue squares represent 98 analyses from nine samples: samples HRG-1; MAK-G2; DWK-04; GHR-1; GLG-G3 and GBHR-4 carried out by Laurent & Zeh (2015); samples MB4 and GB1 (Zeh et al., 2009) and sample 94-6 (Zeh et al., 2013b). The Mesoarchean Bt- and tow-mica granites light green squares represent 150 analyses from thirteen samples: samples DWK-01; TUR-09; TUR-01; TUR-13; GBHR-2; LET-G2; HRG-2; DWK-06; GH-2 and TUR-22 (Laurent & Zeh, 2015); and samples GB2; PB1 and PB2 (Zeh et al., 2009). Neoarchean hybrid granites light pink triangles represent 95 analyses from eight samples: samples MOL-02; MOL-05c; MTL-01a; GBHR-G3 MTL-43; MAS-10; MTL-49 and MAS-05 (Laurent & Zeh, 2015). 'Fe-K' sanukitoids light pink dots represent 59 analyses from four samples: samples MAT-60; MAT-13 and MAT-24 (Laurent & Zeh, 2015); and sample PB6 (Zeh et al., 2009). Pietersburg GB sediments grey dots represent two samples: PB09 and PB102 (Zeh & Gerdes, 2012). Grey bars are 2σ uncertainties; N is the total number of analyses showed in the diagram. For a better clarity, uncertainties accounting for Pietersburg GB sediments analyses are not displayed.

Finally, the Chl-Ep trondhjemite KL-I3 displays εHf_t ratios akin to - within uncertainties - the post-tectonic hybrid granites and 'Fe-K' sanukitoids (Fig. 4- 7B and Fig. 4- 8).

Therefore, the εHf_t signatures of the Paleoproterozoic TTG and the three early-Neoproterozoic felsic granitoids investigated are indistinguishable from those performed on contemporaneous rocks from the southern side on the PB, which strongly supports regional correlation between the two crustal domains on either side of the Hout River Shear Zone (Fig. 4- 1A), in agreement with earlier works (Mason, 1973 ; Du Toit *et al.*, 1983 ; van Reenen *et al.*, 1988 ; van Reenen *et al.*, 1990), but ruled out the distinct origin and the ca. 2.7 Ga amalgamation for the northern and southern side of the PB claimed by Rajesh *et al.* (2014a).

5.2 Petrogenesis of Pietersburg Block granitoids

5.2.1 The TTG gneiss R578-G1

The TTG gneiss R578-G1 displays a well-defined Concordia Age of 3213 ± 4 Ma interpreted as the emplacement age (Fig. 4- 5A and Vezinet *et al.* (submitted-b) for details). Associated zircon grains are characterized by a chondritic to slightly super-chondritic εHf_t signature (Fig. 4- 8). Similar εHf_t values have been reported in Paleoproterozoic zircon grains from the Pietersburg GB sediments and the TTG basement (Zeh & Gerdes (2012); Laurent & Zeh (2015) respectively and Fig. 4- 8). The zircon Lu-Hf isotopic results produced on the Paleoproterozoic TTG gneiss R578-G1 agree with Laurent & Zeh (2015) interpretations of Paleoproterozoic new crust formation and TTG affinities of this felsic crust.

5.2.2 The Gt-bearing leucogranite BDK-01

The youngest overgrowths recognized in zircon grains from the Gt-Bt leucogranite BDK-01 provide a 2738 ± 7 Ma Concordia age (Fig. 4- 6B). The low Th/U ratios measured on zircon rims and their unzoned aspect (Fig. 4- 6B) might argue for high-grade metamorphism at ca. 2.74 Ga. This age overlaps - within uncertainties - deposition of the metasedimentary BF and slightly predates the high-grade metamorphism event recognized in the metasedimentary BF (Taylor *et al.*, 2014 ; Nicoli *et al.*, 2015). It is therefore conceivable that the protolith of the Gt-Bt leucogranite BDK-01 was buried with these sediments toward lower crustal levels at ca. 2.71-2.74 Ga. Moreover, as highlighted in the section 5.1, zircon Lu-Hf analyses of the Gt-Bt leucogranite BDK-01 are indistinguishable from those carried out on Bt-granites from the southern PB. Therefore, these analyses align fairly well on the *Hf-isotope array* defined by (see Laurent & Zeh (2015) and Fig. 4- 8).

The major element geochemistry of the Gt-Bt leucogranite BDK-01 shows strong correlations with Bt-granites (Fig. 4- 4A and B). However, these correlations are not supported by the trace element content which argues for correlations with the leucosomes formed through partial melting of the metasedimentary BF (white dots in the Fig. 4- 4).

Consequently, the Gt-Bt leucogranite BDK-01 is assumed to result from partial melting of a crustal component during high grade metamorphism at *ca.* 2.74 Ga. There is so far no evidence to accurately decipher the source; it might be either a Bt-granite present in the grey gneiss complex or sediments derived from it. Regardless of the source, the zircon U-Pb isotope age (Fig. 4- 6B) and the preserved the high-grade paragenesis argue for crustal reworking during the prograde (*P,T*) path recognized in the granulite facies lithologies of the PB (Taylor *et al.*, 2014 ; Nicoli *et al.*, 2015).

5.2.3 The two-micas trondhjemite CSW-B7

The two-mica trondhjemite CSW-B7 displays a mineral assemblage similar to some phases of the Turfloop batholith (Kröner *et al.*, 2000 ; Robb *et al.*, 2006 ; Laurent & Zeh, 2015). The absence of preserved high-grade mineral assemblage argues for latest (*P,T*) conditions of equilibration at amphibolite facies metamorphism, in accordance with conditions estimated for felsic lithologies of the PB basement (Vezinet *et al.*, submitted-b).

The Concordia age of 2749 ± 10 Ma (Fig. 4- 6A) obtained from this sample is slightly younger than most of the investigated Bt- granites recognized in the PB, having ages of 2760-2785 Ma (Henderson *et al.*, 2000 ; Kröner *et al.*, 2000 ; Vezinet *et al.*, submitted-b ; Laurent & Zeh, 2015). This two-mica trondhjemite might therefore be one of the latest melt produced during the protracted late-Meso- to early-Neoarchean PB accretionary orogen.

The zircon Hf-analyses of zircon cores ($\epsilon\text{Hf}_t \sim 3$, Fig. 4- 8) and rims ($\epsilon\text{Hf}_t \sim 0$, Fig. 4- 8) are indistinguishable to early accretionary TTGs/amphibolite and late accretionary Bt-granites respectively. Therefore, such as the Gt-Bt leucogranite BDK-01, these analyses align fairly well on the *Hf-array* characterizing felsic lithologies of the PB (Fig. 4- 8) which implies an emplacement through reworking a crustal source akin to other lithologies of the PB.

Interestingly, field relationships show a clear link between the two-mica trondhjemite CSW-B7 and amphibolite rafts (Fig. 4- 2C). Field investigations have already documented partial melting features related to amphibolite rafts (Du Toit *et al.*, 1983). The unsuitability of melt solution models regarding partial melting reactions of basic lithologies does not allow any relevant phase equilibrium calculation. However, the geochemistry of this sample show strong similarities with low-K, Na-rich early accretionary (i.e. *ca.* 2.95 Ga-old) TTGs (Fig. 4-

4). The compilation of melt phase compositions produced from various sources is in accordance with production of the two-mica trondhjemite CSW-B7 through partial melting of low-K mafic rocks (Fig. 4- 9), most probably recognized in the juxtaposed amphibolite raft. The two-mica trondhjemite CSW-B7 might therefore testify for a production of TTGs during the latest stages of the PB accretionary orogen.

The zircon Hf-isotope dataset presented in the Fig. 4- 8 furthermore shows that the analyses from the CSW-B7 inherited zircon population match the age and Hf isotopic composition of zircons from a 2.95 Ga-old amphibolite of the PB analysed by [Laurent & Zeh \(2015\)](#). Consequently, there are few lines of evidence supporting an amphibolite source for the two-mica trondhjemite CSW-B7.

5.2.4 The Chl-Ep trondhjemite KL-I3

The Chl-Ep trondhjemite KL-I3 was sampled at the highest deformational level of the N'Tabalala shear zone (Fig. 4- 2E and F). Therefore, the zircon Concordia age of 2700 ± 5 Ma age is assumed to represent the last main activity of this shear zone. This age matches nicely with the age proposed by [Smit *et al.* \(1992\)](#): between the metasedimentary BF peak metamorphism conditions (*ca.* 2.71 Ga, see [Taylor *et al.*, 2014](#) ; [Nicoli *et al.*, 2015](#)) and emplacement of the 'Fe-K' sanukitoids of the Matok Igneous Complex (*ca.* 2.68 Ga, [Laurent *et al.*, 2013](#)).

The zircon Hf-signature of the Chl-Ep trondhjemite KL-I3 plots on the Hf-array with an $\varepsilon_{\text{Hf}_t} \sim -3$ similar within uncertainties to the signature from the 'Fe-K' sanukitoids and hybrid granites (Fig. 4- 8). Nonetheless, the Chl-Ep trondhjemite KL-I3 differs from the 'Fe-K' sanukitoids by its Hbl-Cpx-Opx-free mineral assemblage. Moreover, the major and trace element geochemistry does not support any similarity between both lithologies (see section 3.2 and Fig. 4- 4). In contrast, KL-I3 displays some resemblance with both TTGs and Bt/two-mica granites (Fig. 4- 4). Thus, the Chl-Ep trondhjemite KL-I3 does not show any evidence for production through the mantle-crust interaction process accounting for the 'Fe-K' sanukitoids emplacement ([Laurent *et al.*, 2014b](#) ; [Laurent & Zeh, 2015](#)). Consequently, based on the mineral assemblage and geochemistry, the Chl-Ep-trondhjemite KL-I3 is assumed to be unrelated to either the 10 Ma-older preserved granulite facies lithologies or the 10 Ma-younger 'Fe-K' sanukitoids and hybrid granites. Another lithology has to account for its protolith.

The geochemistry, the absence of water-free peritectic phase, the positive Eu anomaly and the location within the highest deformational level of the shear zone might argue for

water-present melting of the surrounding lithologies and subsequent equilibration at high level of the crustal pile at *ca.* 2.7 Ga. The highly altered aspect of plagioclase grains and their albitic geochemical compositions argue for late-albitization of this body. As the albitization process is known to replace both K and Ca by Na in the protolith, it is therefore difficult to solve the geochemical signature of the initial intrusion: granite or tonalite?

5.3 Unique crustal evolution through self-refinement geodynamics

In the following section we will discuss the evolution of the Archean continental crust through time; we will use the term “assimilation” to mean incorporation and digestion of rocks displaying a distinct isotopic signature during pluton formation/emplacement. This process is featured by a weighted averaging of the zircon Hf-isotope signature from each involved components. The term “reworking” will be used to refer to remobilization of a pre-existing crust through partial melting processes or high grade metamorphism.

Crustal assimilation and/or reworking processes have already been clearly identified in several Archean terranes: Slave Province (Yamashita *et al.*, 2000), North Atlantic craton (Hiess *et al.*, 2011), Superior Province (Davis *et al.*, 2005), Yilgarn craton (Kemp *et al.*, 2010), Grunehogna craton (Marschall *et al.*, 2010), Lewisian Complex (Johnson *et al.*, 2012), Yangtze Block (Zhang *et al.*, 2006), North China craton (Geng *et al.*, 2012). These studies defined crustal reworking as discrete events scattered over long periods of time, i.e. *pulse of remobilization*.

Conversely, the εHf_t featuring the PB’s lithologies appears continuous at geological scales (given mass spectrometer accuracies). Moreover, the consistency of the *Hf-isotope array* over time and the absence of substantial vertical spread in excess of *ca.* 4 εHf_t units clearly imply a long-lived reworking of the entire grey gneiss complex without any addition of exotic material: either felsic crust older than *ca.* 3.0 Ga or mantle material (Fig. 4- 8). The *Hf-isotope array* of the Archean PB is assumed to result from reworking of the *ca.* 2.95 Ga-old TTGs of the PB through a range of processes, including crustal reworking, assimilation and lithosphere-scale recycling via erosion, sediment subduction and melting of sediment-enriched mantle (Laurent & Zeh, 2015).

We argue that the crust of the PB would then have evolved as a thermodynamically closed system during the 2.95-2.75 Ga-old accretionary orogenic system, through *self-refinement* processes. The associated crustal differentiation, via the production of granites through partial melting over a long period requires an almost continuous energy supply throughout this time span. Laurent & Zeh (2015) proposed that crustal thickening at 2.85-2.75

Ga caused anomalous geothermal gradients and triggered extensive melting and granite formation at that time. However, there is no evidence for significant crustal thickening in the PB; the rocks crystallized at the highest pressure are granulite-facies metasediments and are as young as 2.72-2.71 Ga (Taylor *et al.*, 2014 ; Nicoli *et al.*, 2015). Moreover, micas-breakdown partial melting reactions are mainly driven by temperature increases rather than pressures increases (e.g. Stevens *et al.*, 1997). Therefore, crustal melting and differentiation in the PB might have been triggered by temperature increases that might originate in positive and sustained heat anomalies, leading to anomalously high geothermal gradients. This excess of energy might result either from heat-producing elements through secular radioactive decay or from a mantle heat influx. Thompson & Connolly (1995) indicate that the radiogenic heat production does not substantially affect the global geothermal gradient in orogenic systems. Conversely, mantle heat influx is assumed to be the main factor accounting for a higher geothermal gradient. The resulting positive heat anomaly present at lower crustal levels is subsequently consumed through endothermic partial melting reactions (Thompson & Connolly, 1995). The PB shows a wide variety of basic components associated to the felsic grey gneiss complex (van Reenen, 1978). These basic bodies might testify for partial melting processes of mantle components during the accretionary orogen; however, there is so far no comprehensive geochronological dataset which supports this assumption.

The absence of such zircon *Hf-array* in others Archean terranes might be explained by two factors: (i) a cooler sub-continental lithospheric mantle due to intense partial melting during Hadean and Eoarchean times (ii) a sampling bias: composite grey gneisses complexes are poorly investigated due to their inadequate features for detailed metamorphic investigations.

The PB zircon *Hf-array* is undoubtedly not unique in Archean orogenic records. Nevertheless, in order to shed light on the self-refinement geodynamics, composite grey gneiss complexes need a widespread survey of all the complexes forming lithologies.

5.4 Diversity of felsic lithologies produced during accretionary orogen and stabilization of Archean cratons

The oldest felsic lithologies preserved in the accretionary orogen are fairly geochemically homogeneous TTGs. Laurent *et al.* (2014b) have demonstrated that, like others TTGs worldwide (Moyen & Martin, 2012), these TTG relics are produced via partial melting of low-K mafic rocks (Fig. 4- 9A). During the subsequent, 2.95-2.73 Ga-old accretionary event, TTG are reworked through partial melting reactions producing widespread Bt-granites (Fig.

4- 9B). This stage is well illustrated by the intrusion of the massive Turfloop and Duiwelskloof granites at the southern edge of the PB (Fig. 4- 1A). Nonetheless, Bt-granites of the same age are also present as small bodies intimately associated with older TTGs throughout the PB (Kröner *et al.*, 2000 ; Robb *et al.*, 2006 ; Laurent *et al.*, 2013 ; Laurent & Zeh, 2015), showing that they clearly contribute to the diversity of felsic lithologies present in grey gneiss complexes (as discussed in Moyen, 2011). These different bodies of felsic granitoids (TTG and Bt-granites) and the three late-accretionary granitoids investigated in this contribution are characterized by distinct sources and distinct (P,T) conditions of emplacement. This suggests that composite grey gneiss complexes result from all geodynamics that account for accretionary orogen settings.

Moreover, the timing of appearance of the late-accretionary granitoids might testify for a first step of crustal maturation in the orogen, corresponding to the melting of meta-igneous, felsic sources (i.e. TTGs) but not yet metasediments. Indeed, partial melting of metasedimentary lithologies in the PB only becomes significant *ca.* 2.71 Ga (Taylor *et al.*, 2014 ; Nicoli *et al.*, 2015). This mechanism is, in contrast, scarce during the Paleo- to Mesoarchean history of the PB: even though the deposition and the subsequent burying of some sedimentary basins from the PB have been estimated at 2.85 Ga and 2.97 Ga (Zeh & Gerdes, 2012 ; Zeh *et al.*, 2013b). No granitoids produced through partial melting of these metasedimentary formations have been observed yet. A similar statement can be made regarding reworking of metabasic lithologies present in GB from the PB: there is so far no evidence for melting of low-K mafic rocks before the latest stages of the accretionary orogen.

As melts produced through dehydration partial melting reactions are featured by positive volume changes fostering magma ascent (Clemens & Droop, 1998); the deep burying of GBs would be recognized by the intrusion of - so far undescribed - characteristic granitoids in the PB. This assumption is supported by: (i) the maximum peak metamorphic conditions preserved by supracrustal sequences of the GBs: amphibolite facies, inconsistent with substantial partial melting conditions (e.g. Passeraub *et al.*, 1999 ; Block *et al.*, 2013) and (ii) geophysical studies showing that the GBs from the PB have roots at max. 5 km depth below the present surface (De Beer & Stettler, 1992). This implies a moderate volume and/or moderate burying of both metasedimentary and metabasic lithologies during the first stages (2.90-2.75 Ga) of the accretionary orogen.

The partial melting of the volumetrically minor supracrustal lithologies only occurs at the latest stage of the accretionary orogen (Stage III-b, Fig. 4- 9C). This process is here recognized as a pre-stabilization stage succeeding the main crustal differentiation event (Stage

III-a, Fig. 4- 9B) and pre-dating the cratonization (Stage IV, Fig. 4- 9D). The pre-stabilization stage needs a margin and burying process. The duration between sediments deposition and peak granulite facies conditions of the metasedimentary BF has been demonstrated to be rapid: *ca.* 20 Ma (Nicoli *et al.*, 2015). The associated burial rate is so far the highest recognized in the Archean and reflects tectonically convergent geodynamics (Nicoli *et al.*, 2016). Two explanations might account for the absence of such recording before the latest stages of the accretionary orogen: (i) a limited extent of emerged continental crust preventing weathering and thus precluding substantial feeding of sedimentary basin (i.e. burying of a moderate volume); (ii) a passive margin fed by detrital material not deeply buried during the main crustal differentiation event due to the absence of a significant burying processes (i.e. moderate burying). Both hypotheses exclude any reworking of sediments and basic rocks.

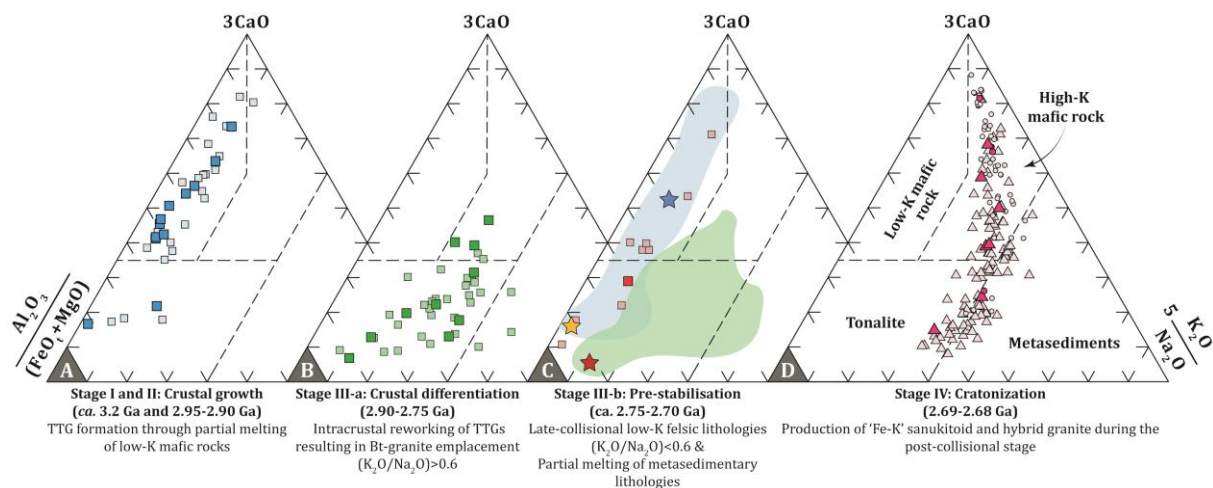


Fig. 4- 9: Evolution of the chemistry through the Archean PB accretionary orogen. The triangle is a compilation of melt produced through various protolith (labels are in triangle D), after Laurent *et al.* (2014b). All analyses are whole rocks measurements from the Archean PB. **A.** Plain blue squares: dated TTGs from the pre-accretionary orogen and first stage of the accretionary orogen; light blue squares: un-dated rocks with TTGs affinities. **B.** Plain green squares: Dated Bt-granites; light green squares: un-dated Bt-granites. **C.** Plain red square: dated cross-cutting felsic lithologies with TTG affinities; light red squares: un-dated cross-cutting felsic lithologies with TTG affinities; red star: Gt-Bt leucogranite BDK-01; blue star: two-mica trondhjemite CSW-B7; yellow star: Chl-Ep trondhjemite KL-I3. Blue field represents geochemical composition of Stage I and II TTGs; green field represents geochemical composition of Stage II-a Bt-granites. **D.** Plain pink triangle: dated hybrid granites, light pink triangle: un-dated hybrid granites; plain dots: dated 'Fe-K' sanukitoids; light pink dots: un-dated 'Fe-K' sanukitoids. Dated rocks have been determined through U-Pb zircon isotopic measurements. Data from: Kreissig *et al.* (2000); Kröner *et al.* (2000); Laurent (2012); Laurent *et al.* (2013); Vezinet *et al.* (submitted-b) and this study.

So far, no compelling proof in favour of one of these hypotheses has been produced: the relationship between the closure of the metasedimentary system and the granulite facies partial melting event has only been carried out on a single site in the PB (Nicoli *et al.*, 2015)

and no comprehensive geochronological study has been performed on the metabasic formations. Such investigations need to be achieved in order to constraint even better geodynamics accounting for the latest stages of the accretionary orogen. Finally, as shown in Fig. 4- 10A, the K₂O-content of granites produced via crustal differentiation decreases through time. This entails two major implications. Firstly, crustal differentiation processes are limited by the K₂O-content present into the initial protolith. In the PB, the initial protolith is the TTG gneiss basement with K₂O < 2 wt % (Fig. 4- 10B). Partial melting reactions concentrate K₂O into the melt phase which subsequently rises toward upper crustal levels. The K₂O-content of the felsic lower crust is thus gradually decreasing through time (Fig. 4- 10A). Consequently, the crustal differentiation is a chemically limited process ending up when K₂O-content is exhausted in the main crustal lithology. Secondly, the termination of crustal differentiation provides a relative stability and strength to the accretionary orogen that might account for the development of geodynamics related to late-stage granitoids.

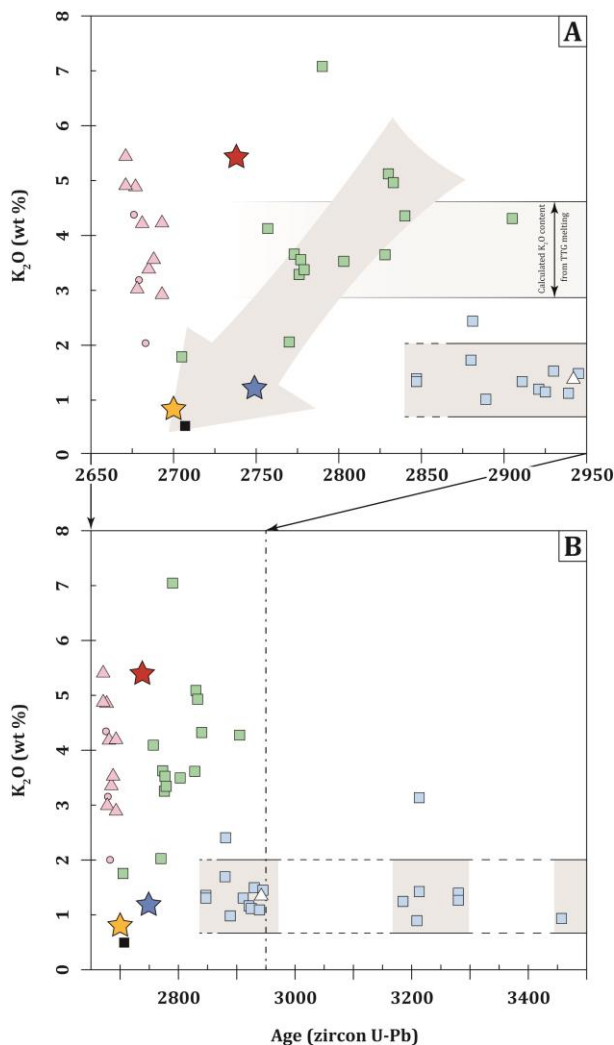


Fig. 4- 10: Age (zircon U-Pb) vs K₂O (wt %) content of felsic lithologies from the Archean PB. A. K₂O content evolution for the latest stages of the accretionary orogen. Blue squares: TTGs; green squares: Bt-granites; dark square: Opx-bearing TTG (sample BAV-01); pink triangle: hybrid granite; pink dot: 'Fe-K' sanukitoids; red star: Gt-Bt leucogranite BDK-01; blue star: two-mica trondhjemite CSW-B7; yellow star: Chl-Ep trondhjemite KL-I3. The grey arrow represents the K₂O decrease through the accretionary orogen. Calculated melts composition derived from fluid-present and fluid-absent melting reactions of the TTG MAK-G2 (Laurent, 2012 ; Laurent & Zeh, 2015). B. Same diagram covering the entire Archean PB history, note the homogeneity of TTGs produced before and during the first stage of the accretionary orogen.

6 Summary - Conclusion

Investigations carried out on Archean geology are often equivocal and disputed. This is mostly due to the lack on comprehensive dataset. The understanding of an Archean terrane requires a high quantity of petrographic, geochemical, isotopic and geochronological data, such as those presented here. In the Kaapvaal craton, our new data combined with those from previous studies allows delineating an unprecedented robust geodynamic model for the evolution of a composite grey gneiss complex. This geodynamic is a unique record of an entire accretionary orogen running from formation of TTGs through partial melting of low-K mafic rocks, followed by crustal differentiation, a pre-stabilization stage yielding the composite feature of the grey gneisses complex and a final cratonization stage. These conclusions have only been reached throughout a thorough investigation of the field relationship, the petrography, the geochemistry and the zircon isotopy of *all* felsic phases present in the grey gneiss complex.

Moreover, the whole dataset allows two main conclusions regarding Archean geodynamics. Firstly, the crustal evolution of the PB is recorded during *ca.* 250 Ma and takes place without addition of any external material, through self-refinement reworking. Secondly, the crustal differentiation stage is chemically controlled by the initial K₂O-content which acts as the principal limitation for partial melting reactions (both fluid-present and fluid-absent). As soon as the K₂O-content is sufficiently low to prevent substantial K-feldspar and K-rich micas stabilisation, the capability to melt of the lower crust becomes negligible. At that time, the accretionary orogen is endured, allowing the volumetrically minor sedimentary and basic lithologies to be buried to high grade (partial melting) conditions. In the Archean PB, this stage is featured by a switching from Bt-granite to low-K trondhjemitic and metasedimentary-derived leucosomes.

References

- Amelin, Y., Lee, D.-C., Halliday, A. N., et Pidgeon, R. T., 1999, Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons: Nature, v. 399, no. 6733, p. 252-255.
- Barton, J. M. J., Doig, R., Smith, C. B., Bohlender, F., et van Reenen, D. D., 1992, Isotopic and REE characteristics of the intrusive charnoenderbite and enderbite geographically associated with the Matok Pluton, Limpopo Belt, southern Africa: Precambrian Research, v. 55, p. 451-467.
- Belyanin, G. A., Rajesh, H. M., van Reenen, D. D., et Mouri, H., 2010, Corundum + orthopyroxene ± spinel intergrowths in a ultrahigh-temperature Al-Mg granulite from the Southern Marginal Zone, Limpopo Belt, South Africa: American Mineralogist, v. 95, p. 196-199.
- Belyanin, G. A., Rajesh, H. M., Sajeev, K., et van Reenen, D. D., 2012, Ultrahigh-temperature metamorphism from an unusual corundum+orthopyroxene intergrowth bearing Al-Mg granulite from the Southern Marginal Zone, Limpopo Complex, South Africa: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 164, p. 457-475.
- Belyanin, G. A., van Reenen, D. D., et Safonov, O. G., 2014, Response to comments by Nicoli et al. on paper by Belyanin et al. (2012): Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 167, no. 6, p. in press.
- Block, S., Moyen, J.-F., Zeh, A., Poujol, M., Jaguin, J., et Paquette, J.-L., 2013, The Murchison Greenstone Belt, South Africa: Accreted slivers with contrasting metamorphic conditions: Precambrian Research, v. 227, p. 77-98.
- Bohlender, F., van Reenen, D. D., et Barton, J. M. J., 1992, Evidence for metamorphic and igneous charnockites in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt: Precambrian Research, v. 55, p. 429-449.
- Brandl, G., 1986, The Geology of the Pietersburg area, sheet 2328. Explanation of the geological map of South Africa, Pretoria, Ed. by the Geological Survey of South Africa.
- , 1987, The Geology of the Tzaneen area, sheet 2330. Explanation of the geological map of South Africa, Pretoria, Ed. by the Geological Survey of South Africa.
- Brandl, G., Cloete, M., et Anhaeusser, C. R., 2006, Archean Greenstone belts, in Johnson, M. R., Anhaeusser, C. R., and Thomas, R. J., eds., *The Geology of South Africa*, Geological Society of South Africa, Johannesburg/Council for Geosciences, Pretoria, p. 9-56.
- Brown, G. C., et Fyfe, W. S., 1970, The Production of Granitic Melts during Ultrametamorphism: Contributions to mineralogy and petrology, v. 28, no. 4, p. 310-318.
- Brown, M., et Rushmer, T., 2006, Evolution and differentiation of the continental crust, Cambridge University Press.
- Brown, M., 2013, Granite: From genesis to emplacement: Geology, v. 125, no. 7-8, p. 1079-1113.
- Carrington, D. P., et Watt, G. R., 1995, A geochemical and experimental study of the role of K-feldspar during water-undersaturated melting of metapelites: Chemical Geology, v. 122, no. 1-4, p. 59-76.
- Clemens, J., et Stevens, G., 2015, Comment on 'Water-fluxed melting of the continental crust: A review' by RF Weinberg and P. Hasalová: Lithos, v. 234-235, p. 100-101.
- Clemens, J. D., et Wall, V. J., 1981, Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas: The Canadian Mineralogist, v. 19, no. 1, p. 111-131.
- Clemens, J. D., 1984, Water contents of silicic to intermediate magmas: Lithos, v. 17, p. 273-287.
- Clemens, J. D., et Vielzeuf, D., 1987, Constraints on melting and magma production in the crust: Earth and Environmental Science Transaction of the Royal Society of Edinburgh, v. 86, p. 287-306.

- Clemens, J. D., 1995, Phlogopite stability in the silica-saturated portion of the system $\text{KAlO}_2\text{-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$: New data and a reappraisal of phase relations to 1.5 GPa: American Mineralogist, v. 80, p. 982-997.
- Clemens, J. D., Droop, G. T. R., et Stevens, G., 1997, High-grade metamorphism, dehydration and crustal melting: a reinvestigation on new experiments in the silica-saturated portion of the system $\text{KAlO}_2\text{-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ at $P \leq 1.5$ GPa: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 129, p. 308-325.
- Clemens, J. D., et Droop, G. T. R., 1998, Fluids, P-T paths and the fates of anatectic melts in the Earth's crust: Lithos, v. 44, no. 1-2, p. 21-36.
- Clemens, J. D., et Watkins, J. M., 2001, The fluid regime of high-temperature metamorphism during granitoid magma genesis: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 140, p. 600-606.
- Clemens, J. D., et Stevens, G., 2012, What controls chemical variation in granitic magmas?: Lithos, v. 134-135, p. 317-329.
- Davis, D., Amelin, Y., Nowell, G. M., et Parrish, R. R., 2005, Hf isotopes in zircon from the western Superior province, Canada: implications for Archean crustal development and evolution of the depleted mantle reservoir: Precambrian Research, v. 140, no. 3, p. 132-156.
- De Beer, J. H., et Stettler, E. H., 1992, The deep structure of the Limpopo Belt from geophysical studies: Precambrian Research, v. 55, p. 173-186.
- de Wit, M. J., van Reenen, D. D., et Roering, C., 1992a, Geologic observations across a tectono-metamorphic boundary in the Babangu area, Giyani (Sutherland) Greenstone Belt, South Africa: Precambrian Research, v. 55, p. 111-122.
- de Wit, M. J., Jones, M. G., et Buchanan, D. L., 1992b, The geology and tectonic evolution of the Pietersburg Greenstone Belt, South Africa: Precambrian Research, v. 55, p. 123-153.
- Du Toit, M. C., van Reenen, D. D., et Roering, C., 1983, Some aspects of the geology structure and metamorphism of the southern marginal zone of the Limpopo metamorphic complex: Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., v. 8, p. 121-142.
- Eglington, B. M., et Armstrong, R. A., 2004, The Kaapvaal Craton and adjacent orogens, southern Africa: a geochronological database and overview of the geological development of the craton: South African Journal of Geology, v. 107, p. 13-32.
- Fyfe, W. S., 1973, The generation of batholiths: Tectonophysics, v. 17, p. 273-283.
- Geng, Y., Du, L., et Ren, L., 2012, Growth and reworking of the early Precambrian continental crust in the North China Craton: constraints from zircon Hf isotopes: Gondwana Research, v. 21, no. 2, p. 517-529.
- Good, N., et de Wit, M. J., 1997, The Thabazimbi-Murchison Lineament of the Kaapvaal Craton, South Africa: 2700 Ma of episodic deformation: Journal of the Geological Society, v. 154, p. 93-97.
- Griffin, W., Wang, X., Jackson, S., Pearson, N., O'Reilly, S. Y., Xu, X., et Zhou, X., 2002, Zircon chemistry and magma mixing, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes: Lithos, v. 61, no. 3, p. 237-269.
- Guo, J.-L., Gao, S., Wu, Y.-B., Li, M., Chen, K., Hu, Z.-C., Liang, Z.-W., Liu, Y.-S., Zhou, L., et Zong, K.-Q., 2014, 3.45 Ga granitic gneisses from the Yangtze Craton, South China: implications for Early Archean crustal growth: Precambrian Research, v. 242, p. 82-95.
- Henderson, D. R., Long, L. E., et Barton, J. M. J., 2000, Isotopic ages and chemical and isotopic composition of the Archaean Turfloop Batholith, Pietersburg granite—greenstone terrane, Kaapvaal Craton, South Africa: South African Journal of Geology, v. 103, no. 1, p. 38-46.

Hiess, J., Bennett, V. C., Nutman, A. P., et Williams, I. S., 2011, Archaean fluid-assisted crustal cannibalism recorded by low $\delta^{18}\text{O}$ and negative $\varepsilon_{\text{Hf}(T)}$ isotopic signatures of West Greenland granite zircon: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 161, no. 6, p. 1027-1050.

Holtz, F., Becker, A., Freise, M., et Johannes, W., 2001, The water-undersaturated and dry Qz-Ab-Or system revisited. Experimental results at very low water activities and geological implications: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 141, no. 3, p. 347-357.

Johnson, T., Fischer, S., White, R., Brown, M., et Rollinson, H., 2012, Archaean intracrustal differentiation from partial melting of metagabbro—field and geochemical evidence from the central region of the Lewisian complex, NW Scotland: Journal of Petrology, v. 53, no. 10, p. 2115-2138.

Kemp, A., Foster, G., Scherstén, A., Whitehouse, M., Darling, J., et Storey, C., 2009, Concurrent Pb–Hf isotope analysis of zircon by laser ablation multi-collector ICP-MS, with implications for the crustal evolution of Greenland and the Himalayas: Chemical Geology, v. 261, no. 3, p. 244-260.

Kemp, A., Wilde, S., Hawkesworth, C., Coath, C., Nemchin, A., Pidgeon, R., Vervoort, J., et DuFrane, S., 2010, Hadean crustal evolution revisited: new constraints from Pb–Hf isotope systematics of the Jack Hills zircons: Earth and Planetary Science Letters, v. 296, no. 1, p. 45-56.

Kisters, A., Stevens, G., et van Reenen, D. D., 2004, Excursion - The Kaapvaal Traverse, in Gibson, R., ed., Tectonics Division of the Geological Society of the South Africa, p. 43.

Kramers, J., McCourt, S., et Van Reenen, D., 2006, The Limpopo Belt: The Geology of South Africa, p. 209-236.

Kramers, J. D., Henzen, M., et Steidle, L., 2014, Greenstone belts at the northernmost edge of the Kaapvaal Craton: Timing of tectonic events and a possible crustal fluid source: Precambrian Research, v. 253, p. 96-113.

Kreissig, K., Nägler, T. F., Kramers, J. D., van Reenen, D. D., et Smit, C. A., 2000, An isotopic and geochemical study of the northern Kaapvaal Craton and the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt: are they juxtaposed terranes?: Lithos, v. 50, p. 1-25.

Kröner, A., Jaeckel, P., et Brandl, G., 2000, Single zircon ages for felsic to intermediate rocks from the Pietersburg and Giyani greenstone belts and bordering granitoid orthogneisses, northern Kaapvaal Craton, South Africa: Journal of African Earth Sciences, v. 30, no. 4, p. 773-793.

Kusky, T. M., et Polat, A., 1999, Growth of granite–greenstone terranes at convergent margins, and stabilization of Archean cratons: Tectonophysics, v. 305, p. 43-73.

Laurent, O., 2012, Les changements géodynamiques à la transition Archéen-Protérozoïque : étude des granitoïdes de la marge Nord du craton du Kaapvaal (Afrique du Sud): *Ph.D.*, Université Blaise Pascal, 531 p.

Laurent, O., Paquette, J.-L., Martin, H., Doucelance, R., et Moyen, J.-F., 2013, LA-ICP-MS dating of zircons from Meso- and Neoproterozoic granitoids of the Pietersburg block (South Africa): Crustal evolution at the northern margin of the Kaapvaal craton: Precambrian Research, v. 230, p. 209-226.

Laurent, O., Rapopo, M., Stevens, G., Moyen, J. F., Martin, H., Doucelance, R., et Bosq, C., 2014a, Contrasting petrogenesis of Mg–K and Fe–K granitoids and implications for post-collisional magmatism: Case study from the Late-Archean Matok pluton (Pietersburg block, South Africa): Lithos, v. 196-197, p. 131-149.

Laurent, O., Martin, H., Moyen, J. F., et Doucelance, R., 2014b, The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5Ga: Lithos, v. 205, p. 208-235.

Laurent, O., Nicoli, G., Zeh, A., Stevens, G., Moyen, J. F., et Vezinet, A., 2014c, Comment on “Ultrahigh temperature granulites and magnesian charnockites: Evidence for the Neoproterozoic accretion along the northern margin of the Kaapvaal craton” by Rajesh et al: Precambrian Research, v. 255, p. 455-458.

- Laurent, O., et Zeh, A., 2015, A linear Hf isotope-age array despite different granitoid sources and complex Archean geodynamics: Example from the Pietersburg block (South Africa): Earth and Planetary Science Letters, v. 430, p. 326-338.
- Marschall, H. R., Hawkesworth, C. J., Storey, C. D., Dhuime, B., Leat, P. T., Meyer, H.-P., et Tamm-Buckle, S., 2010, The Annandagstoppane Granite, East Antarctica: evidence for Archean intracrustal recycling in the Kaapvaal–Grunehogna Craton from zircon O and Hf isotopes: Journal of Petrology, v. 51, no. 11, p. 2277-2301.
- Martin, H., 1987, Petrogenesis of Archean Trondhjemites, Tonalites, and Granodiorites from Eastern Finland: Major and Trace Element Geochemistry: Journal of Petrology, v. 28, no. 5, p. 921-953.
- Mason, R., 1973, The Limpopo Mobile Belt - Southern Africa: Philosophical Transactions of the Royal Society A, v. 273, p. 463-485.
- Masuda, A., Nakamura, N., et Tanaka, T., 1973, Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 37, no. 2, p. 239-248.
- Montel, J.-M., et Vielzeuf, D., 1997, Partial melting of metagreywackes, Part II. Composition of minerals and melts: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 128, p. 176-196.
- Moyen, J.-F., 2011, The composite Archean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archean crustal growth: Lithos, v. 123, p. 21-36.
- Moyen, J.-F., et Martin, H., 2012, Forty years of TTG research: Lithos, v. 148, p. 312-336.
- Næraa, T., Scherstén, A., Rosing, M. T., Kemp, A., Hoffmann, J., Kokfelt, T., et Whitehouse, M., 2012, Hafnium isotope evidence for a transition in the dynamics of continental growth 3.2 [thinsp] Gyr ago: Nature, v. 485, no. 7400, p. 627-630.
- Nicoli, G., Stevens, G., Buick, I. S., et Moyen, J. F., 2014, A comment on ultrahigh-temperature metamorphism from an unusual corundum + orthopyroxene intergrowth bearing Al–Mg granulite from the Southern Marginal Zone, Limpopo Complex, South Africa, by Belyanin et al.: Contributions to mineralogy and petrology, v. 167.
- Nicoli, G., Stevens, G., Moyen, J. F., et Frei, D., 2015, Rapid evolution from sediment to anatectic granulite in an Archean continental collision zone: The example of the Bandelierkop Formation metapelites, South Marginal Zone, Limpopo Belt, South Africa.: Journal of Metamorphic Geology, v. 33, p. 177-202.
- Nicoli, G., Moyen, J.-F., et Stevens, G., 2016, Diversity of burial rates in convergent settings decreased as Earth aged: Scientific reports, v. 6, p. 26359.
- O'Connor, J., 1965, A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios: US Geological Survey Professional Paper B, v. 525, p. 79-84.
- Passeraub, M., Wuest, T., Kreissig, K., Smit, C., et Kramers, J., 1999, Structure, metamorphism, and geochronology of the Rhenosterkoppies greenstone belt, South Africa: South African Journal of Geology, v. 102, no. 4, p. 323-334.
- Pickering, J. M., et Johnston, A. D., 1998, Fluid-Absent Melting Behavior of a Two- Mica Metapelite: Experimental Constraints on the Origin of Black Hills Granite: Journal of Petrology, v. 39, no. 10, p. 1787-1804.
- Rajesh, H. M., Santosh, M., Wan, Y., Liu, S. J., et Belyanin, G. A., 2014a, Ultrahigh temperature granulites and magnesian charnockites: Evidence for Neoproterozoic accretion along the northern margin of the Kaapvaal Craton: Precambrian Research, v. 246, p. 150-159.
- Rajesh, H. M., Santosh, M., Proyer, A., Wan, Y., Liu, D., Liu, S. J., et Belyanin, G. A., 2014b, Think outside the box: There is no Limpopo orogeny—Reply to comment by Laurent et al. on paper by Rajesh et al. (2014): Precambrian Research, v. 255, p. 459-466.

- Robb, L., Brandl, G., Anhaeusser, C., et Pujol, M., 2006, Archaean granitoid intrusions, *in* Johnson, M. R., Anhaeusser, C. R., and Thomas, R. J., eds., *The Geology of South Africa*, p. 57-94.
- Sawyer, E. W., Cesare, B., et Brown, M., 2011, When the continental crust melts: Elements, v. 7, no. 4, p. 229-234.
- Schaller, M., Steiner, O., Studer, I., Holzer, L., Herwegh, M., et Kramers, J. D., 1999, Exhumation of Limpopo Central Zone granulites and dextral continent-scale transcurrent movement at 2.0 Ga along the Palala Shear Zone, Northern Province, South Africa: Precambrian Research, v. 96, p. 263-288.
- Skjerlie, K. P., Patiño-Douce, A. E., et Johnston, A. D., 1993, Fluid absent melting of a layered crustal protolith: implications for the generation of anatectic granites: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 114, no. 3, p. 365-378.
- Smit, C. A., Roering, C., et van Reenen, D. D., 1992, The structural framework of the southern margin of the Limpopo Belt, South Africa: Precambrian Research, v. 55, p. 51-67.
- Smit, C. A., van Reenen, D. D., et Roering, C., 2014, Role of fluids in the exhumation of the Southern Marginal Zone of the Limpopo Complex, South Africa: Precambrian Research.
- Stevens, G., et Clemens, J. D., 1993, Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere: a slanted summary?: Chemical Geology, v. 108, no. 1-4, p. 1-17.
- Stevens, G., Clemens, J. D., et Droop, G. T. R., 1997, Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from "primitive" metasedimentary protoliths: Contributions to mineralogy and petrology, v. 128, p. 352-370.
- Taylor, J., Nicoli, G., Stevens, G., Frei, D., et Moyen, J.-F., 2014, The processes that control leucosome compositions in metasedimentary granulites: perspectives from the Southern Marginal Zone migmatites, Limpopo Belt, South Africa: Journal of Metamorphic Geology, v. 32, no. 7, p. 713-742.
- Thompson, A. B., 1982, Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids: American Journal of Science, v. 282, no. 10, p. 1567-1595.
- Thompson, A. B., 1983, Fluid-absent metamorphism: Journal of the Geological Society, v. 140, no. 4, p. 533-547.
- Thompson, A. B., et Connolly, J. A., 1995, Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 100, no. B8, p. 15565-15579.
- Tsunogae, T., et van Reenen, D. D., 2014, High- to ultrahigh-temperature metasomatism related to brine infiltration in the Neoproterozoic Limpopo Complex: Petrology and phase equilibrium modeling: Precambrian Research, v. in press.
- van Reenen, D. D., 1978, Metamorfiese studies van granuliete en verwante hoë-gradse gesteentes in die Suidelike Grensone van die Limpopo-Metamorfiekompleks in Suid-Afrika: *Ph.D.*, Rand Afrikaans University, Unpublished, 502 p.
- , 1983, Cordierite+ garnet+ hypersthene+ biotite-bearing assemblages as a function of changing metamorphic conditions in the Southern Marginal Zone of the Limpopo metamorphic complex, South Africa: Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., v. 8, p. 143-167.
- , 1986, Hydration of cordierite and hypersthene and a description of the retrograde orthoamphibole isograd in the Limpopo belt South Africa: American Mineralogist, v. 71, p. 900-915.
- van Reenen, D. D., Barton, J. M. J., Roering, C., Smit, C. A., et Van Schalkwyk, J. F., 1987, Deep crustal response to continental collision: The Limpopo belt of southern Africa: Geology, v. 15, p. 11-14.

- van Reenen, D. D., Roering, C., Smit, C. A., Schalkwyk, J. F. V., et Barton, J. M. J., 1988, Evolution of the Northern High-Grade Margin of the Kaapvaal Craton, South Africa: The Journal of Geology, v. 96, no. 5, p. 549-560.
- van Reenen, D. D., Roering, C., Brandl, G., Smit, C. A., et Barton, J. M. J., 1990, The Granulite-Facies Rocks of the Limpopo Belt, Southern Africa, in Vielzeuf, D., and Vidal, P., eds., *Granulites and Crustal Evolution*, Springer Netherlands, p. 257-289.
- van Reenen, D. D., Smit, C. A., Perchuk, L. L., Roering, C., et Boshoff, R., 2011, Thrust exhumation of the Neoproterozoic ultrahigh-temperature Southern Marginal Zone, Limpopo Complex: convergence of decompression-cooling paths in the hanging wall and prograde PT paths in the footwall: Geological Society of America Memoirs, v. 207, p. 189-212.
- van Reenen, D. D., Huizenga, J. M., Smit, C. A., et Roering, C., 2014, Fluid-rock interaction during high-grade metamorphism: Instructive examples from the Southern Marginal Zone of the Limpopo Complex, South Africa: Precambrian Research, v. in press.
- van Schalkwyk, J. F., de Wit, M. J., Roering, C., et van Reenen, D. D., 1993, Tectono-metamorphic evolution of the simatic basement of the Pietersburg greenstone belt relative to the Limpopo Orogeny: evidence from serpentinite: Precambrian research, v. 61, no. 1, p. 67-88.
- Vezinet, A., Moyen, J. F., Stevens, G., Nicoli, G., Laurent, O., Couzinié, S., et Frei, D., submitted-b, Half-billion years of continental crust evolution at the northern edge of the Kaapvaal craton (South Africa) and consequences on Archean geodynamics: submitted to Precambrian research.
- Vielzeuf, D., et Holloway, J. R., 1988, Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system: Contributions to mineralogy and petrology, v. 98, p. 257-276.
- Vielzeuf, D., et Clemens, J. D., 1992, The fluid-absent melting of phlogopite + quartz: Experiments and models: American Mineralogist, v. 77, p. 1206-1222.
- Vielzeuf, D., et Montel, J.-M., 1994, Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 117, p. 375-393.
- Watkins, J. M., Clemens, J. D., et Treloar, P. J., 2007, Archean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 154, p. 91-110.
- Weinberg, R. F., et Hasalová, P., 2015a, Water-fluxed melting of the continental crust: A review: Lithos, v. 212-215, p. 158-188.
- , 2015b, Reply to comment by JD Clemens and G. Stevens on ‘Water-fluxed melting of the continental crust: A review’: Lithos, v. 234-235, p. 102-103.
- Wells, P. R. A., 1981, Accretion of Continental Crust: Thermal and Geochemical Consequences: Philosophical Transactions of the Royal Society A, v. 301, p. 347-357.
- Yamashita, K., Creaser, R. A., et Villeneuve, M. E., 2000, Integrated Nd isotopic and U–Pb detrital zircon systematics of clastic sedimentary rocks from the Slave Province, Canada: evidence for extensive crustal reworking in the early-to mid-Archean: Earth and Planetary Science Letters, v. 174, no. 3, p. 283-299.
- Yang, J.-H., Wu, F.-Y., Wilde, S. A., et Zhao, G., 2008, Petrogenesis and geodynamics of Late Archean magmatism in eastern Hebei, eastern North China Craton: geochronological, geochemical and Nd–Hf isotopic evidence: Precambrian Research, v. 167, no. 1, p. 125-149.
- Zeh, A., Gerdes, A., et Barton, J. M. J., 2009, Archean Accretion and Crustal Evolution of the Kalahari Craton the Zircon Age and Hf Isotope Record of Granitic Rocks from Barberton/Swaziland to the Francistown Arc: Journal of Petrology, v. 50, no. 5, p. 933-966.

Zeh, A., Gerdes, A., Barton, J. M. J., et Klemd, R., 2010, U–Th–Pb and Lu–Hf systematics of zircon from TTG's, leucosomes, meta-anorthosites and quartzites of the Limpopo Belt (South Africa): Constraints for the formation, recycling and metamorphism of Palaeoarchaeon crust: Precambrian Research, v. 179, p. 50-68.

Zeh, A., et Gerdes, A., 2012, U–Pb and Hf isotope record of detrital zircons from gold-bearing sediments of the Pietersburg Greenstone Belt (South Africa)—Is there a common provenance with the Witwatersrand Basin?: Precambrian Research, v. 204-205, p. 46-56.

Zeh, A., Jaguin, J., Poujol, M., Boulvais, P., Block, S., et Paquette, J.-L., 2013b, Juvenile crust formation in the northeastern Kaapvaal Craton at 2.97 Ga—Implications for Archean terrane accretion, and the source of the Pietersburg gold: Precambrian Research, v. 233, p. 20-43.

Zhang, S.-B., Zheng, Y.-F., Wu, Y.-B., Zhao, Z.-F., Gao, S., et Wu, F.-Y., 2006, Zircon U–Pb age and Hf isotope evidence for 3.8 Ga crustal remnant and episodic reworking of Archean crust in South China: Earth and Planetary Science Letters, v. 252, no. 1, p. 56-71.

Supplementary Material - Chapter IV

Appendix Chapter IV - Table 1: Bulk-rock major and trace elements of the samples investigated in the Chapter IV.

Sample Name	BDK-01	CSW-B7	KL-I3	R578-G1
FACIÈS	Gt-Bt leucogranite	Two-mica trondhjemite	Chl-Ep trondhjemite	Hbl-Ep-Bt lepidoblastic gneiss
Coord. S	23.36241	23.51119	23.29926	23.36370
Coord. E	29.71643	29.35515	29.93897	30.22394
SiO₂ (%)	73.72	72.18	74.18	67.06
TiO₂	0.01	0.25	0.07	0.50
Al₂O₃	14.82	14.92	15.21	15.15
Cr₂O₃	bdl	bdl	bdl	0.01
FeOt	0.29	1.79	0.66	3.54
MnO	0.01	0.02	0.01	0.06
MgO	0.04	0.93	0.29	1.97
CaO	0.99	2.51	1.07	3.91
Na₂O	3.83	4.68	6.80	4.75
K₂O	5.42	1.21	0.83	1.43
P₂O₅	0.07	0.10	0.06	0.17
L.O.I.	0.30	1.44	0.75	0.53
Total	99.50	100.03	99.93	99.08
Sc (ppm)	4.95	18.86	4.75	17.00
V	15.16	46.01	20.94	74.55
Cr	11.12	19.06	16.07	88.68
Co	233.32	210.19	173.88	109.53
Ni	6.55	27.11	14.71	42.96
Cu	16.33	68.32	33.38	10.19
Zn	12.48	92.44	41.62	53.19
Rb	152.70	124.99	48.54	66.21
Sr	392.6	466.1	541.1	487.6
Y	1.13	5.79	1.48	17.30
Zr	30.85	126.51	137.61	114.86
Nb	0.10	4.31	1.72	9.01
Mo	0.59	0.56	0.43	4.00
Cs	0.57	4.02	0.76	4.51
Ba	1380.8	291.5	174.1	247.1
Hf	1.14	3.25	4.54	3.81
Ta	0.05	0.17	0.16	0.69
Pb	82.49	48.66	15.24	8.18
U	0.12	2.39	9.39	0.41
Th	0.11	0.41	1.20	3.81
La (ppm)	5.84	37.50	8.53	24.28
Ce	9.40	55.27	16.16	49.87
Pr	0.87	6.12	1.84	5.87
Nd	2.49	17.85	5.89	22.15
Sm	0.33	2.48	1.16	3.78
Eu	0.69	0.93	0.72	1.17
Gd	0.24	1.95	0.74	3.42
Tb	0.03	0.21	0.08	0.50
Dy	0.20	0.98	0.33	2.97
Ho	0.04	0.22	0.05	0.58
Er	0.12	0.50	0.13	1.81
Tm	< 0.05	0.09	< 0.05	0.27
Yb	0.13	0.52	0.11	1.73
Lu	< 0.05	0.12	< 0.05	0.28

Appendix Chapter IV - Table 2: Compilation of Uranium-Lead isotope analyses carried on zircon grains

Analyses #	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS							AGES [Ma]					Conc. %		
				²⁰⁷ Pb ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb ^e	2σ ^d	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb		2σ	
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb		(abs.)	
Échantillon BDK-01	# 1	408	217	0.04	13.93	0.60	0.531	0.022	0.97	0.1902	0.0040	2745	119	2746	94	2744	34	100
	# 2	305	162	0.04	13.85	0.60	0.531	0.022	0.97	0.1891	0.0040	2739	119	2747	94	2734	34	100
	# 5	628	282	0.10	11.77	0.51	0.449	0.019	0.97	0.1900	0.0040	2587	112	2393	84	2742	34	87
	# 6	313	166	0.06	13.86	0.60	0.530	0.022	0.97	0.1897	0.0040	2740	119	2741	94	2739	34	100
	# 7	557	293	0.10	14.07	0.61	0.527	0.022	0.97	0.1936	0.0041	2754	119	2729	93	2773	34	98
	# 8	407	229	0.20	15.97	0.69	0.562	0.024	0.97	0.2061	0.0043	2875	124	2875	97	2875	34	100
	# 9	336	170	0.02	13.43	0.58	0.507	0.021	0.97	0.1921	0.0040	2710	117	2644	91	2760	34	96
	# 11	325	158	0.06	12.53	0.54	0.487	0.020	0.97	0.1865	0.0041	2645	115	2558	89	2712	36	94
	# 12	257	145	0.18	16.21	0.70	0.565	0.024	0.97	0.2081	0.0044	2889	125	2887	98	2891	34	100
	# 13	321	170	0.05	13.80	0.60	0.529	0.022	0.97	0.1891	0.0040	2736	118	2739	94	2735	35	100
	# 14	616	258	0.28	11.04	0.48	0.419	0.018	0.97	0.1912	0.0043	2527	110	2256	80	2752	37	82
	# 15	662	273	0.01	10.65	0.46	0.413	0.017	0.97	0.1871	0.0040	2493	108	2228	79	2717	35	82
	# 16	563	203	0.05	9.33	0.41	0.361	0.015	0.97	0.1876	0.0043	2371	103	1985	72	2722	37	73
	# 17	387	214	0.28	16.08	0.70	0.553	0.023	0.97	0.2108	0.0046	2881	125	2839	96	2911	35	98
	# 18	336	177	0.02	13.79	0.60	0.527	0.022	0.97	0.1898	0.0041	2735	119	2728	93	2741	35	100
	# 19	305	140	0.05	12.13	0.53	0.459	0.019	0.97	0.1917	0.0042	2615	113	2436	85	2757	35	88
	# 20	573	248	0.07	11.45	0.50	0.433	0.018	0.97	0.1917	0.0042	2560	111	2320	82	2757	36	84
	# 22	935	441	0.10	12.48	0.54	0.471	0.020	0.97	0.1921	0.0043	2641	115	2489	87	2760	36	90
	# 23	421	195	0.02	12.25	0.53	0.464	0.019	0.97	0.1914	0.0042	2623	114	2457	86	2755	36	89
	# 24	201	115	0.15	16.74	0.73	0.569	0.024	0.97	0.2135	0.0048	2920	127	2903	98	2932	36	99
	# 25	409	217	0.04	13.74	0.60	0.531	0.022	0.97	0.1877	0.0041	2732	119	2745	94	2722	36	101
	# 26	343	194	0.21	16.32	0.71	0.567	0.024	0.97	0.2086	0.0046	2896	126	2897	98	2895	36	100
	# 27	370	194	0.03	13.82	0.60	0.524	0.022	0.97	0.1914	0.0043	2737	119	2715	93	2754	36	99

Appendix Chapter IV - Table 2 : (continuation)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]					Conc.	
				²⁰⁷ Pb ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c	2σ ^d	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ	%	
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)		
Échantillon CSW-B7	# 2	174	101	0.51	17.16	0.71	0.579	0.023	0.96	0.2149	0.0047	2944	121	2945	94	2943	35	100
	# 3	636	234	0.22	9.60	0.39	0.368	0.015	0.97	0.1890	0.0040	2398	98	2022	69	2734	34	74
	# 4	1085	194	0.52	4.64	0.19	0.179	0.007	0.97	0.1880	0.0040	1756	72	1061	39	2725	35	39
	# 5	255	101	0.11	10.35	0.43	0.396	0.016	0.96	0.1894	0.0042	2467	102	2152	73	2737	36	79
	# 6	245	136	0.40	16.26	0.67	0.553	0.022	0.97	0.2133	0.0045	2892	119	2837	91	2930	34	97
	# 7	1691	237	0.06	3.33	0.14	0.140	0.006	0.96	0.1721	0.0037	1488	61	846	31	2578	36	33
	# 8	82	39	0.48	14.00	0.58	0.474	0.019	0.96	0.2142	0.0049	2749	114	2501	83	2938	37	85
	# 9	138	70	0.16	13.23	0.55	0.507	0.020	0.96	0.1893	0.0043	2696	112	2644	86	2736	37	97
	# 10	922	241	0.67	6.43	0.26	0.262	0.010	0.97	0.1782	0.0038	2037	84	1499	53	2636	35	57
	# 11	288	151	0.48	15.29	0.63	0.524	0.021	0.97	0.2116	0.0045	2834	116	2717	88	2918	34	93
	# 12	263	139	0.15	13.96	0.57	0.527	0.021	0.97	0.1919	0.0041	2747	113	2731	88	2758	35	99
	# 13	286	102	0.26	9.52	0.40	0.358	0.014	0.96	0.1928	0.0045	2389	99	1973	68	2766	38	71
	# 14	359	131	0.29	9.45	0.39	0.366	0.015	0.96	0.1871	0.0040	2383	98	2013	69	2717	35	74
	# 15	182	89	0.48	14.28	0.59	0.486	0.019	0.96	0.2132	0.0047	2768	114	2552	84	2930	35	87
	# 16	333	146	0.44	11.45	0.48	0.438	0.018	0.96	0.1895	0.0045	2561	107	2343	78	2738	39	86
	# 17	1060	222	0.09	4.52	0.19	0.210	0.008	0.96	0.1561	0.0034	1734	71	1228	44	2414	37	51
	# 18	69	36	0.32	13.80	0.57	0.526	0.021	0.96	0.1905	0.0044	2736	114	2723	89	2746	38	99
	# 19	163	86	0.41	15.64	0.65	0.531	0.021	0.96	0.2134	0.0048	2855	118	2747	89	2932	36	94
	# 21	177	43	0.16	6.26	0.26	0.241	0.010	0.96	0.1887	0.0043	2013	83	1390	50	2731	37	51
	# 22	220	125	0.47	16.29	0.67	0.568	0.023	0.96	0.2080	0.0047	2894	120	2899	93	2890	36	100
	# 23	485	114	0.11	6.06	0.25	0.235	0.009	0.96	0.1875	0.0045	1985	83	1358	49	2720	39	50
	# 24	779	176	0.34	5.82	0.24	0.226	0.009	0.96	0.1871	0.0045	1950	81	1313	47	2717	39	48
	# 25	142	75	0.21	13.90	0.58	0.530	0.021	0.96	0.1903	0.0044	2743	114	2740	89	2745	37	100

Appendix Chapter IV - Table 2 : (continuation)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]						Conc.
				²⁰⁷ Pb ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c	2σ ^d	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ	%	
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)		
Échantillon KL-I3	# 1	260	130	0.03	12.82	0.53	0.500	0.020	0.96	0.1858	0.0041	2667	110	2616	86	2706	36	97
	# 2	381	199	0.02	13.33	0.55	0.522	0.021	0.97	0.1851	0.0039	2703	111	2708	88	2699	35	100
	# 3	423	220	0.04	13.23	0.55	0.521	0.021	0.96	0.1841	0.0040	2696	111	2704	88	2690	36	100
	# 4	312	163	0.02	13.41	0.55	0.524	0.021	0.97	0.1857	0.0040	2709	112	2714	88	2705	35	100
	# 6	290	151	0.02	13.47	0.55	0.521	0.021	0.97	0.1874	0.0040	2713	112	2705	88	2719	35	99
	# 7	624	288	0.04	11.74	0.48	0.462	0.018	0.97	0.1845	0.0039	2584	106	2447	81	2694	35	91
	# 8	273	138	0.02	12.97	0.53	0.505	0.020	0.96	0.1862	0.0041	2677	110	2637	86	2708	36	97
	# 9	117	43	0.02	9.49	0.41	0.371	0.015	0.95	0.1858	0.0052	2387	102	2032	71	2705	46	75
	# 10	315	164	0.02	13.30	0.55	0.522	0.021	0.96	0.1849	0.0040	2701	111	2707	88	2697	36	100
	# 11	122	48	0.02	10.19	0.43	0.394	0.016	0.95	0.1875	0.0048	2452	103	2142	73	2720	42	79
	# 12	318	165	0.03	13.31	0.55	0.521	0.021	0.96	0.1852	0.0040	2702	111	2704	88	2700	36	100
	# 13	379	182	0.02	12.22	0.51	0.480	0.019	0.96	0.1846	0.0041	2621	108	2528	83	2695	36	94
	# 14	445	233	0.01	13.27	0.55	0.523	0.021	0.96	0.1839	0.0040	2699	111	2712	88	2688	36	101
	# 15	274	127	0.03	11.89	0.49	0.465	0.019	0.96	0.1855	0.0042	2596	108	2461	82	2703	38	91
	# 16	1217	600	0.01	12.65	0.53	0.494	0.020	0.96	0.1859	0.0044	2654	111	2586	85	2706	39	96
	# 17	334	174	0.01	13.27	0.55	0.522	0.021	0.96	0.1844	0.0042	2699	112	2708	88	2693	37	101
	# 18	361	129	0.02	9.13	0.38	0.357	0.014	0.96	0.1854	0.0044	2351	98	1968	68	2702	39	73
	# 19	412	197	0.01	12.13	0.50	0.477	0.019	0.96	0.1844	0.0042	2615	108	2515	83	2693	38	93
	# 20	617	321	0.07	13.28	0.55	0.521	0.021	0.96	0.1849	0.0041	2700	112	2703	88	2697	37	100
	# 21	381	139	0.02	9.28	0.39	0.365	0.015	0.96	0.1844	0.0045	2366	99	2007	69	2693	40	75
	# 22	310	161	0.01	13.23	0.55	0.520	0.021	0.96	0.1845	0.0042	2696	112	2699	88	2694	37	100
	# 23	389	203	0.02	13.36	0.55	0.522	0.021	0.96	0.1857	0.0043	2705	112	2706	88	2705	38	100
	# 24	378	199	0.03	13.48	0.56	0.527	0.021	0.96	0.1856	0.0043	2714	113	2728	89	2703	38	101
	# 25	363	190	0.03	13.44	0.56	0.522	0.021	0.96	0.1867	0.0044	2711	113	2709	88	2713	39	100

Appendix Chapter IV - Table 2 : (continuation). Note, this table has already been reported in the Supplementary Material - Chapter III.

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]				Conc.		
				²⁰⁷ Pb ^b		2σ ^d		²⁰⁶ Pb ^b		2σ ^d		rho ^c		²⁰⁷ Pb ^e		2σ ^d		%
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁷ Pb	(abs.)	²⁰⁷ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	
Échantillon R578-G1	# 1	95	61	0.40	22.35	0.49	0.645	0.012	0.87	0.2513	0.0056	3199	71	3209	48	3193	35	101
	# 2	117	75	0.44	22.58	0.50	0.646	0.012	0.87	0.2534	0.0056	3209	71	3214	48	3206	35	100
	# 3	61	39	0.51	22.79	0.51	0.648	0.012	0.85	0.2550	0.0060	3218	72	3221	49	3216	37	100
	# 4	76	50	0.42	22.77	0.51	0.649	0.012	0.86	0.2544	0.0057	3217	71	3225	49	3212	35	100
	# 5	74	48	0.45	22.75	0.51	0.647	0.012	0.86	0.2551	0.0059	3216	72	3216	48	3217	36	100
	# 6	141	91	0.67	22.71	0.50	0.644	0.012	0.87	0.2556	0.0056	3214	71	3206	48	3220	35	100
	# 7	105	68	0.64	22.66	0.50	0.646	0.012	0.86	0.2543	0.0056	3213	71	3214	48	3212	35	100
	# 8	98	64	0.49	22.82	0.50	0.649	0.012	0.86	0.2550	0.0057	3219	71	3224	48	3216	35	100
	# 9	76	49	0.50	22.44	0.51	0.647	0.012	0.85	0.2516	0.0060	3203	73	3215	49	3195	38	101
	# 10	102	61	0.40	21.00	0.47	0.602	0.012	0.86	0.2529	0.0057	3139	70	3039	46	3203	35	95
	# 11	108	69	0.61	22.51	0.50	0.645	0.012	0.86	0.2532	0.0057	3206	71	3209	48	3205	35	100
	# 12	113	70	0.50	21.89	0.48	0.623	0.012	0.86	0.2547	0.0057	3179	70	3123	47	3214	35	97
	# 13	108	70	0.73	22.85	0.50	0.647	0.012	0.86	0.2561	0.0058	3220	71	3216	48	3223	35	100
	# 14	88	57	0.64	22.66	0.50	0.642	0.012	0.86	0.2559	0.0058	3212	71	3198	48	3222	36	99
	# 15	104	67	0.40	22.43	0.50	0.643	0.012	0.86	0.2532	0.0058	3203	71	3200	48	3205	36	100
	# 16	67	43	0.71	22.68	0.51	0.644	0.012	0.85	0.2554	0.0060	3213	72	3205	48	3219	37	100
	# 17	141	91	0.44	22.76	0.51	0.645	0.012	0.85	0.2561	0.0060	3217	72	3207	48	3223	37	100
	# 18	64	41	0.50	22.36	0.50	0.644	0.012	0.85	0.2517	0.0059	3200	72	3207	49	3195	37	100
	# 19	141	91	0.62	22.86	0.51	0.649	0.012	0.85	0.2554	0.0059	3221	71	3225	48	3219	36	100
	# 20	117	75	0.47	22.60	0.50	0.642	0.012	0.85	0.2554	0.0060	3210	71	3196	48	3219	37	99
	# 21	131	85	0.47	22.71	0.51	0.646	0.012	0.85	0.2551	0.0060	3215	72	3212	48	3217	37	100
	# 22	620	375	1.01	21.30	0.49	0.604	0.012	0.86	0.2558	0.0060	3152	72	3046	47	3221	37	95
	# 23	99	61	0.43	21.75	0.49	0.620	0.012	0.85	0.2544	0.0061	3173	71	3110	47	3212	37	97
	# 24	172	111	0.75	22.62	0.50	0.645	0.012	0.85	0.2544	0.0060	3211	72	3208	48	3212	37	100
	# 25	157	94	0.55	21.00	0.47	0.601	0.011	0.85	0.2536	0.0061	3139	70	3032	46	3207	38	95
	# 26	113	73	0.77	22.64	0.51	0.644	0.012	0.84	0.2550	0.0062	3212	72	3204	48	3216	38	100
	# 27	80	52	0.62	22.89	0.53	0.646	0.012	0.82	0.2569	0.0069	3222	75	3214	48	3228	42	100

Quoted uncertainties (absolute) are 2σ (95% confidence).

(a) U and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

(b) Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value); ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/(²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137.88)

(c) Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and the ²⁰⁷/²³⁵U ratio

(d) Quadratic addition of within-run errors (2 SD) and daily reproducibility of GJ-1 (2 SD)

(e) Corrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon (~0.6 per atomic mass unit) and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975)

Appendix Chapter IV - Table 3: Compilation of Lutetium-Hafnium isotope analyses carried on zircon grains

	Analyse #	$^{176}\text{Yb}^a$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}^a$	$\pm 2\sigma$	^{178}Hf	^{180}Hf	Sig_{Hf}^b	^{176}Hf	$\pm 2\sigma$	Age (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Conc. (%)	$^{176}\text{Hf}^d$	$\pm 2\sigma$	ϵHf_t^e	$\pm 2\sigma$	T_{DM2}^f
		^{177}Hf	(abs.)	^{177}Hf	(abs.)	^{177}Hf	^{177}Hf	(V)	^{177}Hf	(abs.)				$^{177}\text{Hf}_{\text{App}}$	(abs.)	(abs.)	(Ga)	
Échantillon	#1	0.0413	0.0036	0.00158	0.00011	1.46724	1.88658	6	0.280818	0.000021	3228	42	101	0.280720	0.000021	0.8	0.7	3.49
R578-G1	#3	0.0293	0.0025	0.00121	0.00008	1.46736	1.88655	7	0.280800	0.000024	3212	37	100	0.280725	0.000024	0.6	0.9	3.48
	#4	0.0152	0.0012	0.00064	0.00004	1.46722	1.88639	7	0.280753	0.000024	3212	37	100	0.280713	0.000024	0.2	0.9	3.51
	#6	0.0190	0.0016	0.00083	0.00006	1.46720	1.88701	7	0.280760	0.000019	3217	37	100	0.280709	0.000019	0.1	0.7	3.51
	#7	0.0272	0.0023	0.00111	0.00007	1.46724	1.88680	7	0.280776	0.000023	3219	36	100	0.280708	0.000023	0.1	0.8	3.51
	#9	0.0183	0.0020	0.00076	0.00007	1.46721	1.88641	7	0.280767	0.000022	3195	37	101	0.280720	0.000022	0.0	0.8	3.50
	#11	0.0194	0.0018	0.00077	0.00006	1.46717	1.88618	8	0.280750	0.000023	3219	37	100	0.280703	0.000023	0.0	0.8	3.52
	#12	0.0355	0.0031	0.00142	0.00009	1.46728	1.88586	7	0.280831	0.000024	3223	35	97	0.280743	0.000024	1.5	0.9	3.44
	#13	0.0147	0.0014	0.00061	0.00005	1.46721	1.88640	7	0.280744	0.000025	3214	35	100	0.280706	0.000025	0.0	0.9	3.52
	#16	0.0178	0.0016	0.00075	0.00005	1.46724	1.88672	7	0.280782	0.000023	3205	35	100	0.280735	0.000023	0.8	0.8	3.47
	#18	0.0120	0.0011	0.00052	0.00004	1.46728	1.88582	6	0.280778	0.000023	3195	38	100	0.280746	0.000023	0.9	0.8	3.45
	#19	0.0156	0.0016	0.00064	0.00005	1.46722	1.88656	7	0.280763	0.000022	3212	35	100	0.280723	0.000022	0.5	0.8	3.49
	#21	0.0327	0.0032	0.00132	0.00011	1.46727	1.88683	7	0.280818	0.000026	3220	35	100	0.280737	0.000026	1.2	0.9	3.46
	#23	0.0188	0.0016	0.00081	0.00006	1.46718	1.88676	7	0.280735	0.000025	3212	35	97	0.280684	0.000025	-0.9	0.9	3.56
	#24	0.0328	0.0032	0.00125	0.00010	1.46729	1.88666	6	0.280816	0.000023	3216	37	100	0.280739	0.000023	1.2	0.8	3.46
	#27	0.0167	0.0014	0.00070	0.00005	1.46722	1.88693	7	0.280728	0.000025	3193	35	100	0.280685	0.000025	-1.3	0.9	3.57

Appendix Chapter IV - Table 3 : (continuation)

	Analyse #	$^{176}\text{Yb}^a$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}^a$	$\pm 2\sigma$	^{178}Hf	^{180}Hf	Sig_{Hf}^b	^{176}Hf	$\pm 2\sigma$	Age (Myr)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Conc. (%)	$^{176}\text{Hf}^d$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Hf}_i}^e$	$\pm 2\sigma$	$T_{\text{DM}_2}^f$
		^{177}Hf	(abs.)	^{177}Hf	(abs.)	^{177}Hf	^{177}Hf	(V)	^{177}Hf	(abs.)				$^{177}\text{Hf}_{\text{App}}$	(abs.)	(abs.)	(Ga)	
Échantillon	#1	0.0033	0.0006	0.00011	0.00002	1.46730	1.88610	9	0.281037	0.000029	2744	34	100	0.281032	0.000029	0.5	1.0	3.13
BDK-01	#2	0.0033	0.0004	0.00010	0.00001	1.46732	1.88705	10	0.281034	0.000017	2734	34	100	0.281021	0.000017	-0.2	0.6	3.17
	#6	0.0092	0.0020	0.00033	0.00007	1.46727	1.88676	9	0.281015	0.000021	2739	34	100	0.281009	0.000021	-0.4	0.7	3.08
	#7	0.0450	0.0036	0.00163	0.00010	1.46721	1.88659	7	0.281066	0.000024	2773	34	98	0.281048	0.000024	1.7	0.9	3.15
	#8	0.0153	0.0013	0.00054	0.00004	1.46725	1.88660	10	0.281078	0.000027	2875	34	100	0.280988	0.000027	2.0	1.0	3.13
	#9	0.0035	0.0004	0.00009	0.00001	1.46720	1.88636	13	0.281054	0.000016	2760	34	96	0.281025	0.000016	0.6	0.6	3.17
	#11	0.0058	0.0006	0.00021	0.00002	1.46728	1.88699	10	0.281022	0.000017	2712	36	94	0.281017	0.000017	-0.8	0.6	3.07
	#12	0.0039	0.0005	0.00014	0.00001	1.46726	1.88655	11	0.281036	0.000020	2891	34	100	0.281024	0.000020	3.6	0.7	3.14
	#13	0.0286	0.0040	0.00104	0.00014	1.46728	1.88639	7	0.281035	0.000018	2735	35	100	0.281028	0.000018	0.1	0.7	3.10
	#17	0.0044	0.0006	0.00014	0.00002	1.46730	1.88590	9	0.281057	0.000027	2911	35	98	0.280999	0.000027	3.2	1.0	3.12
	#18	0.0096	0.0012	0.00025	0.00003	1.46730	1.88618	12	0.281042	0.000024	2741	35	100	0.281034	0.000024	0.5	0.9	3.15
	#24	0.0171	0.0028	0.00065	0.00010	1.46719	1.88722	8	0.281061	0.000023	2932	36	99	0.281024	0.000023	4.6	0.8	3.04
	#25	0.0019	0.0002	0.00006	0.00001	1.46722	1.88592	10	0.281026	0.000018	2722	36	101	0.281023	0.000018	-0.3	0.7	3.16
	#26	0.0352	0.0035	0.00128	0.00010	1.46716	1.88636	7	0.281078	0.000029	2895	36	100	0.281007	0.000029	3.1	1.0	3.10
	#27	0.0246	0.0020	0.00093	0.00006	1.46723	1.88605	7	0.281049	0.000022	2754	36	99	0.281000	0.000022	-0.4	0.8	3.18

Appendix Chapter IV - Table 3 : (continuation)

	Analyse #	$^{176}\text{Yb}^a$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}^a$	$\pm 2\sigma$	^{178}Hf	^{180}Hf	Sig_{Hf}^b	^{176}Hf	$\pm 2\sigma$	Age (Myr)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Conc. (%)	$^{176}\text{Hf}^d$	$\pm 2\sigma$	ϵ_{Hf}^e	$\pm 2\sigma$	T_{DM2}^f
		^{177}Hf	(abs.)	^{177}Hf	(abs.)	^{177}Hf	^{177}Hf	(V)	^{177}Hf	(abs.)				$^{177}\text{Hf}_{\text{App}}$	(abs.)	(abs.)	(Ga)	
Échantillon	#2	0.0264	0.0022	0.00114	0.00007	1.46717	1.88682	6	0.281031	0.000021	2943	35	100	0.280967	0.000021	2.8	0.8	3.25
CSW-B7	#3	0.0086	0.0008	0.00035	0.00002	1.46728	1.88661	7	0.281032	0.000025	2734	34	74	0.281014	0.000025	-0.4	0.9	3.19
	#4	0.0372	0.0060	0.00144	0.00020	1.46724	1.88625	7	0.281067	0.000019	2725	35	39	0.280992	0.000019	-1.4	0.7	3.25
	#5	0.0231	0.0033	0.00091	0.00012	1.46722	1.88564	7	0.281066	0.000031	2737	36	79	0.281018	0.000031	-0.2	1.1	3.17
	#6	0.0447	0.0038	0.00184	0.00012	1.46729	1.88653	7	0.281102	0.000021	2930	34	97	0.280998	0.000021	3.7	0.8	3.17
	#7	0.0239	0.0022	0.00098	0.00007	1.46724	1.88680	6	0.280987	0.000021	2578	36	33	0.280938	0.000021	-6.7	0.7	3.20
	#8	0.0150	0.0012	0.00064	0.00004	1.46722	1.88647	9	0.281046	0.000021	2938	37	85	0.281010	0.000021	4.2	0.8	3.33
	#9	0.0475	0.0043	0.00183	0.00013	1.46716	1.88663	8	0.281038	0.000023	2736	37	97	0.280942	0.000023	-2.9	0.8	3.18
	#10	0.0093	0.0009	0.00037	0.00003	1.46720	1.88679	8	0.281016	0.000022	2636	35	57	0.280997	0.000022	-3.3	0.8	3.15
	#11	0.0392	0.0034	0.00163	0.00011	1.46723	1.88656	7	0.281053	0.000024	2918	34	93	0.280962	0.000024	2.1	0.8	3.29
	#12	0.0100	0.0008	0.00040	0.00002	1.46728	1.88614	7	0.281030	0.000024	2758	35	99	0.281009	0.000024	0.0	0.9	3.23
	#13	0.0379	0.0050	0.00154	0.00018	1.46718	1.88723	7	0.281036	0.000021	2766	38	71	0.280955	0.000021	-1.8	0.7	3.27
	#14	0.0154	0.0013	0.00066	0.00004	1.46731	1.88534	6	0.281023	0.000035	2717	35	74	0.280988	0.000035	-1.7	1.3	3.17
	#15	0.0367	0.0038	0.00150	0.00013	1.46717	1.88672	7	0.281058	0.000026	2930	35	87	0.280973	0.000026	2.8	0.9	3.17
	#16	0.0388	0.0033	0.00157	0.00010	1.46729	1.88676	8	0.281033	0.000023	2738	39	86	0.280951	0.000023	-2.6	0.8	3.25
	#17	0.0602	0.0084	0.00236	0.00031	1.46727	1.88683	7	0.281123	0.000032	2414	37	51	0.281015	0.000032	-7.9	1.1	3.31
	#18	0.0069	0.0006	0.00027	0.00002	1.46726	1.88502	7	0.281020	0.000029	2746	38	99	0.281005	0.000029	-0.4	1.0	3.07
	#19	0.0309	0.0027	0.00126	0.00009	1.46718	1.88692	6	0.281019	0.000025	2932	36	94	0.280948	0.000025	1.9	0.9	3.39
	#21	0.0060	0.0005	0.00024	0.00001	1.46725	1.88695	7	0.281028	0.000026	2731	37	51	0.281016	0.000026	-0.4	0.9	3.10
	#22	0.0233	0.0022	0.00102	0.00008	1.46720	1.88680	5	0.281027	0.000033	2890	36	100	0.280971	0.000033	1.7	1.2	3.16
	#23	0.0239	0.0020	0.00097	0.00006	1.46726	1.88680	8	0.281024	0.000023	2720	39	50	0.280973	0.000023	-2.2	0.8	3.22
	#24	0.0251	0.0037	0.00100	0.00013	1.46725	1.88538	6	0.281029	0.000035	2717	39	48	0.280977	0.000035	-2.1	1.2	3.17
	#25	0.0102	0.0009	0.00042	0.00003	1.46724	1.88592	6	0.281022	0.000038	2745	37	100	0.281000	0.000038	-0.7	1.4	3.15

Appendix Chapter IV - Table 3 : (continuation)

	Analyse #	$^{176}\text{Yb}^a$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}^a$	$\pm 2\sigma$	^{178}Hf	^{180}Hf	Sig_{Hf}^b	^{176}Hf	$\pm 2\sigma$	Age (Myr)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Conc. (%)	$^{176}\text{Hf}^d$	$\pm 2\sigma$	ϵ_{Hf}^e	$\pm 2\sigma$	T_{DM2}^f
		^{177}Hf	(abs.)	^{177}Hf	(abs.)	^{177}Hf	^{177}Hf	(V)	^{177}Hf	(abs.)				$^{177}\text{Hf}_{\text{App}}$	(abs.)	(abs.)	(abs.)	(Ga)
Échantillon KL-I3	#1	0.0074	0.0007	0.00024	0.00002	1.46724	1.88663	9	0.280964	0.000022	2706	36	97	0.280952	0.000022	-3.3	0.8	3.30
	#2	0.0046	0.0004	0.00016	0.00001	1.46726	1.88670	10	0.280961	0.000017	2699	35	100	0.280953	0.000017	-3.4	0.6	3.30
	#3	0.0075	0.0006	0.00026	0.00002	1.46726	1.88665	9	0.280947	0.000021	2690	36	100	0.280934	0.000021	-4.3	0.7	3.35
	#4	0.0040	0.0003	0.00014	0.00001	1.46719	1.88641	10	0.280983	0.000022	2705	35	100	0.280976	0.000022	-2.5	0.8	3.26
	#6	0.0041	0.0003	0.00015	0.00001	1.46723	1.88610	8	0.280980	0.000019	2719	35	99	0.280972	0.000019	-2.3	0.7	3.26
	#7	0.0069	0.0007	0.00024	0.00002	1.46724	1.88668	10	0.280992	0.000022	2694	35	91	0.280980	0.000022	-2.6	0.8	3.26
	#8	0.0046	0.0004	0.00016	0.00001	1.46726	1.88599	9	0.280983	0.000026	2708	36	97	0.280975	0.000026	-2.4	0.9	3.26
	#9	0.0072	0.0007	0.00025	0.00002	1.46726	1.88645	13	0.280984	0.000017	2705	46	75	0.280972	0.000017	-2.6	0.6	3.27
	#10	0.0042	0.0003	0.00015	0.00001	1.46723	1.88615	15	0.280991	0.000015	2697	36	100	0.280983	0.000015	-2.4	0.5	3.25
	#11	0.0052	0.0004	0.00019	0.00001	1.46722	1.88641	9	0.280927	0.000023	2720	42	79	0.280918	0.000023	-4.2	0.8	3.36
	#12	0.0051	0.0004	0.00018	0.00001	1.46723	1.88684	10	0.280976	0.000020	2700	36	100	0.280967	0.000020	-2.9	0.7	3.28
	#13	0.0056	0.0005	0.00020	0.00001	1.46722	1.88684	10	0.281002	0.000019	2695	36	94	0.280992	0.000019	-2.1	0.7	3.23
	#14	0.0053	0.0005	0.00018	0.00001	1.46727	1.88591	9	0.280972	0.000021	2688	36	101	0.280963	0.000021	-3.3	0.7	3.29
	#15	0.0083	0.0008	0.00030	0.00002	1.46746	1.87848	4	0.280967	0.000071	2703	38	91	0.280952	0.000071	-3.4	2.5	3.31
	#16	0.0063	0.0006	0.00023	0.00002	1.46727	1.88629	9	0.280990	0.000023	2706	39	96	0.280979	0.000023	-2.3	0.8	3.25
	#17	0.0116	0.0009	0.00045	0.00003	1.46747	1.88248	3	0.280966	0.000084	2693	37	101	0.280943	0.000084	-3.9	3.0	3.33
	#18	0.0101	0.0011	0.00034	0.00003	1.46725	1.88736	15	0.280985	0.000015	2702	39	73	0.280968	0.000015	-2.8	0.6	3.27
	#19	0.0063	0.0005	0.00023	0.00002	1.46721	1.88626	10	0.280953	0.000021	2693	38	93	0.280941	0.000021	-4.0	0.7	3.33
	#20	0.0054	0.0005	0.00019	0.00001	1.46724	1.88663	10	0.280976	0.000020	2697	37	100	0.280966	0.000020	-3.0	0.7	3.28
	#21	0.0047	0.0004	0.00018	0.00002	1.46726	1.88651	10	0.280974	0.000015	2693	40	75	0.280965	0.000015	-3.1	0.5	3.28
	#22	0.0040	0.0003	0.00014	0.00001	1.46724	1.88684	10	0.280986	0.000016	2694	37	100	0.280979	0.000016	-2.6	0.6	3.26
	#23	0.0048	0.0004	0.00018	0.00001	1.46732	1.88347	4	0.280995	0.000048	2705	38	100	0.280985	0.000048	-2.1	1.7	3.24
	#24	0.0050	0.0004	0.00018	0.00001	1.46726	1.88615	9	0.280974	0.000026	2703	38	101	0.280965	0.000026	-2.9	0.9	3.28
	#25	0.0052	0.0004	0.00018	0.00001	1.46723	1.88651	9	0.280998	0.000023	2713	39	100	0.280989	0.000023	-1.8	0.8	3.23

Quoted uncertainties (absolute) are 2σ (95% confidence).

(a) $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf} = (^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb})_{\text{true}} \times (^{173}\text{Yb}/^{177}\text{Hf})_{\text{meas}} \times (M^{173}(\text{Yb})/M^{177}(\text{Hf}))^{\beta(\text{Hf})}$, $\beta(\text{Hf}) = \ln(^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{true}} / ^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{measured}}) / \ln(M^{179}(\text{Hf})/M^{177}(\text{Hf}))$, M=mass of respective isotope. The $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ were calculated in a similar way by using the $^{175}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ and $\beta(\text{Yb})$.

(b) Mean Hf signal in volt.

(c) Uncertainties are quadratic additions of the within-run precision and the daily reproducibility of the standard

(d) Apparent time-corrected $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ calculated using the $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ of the spot and the age of the spot measured by LA-ICP-MS (apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age).

(e) ϵ_{Hf} for co-genetic zircon domains calculated using the Apparent zircon age determined by LA-ICP-MS dating (last columns), the CHUR parameters of $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$ (Bouvier et al., 2008) and a decay constant of $\lambda_{^{176}\text{Lu}} = 1.867 \cdot 10^{-11}$ (Scherer et al., 2001; Söderlund et al., 2004).

(f) Two-stage model age (T_{DM2}) in billion years using the measured $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Lu}$ and intrusion age or apparent Pb-Pb age (first stage), a value of 0.0113 for the average continental crust (second stage), and a depleted mantle model with $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.03933$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.283294$ (Blichert-Toft & Puchtel, 2010).

Chapitre V :

Nature de la croûte continentale inférieure en système d'accrétion et conséquences sur l'évolution d'un bloc crustal

Présentation de la contribution scientifique :

Les Chapitres III et IV de ce manuscrit de thèse ont eu pour objectif de définir, d'une part, l'architecture du bloc crustal étudié et, d'autre part, de contraindre les modalités de mise en place des lithologies felsiques dominantes. Ces contributions ont démontré la présence d'une géodynamique longue de *ca.* 300 Ma, qui s'auto-entretient grâce à l'apport d'énergie thermique provenant du manteau lithosphérique sous-jacent. Le Chapitre IV a aussi montré l'importance du processus de remaniement dans la différenciation, la stabilisation et donc la préservation de la croûte continentale archéenne. Le chapitre V, qui suit, s'intéresse tout particulièrement à un leucogranite à grenat qui a subi ce processus de remaniement à la fin de la géodynamique d'accrétion caractérisant la marge Nord du craton du Kaapvaal. L'objectif est de contraindre les conditions du remaniement, de les comparer à celles calculées sur les méta-sédiments proches et de proposer une pétrogenèse correspondant à l'ensemble des caractéristiques pétrologiques observées.

Les calculs d'équilibres thermodynamiques réalisés sur ce leucogranite à grenat montrent des conditions de stabilisation en facies amphibolite supérieur, proches des conditions calculées pour les méta-sédiments. Ce leucogranite à grenat est interprété comme provenant du métamorphisme de haut grade d'un granite à biotite antérieur, qui aurait subi une fusion incongruente de la biotite, amenant à la production de grenats péritectiques. La préservation des phases de haute température est réalisée par extraction du liquide silicaté (formé lors de la fusion partielle) avant refroidissement.

Cette étude démontre que les granites ne sont pas nécessairement des liquides de fusion mais peuvent aussi être des résidus. De plus, ce résultat questionne la nature de la croûte continentale inférieure. Le modèle classiquement accepté prédit une croûte inférieure basique et/ou mafique. La présence de ce leucogranite en base de croûte orogénique archéenne met en

relief la grande diversité de la croûte profonde, et une fois de plus, l'importance du processus de remaniement dans la construction d'un bloc continental stable sur le long terme (> 1 Ga).

Granites are residues

Authors:

Adrien Vezinet^{1,2}, Jean-François Moyen¹, Gary Stevens²,

Affiliations:

1 : Université de Lyon, UJM-Saint-Etienne, UBP, CNRS, IRD, Laboratoire Magmas et Volcans UMR 6524, F-42023 Saint Etienne, France.

2 : Centre for Crustal Petrology, Department of Earth Sciences, Stellenbosch University, Private Bag X1, 7602, South Africa.

Keywords: Archean, lower crust, crustal differentiation

Contribution submitted to Terra Nova.

Abstract

The evolution of the structure and the composition of the continental crust are crucial for the understanding of the outer Earth maturation through time. The conventionalized accepted view considers a chemically layered crustal pile, made of: (i) a cumulative and basic lower crust and, (ii) a felsic granitic to granodioritic upper crust, although several lines of evidences argue for a much more complex and composite continental crust. This contribution challenges the *layered* paradigm through the investigation of the conditions of equilibration and the origin of a garnet-biotite leucogranite sampled in the high-grade metamorphism area of the northern Kaapvaal craton. Our results indicate that this leucogranite is a residue resulting from partial melting and subsequent melt loss of an earlier biotite-granite during crustal reworking processes at upper amphibolite facies metamorphism. This entails two major consequences: (i) the lower crust of matured crustal segments has not to be necessarily basic or even mafic, (ii) crustal reworking is the key process to refine and stabilize the continental crust.

1 Introduction

The common opinion agreed with the schematic view that the continental crust is made by a cumulative and mafic lower crust enriched in FeO, MgO, Al₂O₃, CaO, and refractory trace elements and, a complementary felsic upper crust richer in SiO₂, K₂O and incompatible trace elements (e.g. Rudnick & Fountain, 1995 ; Hawkesworth *et al.*, 2010). This consideration is mainly driven by our understanding of subduction-arc systems, i.e. melting of the hydrated mantle wedge; generation of a basic parental magma, and subsequent evolution of this parental magma through fractional crystallization processes (Tuttle & Bowen, 1958 ; Gill, 1981). These geochemical processes featuring subduction-arcs systems lead, indeed, to the geochemical layering of the continental crust. However, the presence of substantial felsic lithologies in lower crustal xenoliths, the documentation of high-grade terrane exposures as well as seismic investigations argue for a lower crust much more complex and composite than the idealized model presented above (Pin & Vielzeuf, 1983 ; Rudnick & Taylor, 1987 ; Rudnick & Gao, 2003). Felsic lithologies at lower crustal levels are mostly recognized in matured continental crust, i.e. crust that underwent reworking processes through accretionary/collisional geodynamics. In such a geodynamics, the lower crust is expected to be restitic, yet not necessarily basic (e.g. Schenk, 1984 ; Villaseca *et al.*, 1999).

This contribution discusses the nature of the lower crust via the investigation of the petrogenesis of a garnet-biotite-bearing leucogranite sampled within a granulite facies area. We demonstrate that some granites in high grade terranes actually correspond to melt-depleted lithologies, i.e. rocks that lost melt and are therefore part of the residue. This further confirms the composite character of the lower crust and challenges the widespread idea that the residue needs to be mafic, and that the crust is, in essence, chemically layered. Alternately, we propose that: (i) chemical layering is restricted to juvenile arc systems; (ii) this layering is strongly disrupted during orogens and crustal reworking processes and (iii) the lower crust of stabilized continental block has to be restitic regardless the chemistry of the rock.

2 Petrography and thermodynamic phase equilibrium modelling

The garnet-biotite-bearing leucogranite investigated here has been sampled within the northern edge of the Archean Kaapvaal craton in South Africa (see Supplementary Material - Chapter V for localization on the geological map). This terrain underwent a protracted magmatic history from *ca.* 2.97 Ga to *ca.* 2.68 Ga inferred to be achieved through accretionary orogen settings (Veziñet *et al.*, submitted-a ; Laurent & Zeh, 2015) and a

granulite facies event at *ca.* 2.71 Ga, recognized on the metasedimentary lithologies (Taylor *et al.*, 2014 ; Nicoli *et al.*, 2015).

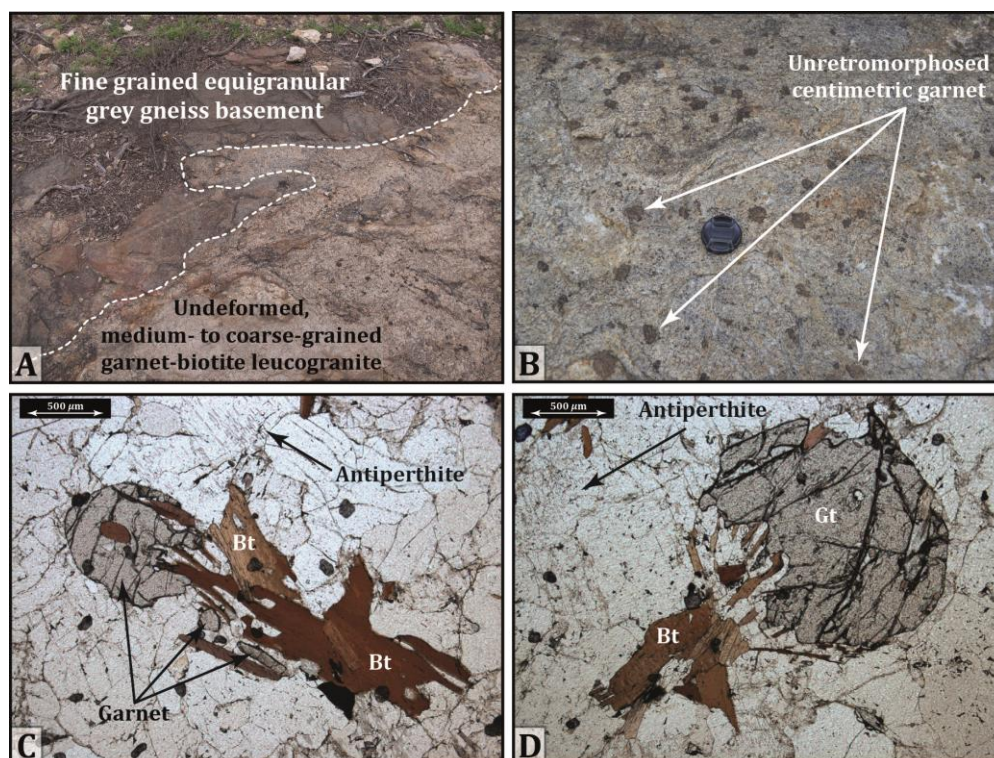


Fig. 5- 1: Key features of the garnet-biotite leucogranite BDK-01 investigated in this contribution. **A.** Contact between the intrusive Gt-Bt leucogranite (bottom-right part of the picture) and the host composed of an equigranular grey gneiss basement. **B.** Zoom-in of the very leucocratic matrix made of plagioclase + K-feldspar + quartz, and the centimetre sized pristine garnet grains. **C.** and **D.** Two microscope pictures in which garnet grains appear to grow at the expense of the biotite sheets.

2.1 Petrography

The garnet-biotite-bearing leucogranite (specimen BDK-01) was collected from an oval shaped, *ca.* 70m sized body intrusive into the fine-grained equigranular grey gneiss basement (Fig. 5- 1A). The outcrop is dominated by a very leucocratic matrix composed of quartz and feldspar; ferromagnesian phases are represented by centimetre sized garnet (Fig. 5- 1B). No magmatic or metamorphic foliation has been observed at outcrop scale. Where observable, the contact between the host and the granite is sharp with no reactional texture. The detailed microscope study shows a mineral assemblage consisting in: Qz + Pl + Gt + Bt + Ilm + Rt + Zrn + antiperthite (Fig. 5- 1A and B). The sum Pl + Qz + Kf + Bt represents > 98 modal %, the remaining is - on one hand - made of centimetric poikilitic garnet partly surrounded by both biotite and Fe-Ti-oxides and - on the other hand - of infra-millimetric sub-idiomorphic garnet. Poikilitic garnet contains quartz, plagioclase and biotite inclusions. Garnet does not appear consumed by the biotite and oxide rims. Conversely, garnet grains appear to grow at the expense of biotite sheets (Fig. 5- 1C and D). Ilmenite is present either within the quartzo-

feldspathic matrix or at garnet rims. Rutile is present as a minor phase associated to the ilmenite rimming garnet grains. The typical compositional ranges for the garnet-biotite leucogranite-forming mineral phases are reported in the Supplementary Material - Chapter V.

2.2 Thermodynamic equilibrium modelling

Thermodynamic equilibrium modelling is here used to firstly constrain the peak metamorphism conditions and subsequently to investigate the possible protolith accounting for the observed garnet-biotite leucogranite.

• The Gt-Bt leucogranite BDK-01

In order to constrain the (P,T) condition of equilibration of the garnet-biotite leucogranite BDK-01, we performed thermodynamic phase equilibrium modelling with the Theriak/Domino software (De Capitani & Petrakakis, 2010). The thermodynamic calculation for the garnet-biotite leucogranite was achieved in the system MnO-Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂ (MnNCKFMASHT). The H₂O content input in the thermodynamic calculation was set using reconnaissance calculation on T-X(H₂O) pseudosections at various pressures (commonly between 7 and 12 kbar). The purpose of the H₂O constraint was to be consistent with the preserved high-grade mineral assemblage (Fig. 5- 1). The H₂O content was set to be consistent with garnet preservation (Supplementary Material - Chapter V). The melt model does not allow for Fe₂O₃ to be incorporated in the calculations. Nonetheless, this compromises the modelling to only a small degree due to the strongly leucocratic nature of the investigated melts. The resulting

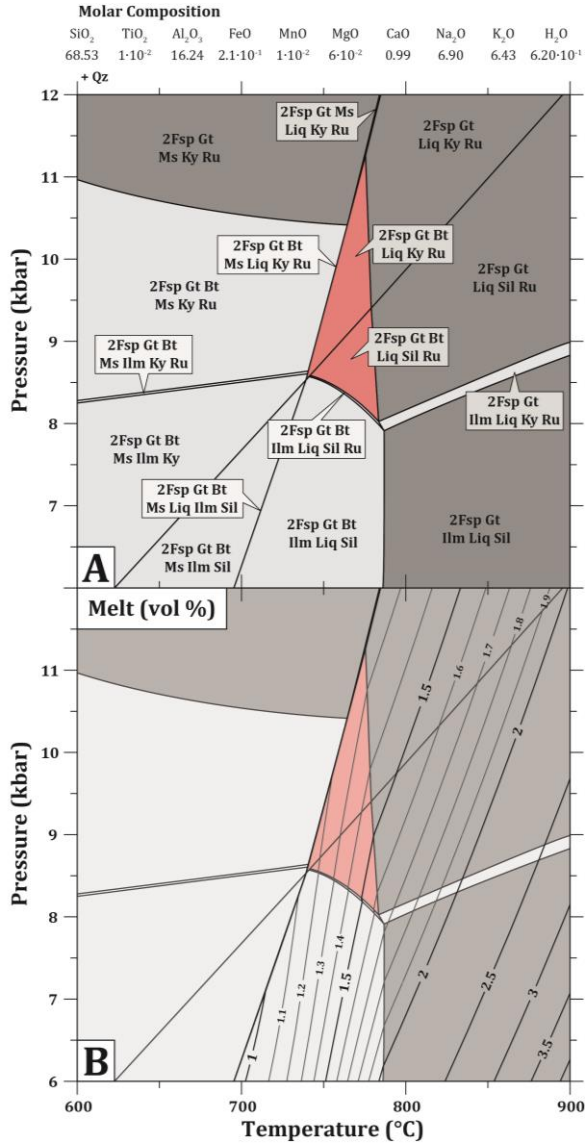


Fig. 5- 2: **A.** Calculated (P,T) pseudosection for the Gt-Bt leucogranite BDK-01. The stability field (red field in the panel A) for the peak assemblage is Pl + Kf + Gt + Bt + Liq + Als + Ru. This assemblage is in accordance with the observed assemblage and supported by the absence of Mag in thin section. **B.** Calculated liquid (melt) vol % isopleths for the same composition than A.

pseudosection is presented in Fig. 5- 2. Thermodynamic equilibrium modelling of the garnet-biotite leucogranite BDK-01 shows that the observed high-grade mineral assemblage is only reached at $761 \pm 30^\circ\text{C}$ and 9.5 ± 1.5 kbar (red field in the Fig. 5- 2). Within the field the mode of melt is ≤ 1.7 vol%. Thus, the garnet-biotite leucogranite BDK-01 equilibrated at upper amphibolite to lower granulite facies conditions. These (P,T) conditions of equilibration are slightly below those carried out on the metasedimentary formation from the same study area: $852 \pm 7.5^\circ\text{C}$ and 11.1 ± 1.3 kbar (Nicoli *et al.*, 2015).

• **The protolith**

The strong peraluminous geochemical signature is of primary importance in order to attribute the “S-type” label to granites. These aluminium-rich granites are believed to derive from partial melting of metasedimentary lithologies (Chappell & White, 1974 ; 2001), and commonly display preserved Al-rich phases - such as garnet and/or cordierite - in their mineral assemblage (e.g. Villaros *et al.*, 2009). In the study area (see Supplementary Material - Chapter V), the metasedimentary formation displays migmatitic features along with Gt-bearing leucosomes (Stevens & van Reenen, 1992b ; Taylor *et al.*, 2014 ; Nicoli *et al.*, 2015). The preservation of the high-grade mineral assemblage observed in these metasedimentary-derived leucosomes has been inferred to result from an extensive melt loss event which accounts for the K-poor chemistry of the investigated leucosomes (Taylor *et al.*, 2014). Such a K-poor character can be explained by a ratio

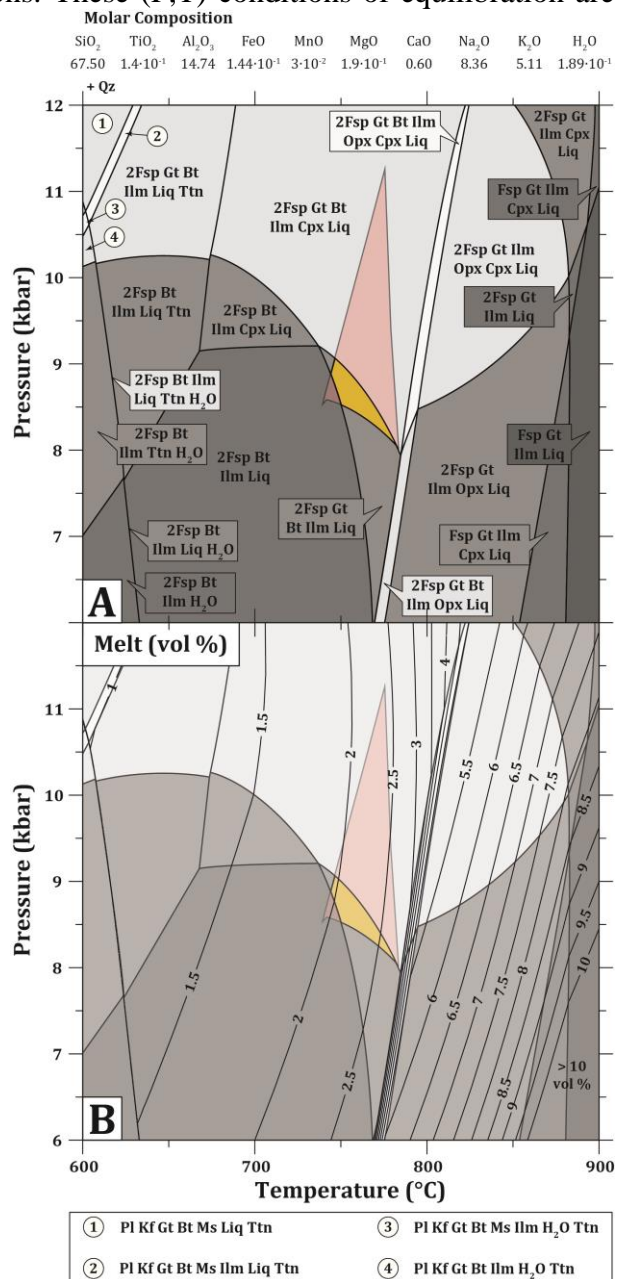


Fig. 5- 3: A. Calculated (P,T) pseudosection of the Bt-granite sampled the study area. The partly transparent red field is the equilibration field from the garnet-biotite leucogranite calculations (see Fig. 5- 2). The yellow field is the overlap of the transparent red field and the 2Fsp + Gt + Bt + Ilm + Liq field calculated based on the biotite-granite composition.

$(\text{H}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})_{\text{melt phase}} < (\text{H}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})_{\text{biotite}} (\sim 2.0)$ which is assumed to trigger K-feldspar consumption, i.e. dissolution of K-feldspar grains into the melt phase (Carrington & Watt, 1995); implying K-deficiencies in the residues if a melt loss event happens.

In a similar way to metasedimentary-derived leucosomes, the high temperature character of the garnet-biotite leucogranite BDK-01, and the low rock water content required to preserve garnet grains from destruction is incompatible with the presence of a significant melt fraction on cooling (e.g. Pattison & Bégin, 1994). However, the high K_2O content (5.42 wt%, see Supplementary Material - Chapter V) of the investigated garnet-biotite leucogranite BDK-01 is inconsistent with either (i) a $(\text{H}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})_{\text{melt phase}}$ ratio < 2.0 or, (ii) substantial melt fractions at peak metamorphism. The experimental investigations of Carrington & Watt (1995) demonstrated that the $\text{H}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratio of the melt phase is equal to the biotite ratio at pressures ≥ 12 kbar, which is not recorded in the investigated sample. Consequently, we assume that the melt fraction at peak metamorphism was low (≤ 5 vol %) implying the protolith of the investigated garnet-biotite leucogranite BDK-01 was unlikely of metapelitic origin which commonly shows melt fraction ≥ 10 vol % at $750\text{-}770^\circ\text{C}$ et $P \geq 6$ kbar (e.g. Diener *et al.*, 2014 ; Nicoli *et al.*, 2015). There is different ways to reconcile all the above features: (i) either the protolith intruded and crystallized as biotite granite and the garnet was subsequently produced by incongruent melting of biotite and the melt drained upwards; (ii) or it represents intrusive granite generated during the high-grade metamorphism event that lost melt after partial crystallization. The textural association observed in the garnet-biotite leucogranite BDK-01 (see Fig. 5- 1C and D) and the analogous chemical compositions measured on biotite from the matrix and biotite in inclusion within the garnet might suggest this rock preserved its prograde mineral assemblage, arguing in favour of a metamorphic origin rather than magmatic (see Supplementary Material - Chapter V). The biotite with the lowest Mg# values (i.e. < 0.63) and the higher Ti contents are interpreted as high temperature primary biotite. The chemical trend of Mg# values observed in this biotite sheets is attributed to local Fe-Mg exchange processes after garnet growth. Conversely, the scarce small biotite sheets displaying the higher Mg# values and the lowest Ti contents are interpreted as retrograde phases produced by the destabilisation of garnet grains. This assumption is supported by plagioclase chemical analyses which are identical regardless the textural association.

Therefore, we assumed this garnet-biotite leucogranite intruded as a biotite-granite earlier in the history and has been subsequently metamorphosed during the high-grade upper amphibolite to lower granulite facies event recognized within the metasedimentary formation.

In order to decipher the nature of the protolith, we investigated the behaviour of a typical biotite-granite during high-grade metamorphism. We selected one of the Neoproterozoic granites from the study area. The thermodynamic calculation for this biotite-granite was performed in the chemical system $\text{MnO-Na}_2\text{O-CaO-K}_2\text{O-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-TiO}_2$ (MnNCKFMASHT). Again, the H_2O value was set using reconnaissance calculation on T-X(H_2O) pseudosections at various pressures. The H_2O content was set to agree with low melt fraction at peak metamorphism, i.e. fluid-absent melting of micas, biotite in this case (see Supplementary Material - Chapter V). The Fig. 5- 3 displays the evolution of the mineral assemblage from amphibolite to granulite facies metamorphism at medium pressure of a typical granite sampled in the study area. The coloured field (740°C to 785°C and 8 kbar to 9 kbar) shows a mineral assemblage consistent with the garnet-biotite leucogranite BDK-01. This field overlaps with the equilibration field of the garnet-biotite leucogranite (Fig. 5- 3A). Upper pressures or temperatures would result in the crystallization of clinopyroxene and orthopyroxene respectively, not observed in the garnet-biotite leucogranite investigated here.

Finally, we investigated a melt loss event - required to preserve the observed mineral assemblage - using T- $X_{\text{melt loss}}$ pseudosections (Supplementary Material - Chapter V). It is noteworthy that the preservation of the granulite facies mineral assemblage necessitates an almost complete removal of the melt from the system (at least 95% of the melt at 8.5 kbar). Substantial melt loss events have already been described in migmatitic terranes in which the melt fraction is assumed to be large enough for extraction (> 40 vol %, e.g. Taylor *et al.*, 2014). Such a high melt fraction is not recognized in the thermodynamic calculations performed on the biotite-granite, in which the melt fraction barely reaches few volume percent (Fig. 5- 3B). However, as recently reviewed by Clemens & Stevens (2016), the extraction of low melt fractions (≤ 5 vol %) in lower crustal settings is a feasible process if enhanced by the regional stress.

3 Implications for lower crustal felsic materials and reworking processes

Mid-crustal granites present in matured continental crust have long been recognized as the product of crustal differentiation processes, i.e. emerging from the anatexis of the continental crust (e.g. Brown & Fyfe, 1970 ; Fyfe, 1973). Results from our investigations demonstrate that some granites displaying intrusive features in high grade terranes (Fig. 5- 1A) can in fact result from metamorphism of an earlier granitic body, accompanied with small melt production and a subsequent extensive melt loss. To put it another way, granites can be residuum. Comparable interpretations have already been discussed in the Moldanubian Zone

(southern Bohemia), in which felsic granulites are interpreted as “*metamorphosed (partly anatexitic) equivalents of an older igneous complex*” (Janoušek *et al.*, 2004). In this scope, the nature of charnockites (hypersthene granites) might be queried as these rocks preserved high-grade anhydrous mineral assemblages. In a similar way to *common* granites (i.e. pyroxene-free), charnockites are widely considered as crystallized melt phases. However, Martignole (1979) suggested that charnockite may be generated through “*in situ dry anatexis during high grade metamorphism*”, which is consistent with the deficiency in incompatible elements recorded in these rocks (Newton, 1992). Therefore, charnockites - and especially metamorphic charnockites - might also be produced through high grade metamorphism partial melting events followed by extensive melt loss. Providing this assumption, the importance of the CO₂-streaming in the so-called “charnockitization” might be less significant than previously thought.

Furthermore, the high grade condition of equilibration and the felsic chemistry of the investigated rock further confirms that the lower continental crust is highly composite - and not necessarily basic or even mafic - as suggested by previous investigations (Rudnick & Taylor, 1987 ; Rudnick & Gao, 2003). It emerges that although subduction-arc systems are crucial geodynamics in the crustal growth perspective, reworking processes of prior crustal material are key processes accounting for the diversity of lithologies featuring the crustal pile. This model does not contest the global view of a depleted, dry and restitic/cumulative lower continental crust, yet is irreconcilable with the model of the chemically layered matured continental crust. Moreover, crustal reworking processes allow deep burial of felsic material leading to: (i) another step of refinement of the continental crust and (ii) the increase of the lower crust buoyancy; both accounting for the long-lived preservation (> 2.5 Ga) of the continental crust at Earth surface. Consequently, crustal growth and crustal reworking are distinct yet complementary views which cannot be treated separately for the development of comprehensive concepts for the continental crust evolution. The growth of continental crust through time, documented with isotope reservoir ages, pictures the rates of mantle extraction, while subsequent crustal reworking processes constrain the stabilisation and the long-lived preservation of the continental blocks.

Finally, the high grade metamorphism of felsic material detailed here might not be unique, yet rather common in orogens which are the main locus of crustal reworking processes. The view of a continental crust chemically layered should be treated cautiously as confirmed by the increasing number of evidences which are not in agreement with. The lower

continental crust should rather be regarded as a composite system makes of restitic and chemically depleted lithologies.

References

- Brown, G. C., et Fyfe, W. S., 1970, The Production of Granitic Melts during Ultrametamorphism: Contributions to mineralogy and petrology, v. 28, no. 4, p. 310-318.
- Carrington, D. P., et Watt, G. R., 1995, A geochemical and experimental study of the role of K-feldspar during water-undersaturated melting of metapelites: Chemical Geology, v. 122, no. 1-4, p. 59-76.
- Chappell, B. W., et White, A. J. R., 1974, Two contrasting granite types: Pacific geology, v. 8, no. 2, p. 173-174.
- Chappell, B. W., et White, A. J. R., 2001, Two contrasting granite types: 25 years later: Australian Journal of Earth Sciences, v. 48, p. 489-499.
- Clemens, J. D., et Stevens, G., 2016, Melt segregation and magma interactions during crustal melting: breaking out of the matrix: Earth-Science Reviews.
- De Capitani, C., et Petrakakis, K., 2010, The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software: American Mineralogist, v. 95, no. 7, p. 1006-1016.
- Diener, J. F. A., White, R. W., et Hudson, T. J. M., 2014, Melt production, redistribution and accumulation in mid-crustal source rocks, with implications for crustal-scale melt transfer: Lithos, v. 200-201, p. 212-225.
- Fyfe, W. S., 1973, The generation of batholiths: Tectonophysics, v. 17, p. 273-283.
- Gill, J., 1981, *Orogenic andesites and plate tectonics*, Springer Science & Business Media.
- Hawkesworth, C., Dhuime, B., Pietranik, A., Cawood, P., Kemp, A., et Storey, C., 2010, The generation and evolution of the continental crust: Journal of the Geological Society, v. 167, no. 2, p. 229-248.
- Janoušek, V., Finger, F., Roberts, M., Frýda, J., Pin, C., et Dolejš, D., 2004, Deciphering the petrogenesis of deeply buried granites: whole-rock geochemical constraints on the origin of largely undepleted felsic granulites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif: Geological Society of America Special Papers, v. 389, p. 141-159.
- Laurent, O., et Zeh, A., 2015, A linear Hf isotope-age array despite different granitoid sources and complex Archean geodynamics: Example from the Pietersburg block (South Africa): Earth and Planetary Science Letters, v. 430, p. 326-338.
- Martignole, J., 1979, Charnockite genesis and the Proterozoic crust: Precambrian Research, v. 9, no. 3, p. 303-310.
- Newton, R. C., 1992, An overview of charnockite: Precambrian Research, v. 55, no. 1-4, p. 399-405.
- Nicoli, G., Stevens, G., Moyen, J. F., et Frei, D., 2015, Rapid evolution from sediment to anatectic granulite in an Archean continental collision zone: The example of the Bandelierkop Formation metapelites, South Marginal Zone, Limpopo Belt, South Africa.: Journal of Metamorphic Geology, v. 33, p. 177-202.
- Pattison, D., et Bégin, N., 1994, Zoning patterns in orthopyroxene and garnet in granulites: implications for geothermometry: Journal of Metamorphic Geology, v. 12, no. 4, p. 387-410.
- Pin, C., et Vielzeuf, D., 1983, Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation: Tectonophysics, v. 93, no. 1, p. 47-74.
- Rudnick, R., et Taylor, S., 1987, The composition and petrogenesis of the lower crust: a xenolith study: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 92, no. B13, p. 13981-14005.

Rudnick, R., et Gao, R., 2003, Composition of the continental crust, treatise of geochemistry, vol. 3, Elsevier.

Rudnick, R. L., et Fountain, D. M., 1995, Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective: Reviews of geophysics, v. 33, no. 3, p. 267-309.

Schenk, V., 1984, Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasics, ultramafics, and metacarbonates from Southern Calabria (Italy): prograde metamorphism, uplift and cooling of a former lower crust: Journal of Petrology, v. 25, no. 1, p. 255-296.

Stevens, G., et van Reenen, D. D., 1992b, Partial melting and the origin of metapelitic granulites in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, South Africa: Precambrian Research, v. 55, p. 303-319.

Taylor, J., Nicoli, G., Stevens, G., Frei, D., et Moyen, J.-F., 2014, The processes that control leucosome compositions in metasedimentary granulites: perspectives from the Southern Marginal Zone migmatites, Limpopo Belt, South Africa: Journal of Metamorphic Geology, v. 32, no. 7, p. 713-742.

Tuttle, O. F., et Bowen, N. L., 1958, Origin of granite in the light of experimental results in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂: Geological Society of America Memoirs, v. 74, p. 1-146.

Vezeinet, A., Moyen, J. F., Stevens, G., Laurent, O., Nicoli, G., Chauvet, A., et Frei, D., submitted-a, Self-refinement and Stabilization of an Archean accretionary orogen: a natural example from the northern Kaapvaal Craton: Precambrian Research.

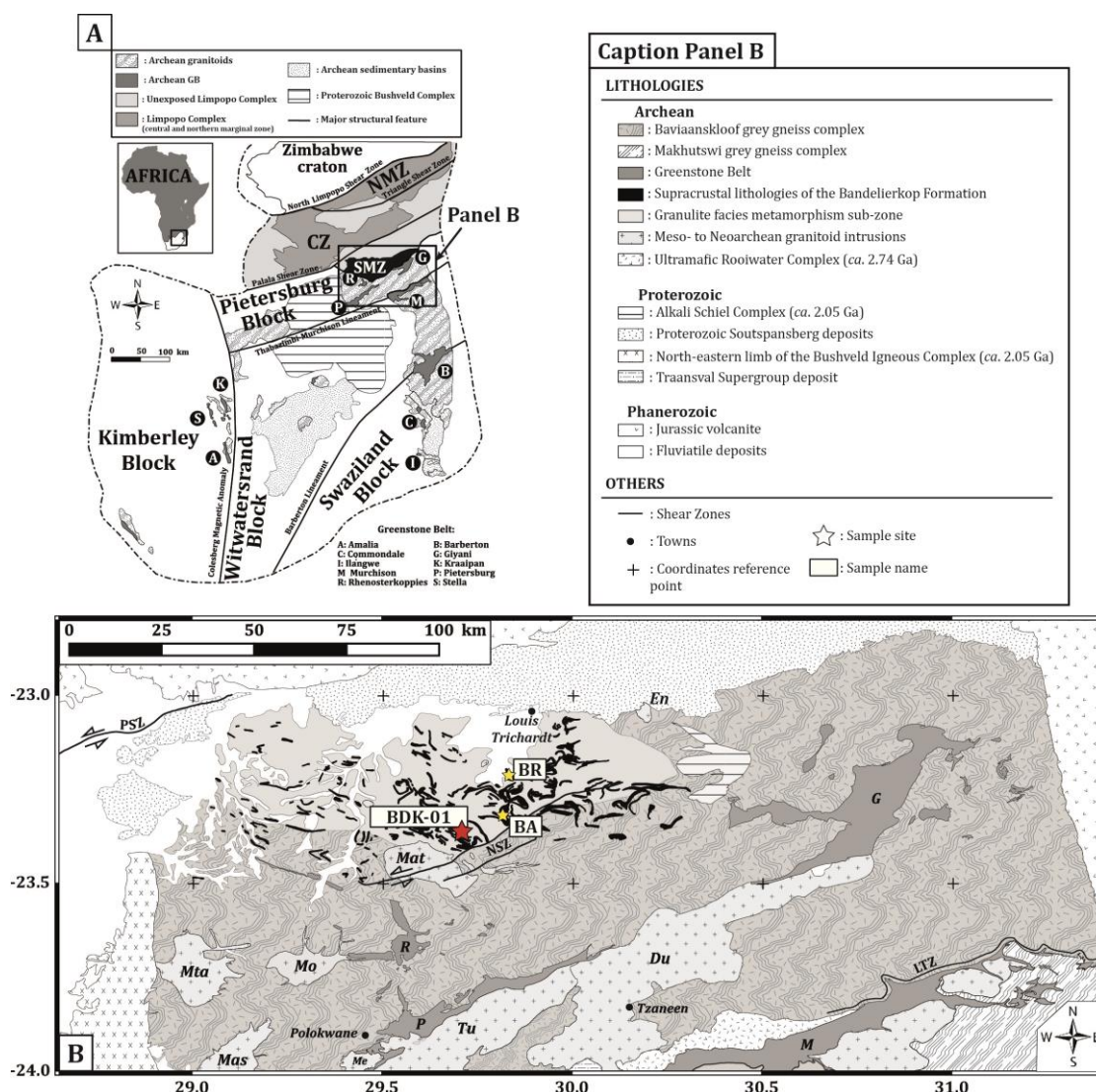
Villaros, A., Stevens, G., et Buick, I. S., 2009, Tracking S-type granite from source to emplacement: Clues from garnet in the Cape Granite Suite: Lithos, v. 112, p. 217-235.

Villaseca, C., Downes, H., Pin, C., et Barbero, L., 1999, Nature and composition of the lower continental crust in central Spain and the granulite–granite linkage: inferences from granulitic xenoliths: Journal of Petrology, v. 40, no. 10, p. 1465-1496.

Supplementary Material - Chapter V

Geological context, mineral chemistry and supplementary phase
equilibrium calculations

• Geological map



Appendix Chapter V - Fig. 1: Geological localisation of the investigated garnet-biotite leucogranite BDK-01. **A.** Simplified geological map of the Archean Kaapvaal craton in southern Africa (GB: greenstones belt). This terrain is divided in four distinct blocks: Kimberley; Pietersburg; Swaziland and Witwatersrand. These distinctions are based on geophysical and geochronological investigations (e.g. de Wit *et al.*, 1992c ; Poujol *et al.*, 2003 ; de Wit & Tinker, 2004 ; Eglington & Armstrong, 2004). The northern terrane of the Kaapvaal craton (i.e. the Pietersburg Block) is bounded by the Limpopo Complex to the North. This complex is historically separated in three distinct zones (see Mason, 1973 ; Roering *et al.*, 1992b): the northern marginal zone; the central zone and the southern marginal zone (NMZ, CZ and SMZ respectively on the Panel A). All three areas are displays granulite facies lithologies. **B.** Geological outlines of the study area: the southern marginal zone of the Limpopo Complex and the Pietersburg Block (outlines from Brandl, 1986, 1987). The granulite facies metamorphism in southern marginal zone of the Limpopo Complex have been recognized on the metasedimentary rocks, which are part of the Bandelierkop Formation -black lenses on the Panel B). Yellow stars are the two main location of the metamorphic investigations: BR : Brakspruit Quarry (Nicoli *et al.*, 2015); BA : Bandelierkop Quarry (Kreissig *et al.*, 2001 ; Stevens & van Reenen, 1992b ; Taylor *et al.*, 2014). Greenstones Belt abbreviations: G: Giyani; M: Murchison; P: Pietersburg; R: Rhenosterkoppies. Plutons abbreviations: Du: Duiwelskloof; En: Entabeni; Mas: Mashashane; Mat: Matok; Mo: Moletsi; Mta: Matlala. Shear Zones abbreviations: LTZ: Letaba Shear Zone; NSZ: N'Tabalala Shear Zone; PSZ: Palala Shear Zone. The red star labelled BDK-01 is the sampling site of the investigated sample.

- **Mineral chemistry**

Individual mineral major element compositions were measured using the Cameca SX100 electron microprobe, equipped with four WDS spectrometers and twelve diffraction crystals, in Clermont-Ferrand, France. The accelerating voltage was of 15 keV, a beam current of 10 nA, beam size of 1 μm , and 20 s counting times for all elements.

The typical compositional ranges for BDK-01 pristine garnet grains analyses are: 0.68-0.72 X_{Alm} ; 0.23-0.27 X_{Py} ; 0.03-0.05 X_{Grs} ; 0.25-0.28 Mg#. Analyses performed on garnet rims closely associated to biotite sheets show slightly distinct compositional ranges: 0.71-0.76 X_{Alm} ; 0.18-0.23 X_{Py} ; 0.03-0.05 X_{Grs} ; 0.19-0.24 Mg#. Plagioclase grain is oligoclase with a X_{An} ranging from 0.20 to 0.28. The chemical composition of plagioclase grains does not show any correlation with the textural association (matrix or inclusion). The X_{Or} value from K-feldspar ranges from 0.82 to 0.92. The representative Mg# of biotite analyses displays a wide range between 0.48 and 0.71. This range can be divided in two sub-groups. Firstly, analyses with Mg # < 0.63 and $0.35 \leq \text{Ti (p.f.u.)} \leq 0.54$ which regroups analyses of biotite sheets present within the quartzo-feldspathic matrix, associated to garnet grains and biotite in inclusion within garnet. In this first sub-group, there is a continuous increase of the Mg# value from biotite sheets of the matrix toward garnet grains. Secondly, analyses with Mg# > 0.63 and $0.11 \leq \text{Ti (p.f.u.)} \leq 0.14$ which have been measured on smaller (*ca.* 200 μm long) biotite sheets at the very contact with garnet grains.

References

Brandl, G., 1986, The Geology of the Pietersburg area, sheet 2328. Explanation of the geological map of South Africa, Pretoria, Ed. by the Geological Survey of South Africa.

-, 1987, The Geology of the Tzaneen area, sheet 2330. Explanation of the geological map of South Africa, Pretoria, Ed. by the Geological Survey of South Africa.

de Wit, M. J., Roering, C., Hart, R. J., Armstrong, R. A., de Ronde, C. E. J., Green, R. W. E., Tredoux, M., Peberdy, E., et Hart, R. A., 1992c, Formation of an Archaean continent: Nature, v. 357, p. 553-562.

de Wit, M. J., et Tinker, J., 2004, Crustal structures across the central Kaapvaal craton from deep-seismic reflection data: South African Journal of Geology, v. 107, p. 185-206.

Eglinton, B. M., et Armstrong, R. A., 2004, The Kaapvaal Craton and adjacent orogens, southern Africa: a geochronological database and overview of the geological development of the craton: South African Journal of Geology, v. 107, p. 13-32.

Kreissig, K., Holzer, L., Frei, R., Villa, I. M., Kramers, J. D., Kröner, A., Smit, C. A., et van Reenen, D. D., 2001, Geochronology of the Hout River Shear Zone and the metamorphism in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, Southern Africa: Precambrian Research, v. 109, p. 145-173.

Mason, R., 1973, The Limpopo Mobile Belt - Southern Africa: Philosophical Transactions of the Royal Society A, v. 273, p. 463-485.

Nicoli, G., Stevens, G., Moyen, J. F., et Frei, D., 2015, Rapid evolution from sediment to anatectic granulite in an Archean continental collision zone: The example of the Bandelierkop Formation metapelites, South Marginal Zone, Limpopo Belt, South Africa.: Journal of Metamorphic Geology, v. 33, p. 177-202.

Poujol, M., Robb, L. J., Anhaeusser, C. R., et Gericke, B., 2003, A review of the geochronological constraints on the evolution of the Kaapvaal Craton, South Africa: Precambrian Research, v. 127, p. 181-213.

Roering, C., van Reenen, D. D., Smit, C. A., Barton, J. M. J., De Beer, J. H., de Wit, M. J., Stettler, E. H., van Schalkwyk, J. F., Stevens, G., et Pretorius, S., 1992b, Tectonic model for the evolution of the Limpopo Belt: Precambrian Research, v. 55, p. 539-552.

Stevens, G., et van Reenen, D. D., 1992b, Partial melting and the origin of metapelitic granulites in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, South Africa: Precambrian Research, v. 55, p. 303-319.

Taylor, J., Nicoli, G., Stevens, G., Frei, D., et Moyen, J.-F., 2014, The processes that control leucosome compositions in metasedimentary granulites: perspectives from the Southern Marginal Zone migmatites, Limpopo Belt, South Africa: Journal of Metamorphic Geology, v. 32, no. 7, p. 713-742.

Appendix Chapter V - Table 1: Representative electron-microprobe analyses performed on garnet grains from the garnet-biotite leucogranite BDK-01. Analyses have been acquired in the Laboratoire Magma et Volcans (Clermont-Ferrand, France) on a Cameca SX100.

Analyse #	1	2	3	4	5c	6c	7	8r	9	10c	11	12	13r	14	15	16c	17	18	19	20r	21	22
SiO₂	36.55	37.18	37.22	37.25	37.25	37.28	37.28	37.34	37.36	37.38	37.40	37.41	37.41	37.47	37.47	37.47	37.51	37.53	37.56	37.58	37.58	37.62
TiO₂	0.00	0.02	0.00	0.05	0.04	0.02	0.00	0.02	0.04	0.03	0.04	0.01	0.03	0.00	0.05	0.07	0.01	0.05	0.03	0.00	0.00	0.01
Al₂O₃	20.74	21.12	21.33	21.22	20.97	21.23	21.33	21.21	21.18	21.13	21.22	21.28	21.28	21.25	21.26	21.33	21.27	21.36	21.33	21.22	21.24	21.48
Cr₂O₃	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅
FeO_t	34.24	34.37	32.45	32.97	34.59	32.08	32.50	32.91	33.48	33.08	33.53	31.78	33.17	33.20	32.93	33.13	33.00	32.81	32.44	32.30	32.34	31.81
MnO	1.03	0.92	0.67	0.79	1.05	0.77	0.80	0.75	0.82	0.77	0.91	0.70	0.76	0.75	0.79	0.72	0.76	0.79	0.67	0.74	0.72	0.78
MgO	4.74	5.23	6.28	6.25	4.63	6.00	6.16	6.00	5.19	6.11	5.43	5.93	5.81	5.78	6.11	6.11	6.13	6.32	6.50	6.04	5.90	6.68
CaO	1.24	1.07	1.00	1.02	0.98	1.17	1.26	1.15	1.20	0.96	1.01	1.61	1.03	1.05	1.02	1.07	0.97	1.10	0.95	1.11	1.17	1.06
Na₂O	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.04	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03
K₂O	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅
Total	98.57	99.93	98.95	99.55	99.52	98.56	99.33	99.38	99.32	99.47	99.58	98.72	99.51	99.53	99.63	99.91	99.65	99.94	99.47	98.99	99.00	99.47
Formula (Fe³⁺ estimation after Droop, 1987)																						
Si	2.96	2.96	2.96	2.95	2.99	2.98	2.96	2.97	2.98	2.97	2.98	2.99	2.97	2.98	2.97	2.96	2.97	2.96	2.97	2.99	2.99	2.97
Al	1.98	1.98	2.00	1.98	1.98	2.00	2.00	1.99	1.99	1.98	1.99	2.00	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	2.00	2.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	0.12	0.11	0.07	0.11	0.04	0.03	0.09	0.08	0.04	0.08	0.06	0.03	0.06	0.06	0.07	0.09	0.07	0.09	0.06	0.02	0.02	0.07
Fe²⁺	2.20	2.18	2.09	2.08	2.28	2.11	2.07	2.11	2.19	2.11	2.17	2.09	2.14	2.15	2.11	2.10	2.11	2.08	2.08	2.13	2.13	2.03
Mn	0.07	0.06	0.05	0.05	0.07	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05
Mg	0.57	0.62	0.74	0.74	0.55	0.72	0.73	0.71	0.62	0.72	0.64	0.71	0.69	0.68	0.72	0.72	0.72	0.74	0.77	0.72	0.70	0.79
Ca	0.11	0.09	0.08	0.09	0.08	0.10	0.11	0.10	0.10	0.08	0.09	0.14	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.08	0.09	0.10	0.09
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
X(Alm)	0.75	0.74	0.70	0.70	0.76	0.71	0.70	0.71	0.74	0.71	0.73	0.70	0.72	0.72	0.71	0.71	0.71	0.70	0.70	0.71	0.71	0.69
X(Py)	0.19	0.21	0.25	0.25	0.19	0.24	0.25	0.24	0.21	0.24	0.22	0.24	0.23	0.23	0.24	0.24	0.24	0.25	0.26	0.24	0.24	0.27
X(Grs)	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
X(Sps)	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg#	21	22	26	26	20	25	26	25	22	25	23	25	24	24	25	26	25	26	27	25	25	28

Appendix Chapter V - Table 1 : (continuation)

Analyse #	23	24	25r	26c	27r	28c	29r	30c	31c	32r	33	34	35	36	37c	38r	39	40c	41r	42c	43r	44r
SiO₂	37.62	37.67	37.71	37.71	37.76	37.77	37.78	37.79	37.80	37.85	37.87	37.93	38.07	38.08	36.49	36.88	37.05	37.14	37.19	37.22	37.26	37.33
TiO₂	0.00	0.04	0.02	0.05	0.00	0.01	0.00	0.06	0.02	0.05	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.03	0.06	0.00	0.06	0.06	0.03	0.02
Al₂O₃	21.27	21.37	21.35	21.41	21.48	21.26	21.35	21.31	21.32	21.35	21.32	21.34	21.50	21.22	20.81	21.21	20.85	21.32	21.06	21.28	21.05	21.26
Cr₂O₃	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅
FeO_t	32.52	32.90	32.00	32.61	32.21	33.30	32.20	32.46	31.80	32.20	33.09	32.04	32.23	32.11	32.80	34.61	33.90	33.95	33.96	34.63	33.04	34.03
MnO	0.70	0.74	0.72	0.75	0.73	0.81	0.73	0.79	0.78	0.74	0.84	0.75	0.74	0.76	0.82	0.85	0.82	0.83	0.85	0.84	0.85	0.83
MgO	6.53	6.22	6.42	6.66	6.80	6.08	6.58	6.40	6.81	6.12	5.80	6.75	6.69	6.36	6.01	5.01	5.75	5.37	4.49	4.96	5.64	5.01
CaO	1.12	0.97	1.30	1.03	1.08	0.97	1.05	1.06	1.00	1.19	1.04	0.96	1.01	1.07	1.27	1.04	1.54	1.25	1.63	1.55	1.18	1.17
Na₂O	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01
K₂O	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅
Total	99.77	99.91	99.51	100.23	100.06	100.22	99.69	99.88	99.53	99.55	99.98	99.77	100.30	99.60	98.23	99.66	100.01	99.85	99.25	100.55	99.06	99.65
<i>Formula (Fe³⁺ estimation after Droop, 1987)</i>																						
Si	2.97	2.97	2.98	2.96	2.96	2.98	2.98	2.98	2.98	3.00	2.99	2.99	2.98	3.01	2.93	2.94	2.93	2.95	2.98	2.95	2.98	2.98
Al	1.98	1.99	1.99	1.98	1.99	1.97	1.99	1.98	1.98	1.99	1.99	1.98	1.99	1.98	1.97	2.00	1.95	2.00	1.99	1.99	1.98	2.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	0.09	0.06	0.05	0.10	0.08	0.08	0.06	0.05	0.05	0.02	0.03	0.05	0.04	0.00	0.15	0.11	0.19	0.10	0.03	0.12	0.06	0.04
Fe²⁺	2.06	2.11	2.07	2.04	2.03	2.12	2.07	2.09	2.05	2.12	2.16	2.06	2.07	2.12	2.05	2.20	2.06	2.15	2.25	2.18	2.15	2.23
Mn	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
Mg	0.77	0.73	0.76	0.78	0.79	0.71	0.77	0.75	0.80	0.72	0.68	0.79	0.78	0.75	0.72	0.60	0.68	0.64	0.54	0.58	0.67	0.59
Ca	0.09	0.08	0.11	0.09	0.09	0.08	0.09	0.09	0.08	0.10	0.09	0.08	0.09	0.09	0.11	0.09	0.13	0.11	0.14	0.13	0.10	0.10
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
X(Alm)	0.69	0.71	0.69	0.69	0.68	0.71	0.69	0.70	0.69	0.71	0.72	0.69	0.69	0.70	0.70	0.75	0.70	0.73	0.75	0.74	0.72	0.75
X(Py)	0.26	0.25	0.25	0.26	0.27	0.24	0.26	0.25	0.27	0.24	0.23	0.27	0.26	0.25	0.25	0.20	0.23	0.22	0.18	0.20	0.23	0.20
X(Grs)	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03
X(Spss)	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg#	27	26	27	28	28	25	27	26	28	25	24	28	27	26	26	21	25	23	19	21	24	21

Appendix Chapter V - Table 1 : (continuation)

Analyse #	45r	46c	47c	48	49r	50r	51r	52r	53c	54c	55r	56r	57c	58r	59c	60c	61c	62c	63c	64c	65c	66
SiO₂	37.39	37.43	37.46	37.47	37.49	37.55	37.58	37.61	37.62	37.65	37.68	37.70	37.72	37.74	37.75	37.76	37.78	37.78	37.81	37.81	37.82	37.82
TiO₂	0.09	0.04	0.00	0.08	0.00	0.02	0.04	0.02	0.06	0.00	0.01	0.04	0.06	0.01	0.06	0.03	0.01	0.00	0.01	0.09	0.04	0.07
Al₂O₃	21.29	21.22	21.27	21.35	21.26	21.25	21.28	21.19	21.34	21.33	21.11	21.32	21.52	21.43	21.42	21.18	21.35	21.35	21.33	21.35	21.37	21.18
Cr₂O₃	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅
FeO_t	33.32	33.76	33.13	33.62	33.24	32.93	32.91	33.11	32.33	33.14	32.91	33.22	32.62	32.68	33.00	32.60	32.73	32.47	32.91	33.35	32.80	33.13
MnO	0.84	0.78	0.74	0.80	0.84	0.76	0.84	0.76	0.76	0.74	0.75	0.78	0.72	0.74	0.84	0.74	0.84	0.70	0.80	0.77	0.83	0.88
MgO	5.79	5.04	6.38	5.81	5.85	6.04	6.10	5.33	6.18	5.97	5.80	5.76	6.14	6.21	6.10	6.13	6.22	6.08	5.89	6.03	6.18	5.98
CaO	1.06	1.66	1.16	1.20	1.06	1.01	1.01	1.54	1.13	1.09	1.25	1.08	1.52	1.06	1.05	1.53	0.97	1.47	1.35	1.58	1.28	1.30
Na₂O	0.00	0.07	0.02	0.03	0.02	0.02	0.15	0.03	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.04	0.00	0.00	0.02	0.05	0.01	0.00	0.00	0.04
K₂O	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅
Total	99.77	99.99	100.15	100.36	99.75	99.57	99.91	99.61	99.43	99.92	99.50	99.93	100.32	99.89	100.24	99.97	99.92	99.91	100.11	100.97	100.32	100.40
<i>Formula (Fe³⁺ estimation after Droop, 1987)</i>																						
Si	2.96	2.97	2.95	2.95	2.97	2.98	2.96	2.99	2.98	2.98	2.99	2.98	2.96	2.98	2.97	2.98	2.98	2.98	2.98	2.96	2.97	2.98
Al	1.99	1.99	1.97	1.98	1.99	1.99	1.98	1.99	1.99	1.99	1.98	1.99	1.99	1.99	1.99	1.97	1.99	1.99	1.98	1.97	1.98	1.96
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	0.07	0.08	0.13	0.11	0.07	0.06	0.11	0.03	0.04	0.06	0.03	0.04	0.08	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	0.05	0.10	0.07	0.08
Fe²⁺	2.14	2.16	2.05	2.11	2.13	2.12	2.06	2.17	2.10	2.13	2.15	2.15	2.07	2.10	2.12	2.08	2.11	2.08	2.12	2.08	2.09	2.10
Mn	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06
Mg	0.68	0.60	0.75	0.68	0.69	0.71	0.72	0.63	0.73	0.70	0.69	0.68	0.72	0.73	0.72	0.72	0.73	0.71	0.69	0.70	0.72	0.70
Ca	0.09	0.14	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.13	0.10	0.09	0.11	0.09	0.13	0.09	0.09	0.13	0.08	0.12	0.11	0.13	0.11	0.11
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.99	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	7.99	8.00	8.00
X(Alm)	0.72	0.73	0.70	0.72	0.72	0.71	0.71	0.73	0.71	0.72	0.72	0.72	0.70	0.71	0.71	0.70	0.71	0.70	0.71	0.70	0.70	0.71
X(Py)	0.23	0.20	0.25	0.23	0.23	0.24	0.25	0.21	0.24	0.24	0.23	0.23	0.24	0.25	0.24	0.24	0.25	0.24	0.23	0.24	0.24	0.24
X(Grs)	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
X(Spss)	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg#	24	22	27	24	24	25	26	23	26	25	24	24	26	26	25	26	26	26	25	25	26	25

Appendix Chapter V - Table 1 : (continuation)

<i>Analyse #</i>	<i>67r</i>	<i>68c</i>	<i>69c</i>	<i>70r</i>	<i>71r</i>	<i>72r</i>	<i>73</i>	<i>74c</i>	<i>75r</i>
SiO₂	37.83	37.84	37.85	37.86	37.88	37.97	37.97	37.98	37.98
TiO₂	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.05	0.05	0.00
Al₂O₃	21.37	21.32	21.22	21.48	21.35	21.32	21.38	21.21	21.33
Cr₂O₃	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅
FeO_t	32.97	33.04	33.50	32.72	32.89	32.85	32.57	33.26	32.44
MnO	0.87	0.87	0.77	0.80	0.78	0.84	0.77	0.88	0.79
MgO	5.60	5.98	5.88	6.26	5.95	6.09	6.28	6.06	6.30
CaO	1.44	1.09	1.36	1.12	1.05	1.06	1.17	1.12	1.08
Na₂O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
K₂O	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅
Total	100.08	100.15	100.64	100.24	99.90	100.16	100.20	100.57	99.93
<i>Formula (Fe³⁺ estimation after Droop, 1987)</i>									
Si	2.99	2.98	2.97	2.98	2.99	2.99	2.99	2.98	2.99
Al	1.99	1.98	1.97	1.99	1.99	1.98	1.98	1.96	1.98
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	0.03	0.05	0.08	0.06	0.02	0.03	0.04	0.06	0.03
Fe²⁺	2.15	2.13	2.12	2.09	2.15	2.13	2.10	2.12	2.10
Mn	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05
Mg	0.66	0.70	0.69	0.73	0.70	0.72	0.74	0.71	0.74
Ca	0.12	0.09	0.11	0.09	0.09	0.09	0.10	0.09	0.09
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
X(Alm)	0.72	0.71	0.71	0.70	0.72	0.71	0.70	0.71	0.70
X(Py)	0.22	0.24	0.23	0.25	0.23	0.24	0.25	0.24	0.25
X(Grs)	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
X(Spss)	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg#	23	25	25	26	25	25	26	25	26

Appendix Chapter V - Table 2: Representative electron-microprobe analyses performed on biotite sheets from the garnet-biotite leucogranite BDK-01. Analyses have been acquired in the Laboratoire Magma et Volcans (Clermont-Ferrand, France) on a Cameca SX100.

<i>Analyse #</i>	<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>13</i>	<i>14</i>	<i>15</i>	<i>16</i>	<i>17</i>	<i>18</i>	<i>19</i>	<i>20</i>	<i>21</i>	<i>22</i>
SiO₂	35.97	35.81	36.10	36.20	36.23	36.21	36.36	36.11	36.36	36.54	36.02	37.49	36.74	37.53	37.19	35.19	35.75	35.31	35.72	35.57	35.73	35.82
TiO₂	3.84	4.03	4.14	3.94	3.52	3.47	3.45	3.52	3.60	3.72	3.81	3.16	1.22	1.02	0.97	4.57	4.68	4.76	4.08	4.72	4.43	4.47
Al₂O₃	17.27	17.75	17.79	17.84	18.06	18.07	18.18	18.20	18.37	18.44	18.44	18.82	19.10	19.56	19.82	17.47	17.58	17.59	17.88	17.91	18.10	18.14
Cr₂O₃	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	0.00	0.07	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.03	0.02	0.06	0.04	0.05	0.03	0.05
FeO_t	17.19	15.95	15.93	15.75	15.30	14.74	14.77	14.68	14.90	15.62	15.46	13.79	11.12	12.63	12.83	17.02	13.86	17.34	17.34	18.02	17.15	17.79
MnO	0.03	0.00	0.05	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00
MgO	10.85	11.25	10.64	10.80	11.54	12.11	11.85	11.93	12.07	11.44	11.38	12.55	14.96	14.74	14.09	10.00	12.32	9.84	9.67	9.40	9.96	9.74
CaO	0.06	0.05	0.04	0.04	0.00	0.07	0.03	0.07	0.04	0.00	0.05	0.08	0.07	0.08	0.11	0.07	0.00	0.01	0.09	0.03	0.00	0.06
Na₂O	0.06	0.06	0.03	0.02	0.06	0.04	0.04	0.09	0.05	0.03	0.05	0.09	0.10	0.07	0.04	0.11	0.45	0.04	0.07	0.05	0.03	0.09
K₂O	9.51	9.71	10.00	9.90	9.96	9.67	10.08	9.77	9.91	10.18	9.71	9.75	9.05	9.30	9.11	9.77	9.32	10.07	9.79	9.81	9.62	9.91
Total	94.82	94.60	94.73	94.49	94.68	94.45	94.82	94.38	95.38	95.98	94.95	95.75	92.36	94.97	94.17	94.23	94.01	95.03	94.72	95.54	95.05	96.06
<i>Formula</i>																						
Si	5.46	5.42	5.46	5.47	5.46	5.44	5.46	5.44	5.42	5.43	5.41	5.51	5.51	5.51	5.51	5.39	5.39	5.37	5.43	5.38	5.40	5.38
Ti	0.44	0.46	0.47	0.45	0.40	0.39	0.39	0.40	0.40	0.42	0.43	0.35	0.14	0.11	0.11	0.53	0.53	0.54	0.47	0.54	0.50	0.51
Al^{IV}	2.54	2.58	2.54	2.53	2.54	2.56	2.54	2.56	2.58	2.57	2.59	2.49	2.49	2.49	2.49	2.61	2.61	2.63	2.57	2.62	2.60	2.62
Al^{VI}	0.54	0.58	0.63	0.65	0.66	0.65	0.67	0.66	0.65	0.67	0.67	0.77	0.89	0.90	0.97	0.54	0.51	0.53	0.64	0.58	0.63	0.60
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Fe²⁺	2.18	2.02	2.01	1.99	1.93	1.85	1.85	1.85	1.86	1.94	1.94	1.70	1.39	1.55	1.59	2.18	1.75	2.21	2.21	2.28	2.17	2.24
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	2.45	2.54	2.40	2.43	2.59	2.71	2.65	2.68	2.68	2.54	2.54	2.75	3.34	3.23	3.11	2.28	2.77	2.23	2.19	2.12	2.24	2.18
Na	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.03	0.13	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03
K	1.84	1.87	1.93	1.91	1.91	1.85	1.93	1.88	1.89	1.93	1.86	1.83	1.73	1.74	1.72	1.91	1.79	1.95	1.90	1.89	1.86	1.90
Total	15.48	15.48	15.45	15.44	15.51	15.48	15.51	15.49	15.50	15.50	15.46	15.42	15.53	15.55	15.50	15.47	15.48	15.48	15.44	15.43	15.41	15.45
Mg#	53	56	54	55	57	59	59	59	59	57	57	62	71	68	66	51	61	50	50	48	51	49

Appendix Chapter V - Table 2 : (continuation)

<i>Analyse #</i>	23	24	25	26	27	28
SiO₂	35.92	35.81	36.19	35.81	35.99	39.86
TiO₂	3.90	3.86	3.85	3.37	3.74	1.25
Al₂O₃	18.14	18.18	18.31	18.49	18.67	22.67
Cr₂O₃	0.07	0.13	0.07	0.07	0.03	0.06
FeO_t	16.64	16.08	16.32	16.33	14.84	9.66
MnO	0.00	0.05	0.02	0.04	0.01	0.00
MgO	10.25	10.41	10.87	10.78	11.26	9.25
CaO	0.04	0.00	0.03	0.09	0.05	0.01
Na₂O	0.06	0.07	0.05	0.11	0.07	0.04
K₂O	9.92	10.10	9.80	10.00	9.73	9.39
Total	94.95	94.68	95.50	95.08	94.38	92.20
<i>Formula</i>						
Si	5.43	5.42	5.42	5.40	5.42	5.86
Ti	0.44	0.44	0.43	0.38	0.42	0.14
Al^{IV}	2.57	2.58	2.58	2.60	2.58	2.14
Al^{VI}	0.67	0.67	0.66	0.69	0.73	1.79
Cr	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01
Fe²⁺	2.10	2.04	2.04	2.06	1.87	1.19
Mn	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	2.31	2.35	2.43	2.43	2.53	2.03
Na	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01
K	1.91	1.95	1.87	1.92	1.87	1.76
Total	15.46	15.49	15.46	15.53	15.44	14.92
Mg#	52	54	54	54	58	63

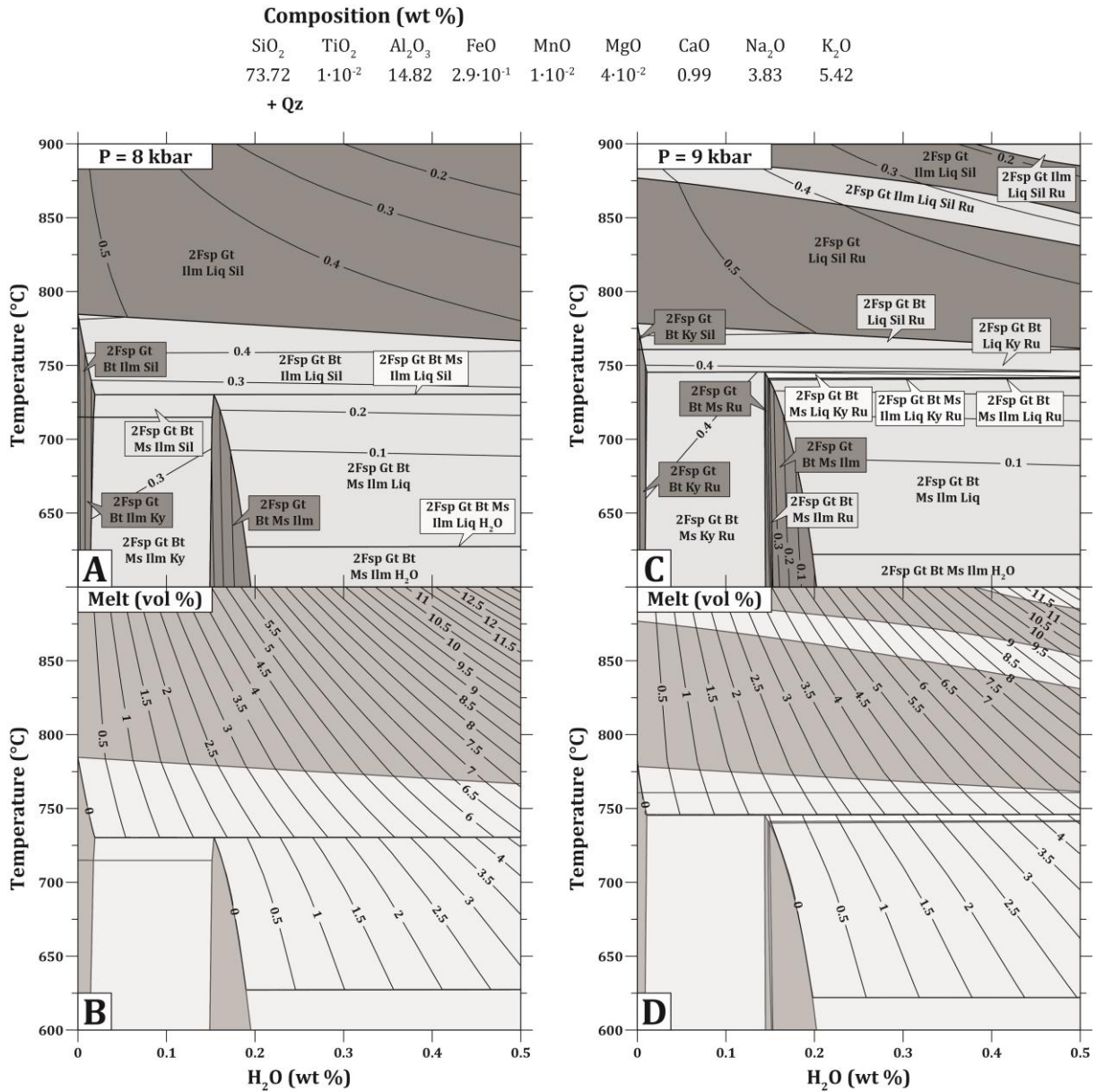
Appendix Chapter V - Table 3: Representative electron-microprobe analyses performed on plagioclase grains from the garnet-biotite leucogranite BDK-01. Analyses have been acquired in the Laboratoire Magma et Volcans (Clermont-Ferrand, France) on a Cameca SX100.

<i>Analyse #</i>	<i>1i</i>	<i>2m</i>	<i>3m</i>	<i>4m</i>	<i>5m</i>	<i>6m</i>	<i>7r</i>	<i>8i</i>	<i>9r</i>	<i>10m</i>	<i>11m</i>	<i>12r</i>	<i>13i</i>	<i>14m</i>	<i>15m</i>	<i>16m</i>	<i>17m</i>
SiO₂	63.87	64.08	64.04	63.74	62.93	62.65	62.76	62.64	62.59	63.64	63.51	62.73	62.02	64.08	62.64	62.89	63.21
TiO₂	0.00	0.11	0.00	0.00	0.04	0.00	0.07	0.02	0.01	0.08	0.00	0.01	0.03	0.03	0.00	0.03	0.00
Al₂O₃	23.32	22.82	22.76	23.14	23.80	23.63	23.62	23.58	23.56	23.23	22.99	23.45	23.88	22.88	23.03	22.95	23.08
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
FeO_t	0.15	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.20	0.02	0.00	0.04	0.11	0.04	0.00	0.05	0.00	0.14
MnO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
CaO	4.22	3.81	3.88	4.20	4.83	4.68	5.00	4.80	4.64	4.02	4.11	4.73	5.41	3.97	4.34	4.01	4.49
Na₂O	9.16	9.22	9.24	9.06	8.45	8.80	8.51	8.48	8.76	8.86	8.78	8.66	8.12	8.79	8.57	8.92	8.77
K₂O	0.22	0.31	0.34	0.35	0.20	0.21	0.25	0.26	0.27	0.34	0.34	0.36	0.37	0.38	0.38	0.38	0.40
Total	100.94	100.39	100.27	100.52	100.26	99.97	100.45	99.98	99.90	100.20	99.80	100.07	99.87	100.13	99.08	99.18	100.08
Formula																	
Si	2.80	2.82	2.82	2.80	2.77	2.77	2.77	2.77	2.77	2.81	2.81	2.78	2.75	2.82	2.80	2.80	2.80
Ti	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅
Al	1.20	1.18	1.18	1.20	1.24	1.23	1.23	1.23	1.23	1.21	1.20	1.22	1.25	1.19	1.21	1.21	1.20
Cr	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅
Fe²⁺	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅
Mg	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅
Ca	0.20	0.18	0.18	0.20	0.23	0.22	0.24	0.23	0.22	0.19	0.20	0.22	0.26	0.19	0.21	0.19	0.21
Na	0.78	0.79	0.79	0.77	0.72	0.76	0.73	0.73	0.75	0.76	0.75	0.74	0.70	0.75	0.74	0.77	0.75
K	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Total	5.00	4.99	4.99	4.99	4.97	4.99	4.99	4.98	4.99	4.98	4.98	4.99	4.98	4.97	4.98	4.99	4.99
X(An)	0.20	0.18	0.18	0.20	0.24	0.22	0.24	0.23	0.22	0.20	0.20	0.23	0.26	0.20	0.21	0.19	0.22
X(Ab)	0.79	0.80	0.80	0.78	0.75	0.76	0.74	0.75	0.76	0.78	0.78	0.75	0.72	0.78	0.76	0.78	0.76
X(Or)	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02

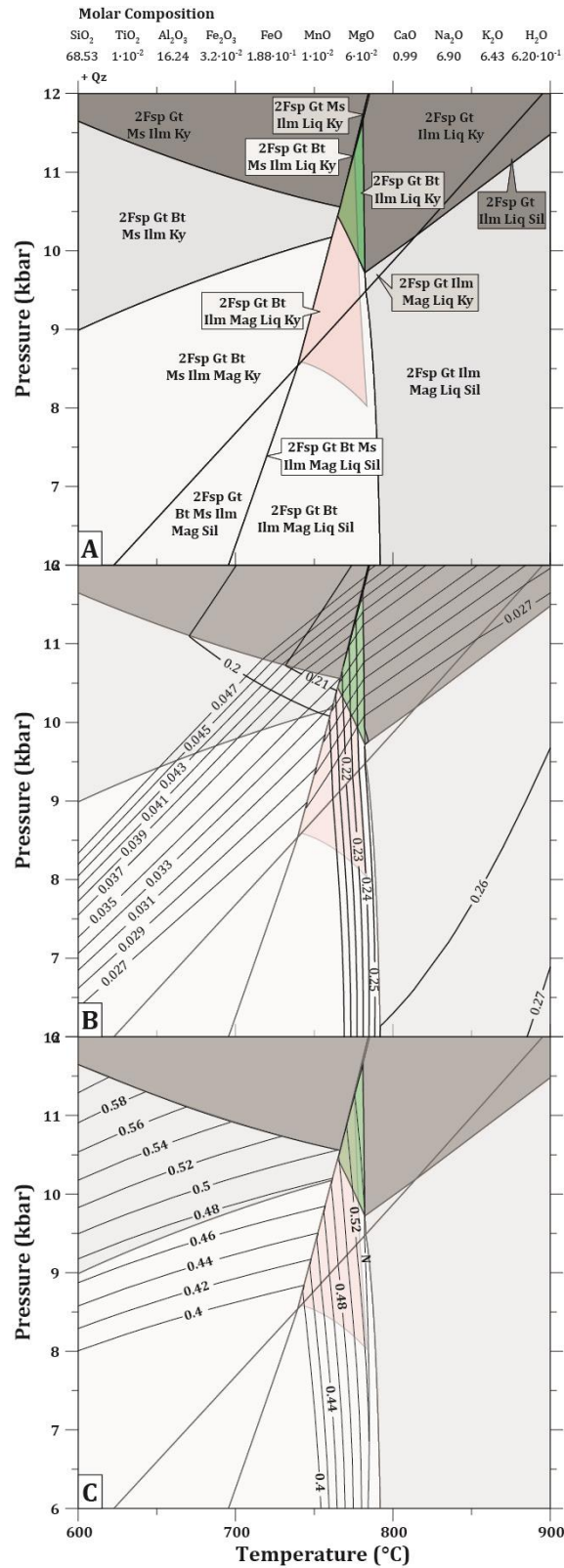
Appendix Chapter V - Table 4: Representative electron-microprobe analyses performed on orthoclase grains from the garnet-biotite leucogranite BDK-01. Analyses have been acquired in the Laboratoire Magma et Volcans (Clermont-Ferrand, France) on a Cameca SX100.

<i>Analyse #</i>	<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>
SiO₂	62.74	63.54	63.89
TiO₂	0.01	0.01	0.01
Al₂O₃	19.37	18.81	18.55
Cr₂O₃	0.00	0.01	0.00
FeO_t	0.00	0.02	0.02
MnO	0.00	0.00	0.02
MgO	0.02	0.01	0.00
CaO	0.86	0.01	0.04
Na₂O	1.55	0.68	0.82
K₂O	13.76	15.68	15.77
Total	98.31	98.77	99.12
<i>Formula</i>			
Si	2.94	2.97	2.98
Ti	∅	∅	∅
Al	1.07	1.04	1.02
Cr	∅	∅	∅
Fe²⁺	0.00	0.00	0.00
Mn	∅	∅	∅
Mg	∅	∅	∅
Ca	0.04	0.00	0.00
Na	0.14	0.06	0.07
K	0.82	0.94	0.94
Total	5.01	5.01	5.02
X(San)	0.82	0.94	0.92

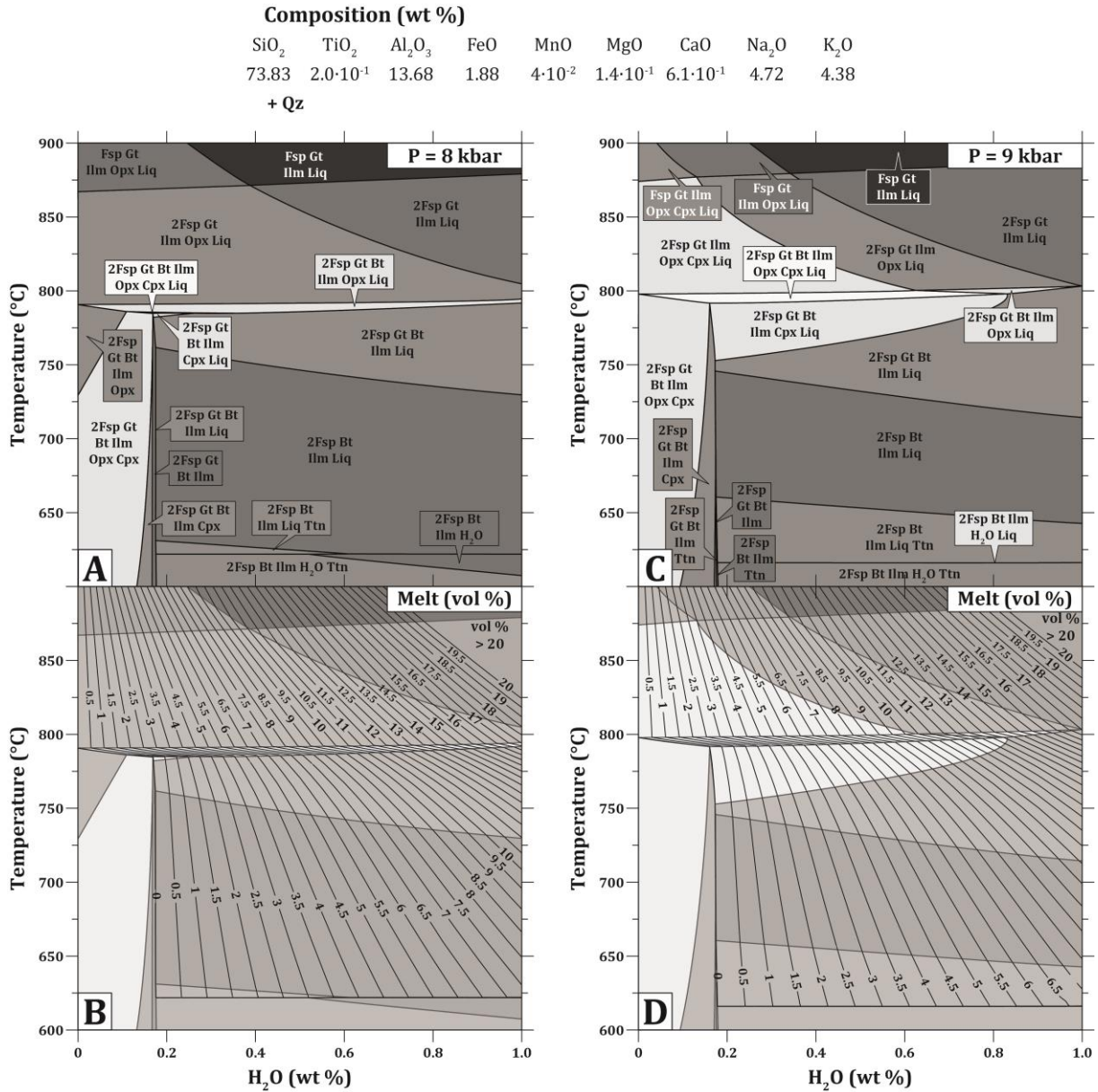
- Supplementary thermodynamic calculations



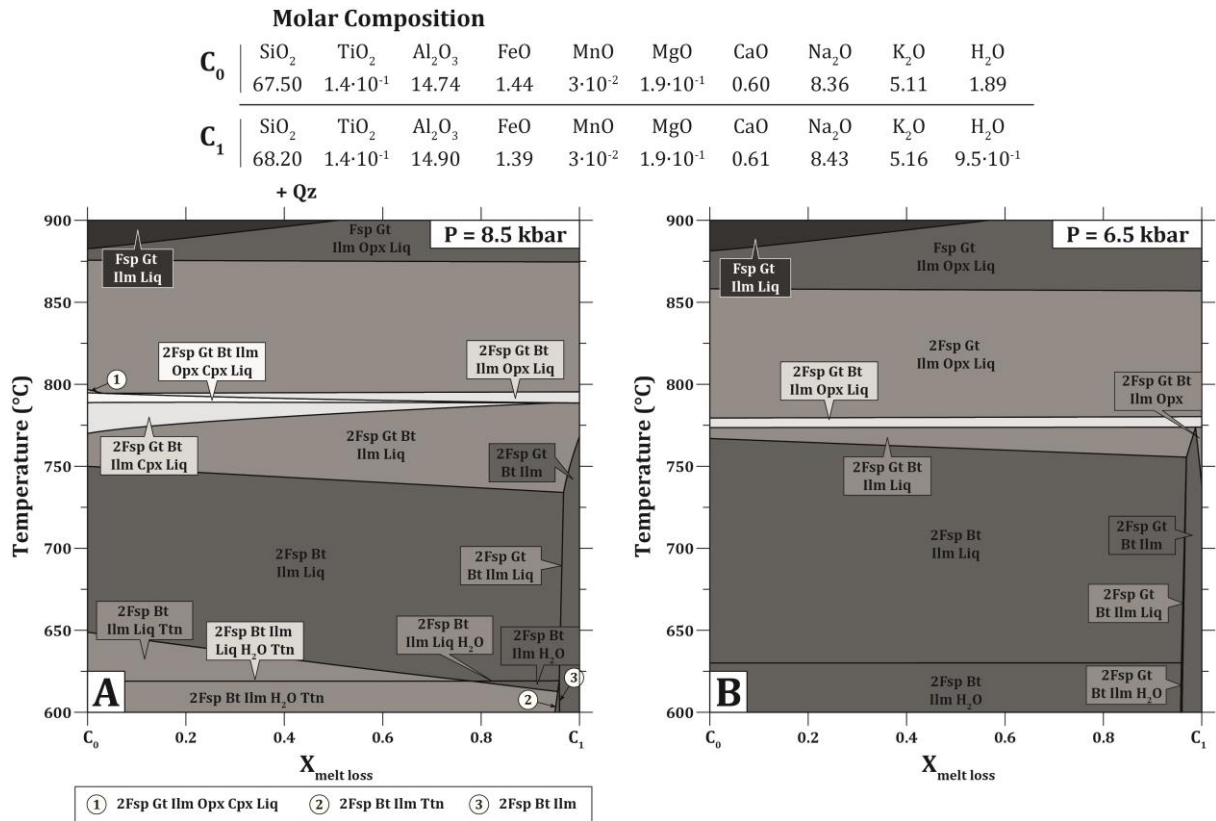
Appendix Chapter V - Fig. 2: Consequence of the water content on the mineral assemblage and the modal phase proportions of the garnet-biotite leucogranite BDK-01. **A.** T-X(H₂O) at P = 8 kbar. Below ca. 730°C, the water content determines the presence or absence of the melt phase; melt appearance is between 0.15 and 0.20 wt% of water depending on the temperature. Moreover, the water increase triggers a decrease in the modal proportion of garnet (isopleths in the Panel A). **B.** Evolution of the modal proportion of melt with the water increase at 8 kbar: the volume % of melt increases gently with water content while temperature is below 730°C and strongly increases above 730°C. **C.** T-X(H₂O) at P = 9 kbar. Results at 9 kbar are reasonably similar to the pseudosection at 8 kbar (Panel A): the evolution of the mineral assemblage evolution is barely modified by pressure changes. **D.** Evolution of the modal proportion of melt with the water increase at 9 kbar, again calculation displays results analogous to the calculation performed at 8 kbar.



Appendix Chapter V - Fig. 3: **A.** Calculated (P,T) pseudosection for the Gt-Bt leucogranite BDK-01 in the presence of Fe³⁺. The stability field (green field in the Panel A) for the peak assemblage is Pl + Kf + Gt + Bt + Ilm + Melt + Ky. This assemblage is in accordance with the observed assemblage and supported by the absence of Mag in thin section. The red field represents the stability assemblage for the same composition in the absence of Fe³⁺ (see also the main manuscript) **B.** Calculated garnet isopleths: thick lines represent the calculated Mg# for Gt, thin lines represent calculated X_{Grs} for Gt. **C.** Calculated Mg# values for biotite.



Appendix Chapter V - Fig. 4: Consequence of the water content on the mineral assemblage and the modal phase proportions of the biotite-granite R578-A5. **A.** T-X(H₂O) calculation at 8 kbar. **B.** Associated melt volume per cent isopleths (calculated until 20 vol % only), the presence water substantially increases the modal proportion of the melt phase, with 1 wt% of H₂O, the volume of melt is > 10 %. **C.** Similar calculation than the panel A, at 9 kbar. **D.** Associated melt volume per cent isopleths (results of this calculation are broadly similar than the results presented in the panel B).



Appendix Chapter V - Fig. 5: T- $X_{\text{melt loss}}$ calculations. C_0 is the composition of the biotite-granite (cf. main manuscript); C_1 corresponds to the C_0 composition minus the weighted composition of the melt at 770°C, 8.5 kbar. **A.** T- $X_{\text{melt loss}}$ pseudosection at 8.5 kbar. **B.** T- $X_{\text{melt loss}}$ pseudosection at 6.5 kbar.

Chapitre VI :

Evolution géodynamique du bloc archéen de Pietersburg (Nord-Kaapvaal), implications sur les processus de différenciation et de stabilisation du matériel crustal et ouverture

L'un des objectifs de ce travail de thèse a été de préciser le contexte géodynamique de mise en place et d'évolution du segment crustal étudié : le Bloc de Pietersburg, formant marge Nord du craton archéen du Kaapvaal.

Le Chapitre VI qui suit est la formalisation de l'évolution archéenne du Bloc de Pietersburg au vu des données produites durant ce travail de thèse mais aussi grandement appuyé sur les études précédentes et notamment les modèles de : [Poujol *et al.* \(2003\)](#) ; [Barton *et al.* \(2006\)](#) ; [Laurent \(2012\)](#) ; [Zeh *et al.* \(2013b\)](#) ; [Laurent & Zeh \(2015\)](#) ; [Nicoli \(2015\)](#). L'évolution géotectonique proposée en conclusion de ce travail de thèse est présentée sous la forme de cinq blocs diagrammes qui incarnent les cinq étapes clés dans l'établissement de l'architecture crustale du Bloc de Pietersburg telle qu'on la comprend à l'heure actuelle :

i) Le proto-craton du Kaapvaal (représenté par le Bloc du Witwatersrand sur le Diagramme géotectonique 1) est formé au Paléoarchéen comme le démontre l'âge des plutons felsiques à signature TTGs (e.g. plutons de Stentor, Nelshoogte, et Kaap-Valley, cf. [Poujol *et al.*, 1996](#) ; [Zeh *et al.*, 2009](#)) puis stabilisé au début Mésoarchéen comme en témoigne les granites préservés au sein du Bloc du Witwatersrand (e.g. Nelspruit, Salisbury, cf. [Zeh *et al.*, 2009](#)). De plus, le Mésoarchéen est aussi marqué par la mise en place des lithologies supracrustales constituant la ceinture de roche verte de Murchison ([Poujol *et al.*, 1996](#)). Les données géochimiques, structurales et isotopiques sur zircon des roches provenant de la ceinture de roche verte de Murchison ont été interprétées comme témoignant d'une géodynamique de subduction (voir [Vearncombe \(1991\)](#) ; [Poujol & Robb \(1999\)](#) ; [Zeh *et al.* \(2013b\)](#) et Diagramme géotectonique 1). Malgré l'absence des marqueurs indiscutables de la subduction (tels que des lithologies en facies métamorphiques schistes bleus ou supérieur), en

l'absence d'autre proposition satisfaisant les données, l'hypothèse de la subduction mésoarchéenne à la marge Nord du Bloc du Witwatersrand a été retenue ici.

ii) La partie septentrionale de la ceinture de roche verte de Murchison est bordée par le complexe basique différencié de Rooiwater (e.g. [Vearncombe et al., 1987](#) ; [Jaguin et al., 2012](#)). Les analyses isotopiques des zircons renfermés dans les lithologies de ce complexe ainsi que celles provenant de la Formation de Rubbervale associée, ont montré des signatures primitives en Hafnium (i.e. similaire - dans l'incertitude - aux valeurs du manteau appauvri) lors de la mise en place à *ca.* 2.97 Ga (voir [Zeh et al., 2013b](#)). Ces résultats isotopiques, couplés aux analyses géochimiques des roches basiques du complexe de Rooiwater, ainsi que l'âge des différents granites présents au contact de la ceinture de roche verte de Murchison ont été interprété comme témoignant d'un arc volcanique océanique à 2.97 Ga (cf. [Vearncombe \(1991\)](#) ; [Poujol & Robb \(1999\)](#) ; [Zeh et al. \(2013b\)](#) et Diagramme géotectonique 2). Cette géodynamique permet la fusion d'un manteau appauvri ainsi que la très faible interaction des magmas issus de la fusion partielle du manteau appauvri avec la croûte continentale stable du proto-craton du Kaapvaal.

iii) C'est l'étape de génération de la croûte felsique présente au Nord de la ceinture de roche verte de Murchison. Les signatures isotopiques des TTGs tardi-Mésoarchéens (2.95-2.85 Ga) sont interprétées comme issus de la fusion d'une croûte océanique jeune à haute profondeur : > 30 km (cf. Chapitre II de ce manuscrit et [Laurent & Zeh, 2015](#)). Ces auteurs proposent donc que les TTGs mésoarchéens présents dans le Bloc de Pietersburg soient issus de la fusion partielle de roches basiques enfouies similaires à celles préservées au sein du Complexe de Rooiwater (voir Diagramme géotectonique 3).

iv) L'étape suivante est marquée par la mise en place de granites à biotite dont l'origine est attribuée au remaniement - par fusion partielle - des TTGs mésoarchéens (voir [Laurent & Zeh \(2015\)](#) et Diagramme géotectonique 4).

v) Enfin, la différenciation du matériel crustal du Bloc de Pietersburg a permis la stabilisation ainsi que la préservation de celui-ci. Les Chapitres IV et V de ce manuscrit ont montré que la phase de différenciation crustale amène au remaniement - en condition de fusion partielle - du matériel supracrustal (Diagramme géotectonique 5). Le matériel supracrustal plus ancien, préservé au sein des ceintures de roches vertes de Giyani, Pietersburg et Rhenosterkoppies, ne montre aucune évidence de fusion partielle.

La géodynamique phanérozoïque de subduction - remaniement de la croûte océanique et des sédiments associés n'apparaît donc possible que lorsque le segment continental sous lequel la subduction s'opère est un segment différencié. Cela suggère que ce processus ne

s'est pas initié de façon soudaine et généralisée sur le globe terrestre mais plutôt de manière incrémentale, dès lors que les nuclei archéens sont différenciés.

3.1 à 3.0 Ga : Subduction sous le proto-craton du Kaapvaal

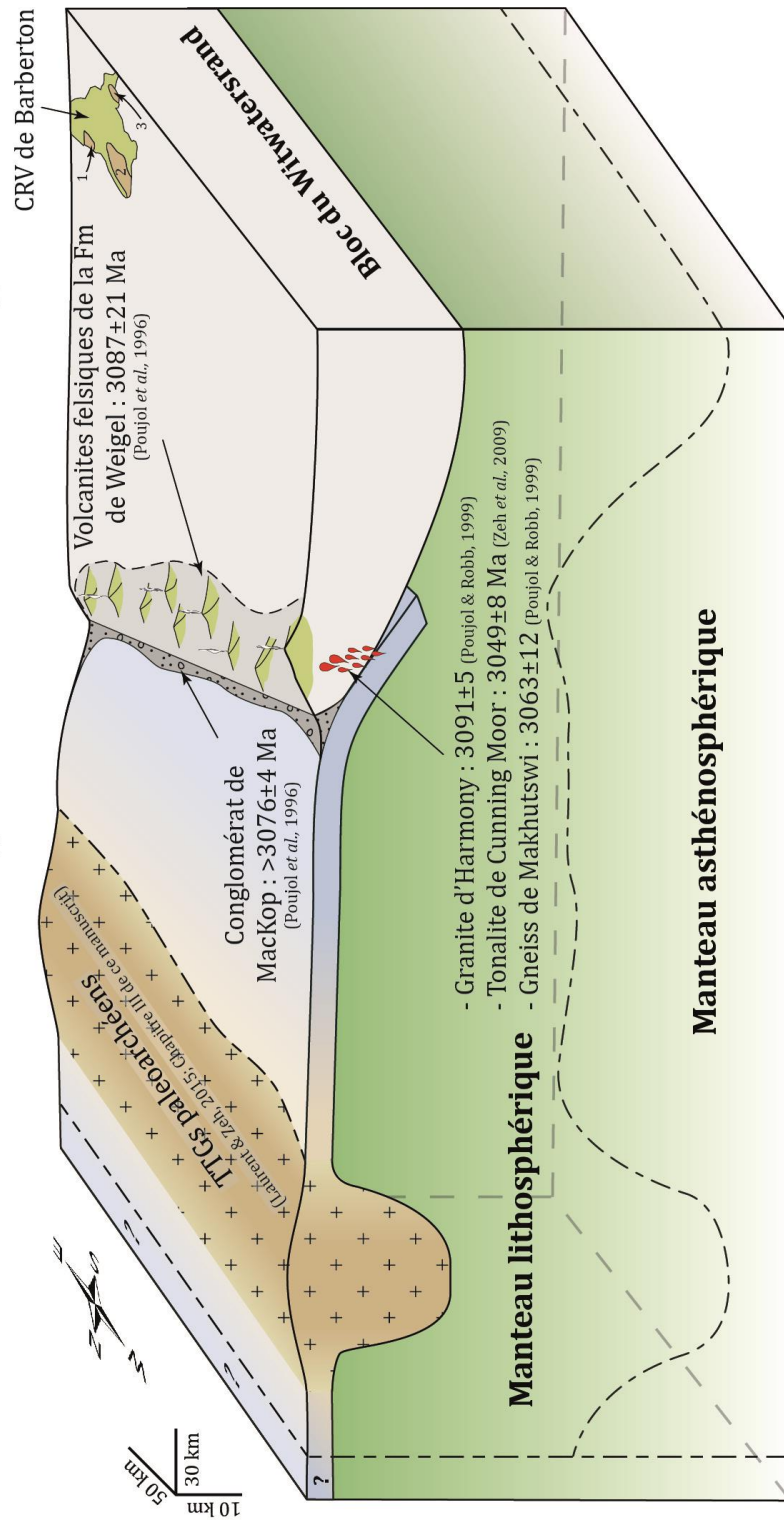


Diagramme géotectonique 1 : Évolution de la marge Nord du craton du Kaapvaal au Mésoarchéen entre 3.1 et 3.0 Ga : subduction sous le proto-craton du Kaapvaal, générations de volcanites acies et des plutons associés qui stabilisent le proto-craton.

ca. 2.97 Ga:
Arrière-arc, $\epsilon_{\text{Hf}} \approx \epsilon_{\text{HF}}(\text{DM}^{2.97 \text{ Ga}})$
rupture ou retrait de la plaque plongeante (?)

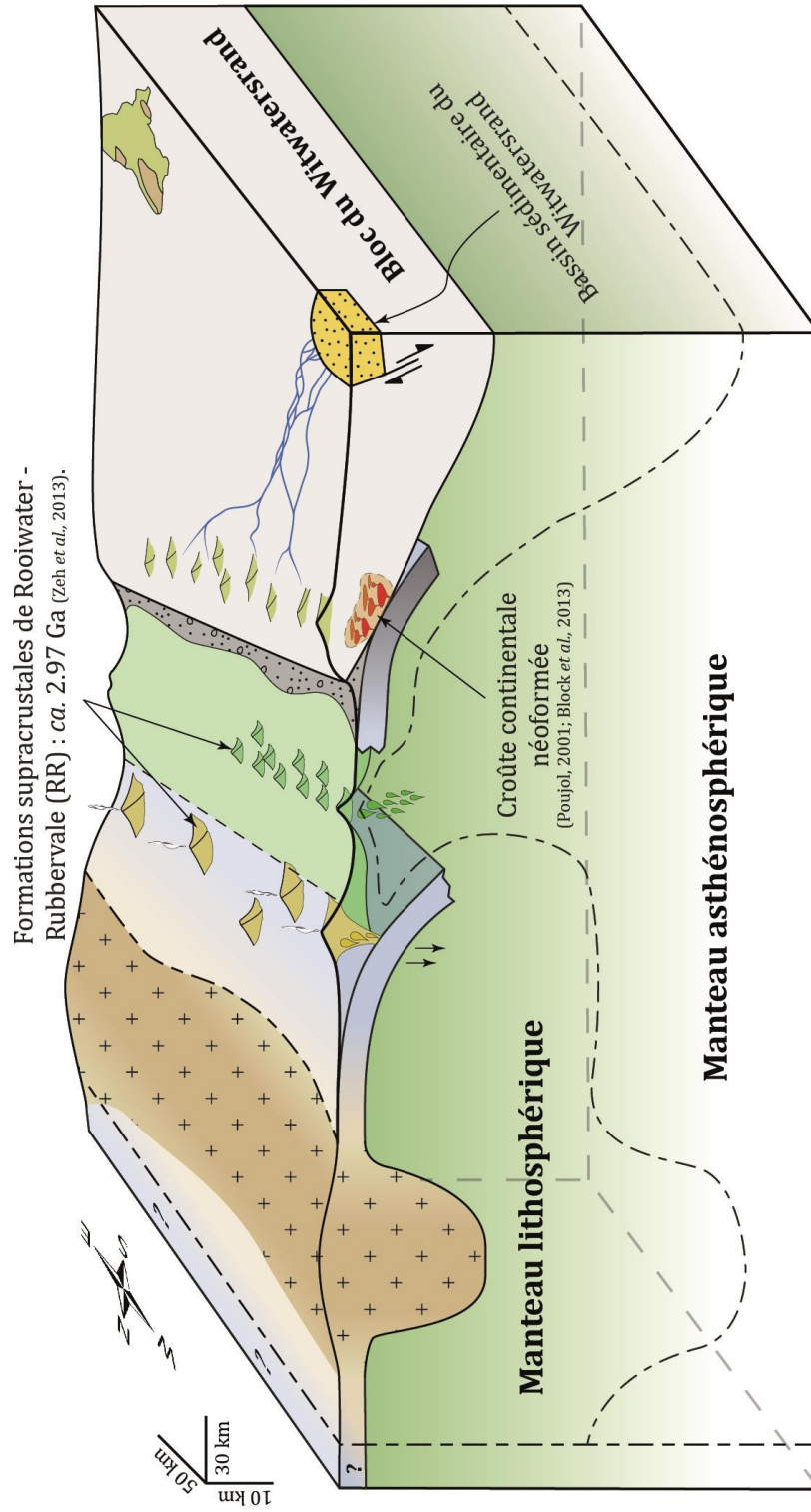


Diagramme géotectonique 2: Évolution de la marge Nord du craton du Kaapvaal au Mésoarchéen à ca. 2.97 Ga. Fusion partielle du manteau appauvri lors de sa remontée induite par un cotexte extensif d'arrière-arc.

2.95 à 2.85 Ga : Génération de TTGs via fusion partielle des lithologies mafiques formées à ca. 2.97 Ga.

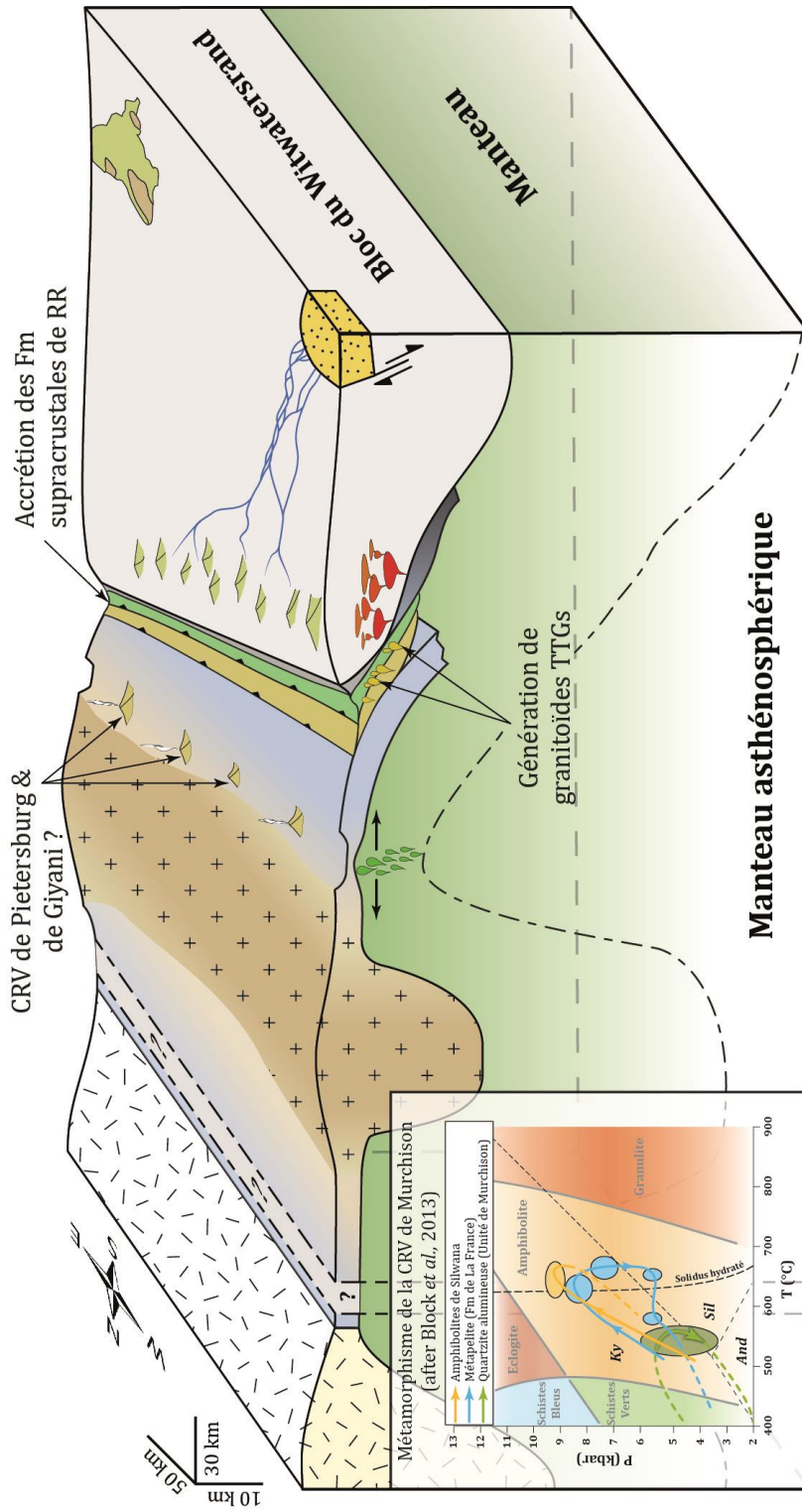


Diagramme géotectonique 3: Génération de granitoïdes TTGs au Mésoarchéen entre 2.95 et 2.85 Ga. La formation de des TTGs est issue de la fusion partielle des lithologies basiques formées à ca. 2.97 Ga lors de la mise en place des formations supracrustales basiques (telles que celles préservées au sein du complexe de Rooiwater).

2.85 à 2.75 Ga : Génération de granite à biotite via fusion partielle des TTGs.

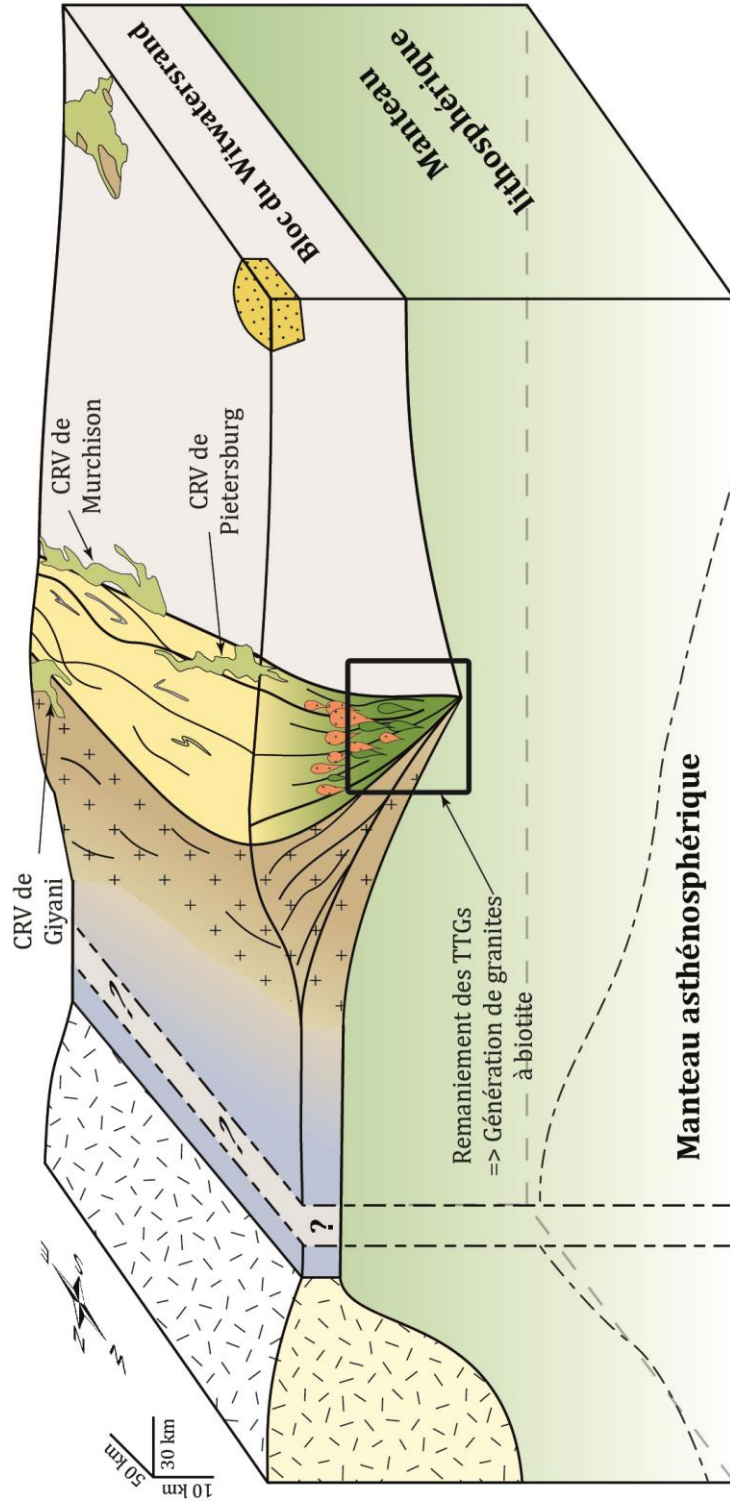


Diagramme géotectonique 4: Différenciation crustale du Bloc de Pietersburg par fusion partielle des granitoïdes TTGs formés entre 2.95 et 2.85 Ga. Le jeu de données actuels ne montre aucune implication des TTGs paléoarchéens durant cette étape de différenciation crustale.

2.75 à 2.70 Ga : Métamorphisme amphibolite supérieur à granulite, métasomatose du manteau lithosphérique et production de liquide silicaté

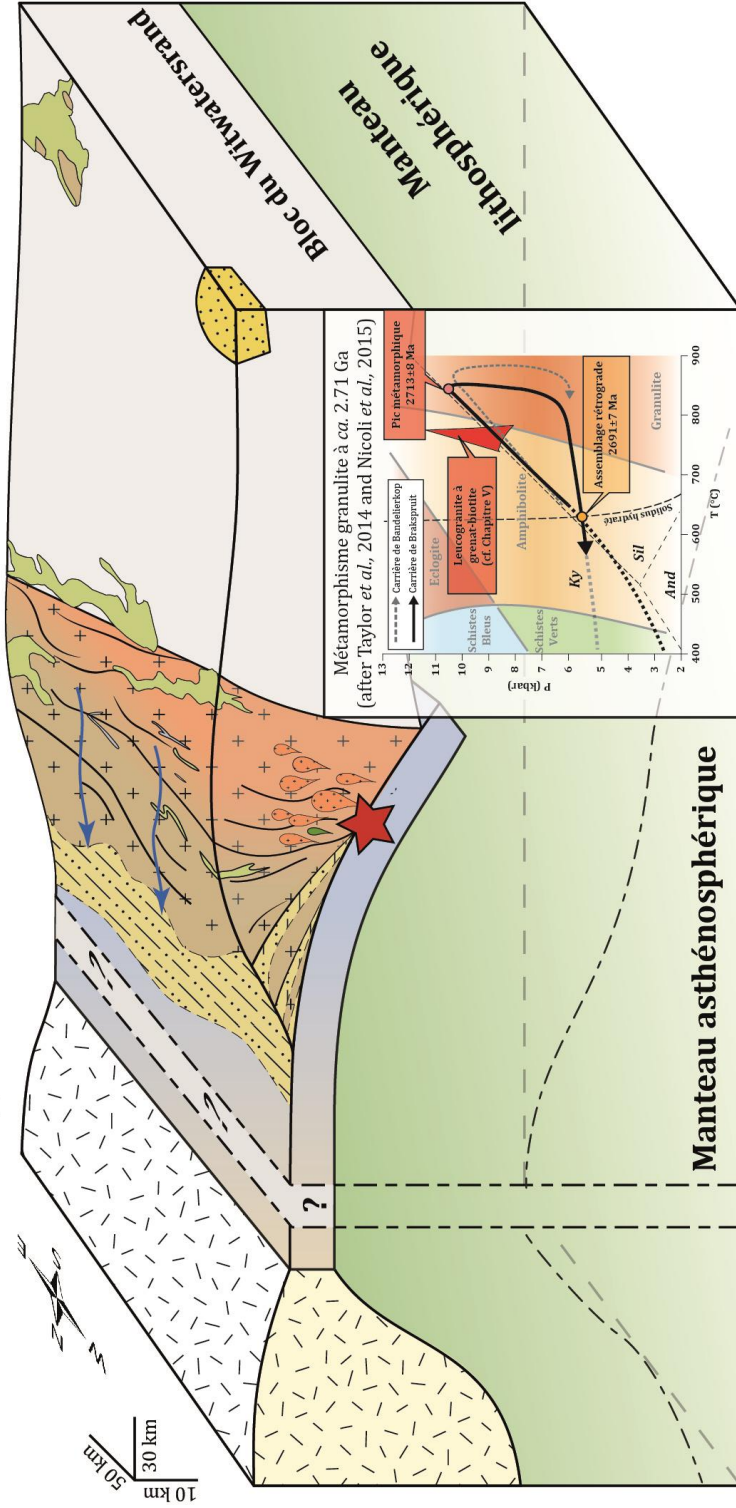


Diagramme géotectonique 5 : Remaniement des lithologies supracrustales en conditions de fusion partielle, fusion du manteau métasomaté amenant à la génération des sanukitoïdes à 'Fe-K' et des granites hybrides qui cratonisent le Bloc de Pietersburg.

L'intégralité de ce manuscrit de thèse a eu pour objectif d'étudier les lithologies felsiques qui constituent les complexes de gneiss gris archéens. Ces complexes composites sont historiquement assez peu étudiés à cause de leur faible potentiel économique d'une part et de leur faible utilité dans la compréhension des processus métamorphiques d'autre part. Or, ce travail de thèse montre que les lithologies felsiques archéennes renferment des informations qui sont en réalité tout à fait utiles à la compréhension de l'Archéen, dans le sens où elles complètent les informations recueillies au sein des lithologies des ceintures de roches vertes.

Les données produites au-cours de cette étude ont amené à l'établissement de trois grands concepts :

- À l'inverse de l'idée largement ancrée dans la communauté scientifique, la géodynamique archéenne n'est pas forcément plus rapide qu'à l'actuel comme le démontre l'enregistrement isotopique prolongé des zircons présents dans les lithologies magmatiques du Bloc de Pietersburg.

- La différenciation du matériel crustal, qui amène à la mise en place de granites et donc à la stabilisation d'un segment de croûte, est un processus qui peut se dérouler sans l'intervention de matière extérieure au système initial : en présence d'un chauffage basal, la croûte s'auto-raffine.

- La croûte inférieure n'est pas le système simple tel qu'il est présenté dans le modèle de croissance crustale en zones de subduction. Les zones de collisions/accrétions sont le lieu d'enfouissement de matériel felsique vers la croûte inférieure, suivit de remaniement important via un métamorphisme de haut-degré qui amène à des hétérogénéités dans la nature du matériel formant cette zone.

Tout porte à croire que poursuivre les investigations sur les complexes de gneiss gris composites archéens sera un des éléments clé afin de mieux comprendre les processus de différenciation et de stabilisation crustale. De plus, ce n'est qu'en prenant en compte l'ensemble des lithologies archéennes qu'il sera possible de proposer un modèle adéquat de géodynamique archéenne.

Bibliographie

- Barton, J. M. J., Klemd, R., et Zeh, A., 2006, The Limpopo belt: A result of Archean to Proterozoic, Turkic-type orogenesis?: Geological Society of America Special Papers, v. 405, p. 315-332.
- Jaguin, J., Gapais, D., Poujol, M., Boulvais, P., et Moyen, J.-F., 2012, The Murchison Greenstone Belt (South Africa): A general tectonic framework: South African Journal of Geology, v. 115, p. 65-76.
- Laurent, O., 2012, Les changements géodynamiques à la transition Archéen-Protérozoïque : étude des granitoïdes de la marge Nord du craton du Kaapvaal (Afrique du Sud): *Ph.D.*, Université Blaise Pascal, 531 p.
- Laurent, O., et Zeh, A., 2015, A linear Hf isotope-age array despite different granitoid sources and complex Archean geodynamics: Example from the Pietersburg block (South Africa): Earth and Planetary Science Letters, v. 430, p. 326-338.
- Nicoli, G., 2015, The metamorphic and anatexitic history of Archean metapelitic granulites from the South Marginal Zone, Limpopo Belt, South Africa: *PhD*, Stellenbosch University, 185 p.
- Poujol, M., Robb, L. J., Respaut, J. P., et Anhaeusser, C. R., 1996, 3.07-2.97 Ga Greenstone belt formation in the Northeastern Kaapvaal craton: Implications for the origin of the Witwatersrand basin: Economic Geology, v. 91, no. 8, p. 1455-1461.
- Poujol, M., et Robb, L. J., 1999, New U-Pb zircon ages on gneisses and pegmatite from south of the the Murchison greenstone belt, South Africa: South African Journal of Geology, v. 102, no. 2, p. 93-97.
- Poujol, M., Robb, L. J., Anhaeusser, C. R., et Gericke, B., 2003, A review of the geochronological constraints on the evolution of the Kaapvaal Craton, South Africa: Precambrian Research, v. 127, p. 181-213.
- Vearncombe, J., Barton, J., et Walsh, K., 1987, The Rooiwater Complex and associated rocks, Murchison granitoid-greenstone terrane, Kaapvaal Craton: S. Afr. J. Geol., v. 90, no. 4, p. 361-377.
- Vearncombe, J., 1991, A possible Archæan island arc in the Murchison belt, Kaapvaal Craton, South Africa: Journal of African Earth Sciences, v. 13, no. 3-4, p. 299-304.
- Zeh, A., Gerdes, A., et Barton, J. M. J., 2009, Archean Accretion and Crustal Evolution of the Kalahari Craton the Zircon Age and Hf Isotope Record of Granitic Rocks from Barberton/Swaziland to the Francistown Arc: Journal of Petrology, v. 50, no. 5, p. 933-966.
- Zeh, A., Jaguin, J., Poujol, M., Boulvais, P., Block, S., et Paquette, J.-L., 2013b, Juvenile crust formation in the northeastern Kaapvaal Craton at 2.97 Ga—Implications for Archean terrane accretion, and the source of the Pietersburg gold: Precambrian Research, v. 233, p. 20-43.

Annexes du manuscrit



Contents lists available at ScienceDirect

Precambrian Research

journal homepage: www.elsevier.com/locate/precamres

Commentary

Comment on “Ultrahigh temperature granulites and magnesian charnockites: Evidence for the Neoproterozoic accretion along the northern margin of the Kaapvaal craton” by Rajesh et al.

O. Laurent^{a,*}, G. Nicoli^{b,c}, A. Zeh^a, G. Stevens^b, J.-F. Moyen^c, A. Vezinet^{c,b}^a Institut für Geowissenschaften, Fachrichtung Mineralogie, Johann Wolfgang Goethe Universität, Altenhöferallee 1, D-60438 Frankfurt am Main, Germany^b Centre for Crustal Petrology, Department of Earth Sciences, Stellenbosch University, Private Bag XI, Matieland 7602, South Africa^c UMR 6524-CNRS-IRD, Université Jean-Monnet, 23 rue du Dr. Michelon, 42023 Saint-Étienne, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 15 May 2014

Accepted 14 July 2014

Available online xxx

1. Introduction

Over the years, the Southern Marginal Zone (SMZ) of the Limpopo mobile belt has been intensively studied, as it potentially results from one of the oldest continent-continent collision on Earth. Indeed, the general consensus about the evolution of this terrane is that it underwent a single tectono-metamorphic event at ~2.7 Ga, ascribed to collision between the Kaapvaal and Zimbabwe Cratons (Barton et al., 2006; Eglinton and Armstrong, 2004; Kröner et al., 2000; Kreissig et al., 2001; Roering et al., 1992; Rigby et al., 2008; Stevens and van Reenen, 1992a,b; Zeh et al., 2009). The study of the Limpopo belt, and in particular the SMZ, is therefore of primary interest to unravel the tectonic regimes that prevailed back in the late-Archean and their evolution throughout Earth history.

In a recent contribution, Rajesh et al. (2014) proposed a new “out-of-the-box” interpretation of the geological record in the SMZ, which would represent a micro-continent accreted to the northern margin of the Kaapvaal Craton during the Neoproterozoic at 2.72 Ga. The key element on which this interpretation is based is the spatial and temporal association of ultra-high temperature (UHT) granulites and magnesian charnockites, which would be a criterion to identify subduction and collision settings in Precambrian terranes. To demonstrate the occurrence of both rock types in the SMZ, Rajesh et al. (2014) provide (1) new zircon U–Pb ages of 2.72 Ga, obtained from metamorphic zircon overgrowths in proposed UHT metamorphic rocks, and (2) a new interpretation of major-element data from the spatially associated Matok pluton,

originally produced by Bohlender (1992), to reflect a magmatic arc setting at the time of intrusion.

This new interpretation, however, is in conflict with previous models and other published data, which strongly support that (1) the SMZ underwent metamorphism at “normal” granulite facies temperatures of 850–875 °C, with the preservation of a substantial volume of peak metamorphic biotite in most rocks; (2) granitoids of the Matok pluton were not generated within an arc setting but rather during the post-collisional stage of the ca. 2.72 Ga orogeny, as testified by both their age (~2.68 Ga) and chemical compositions; (3) the SMZ represent reworked material of the adjacent and over-thrusted Pieterburg Block, and thus cannot have been an isolated terrane prior to amalgamation with the Kaapvaal Craton.

2. UHT metamorphism

A detailed comment on the occurrence of UHT metamorphism proposed by Belyanin et al. (2012) and Rajesh et al. (2014) was provided by Nicoli et al. (2014); the reader is referred to this work for further details, only the key points being repeated here. The *P–T* estimates suggested by Belyanin et al. (2012) and Rajesh et al. (2014) (i.e. ~1000 °C and ~12 kbar) are inconsistent with both field observations and experimental studies. The detailed metamorphic analysis provided by Taylor et al. (2014) clearly demonstrates that the presence of peak metamorphic biotite in the Bandelierkop formation metapelites is inconsistent with peak metamorphic temperatures in excess of 900 °C. This is in agreement with earlier metamorphic studies (e.g. Stevens and van Reenen, 1992a,b), more recent conclusions from phase equilibrium modelling (Koizumi et al., 2014), as well as a very large body of experimental data on partial melting of biotite-bearing metasediments (e.g. Montel

* Corresponding author. Tel.: +49 69 798 40133.
E-mail addresses: laurent@em.uni-frankfurt.de, oscarlaurent86@gmail.com (O. Laurent).

Abstracts de conférences

Geophysical Research Abstracts
 Vol. 16, EGU2014-**PREVIEW**, 2014
 EGU General Assembly 2014
 © Author(s) 2014. CC Attribution 3.0 License.



Localized collision vs regional heating: the paradoxical aspects of 2720-2670 Ma geological evolution in the Kaapvaal craton, southern Africa.

Adrien Vezinet (1,2,3), Gautier Nicoli (1,2,3), Jean-François Moyen (1,2), Oscar Laurent (4), and Gary Stevens (3)

(1) Laboratoire Magmas et Volcans, UMR 6524 CNRS, Université Blaise Pascal, Rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France, (2) Université Jean Monnet, 23 rue du Dr Paul Michelon, 42023 Saint-Étienne, France, (3) Department of Geology, Stellenbosch University, Matieland 7602, South Africa, (4) Institut für Geowissenschaften, Fachinheit Mineralogie, Goethe Universität Frankfurt, Abt. Petrologie und Geochemie, Altenhöferallee 1, D-60438 Frankfurt, Germany

The Kaapvaal craton (KC) in South Africa, one of the oldest cratonic nuclei on Earth, is bounded to the North by the Limpopo belt, whose Southern Marginal Zone (SMZ) is regarded as a ca. 2.7Ga collisional orogeny. This is substantiated by structural data, such as the south verging thrust system that bounds the SMZ to the South (HRSZ); metamorphic data, demonstrating that metapelites from the SMZ underwent a very fast (~40Ma) clockwise PTt loop at ca. 2.7Ga, with a peak of metamorphism dated at 2713±8Ma. The SMZ is therefore interpreted as representing a partially molten orogenic channel behaving like modern Himalaya. However, a review of geochronological data of Limpopo Belt, KC and Zimbabwean Craton shows that geological activity at around 2.7Ga was not restricted to the Limpopo belt, but was instead scattered throughout the KC. That is not in agreement with a Himalayan model but could be a response to a general thermal event, which is recorded by:

- 1) The massive flood basalts of the Vendersdorp Supergroup in central South Africa. This supergroup crops out from Johannesburg in the North to Prieska in the South and records the most widespread sequence of volcanic rocks of the KC. This massive basaltic extrusion occurs between 2714±8Ma (Klipriviersberg Group) and ~2650Ma (Transvaal Supergroup lower limit).
- 2) A series of granitic plutons immediately south of the HRSZ, emplaced at 2670-2680Ma; all of them include a mantle-derived component whose composition is similar to the Vendersdorp basalts. A similar and synchronous pluton, the Mashishimale, emplaces South-East of the HRSZ.
- 3) Further afield, in the Eastern KC, slightly older plutons (I-type (high-Ca) granitoids) emplace in Swaziland between 2720 and 2700Ma.
- 4) Granulite-facies metamorphism in Swaziland at ca. 2.7Ga.
- 5) Finally, in the Zimbabwe Craton intermediate to felsic lavas erupted at the same time as well as gneisses and granitoids from northern Botswana. However, interactions of Zimbabwe craton with Limpopo Complex and KC are still vagueness.

Collectively, the data demonstrate that during the evolution of the SMZ, the whole of the KC crust underwent significant heating, permitting partial melting and extraction of granitic melts even far away from the main collision. The crustal heating is linked to mantle activity, as mafic, mantle-derived melts also form and emplace at the same time.

The coexistence of both an Himalayan-style belt, and the far-field heating (apparently not related to any plate boundary), can be interpreted in different ways: (i) Coexistence of a mantle hotspot and a collision orogeny in close vicinity; (ii) Small-scale convections in the asthenospheric mantle, driven by differences in thickness of the lithosphere and resulting in heating of the foreland; (iii) Alternatively, the combination of apparently distinct events can actually reflect specificities of neo-Archaean orogenic style and could be the response of a hot, possibly molten or near-melting crust to regional convergence, permitting generation or extraction of melt over a zone much wider than in typical modern orogens.

Formation of Garnet-bearing leucogranites in an Archean granulitic terrane: a comparative study of petrography, geochemistry and geochronology, the example of the northern Kaapvaal craton (South Africa)

A. Vezinet^{1,2}, G. Nicoli^{1,2}, G. Stevens², J-F. Moyen¹, D. Frei², A. Chauvet³, C. Dusséaux³

¹ Université de Lyon, Laboratoire Magmas et Volcans, UJM-UBP-CNRS-IRD, 23 rue Dr. Paul Michelon, 42023 Saint Etienne

² Centre for Crustal Petrology, Department of Earth Sciences, Stellenbosch University, Private Bag XI, 7602, South Africa.

³ Laboratoire Géosciences Montpellier, Centre National de la Recherche Scientifique-Unité Mixte de Recherche 5243, Université Montpellier II, Montpellier, France

The dominant model for crustal differentiation is by fluid-absent partial melting of fertile source rocks in the granulite facies. This is supported by the presence of melt-depleted, restitic granulite facies rocks in the lower crust, and by the presence of complementary incompatible and heat producing element enriched granites in the middle and upper crust, collectively resulting in a stable chemical and thermal layering of the crust.

The northern Kaapvaal craton (Southern Marginal Zone of the Limpopo Complex) is an example of a lower crustal section that underwent Neoproterozoic (ca. 2.7 Ga) metamorphism. Under granulite facies conditions (~10.8 kbar, ~850°C) associated with partial melting by fluid-absent biotite-breakdown (Nicoli et al., 2014) in the meta-sedimentary unit of the Bandelierkop Formation (BF). This resulted in the formation of K₂O-poor leucosomes, witnessing early (and important) melt loss during anatexis (Taylor et al., 2014).

Garnet-bearing leucogranites from the SMZ have been proposed to represent magmas segregated from the melt-depleted metapelites and have been proposed to be important in redistributing water within the crust (Stevens, 1997). These intrusive granitoids are mainly found as metric to hectometric bodies close to shear zones, which imply that they came from a lower structural unit which underwent melting. They feature millimetric to centimetric garnets forming aggregates within a quartzo-feldspathic matrix. Despite the presence of aluminous minerals, the geochemical signature of the granites does not match with typical S-types granite characteristics: they display A/CNK ratio < 1.1 and a positive Eu anomaly. This is inconsistent with the leucogranites representing melts extracted from the BF. In addition, phase equilibrium modelling shows that leucogranites cannot represent magmas extracted from the BF consisting of melt+entrained peritectic crystals.

Zircon U-Pb dating reveals core ages around 2.9 Ga with few 3.2 Ga inherited individual grains, and small (possibly ca. 2.71 Ga) rims. This contrasts with the ca. 2.71 Ga peak metamorphism melting of BF, affecting sediments deposited from ca. 3.3 Ga to 2.73 Ga (Nicoli et al., 2014b). On the other hand, this age pattern is similar to emplacement ages of the Baviaanskloof Formation (BvG) grey gneiss, characterized by emplacement ages between 2930 and 2870 Ma.

These geochronological results bring new clues on the petrological evolution of the northern Kaapvaal craton and can be interpreted in different ways: (i) Garnet-bearing leucogranites were formed by biotite-breakdown melting reactions (forming peritectic garnet) around 2.9 Ga from an unspecified lithology and there is no direct link with observed BF; this implies a yet undescribed granulite facies event in the SMZ, prior to the widely observed ca. 2.71 Ga event; (ii) They were emplaced as garnet-free granites around 2.9 Ga, and underwent melting and melt loss during the 2.71 Ga granulite event to produce garnet-bearing rocks, and thus these leucogranites represent melt-depleted portions of the BvG; (iii) They formed as garnet-bearing leucogranites at ca. 2.71 Ga and the ca. 2.9 Ga zircons represent inherited grains from the source. In any case, the leucogranites cannot represent the products of melting of the BF, pointing to the need for more complex scenarios for late-Archaean crustal differentiation, involving other, maybe non-BF lithologies

References

- Nicoli, G., Stevens, G., Moyen, J. F., and Frei, D., 2014, Rapid evolution from sediment to anatectic granulite in an Archean continental collision zone: The example of the Bandelierkop Formation metapelites, South Marginal Zone, Limpopo Belt, South Africa. *Journal of Metamorphic Geology*.
- Stevens, G., 1997, Melting, carbonic fluids and water recycling in the deep crust: an example from the Limpopo Belt, South Africa. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 15, p. 141-154.
- Taylor, J., Nicoli, G., Stevens, G., Frei, D., and Moyen, J.-F., 2014, The processes that control leucosome compositions in metasedimentary granulites: perspectives from the Southern Marginal Zone migmatites, Limpopo Belt, South Africa. *Journal of Metamorphic Geology*, v. in press.

Archean accretionary orogen evolution: view from isotope and thermodynamic equilibrium modelling

Adrien Vezinet*,**.; Jean-François Moyen*; Gary Stevens** ; Gautier Nicoli***

* Université de Lyon, Laboratoire Magmas et Volcans, UJM-UBP-CNRS-IRD, 23 rue Dr. Paul Michelon, 42023 Saint Etienne, France (vezinet.a@gmail.com)

** Department of Earth Sciences, University of Stellenbosch, Private Bag X1, Matieland 7602, South Africa

*** Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Université de Lorraine, 54501 Vandœuvre-Lès-Nancy, France

The Archean is the most nebulous Eon of Earth geological recording. This is mainly due to the lack of specimen still present at Earth surface (only ca. 7% of exposed crust consists of Archean rocks, [Goodwin \(1996\)](#)). Unique lithologies (TTGs, komatiites, B.I.F.), the absence of atmosphere, a hotter crust/mantle system, make Archean a highly interesting field of investigation. Despite these unusual features, deciphering early Earth processes brings a better understanding of planetary systems as a whole. The PhD project I'm involved in deals with orogen geodynamics and associated partial melting processes from a natural laboratory: the Archean northern Kaapvaal craton (KC) in South Africa.

Geochronological investigations have shown that KC formed through successive South-North accretionary geodynamics of distinct terranes ([Zeh et al., 2009](#)). Geochronological and petro-metamorphic studies of felsic lithologies achieved from this study robustly confirm the genetic link between the northern KC and the immediately northern terrane - the Southern Marginal Zone of the Limpopo Complex - suggested by [Ellington and Armstrong \(2004\)](#). More importantly, the Mesoarchean magmatic event (2.95-2.75 Ga) recorded by zircon U-Pb/Lu-Hf isotopic signature testifies a long-lived accretionary setting ([Laurent and Zeh, 2015](#); [Vezinet et al., 2016](#)). This protracted magmatic event matches fairly well with the tectonic switching geodynamics model (advancing and retreating orogens) proposed by [Collins \(2002\)](#).

Partial melting processes are involved in the protracted magmatic event characterizing the northern KC. In order to constrain these processes various intrusive granitoid bodies have been sampled. Field relationship, zircon U-Pb/Lu-Hf isotopic analyses and chemistry links these granitoids with amphibolite facies TTG basement ([Vezinet et al., 2016](#)) rather than surrounding granulite facies metasediments ([Nicoli et al., 2015](#); [Taylor et al., 2014](#)). Moreover, our dataset point toward a differentiation of the crustal column without external intervention (allochthonous sediments or mantle influx). Therefore, northern KC differentiation is here regarded as a geodynamics achieved through crustal self-refinement, quantified using Theriak-Domino thermodynamic equilibrium modelling software. Finally, this long-lived differentiation results in high producing elements and HFSE accumulation in upper crust granitoids, necessary to stabilize crustal terranes ([Sandiford and McLaren, 2002](#)).

REFERENCES:

Collins, W. J., 2002, Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust: *Geology*, v. 30, no. 6, p. 535-538.

- Ellington, B. M., and Armstrong, R., 2004, The Kaapvaal Craton and adjacent orogens, southern Africa: a geochronological database and overview of the geological development of the craton: *South African Journal of Geology*, v. 107, p. 13-32.
- Goodwin, A. M., 1996, *Principles of Precambrian geology*, London, Academic Press, 327 p.:
- Laurent, O., and Zeh, A., 2015, A linear Hf isotope-age array despite different granitoid sources and complex Archean geodynamics: Example from the Pietersburg block (South Africa): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 430, p. 326-338.
- Nicoli, G., Stevens, G., Moyen, J. F., and Frei, D., 2015, Rapid evolution from sediment to anatectic granulite in an Archean continental collision zone: The example of the Bandelierkop Formation metapelites, South Marginal Zone, Limpopo Belt, South Africa.: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 33, p. 177-202.
- Sandiford, M., and McLaren, S., 2002, Tectonic feedback and the ordering of heat producing elements within the continental lithosphere: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 204, no. 1, p. 133-150.
- Taylor, J., Nicoli, G., Stevens, G., Frei, D., and Moyen, J.-F., 2014, The processes that control leucosome compositions in metasedimentary granulites: perspectives from the Southern Marginal Zone migmatites, Limpopo Belt, South Africa: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 32, no. 7, p. 713-742.
- Vezeinet, A., Moyen, J. F., Stevens, G., Nicoli, G., Laurent, O., Couzinié, S., and Frei, D., 2016, Half-billion years of continental crust evolution at the northern edge of the Kaapvaal craton (South Africa) and consequences on Archean geodynamics: submitted to *Precambrian research*.
- Zeh, A., Gerdes, A., and Barton, J. M. J., 2009, Archean Accretion and Crustal Evolution of the Kalahari Craton the Zircon Age and Hf Isotope Record of Granitic Rocks from Barberton/Swaziland to the Francistown Arc: *Journal of Petrology*, v. 50, no. 5, p. 933-966.

3.8.1 *Keynote communication* : Orogenesis and metamorphism : state of the art and perspectives from the Western Alps and the French Massif Central

Jean-Marc Lardeaux¹¹GEOAZUR, Sophia Antipolis

Since pioneering works of Suess (1875, 1904-1909), Bertrand (1894), Termier (1903), Franchi et al. (1908), Argand (1911), Heim (1919-1922), Demay (1931), Stille (1936) and summarized by the assertion of Bertrand « Chaque chaîne a ses gneiss », the spatial-temporal link between metamorphism and orogeny has been clearly established in both Alpine and Variscan belts. In this presentation, we review and discuss, in a synthetic historical way, the main results obtained on the metamorphic evolutions of both Western Alps and French Massif Central.

First, for the Western Alps we portray the progressive metamorphic evolution through time and space with the presentation of 5 metamorphic maps corresponding to critical orogenic periods, namely 85-65 Ma, 60-50 Ma, 48-40 Ma, 38-33 Ma and 30-20 Ma. Second, for the French Massif Central we present 6 metamorphic maps corresponding to critical orogenic periods, namely 430-400 Ma, 400-370 Ma, 370-360 Ma, 360-345 Ma, 340-325 Ma and 320-290 Ma.

In both orogenic systems, we emphasize the lack of temporal data on high-pressure metamorphic rocks as well as the uncertainties on the sizes of rock units that have recorded the same metamorphic history (i.e. coherent P-T-t/deformation trajectories).

We discuss the role of subduction-driven metamorphism in ocean-derived protoliths and the conflicting models that account for the diachrony of continental subductions in the Western Alps, as well as the role of multiple subductions in orogeny and the metamorphic effects of continental collision in the French Massif Central.

Finally, we underline the main differences and similarities between the metamorphic evolutions of the western Alps and the French Massif Central.

3.8.2 (o) Quelques mécanismes orogéniques illustrés par la chaîne des Maghrébides

Dominique Frizon De Lamotte¹¹GEC, Cergy Pontoise

La structure de la chaîne des Maghrébides (Tell, Rif) est apparemment très simple. On y décrit un empilement où l'on distingue de bas en haut : (1) des zones externes correspondant à la marge nord-africaine inversée, (2) une « zone des flyschs » associée à de rares témoins ophiolitiques et représentant l'ancien bassin profond (Téthys maghrébine) qui séparait l'Europe de l'Afrique et (3) des zones internes interprétées comme l'ancienne marge européenne de la Téthys maghrébine. Certaines caractéristiques de premier ordre restent néanmoins mal comprises et interrogent sur les mécanismes orogéniques à l'œuvre dans cette chaîne. Trois questions principales seront abordées :

Quel mécanisme de transfert permet d'expliquer que le métamorphisme alpin HP-BT soit exclusivement présent dans les zones internes, c'est-à-dire dans la plaque supérieure, alors qu'il trouve forcément son origine dans l'évolution de la plaque inférieure ?

Quelle est la signification du métamorphisme qui affecte certaines unités externes ? Est-il lié à la compression miocène ou à un amincissement crustal antérieur et dans ce cas de quel âge ?

Comment expliquer que les panneaux lithosphériques plongeants observés aux deux extrémités du système (Arcs de Gibraltar et Siculo-Calabrais) soient déconnectés des sutures océaniques et pourquoi l'histoire de ces panneaux semble contrôler les taux de déformation en surface ?

3.8.3 (o) 2.7 Ga heating event and P-T-T evolution of the southern marginal belt of the Limpopo belt, south Africa : consequences for neoproterozoic continental accretion

Gautier Nicoli¹, Adrien Vézinet², Jean-François Moyen², Gary Stevens¹¹Stellenbosch University, Centre for Crustal Petrology, Department of Earth Sciences, Stellenbosch University, Afrique du Sud²LMV, Saint-Etienne

The Kaapvaal craton (KC) in South Africa is bounded to the North by the Southern Marginal Zone (SMZ) of the Limpopo belt, which has been regarded as the reworked equivalent of the Kaapvaal craton basement, consisting of TTG granitoid gneisses (Baviaanskloof gneiss) and infolded metasediments (Bandelierkop formation) both of which were metamorphosed and deformed during ~2.7 Ga orogeny. Metamorphic and geochronologic data collected in metapelites, demonstrates that sediments from the SMZ underwent a very fast (~40Ma) clockwise P-T-t loop at ca. 2.7Ga, with burial rate of (0.17 to >4cm/y) to achieve peak metamorphic conditions at 2713±8 Ma.

Phase equilibria modeling constrains peak conditions to 845±15°C and 10.8±1.6 kbar. This was followed by isothermal decompression to 805±10°C and 6.6±0.63kbar, with subsequent isobaric cooling to amphibolite facies conditions, below 610°C, prior to 2680±6 Ma. This evidence argues strongly that the SMZ contains sediments deposited in an active margin during convergence, and that the metapelites were metamorphosed and underwent anatexis as a consequence of continental collision along the northern margin of the KC at ~2.7 Ga.

Several simultaneous high-temperature geological events occurred in the KC at this time : (1) widespread Ventersdorp Supergroup mafic to intermediate volcanism ; (2) local plutonic activity both north and south (Swaziland) of the edges of the KC (2670-2680Ma) with mantle component signature ; (3) granulite-facies metamorphism in Swaziland at ~2.7 Ga due to crustal thinning. Collectively, the data demonstrate that at ~2.7 Ga, the portions of the lower and mid-crust of the KC, underwent a significant heating event. The combination of information from these different rocks has the potential to provide detailed information on neo-Archaean orogenic style.

3.8.4 (o) Imaging late-collisional slab retreat in the Variscan Eastern French Massif Central : a coupled U-Pb and Lu-Hf isotope study of granites and high-K mafic intrusives

Simon Couzinié¹, Oscar Laurent¹, Jean-François Moyen¹, Armin Zeh², Olivier Vanderhaeghe³, Véronique Gardien², Adrien Vézinet¹¹LMV, Saint-Etienne²J.W. Goethe Universität, Institut für Geowissenschaften, Frankfurt, Allemagne³GeoResources, Nancy³LGLTPE, Lyon

The Variscan nappe pile of the Eastern French Massif Central was built up during the Devonian and Carboniferous as a result of subduction and subsequent collision between Gondwana and Laurussia. During the late-to post-collisional stage associated with orogen collapse (330-290 Ma), the nappe pile was intruded by numerous granite plutons and reworked by the rise of a migmatite-granite dome, the Velay complex.

Granites in the area belong to two main suites, namely : (i) peraluminous two-micas or cordierite-bearing leuco- and monzogranites (MPG

and CPG) and (ii) metaluminous, sub-alkaline granites and granodiorites (KCG) often associated with Mg-K-rich mafic intrusives of enriched mantle origin (locally referred to as vaugnerites). In order to (i) constrain the spatial and temporal framework of crust- and mantle-derived magmatism and (ii) understand its geodynamic setting, we conducted a coupled U-Pb and Lu-Hf study on zircon from 30 granites and vaugnerites. Both systematics were measured in situ by LA-(MC-)ICPMS. This new dataset shows that : (i) ages of both granites and vaugnerites range between 340 and 300 Ma; (ii) in a given geographic area, granites and vaugnerites are roughly coeval which suggest that mantle magmas played a role in triggering anatexis through heat diffusion and advection; (iii) age data show a two-stage sequence, first characterized by a southwards migration followed by a limited melting event at 305-300 Ma; (iv) zircon inheritance and Hf isotope compositions of both granites and vaugnerites are strikingly similar and point to the involvement of older crust in magma genesis, especially of « Cadomian » age (500-660 Ma), either as the source itself (in the case of granites) or as enriched material that interacted with the mantle (in the case of vaugnerites).

The observed ages and Hf isotope compositions comply with the progressive southwards retreat of the Eo-Variscan slab proposed by Vanderhaeghe et al. (this conference). Such an event would have caused uplift of hot asthenospheric material, triggering partial melting of (i) lithospheric mantle remnants or tectonic mélanges of subducted crust and mantle slices (producing vaugneritic magmas) and (ii) the overlying crust (generating anatectic granites and ultimately giving rise to the Velay complex).

3.8.5 (o) Eclogite metamorphism and exhumation in the Montagne Noire gneiss dome

Donna Whitney¹, Christian Teyssier¹, Patrice Rey², Françoise Roger³, Jean-Patrick Respaut³

¹University of Minnesota, États-Unis
²Sydney University, EarthByte, Australie
³Géosciences Montpellier

Gneiss domes are common in most orogens and typically contain high-P (> 1 GPa) mafic rocks as inclusions in quartzofeldspathic gneiss that was emplaced at high-temperature/low-pressure conditions (< 2-9 km). Possibilities for eclogite-gneiss relationships include (1) high-P (eclogite facies) metamorphism occurred during an earlier (possibly unrelated) orogenic event, or (2) high-P metamorphism and high-grade metamorphism/crustal melting of the gneiss are associated in space and time. In either case, HP rocks are exhumed during ascent of the weak (likely partially molten) crust. These scenarios can be distinguished with high-precision geochronology to date HP metamorphism and gneiss/migmatite crystallization, with evaluation of P-T path and deformation history of eclogite and gneiss.

In the Montagne Noire dome of the southern Massif Central, rare metabasaltic eclogite occurs as lenses in quartzofeldspathic gneiss. Previous P estimates for the eclogite-facies rocks range from 0.9-1.4 GPa (Demange 1985; Franke et al. 2011). In some localities, eclogite is extensively retrogressed to amphibole-plagioclase symplectite. South of La Salvetat-sur-Agout, relatively fresh eclogite containing garnet + omphacite + rutile occurs. Garnet is zoned (from core to rim : Mg increase, Ca decrease), and typically contains an inclusion-rich core (with faceted quartz, apatite, rutile) and inclusion-free rim. Zircon occurs as inclusions in garnet and in the matrix ; U-Pb analysis of zircon is in progress. 2D numerical models for the formation of gneiss domes under extension predict that channels of partially molten crust converge in the deep crust beneath a zone of localized extension, driving ascent of hot, low-viscosity crust and creating a « double dome ». The Montagne Noire gneiss dome has a double-dome structure comprised of the Espinouse

and Caroux subdomes. The studied eclogite is located in the proposed zone of maximum exhumation between the two subdomes.

3.8.6 Keynote communication : The dynamics of partially molten crust : natural examples and numerical models

Christian Teyssier¹, Patrice Rey², Donna Whitney¹

¹University of Minnesota, États-Unis
²Sydney University, EarthByte, Australie

Orogens start as cold domains of the shallow Earth (low geotherm), and then most warm up over time (high-T metamorphism, partial melting) because (1) continental crust, whether thickened or subducted, heats up owing to conduction and enhanced heat production, and (2) upward transfer of convecting mantle during slab breakoff, slab rollback, or mantle delamination provides a heat source beneath the orogen. As a result, orogens become weak and collapse. Orogenic collapse begins during mountain building and convergence (Tibet today) and dominates the latest stages of tectonic activity in extensional/transensional systems (i.e. North American Cordillera, Aegean domain). A major contributor to orogenic collapse is the partially molten lower crust. Formerly partially molten crust is commonly exposed in metamorphic core complexes that are bounded by extensional detachments and cored by migmatite domes. Thermal and mechanical numerical modeling evaluates quantitatively the processes and timescales of dome development. During steady extension of a layered crust, upper-crust extension is dynamically linked to deep crustal flow until much of the lower crust material is drained or until boundary conditions change. The layer of partially molten crust is mobile and opportunistic. Low-viscosity material within this layer flows laterally in response to variations in crustal thickness or density distributions, for example from a plateau to a foreland region. Partially molten crust also rises to fill gaps that open in the upper crust (such as by faulting or localized intense erosion) and transfers mass and heat from deep to shallow levels. This vertical flow is rapid (a few m.y.), produces migmatite domes, and contributes to stabilizing the orogenic crust. In the North American Cordillera, results of low-T thermochronology indicate that migmatite rocks were emplaced at shallow (< 2 km) levels during the collapse instability and are still preserved, 45 million years later, on the mountain peaks.

3.8.7 (o) A tale of two viscosities : the case of partial melting

Anne-Céline Ganzhorn¹, Gema Llaurens², Enrique Gomez-Rivas², Jens Roessinger², Loic Labrousse¹, Paul Bons²

¹ISTeP, Paris
²Department of Geosciences, Eberhard Karls, University of Tübingen, Allemagne

From experimental study, partial melting is inferred to be a weakening process active during orogeny. However extrapolation to natural conditions is not trivial and need to be more intensively studied. In this perspective, numerical simulations appear as a good method to fill the gap between experimental and natural conditions.

We describe here a series of two-dimensional simple shear numerical experiments on linear viscous two phase material performed at the grain scale. One phase is designed to be a high viscosity phase (HVP) while the other represents a low viscosity phase (LVP), i.e. a melt. The viscosity contrast (m), the relative abundance of each phase (Φ), the wetting angle of the LVP (ω) and the grain boundary migration (GBM) velocity were systematically varied to test the effect of those parameters on textures and flow behaviour of the whole system.

ABSTRACT

Mg-K magmatic suites as a tool to scan the composition of the Variscan orogenic mantle, case studies from the French Massif Central

COUZINIÉ Simon^{1,2}

LAURENT Oscar^{3,4}, MOYEN Jean-François¹, ZEH Armin⁴, VÉZINET Adrien^{1,2}, VILLAROS Arnaud⁵

Post-collisional Mg-K-rich magmatic rocks are well-represented throughout the Variscan belt. They occur either as hypovolcanic dykes and sills (lamprophyres) or deep-seated plutonic intrusions (called “vaugnerites” in the French Massif Central). Such rocks share the same key characteristics: marked enrichment in both compatible (Mg, Fe, Ni, Cr) and incompatible (K, Rb, Ba, Sr, REE) elements. This signature has long been interpreted as pinpointing interactions between a mantle-derived melt and the continental crust, either directly in the mantle source (melting of metasomatized lithospheric mantle domains) or/and during magma ascent in the orogenic crust (contamination). We provide new constraints on those issues using whole-rock geochemical and zircon Hf-O isotope data from vaugnerites of the French Massif Central.

Vaugnerites that were mechanically mixed with the crust-derived Margeride monzogranite display $\epsilon\text{Hf}_{(311\text{ Ma})}$ significantly lower than the granite magma, which rules out contamination and rather argues for derivation from an enriched mantle with crust-like, non-radiogenic Hf isotope signatures. It entails that the trace elements and isotopic compositions of vaugnerites are mainly controlled by source processes (degree, depth of melting, heterogeneities in the orogenic lithospheric mantle) and fractionation.

The Cévennes Médiannes area offers a unique possibility to investigate those processes. Indeed, zircon U-Pb dating (Laurent *et al.*, this conference) showed that in this region vaugnerites synchronously intruded the middle crust at ~306 Ma, yet having diverse major- and trace-element

compositions. Thus, investigated samples represent magma batches coevally extracted from a possibly heterogeneous mantle column. Major elements compositions do not match any fractionation or contamination trend but comparison with experimental melts from metasomatized peridotites at 1 GPa suggests the variability observed arose from polythermal melting of variably enriched mantle domains. Correlative La enrichment with Yb depletion typically document lower degrees of melting in deep gamet-bearing sources. Zircon $\delta^{18}\text{O}$ values spread over 2 units (from +6.3 to +8.3) showing that crustal contaminants present in the lithospheric mantle experienced a weathering cycle and involved a diversity of materials, possibly ranging from upper to lower crustal lithologies as inferred from variable Th/La ratios. The relative amount of crustal materials in the source was estimated by: (i) calculating the fraction of crustal material required to balance the higher Hf contents of metasomatized peridotites relative to a depleted mantle reference; (ii) isotopic mixing calculations involving depleted mantle and upper to lower crustal endmembers aiming at reproducing the $\epsilon\text{Hf}_{(306\text{ Ma})}$ of 62.6 to 65.3 recorded by vaugnerite zircons. Both methods suggest that the crustal component represents less than 12 wt.% of the bulk, metasomatized mantle source. Crust-mantle interactions possibly resulted from subduction of Gondwana-derived sediments (as indicated by Hf model ages in excess of 1.3 Ga for the required crustal components) and/or delamination of the restitic lower crust but there is any time constraint on mantle enrichment event(s).

¹ Université de Lyon, Laboratoire Magmas et Volcans, UJM-UBP-CNRS-IRD, 23 rue Dr. Paul Michelon, 42023 Saint Etienne

² Earth Sciences Department, University of Stellenbosch, Private Bag X1, 7602 Matieland, South Africa

³ Université de Liège, Département de Géologie B20, Boulevard du Rectorat 15, 4000 Liège-Sart Tilman, Belgium

⁴ J.W. Goethe Universität, Institut für Geowissenschaften, Altenhöferallee 1, 60438 Frankfurt am Main, Germany

⁵ Université d'Orléans, ISTO, BRGM, UMR 7327 CNRS, 45071, Orléans, France

Données géochimiques sur roche totale

Annexes du manuscrit - Table 1 : Données géochimiques en éléments majeurs (exprimés en %) et en éléments traces (exprimés en ppm) déterminées sur roche totale. Éch.: Échantillon ; γ : Granite ; méta- β : méta-basite ; méta-séd : méta-sédiment.

Éch.	BAV-01	BRP-06	CQ-A1	CQ-A2	CQ-B1	CQ-B2	CQ-C3	CQ-C4	CQ-E3	CQ-E4	CSE-A1	CSE-B1
FACIÈS	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG
Coord. S	23. 29074	23. 52520	23. 44156	23. 43061	23. 42998	23. 42998	23. 43213	23. 43213	23. 44417	23. 44417	22. 90956	23. 14450
Coord. E	29. 89769	29. 63750	29. 74689	29. 75701	29. 76523	29. 76523	29. 76468	29. 76468	29. 74613	29. 74613	30. 73714	30. 66267
SiO₂	69.66	73.24	73.34	70.01	72.92	72.32	73.97	72.98	72.64	72.59	72.23	75.32
TiO₂	0.37	0.00	0.12	0.52	0.18	0.28	0.05	0.13	0.18	0.09	0.20	0.06
Al₂O₃	15.46	16.39	15.01	15.16	15.00	15.11	15.66	15.97	15.07	15.80	15.39	14.16
Cr₂O₃	0.00	bdl	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	bdl	0.00
FeOt	2.52	0.16	1.53	2.53	1.03	1.32	0.62	0.51	1.28	0.92	1.51	0.87
MnO	0.04	0.01	0.03	0.04	0.01	0.02	0.01	0.00	0.03	0.02	0.02	0.00
MgO	1.12	0.00	0.77	0.99	0.54	0.57	0.22	0.31	0.52	0.59	0.48	0.06
CaO	3.88	2.83	1.71	2.32	1.61	1.74	1.72	1.67	2.20	1.79	2.50	1.23
Na₂O	4.84	6.29	4.84	5.00	5.75	5.69	6.06	6.27	5.57	5.48	5.60	5.44
K₂O	0.50	0.70	1.12	1.56	1.45	1.28	0.69	0.75	1.17	1.33	0.90	2.36
P₂O₅	0.11	0.01	0.05	0.16	0.10	0.11	0.05	0.06	0.08	0.06	0.05	0.03
L.O.I.	0.36	0.28	0.46	0.46	0.34	0.59	0.53	0.32	0.32	0.53	0.89	0.40
Total	98.86	99.91	98.99	98.76	98.93	99.03	99.59	98.97	99.07	99.20	99.77	99.93
Sc	15.50	4.14	12.60	14.43	12.97	13.18	14.78	14.67	13.18	13.25	6.00	13.17
V	49.91	14.43	22.53	51.45	22.90	30.08	22.92	21.02	27.51	16.56	31.08	21.59
Cr	16.97	9.39	117.91	59.63	61.19	23.71	124.17	11.13	94.00	21.97	15.63	16.79
Co	117.85	240.55	125.20	124.49	104.01	183.41	102.02	330.20	130.29	84.24	197.98	161.50
Ni	17.51	3.99	4.23	10.74	15.55	7.18	7.35	9.11	12.53	9.73	16.24	7.08
Cu	14.65	16.41	5.33	6.52	7.99	7.65	5.01	10.45	9.37	7.81	60.37	6.57
Zn	25.83	14.11	9.10	60.78	37.76	54.36	17.48	21.41	48.79	30.59	107.20	32.40
Rb	2.61	12.56	30.08	84.11	19.00	42.22	5.17	7.72	43.60	16.13	60.08	73.41
Sr	593.1	585.1	489.9	715.7	490.7	653.1	580.3	666.1	427.9	300.3	550.4	772.1
Y	7.82	0.92	1.91	9.95	4.02	3.48	3.09	4.98	3.57	2.85	4.58	0.48
Zr	145.74	62.69	103.08	130.28	92.93	125.49	38.29	138.28	125.93	62.13	107.48	98.76
Nb	2.26	0.13	1.54	4.98	3.98	4.53	1.35	3.95	3.70	1.09	2.47	1.77
Mo	0.32	0.45	6.91	4.03	4.11	1.71	8.99	0.61	6.88	1.57	0.50	1.11
Cs	0.11	0.25	0.36	2.56	1.20	3.33	1.22	0.81	1.11	0.58	2.87	1.93
Ba	288.0	295.5	1760.3	531.9	501.4	468.0	839.4	765.7	340.5	204.1	255.2	979.1
Hf	4.54	2.12	1.45	3.99	3.26	3.70	1.17	4.73	3.28	2.40	2.96	3.86
Ta	0.35	0.06	0.22	0.67	0.41	1.08	0.52	1.44	0.63	0.16	0.18	1.40
Pb	4.20	12.62	32.88	11.68	36.53	19.76	39.02	37.30	16.69	20.43	24.92	19.49
U	0.04	1.11	0.30	1.24	2.12	1.10	0.24	3.35	3.69	0.34	2.12	1.64
Th	0.15	0.73	0.28	4.96	6.41	3.32	0.38	1.33	1.19	0.57	0.27	0.63
La	12.23	8.07	10.41	28.59	27.30	19.37	6.91	14.31	18.36	8.79	14.41	3.06
Ce	21.48	13.13	20.97	54.36	52.71	40.80	13.54	27.49	32.96	16.84	46.97	7.20
Pr	2.34	1.36	1.95	5.95	5.14	4.28	1.33	3.06	3.24	1.83	3.26	0.58
Nd	8.92	3.77	6.08	22.06	16.68	14.75	5.09	10.94	10.27	7.09	10.81	2.03
Sm	1.72	0.42	1.08	3.73	3.07	2.40	0.98	2.64	1.43	1.01	1.76	0.32
Eu	0.78	0.65	0.52	1.09	0.73	0.71	0.77	0.83	0.47	0.52	0.60	0.22
Gd	1.67	0.29	1.08	3.48	2.34	1.52	0.61	2.07	1.23	0.95	1.12	0.28
Tb	0.22	0.04	0.05	0.41	0.30	0.17	0.11	0.28	0.13	0.13	0.20	0.04
Dy	1.51	0.15	0.29	2.18	1.26	0.67	0.42	0.98	0.59	0.62	0.89	0.10
Ho	0.27	0.04	0.08	0.41	0.17	0.14	0.14	0.18	0.12	0.12	0.19	0.03
Er	0.94	0.12	0.26	1.01	0.39	0.29	0.30	0.47	0.37	0.29	0.46	0.06
Tm	0.12	< 0.05	0.03	0.15	0.04	0.05	0.05	0.10	0.07	0.07	0.06	0.03
Yb	0.82	0.18	0.32	0.84	0.25	0.41	0.25	0.69	0.51	0.39	0.39	0.19
Lu	0.13	< 0.05	0.02	0.12	0.05	0.06	0.08	0.10	0.05	0.04	0.06	0.06

Annexes du manuscrit - Table 1 : (suite)

Éch.	CSE-B3	CSE-B4	CSE-C1	CSE-D1	CSE-D2	CSE-D3	CSE-F1	CSE-F2	CSW-B7	CSW-C10	GO-01	HR-02
FACIÈS	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG
Coord. S	23. 14532	23. 14666	23. 14403	23. 35472	23. 35472	23. 35472	23. 47141	23. 47117	23. 51119	23. 49128	23. 14700	23. 15042
Coord. E	30. 66244	30. 66192	30. 64204	30. 61187	30. 61187	30. 61187	30. 37402	30. 37432	29. 35515	29. 36228	29. 75659	29. 47466
SiO₂	72.81	72.55	73.58	71.62	70.54	70.07	71.21	69.54	72.18	72.52	74.73	73.74
TiO₂	0.06	0.08	0.10	0.15	0.38	0.40	0.25	0.25	0.25	0.12	0.06	0.05
Al₂O₃	15.62	15.78	14.88	15.01	14.64	14.72	15.13	15.50	14.92	15.63	14.99	15.19
Cr₂O₃	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	bdl	0.00	bdl	0.00
FeOt	0.35	0.63	0.56	1.07	2.61	2.62	2.18	2.19	1.79	0.87	0.41	0.22
MnO	0.01	0.01	0.01	0.03	0.05	0.05	0.04	0.04	0.02	0.01	0.02	0.01
MgO	0.07	0.13	0.13	0.31	1.29	1.34	0.67	0.93	0.93	0.42	0.19	0.32
CaO	1.79	1.85	1.15	1.28	2.88	2.98	2.89	3.44	2.51	1.92	1.04	2.12
Na₂O	6.36	6.91	6.20	5.38	4.33	4.10	4.99	4.69	4.68	6.08	6.51	5.14
K₂O	1.52	1.23	1.79	3.14	1.59	1.89	1.24	1.41	1.21	0.94	1.20	1.15
P₂O₅	0.06	0.04	0.03	0.07	0.14	0.14	0.08	0.12	0.10	0.07	0.02	0.05
L.O.I.	0.26	0.14	0.54	0.34	0.54	0.62	0.37	0.64	1.44	0.90	0.53	1.21
Total	98.91	99.36	98.98	98.41	99.00	98.94	99.06	98.76	100.03	99.48	99.70	99.20
Sc	12.42	12.85	14.21	13.79	16.01	15.56	14.77	20.07	18.86	13.90	4.84	12.82
V	19.55	21.28	23.18	23.87	53.23	54.66	38.66	49.40	46.01	23.02	18.63	17.24
Cr	33.92	57.28	69.81	46.36	35.63	45.18	36.86	67.94	19.06	21.75	12.63	28.00
Co	228.29	183.17	125.58	77.53	135.65	145.36	126.27	123.35	210.19	173.64	198.06	178.51
Ni	6.28	9.11	11.87	16.91	25.08	30.01	32.76	13.97	27.11	11.88	19.97	17.82
Cu	4.25	4.43	9.58	18.47	11.56	12.24	24.21	11.82	68.32	10.31	21.78	3.39
Zn	24.37	32.21	16.59	55.30	53.62	48.22	39.59	41.96	92.44	23.00	16.52	9.41
Rb	32.14	23.23	31.09	84.79	76.48	68.26	49.83	37.93	124.99	39.42	31.87	14.22
Sr	921.0	1284.8	435.9	621.0	389.1	451.2	425.5	460.2	466.1	423.6	519.9	591.3
Y	1.46	1.47	3.87	6.09	8.51	11.86	6.33	16.44	5.79	9.10	1.76	1.20
Zr	88.87	74.52	139.41	119.88	108.38	101.44	101.40	111.71	126.51	120.76	205.63	34.04
Nb	2.73	2.34	2.77	5.62	10.14	8.68	3.82	3.97	4.31	3.54	0.74	1.00
Mo	2.44	3.73	5.22	3.66	0.94	1.36	2.19	4.15	0.56	1.18	0.44	2.31
Cs	0.50	0.55	0.54	4.25	5.52	3.48	2.20	1.58	4.02	4.13	0.54	0.08
Ba	665.6	862.3	763.6	774.1	277.3	453.7	316.9	531.4	291.5	198.1	468.4	496.0
Hf	3.14	3.04	5.52	3.74	3.90	3.49	3.10	4.03	3.25	4.50	6.16	1.64
Ta	1.05	1.48	0.61	0.71	2.35	1.22	0.47	0.71	0.17	0.70	0.13	0.75
Pb	16.98	16.21	25.60	24.97	9.90	11.58	9.10	10.84	48.66	41.74	34.30	17.03
U	2.43	1.27	3.89	1.22	0.69	1.10	0.32	1.01	2.39	1.53	3.99	0.42
Th	0.67	0.46	1.08	3.89	7.06	9.07	1.37	2.92	0.41	3.51	0.63	0.22
La	8.51	12.27	16.18	22.67	24.03	41.49	9.66	9.97	37.50	15.12	31.78	7.30
Ce	25.51	29.06	29.75	45.84	44.84	78.99	17.63	20.41	55.27	28.99	50.29	12.07
Pr	2.05	2.80	3.59	4.58	5.21	8.51	1.98	2.56	6.12	3.42	4.54	1.16
Nd	6.79	10.11	12.12	15.48	19.02	28.86	6.70	11.33	17.85	11.80	12.49	3.24
Sm	1.37	1.84	2.53	2.26	3.38	4.65	0.83	3.39	2.48	2.82	1.23	0.58
Eu	0.40	0.62	0.74	0.69	0.97	1.16	0.51	0.91	0.93	0.64	0.67	0.96
Gd	0.89	1.01	1.70	1.78	2.54	3.31	1.04	3.23	1.95	2.07	0.61	0.46
Tb	0.11	0.11	0.20	0.19	0.32	0.46	0.16	0.55	0.21	0.28	0.07	0.07
Dy	0.47	0.40	0.78	1.08	1.65	2.47	1.04	3.38	0.98	1.68	0.36	0.35
Ho	0.07	0.06	0.19	0.21	0.35	0.44	0.20	0.57	0.22	0.30	0.06	0.07
Er	0.24	0.17	0.43	0.63	0.92	1.28	0.86	1.60	0.50	0.90	0.16	0.13
Tm	0.03	0.04	0.10	0.12	0.14	0.22	0.09	0.26	0.09	0.15	< 0.05	0.02
Yb	0.19	0.17	0.64	0.71	1.03	1.54	0.87	1.31	0.52	1.03	0.22	0.27
Lu	0.05	0.02	0.14	0.10	0.14	0.21	0.13	0.22	0.12	0.13	< 0.05	0.04

Annexes du manuscrit - Table 1 : (suite)

Éch.	KL-E2	KL-F2	KL-H1	KL-I3	LGK-02	MA-A1	MA-C1	MA-E1	MA-G1	MUN-01	PLP-02	PO-01
FACIÈS	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG
Coord. S	23. 29949	23. 30363	23. 40191	23. 29926	23. 35457	23. 38524	23. 38210	23. 35847	xx	23. 56144	23. 49609	23. 27607
Coord. E	29. 93525	29. 93400	29. 90192	29. 93897	29. 60240	29. 85591	29. 85866	29. 87963	xx	29. 88420	29. 19364	29. 71752
SiO₂	68.70	73.07	72.99	74.18	72.45	73.29	73.51	73.44	72.72	67.91	74.61	72.82
TiO₂	0.30	0.03	0.20	0.07	0.16	0.07	0.11	0.11	0.06	0.50	0.08	0.25
Al₂O₃	15.79	14.97	14.98	15.21	15.27	15.45	15.27	14.90	15.71	15.94	14.41	14.73
Cr₂O₃	0.01	0.01	0.00	bdl	bdl	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	bdl	0.00
FeOt	2.22	1.61	1.31	0.66	1.04	0.58	0.89	0.65	0.42	3.15	0.55	1.28
MnO	0.04	0.03	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.01	0.04	0.06	0.03	0.02
MgO	1.05	0.66	0.53	0.29	0.36	0.15	0.25	0.19	0.13	1.20	0.15	0.50
CaO	2.46	1.95	2.17	1.07	1.22	1.62	1.37	1.54	1.23	2.96	1.22	2.25
Na₂O	5.79	5.37	5.60	6.80	5.77	6.25	6.03	4.88	6.15	5.17	4.25	5.63
K₂O	1.35	0.75	1.12	0.83	2.39	1.12	1.63	3.13	2.28	1.50	3.50	1.16
P₂O₅	0.13	0.07	0.04	0.06	0.07	0.06	0.04	0.06	0.08	0.17	0.03	0.14
L.O.I.	1.20	0.48	0.23	0.75	0.45	0.42	0.33	0.31	0.80	0.85	0.68	0.27
Total	99.04	99.00	99.18	99.93	99.21	99.05	99.47	99.23	99.62	99.41	99.51	99.05
Sc	14.64	16.18	13.60	4.75	5.50	13.31	14.35	13.76	13.26	15.55	5.24	13.34
V	52.55	21.47	31.47	20.94	23.49	21.17	21.49	25.97	17.12	70.14	20.28	32.20
Cr	58.66	111.78	41.58	16.07	13.29	73.98	66.75	86.26	29.91	12.61	15.05	55.06
Co	79.65	108.17	76.16	173.88	311.53	227.24	167.34	70.75	92.85	78.75	198.57	127.71
Ni	15.94	19.61	10.77	14.71	11.33	13.36	5.89	7.45	10.16	18.65	24.96	12.53
Cu	19.07	15.88	17.07	33.38	59.46	4.42	6.33	3.68	5.02	39.44	57.87	12.19
Zn	45.28	16.11	34.68	41.62	83.83	24.61	53.73	26.31	27.04	70.36	59.37	51.41
Rb	38.34	16.79	39.26	48.54	82.42	18.02	56.08	67.75	62.30	117.13	110.45	29.64
Sr	632.9	365.1	492.9	541.1	1407.4	400.2	572.5	617.9	419.7	395.2	293.0	930.5
Y	4.22	8.94	2.74	1.48	3.74	3.42	3.28	6.07	5.77	12.00	2.43	2.46
Zr	65.96	58.36	130.22	137.61	100.54	90.36	93.24	106.15	78.36	144.23	44.32	182.01
Nb	2.66	0.72	2.31	1.72	2.65	1.42	4.00	2.27	2.52	8.58	1.30	1.79
Mo	4.21	8.25	2.59	0.43	0.57	5.51	4.78	6.34	2.20	0.61	0.60	3.83
Cs	0.38	2.60	1.05	0.76	0.57	0.41	0.62	1.31	0.62	3.05	1.86	0.17
Ba	565.9	195.1	462.6	174.1	2382.3	228.5	675.3	1271.7	576.6	336.7	1270.0	555.6
Hf	2.13	3.85	4.33	4.54	2.78	3.47	1.96	5.35	2.50	4.57	1.56	5.27
Ta	0.25	0.39	0.23	0.16	0.16	0.35	0.93	0.42	0.43	0.85	0.08	0.69
Pb	12.85	25.10	17.40	15.24	79.57	20.29	20.65	21.89	25.29	16.94	65.59	13.26
U	0.22	0.84	0.42	9.39	7.76	2.95	2.23	1.10	1.45	0.68	1.07	6.86
Th	0.69	1.03	2.18	1.20	1.44	0.81	0.44	2.83	1.21	6.14	0.42	0.25
La	10.20	5.99	14.25	8.53	35.89	11.69	9.93	14.48	5.23	31.67	12.45	49.67
Ce	20.09	12.21	29.50	16.16	61.28	21.01	17.95	27.83	12.96	58.19	29.34	97.35
Pr	2.32	1.30	2.71	1.84	6.06	2.07	1.91	3.47	1.12	6.77	2.03	9.90
Nd	9.22	4.35	9.11	5.89	18.35	6.92	7.56	11.96	4.15	22.95	5.89	32.28
Sm	1.87	0.97	1.38	1.16	2.77	1.41	1.40	2.75	1.26	3.98	0.83	4.64
Eu	0.53	1.06	0.61	0.72	0.82	0.39	0.48	0.88	0.36	0.91	0.69	1.12
Gd	1.79	0.92	0.93	0.74	1.71	1.18	1.37	2.12	1.35	3.13	0.62	2.43
Tb	0.17	0.21	0.13	0.08	0.18	0.16	0.15	0.22	0.14	0.41	0.09	0.20
Dy	0.88	1.64	0.64	0.33	0.73	0.71	0.67	1.35	0.89	2.31	0.39	0.73
Ho	0.17	0.38	0.15	0.05	0.13	0.11	0.14	0.24	0.18	0.45	0.08	0.11
Er	0.44	1.14	0.40	0.13	0.29	0.38	0.23	0.63	0.84	1.21	0.24	0.24
Tm	0.07	0.18	0.07	<0.05	0.04	0.08	0.08	0.10	0.13	0.21	<0.05	0.03
Yb	0.45	1.23	0.29	0.11	0.20	0.53	0.19	0.65	0.80	1.27	0.24	0.26
Lu	0.05	0.19	0.09	<0.05	<0.05	0.09	0.07	0.11	0.17	0.24	0.05	0.04

Annexes du manuscrit - Table 1 : (suite)

Éch.	R36-C2	R36-C3	R36-D1	R36-D3	R36-D4	R36-E1	R36-E2	R36-E3	R36-F1	R525-01	R567-01	R578-A1
FACIÈS	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG
Coord. S	23. 51329	23. 51329	23. 51378	23. 51378	23. 51378	23. 50397	23. 50397	23. 50397	23. 51982	23. 63110	23. 73192	23. 18823
Coord. E	30. 01107	30. 01107	30. 00170	30. 00170	30. 00170	29. 99904	29. 99904	29. 99904	30. 04537	30. 66208	29. 25693	30. 08767
SiO₂	66.03	68.27	67.50	66.88	66.55	63.12	70.61	70.07	72.80	74.76	70.99	64.61
TiO₂	0.18	0.37	0.14	0.40	0.25	0.81	0.45	0.44	0.11	0.08	0.36	0.25
Al₂O₃	15.92	15.27	18.33	15.81	15.68	16.85	15.58	15.39	15.67	14.38	15.28	16.38
Cr₂O₃	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	bdl	bdl	0.01
FeOt	2.69	2.54	0.78	2.75	2.84	4.23	1.59	2.27	0.53	0.37	2.05	2.80
MnO	0.07	0.04	0.01	0.05	0.06	0.03	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.04
MgO	2.35	1.95	0.58	1.97	2.11	2.96	0.87	1.12	0.18	0.08	0.73	2.62
CaO	4.24	2.82	2.60	3.45	4.06	2.54	2.63	2.59	2.50	0.91	2.95	3.97
Na₂O	5.90	5.28	7.43	5.58	5.71	4.82	5.44	5.30	5.98	4.49	4.81	5.29
K₂O	0.88	1.53	1.02	1.22	0.72	2.62	1.18	1.30	0.75	4.28	1.31	1.41
P₂O₅	0.22	0.19	0.21	0.23	0.29	0.17	0.15	0.18	0.02	0.02	0.13	0.34
L.O.I.	0.64	0.82	0.55	1.21	0.55	0.79	0.40	0.33	0.45	0.36	1.02	1.17
Total	99.13	99.09	99.15	99.56	98.83	98.96	98.91	99.02	98.99	99.74	99.65	98.89
Sc	28.52	16.88	13.68	16.30	22.80	13.99	14.08	14.48	13.63	4.82	6.53	17.47
V	52.53	64.70	24.65	68.52	66.46	66.88	33.74	49.86	21.81	17.29	44.13	46.73
Cr	101.85	144.58	12.92	82.51	59.73	128.38	40.46	60.16	10.83	9.03	15.36	150.98
Co	70.71	114.01	131.56	125.19	75.58	88.55	137.64	135.33	118.56	173.59	216.50	98.00
Ni	35.90	42.22	10.42	39.47	33.53	31.81	5.97	30.16	8.48	6.79	14.93	75.49
Cu	26.69	20.15	5.36	5.82	5.28	7.93	7.43	24.91	6.41	45.88	47.10	15.35
Zn	52.43	50.12	29.90	54.82	55.06	87.56	35.81	55.51	16.82	29.34	78.69	45.69
Rb	17.50	52.43	24.84	37.37	18.86	111.56	36.61	44.29	12.14	190.20	81.82	49.95
Sr	745.0	728.2	818.9	861.0	851.3	772.4	771.6	787.8	628.2	433.8	472.6	770.1
Y	24.88	8.48	4.20	8.84	14.15	4.76	3.30	2.94	1.04	2.04	4.73	5.92
Zr	45.70	99.27	26.05	109.92	51.85	106.87	119.23	105.44	63.42	43.91	135.23	10.67
Nb	5.20	6.00	2.49	5.12	3.23	4.82	2.62	2.18	1.79	1.39	3.15	2.15
Mo	2.98	6.34	0.72	2.91	1.10	2.26	2.57	5.14	0.66	0.53	0.62	5.87
Cs	0.49	1.56	0.83	1.21	0.52	3.28	1.13	1.23	0.22	1.23	10.46	3.29
Ba	328.8	464.1	470.1	375.7	249.4	1229.4	559.0	634.2	348.9	980.8	375.6	639.7
Hf	2.00	3.56	0.57	3.71	2.05	3.73	3.44	3.48	2.47	1.64	3.70	0.42
Ta	0.49	0.32	0.53	0.27	0.19	0.31	0.39	0.23	0.73	0.07	0.18	0.16
Pb	14.22	12.80	18.13	9.49	11.47	13.41	12.42	13.97	16.02	64.12	11.93	16.65
U	7.75	0.42	0.46	0.38	10.76	0.51	0.61	0.45	3.24	2.66	2.92	0.45
Th	0.45	5.60	0.21	4.11	0.48	7.45	4.70	3.08	0.32	0.75	0.28	0.20
La	63.22	38.39	6.69	34.25	66.37	42.48	27.92	23.08	16.02	13.94	19.71	17.85
Ce	119.77	70.03	15.65	66.94	155.95	77.22	52.68	43.35	30.80	26.31	39.37	39.42
Pr	13.40	7.58	2.02	7.77	14.11	7.86	5.72	4.79	3.10	2.60	4.48	5.09
Nd	48.58	26.77	7.78	29.26	50.68	26.99	18.83	17.00	9.85	7.69	14.99	20.78
Sm	9.35	4.28	1.96	4.89	8.81	3.52	2.94	2.62	1.47	1.04	2.53	4.31
Eu	1.60	1.25	0.80	1.56	2.18	0.80	0.70	0.77	0.82	0.61	0.78	1.10
Gd	7.85	3.51	1.36	4.14	6.61	2.49	1.93	1.53	0.75	0.77	1.77	3.16
Tb	1.02	0.37	0.19	0.44	0.78	0.24	0.14	0.15	0.06	0.10	0.21	0.38
Dy	5.55	1.96	1.10	1.98	3.48	1.01	1.14	0.65	0.34	0.37	0.89	1.64
Ho	0.99	0.36	0.15	0.29	0.56	0.18	0.15	0.10	0.04	0.08	0.19	0.21
Er	2.50	0.75	0.40	0.77	1.32	0.56	0.45	0.23	0.14	0.15	0.41	0.58
Tm	0.36	0.11	0.07	0.10	0.19	0.06	0.06	0.03	0.04	< 0.05	0.06	0.05
Yb	2.12	0.66	0.26	0.64	0.90	0.39	0.35	0.35	0.13	0.16	0.36	0.35
Lu	0.27	0.09	0.07	0.10	0.11	0.06	0.01	0.05	0.01	< 0.05	0.06	0.04

Annexes du manuscrit - Table 1 : (suite)

Éch.	R578-A2	R578-D1	R578-D2	R578-E1	R578-F1	R578-G1	R578-G3	R81-01	R81-04	R81-06	RA-01	SR-04
FACIÈS	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG	TTG
Coord. S	23. 18823	xx	xx	23. 28424	23. 33110	23. 36370	23. 36370	23. 62518	23. 61483	23. 60437	23. 39954	23. 52584
Coord. E	30. 08767	xx	xx	30. 34168	30. 26398	30. 22394	30. 22394	29. 94957	29. 96472	30. 00494	30. 13193	29. 63728
SiO₂	65.78	71.78	69.63	73.10	71.75	67.06	69.54	73.49	71.10	69.67	73.28	72.94
TiO₂	0.41	0.29	0.51	0.24	0.09	0.50	0.26	0.14	0.32	0.37	0.14	0.17
Al₂O₃	15.35	14.97	14.91	14.19	16.59	15.15	14.82	14.88	15.56	15.62	14.84	15.36
Cr₂O₃	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
FeOt	3.02	1.40	3.18	1.59	0.46	3.54	2.41	1.32	1.98	2.59	0.77	0.92
MnO	0.04	0.04	0.05	0.03	0.02	0.06	0.06	0.02	0.02	0.04	0.02	0.01
MgO	2.91	0.48	0.98	0.51	0.11	1.97	1.32	0.40	0.72	0.92	0.37	0.34
CaO	3.45	1.68	2.53	2.21	1.99	3.91	3.47	2.13	2.72	3.02	1.11	2.26
Na₂O	4.76	5.64	5.23	5.05	6.80	4.75	4.67	5.49	5.43	4.99	5.64	5.84
K₂O	1.76	2.21	1.37	1.24	0.94	1.43	1.66	0.97	1.25	1.39	2.37	0.86
P₂O₅	0.19	0.11	0.16	0.10	0.05	0.17	0.12	0.02	0.11	0.14	0.05	0.03
L.O.I.	1.21	0.28	0.44	1.10	0.34	0.53	0.77	0.51	0.28	0.33	0.51	0.32
Total	98.89	98.89	99.00	99.36	99.14	99.08	99.10	99.37	99.50	99.08	99.10	99.05
Sc	15.97	13.45	16.33	14.20	12.85	17.00	19.05	13.65	14.11	14.91	13.91	13.25
V	70.97	37.80	50.05	34.12	19.93	74.55	49.87	21.89	37.04	50.52	22.14	22.60
Cr	164.88	102.78	65.18	13.77	10.19	88.68	39.35	16.24	34.33	35.15	10.13	9.92
Co	92.61	121.41	97.94	136.80	149.00	109.53	93.09	106.40	120.64	97.96	96.58	169.32
Ni	84.84	12.36	21.14	14.19	33.08	42.96	20.22	5.85	7.64	17.65	9.01	10.73
Cu	8.95	5.29	3.96	33.74	7.85	10.19	18.78	11.06	15.97	12.32	7.27	9.70
Zn	49.36	51.02	65.84	52.38	19.53	53.19	39.51	50.26	53.41	56.21	33.39	40.09
Rb	76.09	50.09	79.52	47.96	19.50	66.21	58.93	22.51	47.69	52.61	67.83	21.37
Sr	802.2	740.5	615.7	426.3	724.8	487.6	450.1	438.2	449.1	467.9	398.7	640.1
Y	6.99	3.25	14.78	6.35	3.07	17.30	27.29	3.89	5.09	8.05	2.67	2.19
Zr	108.55	88.61	147.58	96.73	111.16	114.86	95.37	139.69	143.26	119.38	110.14	126.62
Nb	4.36	2.77	8.23	7.25	1.52	9.01	7.73	5.66	3.78	5.32	3.02	2.76
Mo	4.32	6.83	3.89	0.60	0.99	4.00	1.16	1.20	3.44	2.41	0.63	0.73
Cs	5.45	1.67	5.28	5.61	0.40	4.51	3.62	0.86	1.92	1.28	2.17	0.55
Ba	701.4	921.1	398.1	261.2	394.9	247.1	360.8	302.7	315.5	364.7	933.9	584.6
Hf	3.85	2.69	4.94	2.95	4.07	3.81	3.27	3.95	4.35	3.90	4.38	3.31
Ta	0.26	0.37	0.86	0.69	0.29	0.69	0.68	0.40	0.64	0.37	0.25	0.48
Pb	14.46	20.94	16.19	20.75	18.08	8.18	8.76	14.46	11.70	9.67	28.13	18.39
U	1.19	0.85	1.60	0.49	0.96	0.41	4.78	0.54	0.17	0.28	0.50	0.49
Th	6.12	3.13	3.32	3.11	4.08	3.81	0.71	2.93	2.16	2.64	2.18	2.29
La	34.18	20.69	27.05	5.82	18.30	24.28	32.28	19.06	15.43	19.48	8.73	15.13
Ce	63.41	42.95	56.25	20.11	36.58	49.87	65.11	39.78	28.91	38.43	17.22	31.25
Pr	7.10	4.61	6.68	1.36	3.87	5.87	7.45	4.03	3.04	4.25	2.03	3.60
Nd	25.33	16.56	25.25	5.32	13.25	22.15	25.83	14.57	12.59	15.45	5.98	12.12
Sm	3.86	2.36	4.70	1.19	2.09	3.78	5.73	2.25	2.17	2.47	1.29	2.09
Eu	1.13	0.69	1.05	0.52	0.75	1.17	1.18	0.84	0.57	0.80	0.44	0.78
Gd	3.09	1.43	3.62	0.96	1.26	3.42	4.82	1.67	1.62	2.24	1.20	1.29
Tb	0.37	0.15	0.47	0.19	0.14	0.50	0.77	0.18	0.18	0.32	0.15	0.15
Dy	1.57	0.74	2.85	0.88	0.52	2.97	4.97	0.88	0.98	1.64	0.63	0.53
Ho	0.28	0.13	0.51	0.20	0.12	0.58	1.05	0.17	0.24	0.32	0.13	0.14
Er	0.64	0.27	1.46	0.72	0.23	1.81	2.92	0.40	0.45	0.83	0.34	0.29
Tm	0.09	0.04	0.22	0.10	0.06	0.27	0.40	0.09	0.03	0.10	0.04	0.06
Yb	0.49	0.34	1.32	0.60	0.36	1.73	2.57	0.53	0.37	0.77	0.36	0.29
Lu	0.08	0.04	0.18	0.13	0.09	0.28	0.43	0.11	0.07	0.11	0.04	0.07

Annexes du manuscrit - Table 1 : (suite)

Éch.	SR-06	BDK-01	CQ-E2	CQ-F1	CSE-E1	CSW-A3	CSW-B2	CSW-C9	CSW-D1	DU-01	LGK-01	MUN-02
FACIÈS	TTG	γ	γ	γ	γ	γ	γ	γ	γ	γ	γ	γ
Coord. S	23. 52471	23. 36241	23. 44417	23. 44287	23. 35665	23. 36732	23. 51003	23. 49128	23. 28819	23. 63661	23. 35457	23. 56144
Coord. E	29. 63785	29. 71643	29. 74613	29. 74557	30. 60618	29. 59459	29. 35536	29. 36228	29. 31448	30. 19707	29. 60240	29. 88420
SiO₂	70.59	73.72	73.22	75.65	75.10	73.79	72.76	74.18	72.67	74.37	67.45	73.27
TiO₂	0.33	0.01	0.06	0.07	0.03	0.02	0.37	0.03	0.18	0.13	0.51	0.16
Al₂O₃	15.20	14.82	15.31	14.22	14.35	14.61	13.78	15.19	15.09	13.74	14.76	13.83
Cr₂O₃	0.00	bdl	0.00	bdl	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
FeOt	2.26	0.29	0.50	0.40	0.35	0.50	1.73	0.33	0.74	1.20	5.56	1.55
MnO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.57	0.00	0.01	0.02	0.08	0.16
MgO	0.88	0.04	0.14	0.08	0.06	0.11	0.02	0.06	0.31	0.22	3.30	0.03
CaO	2.70	0.99	1.08	1.09	0.93	0.72	0.78	1.23	1.42	0.90	2.34	0.58
Na₂O	5.27	3.83	4.67	4.83	4.18	4.90	3.20	5.01	5.40	4.06	3.86	3.61
K₂O	1.17	5.42	3.55	2.95	4.75	3.89	5.08	3.63	2.87	4.48	1.29	5.30
P₂O₅	0.11	0.07	0.04	0.04	0.04	0.04	0.13	0.04	0.05	0.05	0.08	0.04
L.O.I.	0.41	0.30	0.60	0.28	0.33	0.66	0.63	0.31	0.27	0.38	0.09	0.55
Total	98.94	99.50	99.18	99.62	100.13	99.27	99.05	100.02	99.01	99.55	99.33	99.08
Sc	14.05	4.95	14.17	14.79	14.75	15.12	15.47	13.24	13.13	14.74	18.20	13.84
V	41.69	15.16	20.01	108.93	17.54	20.82	35.44	19.79	23.87	19.12	23.35	22.80
Cr	19.96	11.12	36.89	292.40	26.82	32.28	36.88	79.89	38.58	20.41	8.58	49.03
Co	89.14	233.32	119.29	150.25	164.42	222.65	125.44	127.47	124.24	168.34	164.93	69.56
Ni	11.38	6.55	8.77	140.87	7.93	12.62	12.73	6.06	7.64	8.33	6.11	10.55
Cu	10.42	16.33	11.83	41.63	5.14	14.10	9.24	4.23	6.85	5.16	30.96	12.01
Zn	43.79	12.48	19.91	60.14	17.89	14.30	39.11	9.83	39.97	57.47	52.85	39.59
Rb	60.61	152.70	85.28	37.41	115.76	74.38	125.53	60.78	75.06	165.02	100.70	183.63
Sr	476.7	392.6	355.1	319.5	512.9	133.0	228.2	338.8	577.6	182.7	342.5	91.0
Y	3.74	1.13	1.90	13.12	9.11	13.12	24.95	1.26	1.41	6.36	1.21	16.76
Zr	118.30	30.85	32.08	128.01	92.15	70.87	208.54	124.33	107.62	153.39	26.55	177.80
Nb	3.25	0.10	3.98	4.38	4.23	1.07	8.36	0.58	2.66	4.82	3.10	20.19
Mo	0.90	0.59	2.60	1.53	1.70	2.75	2.37	5.32	2.88	1.28	0.50	3.37
Cs	1.64	0.57	0.50	0.32	2.96	0.12	1.63	1.64	0.56	8.45	0.59	0.86
Ba	485.2	1380.8	1427.8	430.0	1252.8	448.4	921.3	1623.7	890.5	808.6	835.3	445.2
Hf	3.96	1.14	1.87	3.60	2.85	2.92	7.28	2.91	4.22	4.70	1.17	6.09
Ta	0.25	0.05	0.50	0.28	2.08	0.72	0.43	0.21	0.31	0.44	0.13	1.53
Pb	8.69	82.49	34.84	10.14	22.69	32.62	40.81	32.57	37.27	39.20	77.49	44.00
U	0.24	0.12	0.60	4.29	1.50	1.10	1.45	0.77	0.60	2.66	0.17	1.65
Th	4.39	0.11	2.79	0.81	2.26	0.38	17.56	0.20	2.59	8.75	0.53	8.43
La	24.15	5.84	13.73	26.63	5.33	4.78	52.01	3.35	14.35	19.97	7.68	26.49
Ce	44.35	9.40	28.69	53.43	10.69	10.47	118.82	5.88	28.20	48.67	14.44	92.04
Pr	5.16	0.87	2.62	6.02	1.35	1.03	13.55	0.44	2.82	4.65	1.54	7.10
Nd	16.72	2.49	8.42	20.93	4.44	3.17	47.86	1.64	9.13	15.86	4.37	23.97
Sm	2.50	0.33	1.68	3.52	1.13	0.70	8.97	0.26	1.46	3.07	0.95	4.66
Eu	0.81	0.69	0.52	1.22	0.44	0.33	0.86	0.42	0.58	0.60	0.53	0.46
Gd	1.48	0.24	1.18	2.86	1.40	0.77	6.61	0.58	1.00	2.49	0.67	3.85
Tb	0.19	0.03	0.14	0.43	0.16	0.17	0.91	0.08	0.09	0.30	0.08	0.56
Dy	0.84	0.20	0.54	2.31	1.81	1.57	4.92	0.27	0.36	1.44	0.26	3.22
Ho	0.16	0.04	0.06	0.53	0.42	0.49	0.96	0.03	0.06	0.27	0.05	0.62
Er	0.31	0.12	0.20	1.41	1.21	1.47	2.43	0.13	0.16	0.59	0.11	2.06
Tm	0.05	< 0.05	0.04	0.21	0.24	0.25	0.33	0.08	0.06	0.11	< 0.05	0.39
Yb	0.31	0.13	0.26	1.29	1.24	1.62	2.13	0.50	0.29	0.78	0.11	2.79
Lu	0.04	< 0.05	0.06	0.23	0.32	0.24	0.28	0.04	0.02	0.12	< 0.05	0.43

Annexes du manuscrit - Table 1 : (suite)

Éch.	R36-B3	R36-B5	R36-B6	R578-A5	SR-02	VN-01	CQ-D1	CSW-B3	CSW-B4	CSW-B5	CSW-C2	CSW-C5
FACIÈS	γ	γ	γ	γ	γ	γ	Méta- β	Méta- β	Méta- β	Méta- β	Méta- β	Méta- β
Coord. S	23. 51595	23. 51595	23. 51595	23. 18823	23. 52701	23. 29006	23. 44144	23. 51129	23. 51129	23. 51129	23. 48398	23. 48499
Coord. E	30. 04761	30. 04761	30. 04761	30. 08767	29. 63635	29. 57120	29. 74653	29. 35517	29. 35517	29. 35517	29. 36708	29. 36594
SiO₂	76.70	62.26	74.77	73.83	76.31	75.96	52.63	50.07	50.68	49.82	62.49	53.88
TiO₂	0.16	0.80	0.11	0.20	0.07	0.01	0.74	0.21	0.17	0.14	0.93	0.72
Al₂O₃	12.27	16.07	13.73	13.68	13.16	13.39	15.34	4.72	15.72	17.43	19.17	10.37
Cr₂O₃	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	8.75	10.09	8.62	6.26	2.40	12.68
FeOt	1.18	5.38	0.77	1.88	0.77	0.85	6.31	15.77	9.00	8.57	0.94	7.61
MnO	0.13	0.07	0.01	0.14	0.07	0.07	0.18	0.19	0.15	0.12	0.04	0.21
MgO	0.03	3.00	0.28	0.04	0.01	0.17	12.86	16.84	10.24	11.22	2.71	9.94
CaO	0.74	4.23	0.77	0.61	0.69	0.88	0.80	0.47	3.11	2.82	0.32	2.12
Na₂O	3.36	3.53	3.36	4.72	4.09	4.27	0.49	0.07	0.64	1.26	5.92	0.51
K₂O	4.68	2.48	5.55	4.38	4.35	3.49	0.10	0.01	0.02	0.02	0.07	0.07
P₂O₅	0.02	0.17	0.01	0.02	0.02	0.03	0.05	0.17	0.07	0.09	0.03	0.07
L.O.I.	0.58	0.79	0.25	0.18	0.27	0.16	1.50	1.10	1.12	1.81	4.62	1.06
Total	99.86	98.79	99.61	99.69	99.82	99.29	99.75	99.71	99.54	99.56	99.64	99.24
Sc	14.38	21.25	13.73	12.95	13.71	16.83	41.23	69.76	32.55	30.66	35.69	32.46
V	28.48	131.95	21.50	23.58	23.58	20.88	326.89	261.46	139.75	120.65	280.99	257.55
Cr	89.15	87.53	22.30	89.09	86.52	91.85	340.61	1238.1	534.39	645.16	423.76	529.53
Co	149.93	109.95	87.23	101.49	145.44	99.42	91.13	99.55	74.13	74.29	30.96	85.88
Ni	12.32	65.83	7.45	7.35	10.57	9.06	108.69	318.20	220.80	206.25	47.44	149.47
Cu	8.21	13.13	4.56	36.42	8.21	8.43	9.23	8.05	43.11	5.94	34.28	53.59
Zn	25.82	85.43	23.21	99.39	17.33	15.27	72.33	42.95	60.26	47.28	8.05	89.11
Rb	254.90	80.69	77.58	219.39	144.30	62.35	11.68	2.60	24.75	55.11	123.95	17.84
Sr	96.7	427.9	474.9	483.2	56.8	130.0	134.4	37.2	197.7	213.9	26.0	464.1
Y	36.24	22.34	4.74	34.25	33.79	22.57	17.41	8.10	6.73	5.16	4.21	15.84
Zr	131.78	93.88	16.93	639.14	121.53	130.84	40.29	5.27	9.19	8.21	32.78	48.23
Nb	18.85	6.13	1.21	42.74	67.88	0.26	2.05	0.42	0.59	0.65	2.51	2.75
Mo	7.05	1.57	1.54	6.35	6.47	6.86	3.42	0.89	0.92	1.23	3.05	4.56
Cs	3.06	2.02	0.56	3.80	0.36	0.23	0.26	0.05	0.71	0.43	1.30	0.40
Ba	447.8	516.6	3922.9	1088.9	291.5	655.3	42.0	184.2	588.1	123.7	1093.0	658.2
Hf	6.30	3.44	1.28	21.15	4.89	4.77	1.31	0.31	0.29	0.28	1.33	1.88
Ta	1.75	0.45	0.19	1.88	2.41	0.14	0.31	0.11	0.12	0.24	0.39	0.26
Pb	39.21	8.69	34.39	240.88	50.78	26.15	6.32	1.75	4.39	4.60	1.39	5.92
U	2.24	0.35	0.15	70.37	4.23	0.46	0.12	0.07	0.06	0.12	1.01	0.46
Th	9.84	1.00	1.58	206.60	7.57	0.33	0.21	0.09	0.21	0.13	0.41	1.16
La	36.33	14.77	6.27	108.03	19.43	12.46	2.90	1.47	2.15	2.24	0.66	8.51
Ce	82.76	39.89	14.70	187.72	47.21	21.57	6.76	2.11	3.39	3.16	1.07	16.19
Pr	8.93	4.65	1.38	17.07	5.37	1.93	1.03	0.47	0.60	0.58	0.16	2.33
Nd	29.83	18.33	5.76	56.02	19.91	5.11	5.52	2.41	2.71	2.50	0.70	9.77
Sm	5.62	4.25	1.03	9.39	4.74	0.93	1.73	0.66	0.73	0.62	0.31	2.40
Eu	0.56	1.01	0.80	2.37	0.63	0.62	0.76	0.32	0.42	0.32	0.23	0.85
Gd	5.06	4.16	0.81	7.84	4.95	1.20	2.57	1.00	0.75	0.72	0.54	2.91
Tb	0.84	0.67	0.12	1.03	1.01	0.28	0.48	0.21	0.14	0.11	0.08	0.50
Dy	5.73	3.96	0.90	5.52	7.76	3.00	3.10	1.44	1.06	1.01	0.74	2.98
Ho	1.21	0.85	0.23	0.99	1.71	0.80	0.66	0.33	0.24	0.18	0.13	0.64
Er	4.02	2.48	0.50	3.17	5.36	2.98	1.94	0.93	0.81	0.62	0.43	1.72
Tm	0.61	0.38	0.05	0.42	0.79	0.49	0.27	0.15	0.14	0.09	0.08	0.25
Yb	4.26	2.52	0.35	3.10	5.59	3.76	1.82	1.04	0.92	0.76	0.48	1.69
Lu	0.66	0.34	0.06	0.41	0.75	0.56	0.29	0.16	0.13	0.12	0.10	0.24

Annexes du manuscrit - Table 1 : (suite)

Éch.	CSW-C6	GO-02	KL-B1	KL-B3	KL-G1	R36-B1	R36-A2	R578-A4	R578-B2	R81-02	SR-05	CSW-C7
FACIÈS	Méta-β	Méta-β	Méta-β	Méta-β	Méta-β	Méta-β	Méta-β	Méta-β	Méta-β	Méta-β	Méta-β	Méta-séd.
Coord. S	23. 48664	23. 14721	23. 29678	23. 29678	23. 36300	23. 51595	23. 63724	23. 18823	23. 20711	23. 62069	23. 52447	23. 48648
Coord. E	29. 36473	29. 75656	29. 94257	29. 94257	29. 97364	30. 04761	30. 14956	30. 08767	30. 29673	29. 95339	29. 63788	29. 36471
SiO₂	52.14	52.73	59.66	50.48	50.15	52.25	40.39	48.80	50.33	51.63	53.17	57.14
TiO₂	0.62	0.15	0.63	0.34	0.62	1.18	0.45	0.09	2.39	0.35	1.42	0.42
Al₂O₃	13.93	3.49	15.43	4.62	13.58	16.60	1.31	7.08	12.62	12.05	13.67	11.79
Cr₂O₃	21.20	7.04	6.47	9.74	10.28	0.06	8.05	7.22	16.19	10.11	0.01	0.08
FeOt	7.90	20.62	6.58	19.65	8.37	8.55	10.70	25.64	4.30	11.50	10.19	19.87
MnO	0.24	0.16	0.05	0.20	0.17	0.10	0.21	0.12	0.20	0.16	0.16	0.19
MgO	1.47	12.15	2.80	10.62	10.63	6.85	28.06	4.38	7.97	9.89	3.74	6.36
CaO	0.75	0.49	3.94	0.46	2.98	4.58	0.25	0.58	2.93	1.87	10.29	1.90
Na₂O	0.34	0.16	0.90	0.12	1.13	3.33	0.08	1.11	1.04	0.49	3.73	0.32
K₂O	0.03	0.01	0.20	0.01	0.08	3.65	6.64	0.01	0.27	0.03	0.91	0.04
P₂O₅	0.11	0.25	0.03	0.33	0.08	0.21	0.00	0.40	0.02	0.14	0.15	0.04
L.O.I.	-0.24	2.31	3.05	2.88	1.24	0.71	3.10	4.25	0.78	1.28	0.61	-0.70
Total	98.49	99.56	99.74	99.45	99.31	98.07	99.24	99.68	99.04	99.50	99.19	97.45
Sc	28.09	17.30	20.41	22.72	34.45	19.89	13.95	31.94	25.04	39.23	33.58	23.41
V	207.82	97.84	126.82	119.56	243.86	183.67	143.64	312.62	130.35	222.09	367.15	136.41
Cr	809.96	1814.7	216.13	2387.8	542.48	426.66	13.55	101.29	2916.5	967.77	57.44	538.90
Co	120.84	86.98	64.94	89.76	103.60	86.58	32.30	72.40	86.93	90.43	80.07	124.63
Ni	304.35	1095.1	116.81	1242.6	173.33	279.85	14.84	75.74	1327.6	227.54	95.74	141.98
Cu	17.50	16.41	58.11	14.40	169.74	12.50	25.17	127.09	21.87	17.43	59.22	22.87
Zn	81.63	46.96	56.10	96.65	78.90	117.39	97.88	148.50	56.56	65.84	86.86	68.86
Rb	13.99	1.96	26.28	1.17	37.42	129.38	1.37	31.90	63.16	18.53	29.24	1.18
Sr	158.0	170.0	668.1	66.6	316.5	316.1	638.1	255.0	52.5	92.6	293.4	29.1
Y	20.55	4.98	18.42	10.44	13.68	15.90	38.42	37.41	5.30	10.00	33.77	12.65
Zr	80.68	5.28	104.33	13.96	28.46	92.43	284.57	159.41	2.67	12.77	80.92	46.33
Nb	4.64	0.63	4.96	2.62	1.57	7.83	12.80	12.63	0.45	0.77	4.77	4.16
Mo	11.06	0.69	3.53	1.13	1.32	1.01	1.86	1.23	0.97	1.22	2.15	1.58
Cs	2.22	0.10	0.78	0.16	0.77	3.77	0.08	0.35	17.01	0.70	0.29	0.14
Ba	1113.6	106.7	429.2	12.4	165.2	607.6	8.5	424.9	37.2	92.0	1255.0	368.1
Hf	2.61	0.16	3.46	0.74	1.01	3.53	6.11	5.62	0.11	0.48	2.79	1.70
Ta	0.65	0.13	0.49	0.30	0.26	0.59	1.53	0.92	0.21	0.27	0.39	0.41
Pb	3.19	2.47	2.94	1.91	5.84	5.13	2.69	10.47	5.52	2.48	5.66	1.90
U	0.69	0.13	0.21	0.14	0.18	0.38	3.76	0.80	0.27	0.14	0.37	0.63
Th	3.40	0.20	0.29	0.33	0.40	1.44	0.88	2.89	0.17	0.12	0.68	2.80
La	15.89	2.00	24.84	5.18	3.34	21.35	77.52	22.10	0.78	1.11	6.28	14.10
Ce	33.16	3.33	55.24	16.25	7.58	44.50	243.09	48.84	1.27	1.83	14.89	28.78
Pr	3.93	0.54	6.94	2.37	1.14	5.14	37.30	6.75	0.15	0.44	2.33	3.63
Nd	15.77	2.36	28.49	10.75	6.05	19.33	170.74	29.56	0.68	2.09	11.56	13.81
Sm	3.36	0.60	5.76	2.46	1.50	3.52	32.33	7.43	0.21	0.66	3.66	2.95
Eu	0.53	0.48	1.78	0.62	0.62	0.94	8.76	2.00	0.09	0.35	1.45	0.54
Gd	4.44	0.75	4.82	2.43	2.14	3.27	24.83	7.44	0.46	1.13	4.79	2.68
Tb	0.67	0.12	0.65	0.34	0.39	0.43	2.45	1.19	0.10	0.20	0.89	0.43
Dy	4.02	0.81	3.65	1.83	2.61	2.69	10.41	7.05	0.70	1.71	5.97	2.34
Ho	0.80	0.20	0.70	0.40	0.57	0.60	1.58	1.46	0.19	0.38	1.34	0.46
Er	2.26	0.56	1.96	1.11	1.48	1.70	3.04	4.04	0.67	1.28	3.75	1.37
Tm	0.33	0.08	0.28	0.15	0.24	0.22	0.31	0.55	0.10	0.19	0.58	0.20
Yb	2.16	0.54	1.88	1.05	1.65	1.49	1.78	3.88	0.72	1.30	3.66	1.39
Lu	0.32	0.10	0.30	0.16	0.23	0.24	0.21	0.53	0.12	0.19	0.53	0.17

Annexes du manuscrit - Table 1 : (suite)

Éch.	CSW-C8	HR-01	HR-03	KL-A4	KL-F1	KL-F3	MA-B1	UHT-1	UHT-2	UHT-3	UHT-4	UHT-5
FACIÈS	Méta-séd.	Méta-séd.	Méta-séd.	Méta-séd.	Méta-séd.	Méta-séd.	Méta-séd.	Méta-séd.	Méta-séd.	Méta-séd.	Méta-séd.	Méta-séd.
Coord. S	23. 48748	23. 15042	23. 15042	23. 28753	23. 30363	23. 30363	23. 38315	23. 25498	23. 25498	23. 25498	23. 27445	23. 27169
Coord. E	29. 36393	29. 47466	29. 47466	29. 95965	29. 93400	29. 93400	29. 85880	29. 74402	29. 74402	29. 74402	29. 73412	29. 71276
SiO₂	50.89	57.68	73.51	78.99	51.68	56.49	59.64	57.71	58.90	54.74	49.02	50.89
TiO₂	0.44	0.82	0.45	0.33	0.60	0.73	0.60	0.82	0.68	0.84	1.10	0.94
Al₂O₃	9.39	16.59	13.07	9.78	14.72	15.96	16.26	16.91	17.57	18.23	13.94	19.11
Cr₂O₃	0.23	0.15	0.04	0.02	0.16	0.13	0.14	0.17	0.14	0.18	0.02	0.17
FeOt	11.33	9.18	3.32	2.24	15.77	9.62	6.57	8.67	8.26	9.26	11.34	10.91
MnO	0.18	0.11	0.05	0.04	0.18	0.12	0.07	0.08	0.10	0.08	0.22	0.13
MgO	18.10	7.93	2.90	1.77	9.78	6.63	7.54	8.98	8.21	9.95	6.25	10.55
CaO	4.41	1.99	1.61	1.01	1.48	2.49	1.78	1.27	1.04	1.15	13.42	1.33
Na₂O	0.58	2.39	2.01	2.99	0.70	2.33	2.52	1.75	1.28	1.82	2.29	1.57
K₂O	0.88	1.41	1.13	1.25	1.75	2.36	2.45	1.61	1.37	1.35	0.18	1.94
P₂O₅	0.13	0.06	0.03	0.03	0.05	0.13	0.07	0.06	0.03	0.06	0.10	0.03
L.O.I.	1.59	0.64	0.97	0.31	1.25	1.30	1.17	0.95	3.25	1.24	0.57	0.93
Total	98.15	98.95	99.09	99.01	98.12	98.29	98.81	98.98	100.83	98.90	98.45	98.50
Sc	28.73	31.26	21.20	10.49	29.95	28.80	27.73	33.97	34.68	37.26	35.56	37.70
V	154.56	231.18	103.23	63.73	187.26	208.48	175.27	250.94	209.69	289.98	258.09	364.71
Cr	1653.4	1032.9	564.41	354.68	1157.0	947.39	1071.2	1232.8	995.57	1221.5	1240.6	155.40
Co	110.58	97.76	146.29	166.21	114.66	106.21	100.80	99.37	111.29	94.44	97.09	98.09
Ni	647.06	478.41	226.28	142.61	630.08	393.74	480.45	607.97	527.89	538.20	540.13	144.83
Cu	9.54	63.21	55.53	51.98	114.78	58.58	50.39	65.48	24.74	65.83	34.81	110.92
Zn	97.18	116.14	42.43	87.94	79.85	106.79	102.11	104.03	94.68	136.40	109.29	99.27
Rb	31.72	55.71	38.78	49.06	75.91	100.72	116.10	64.24	58.48	101.89	54.57	1.26
Sr	83.4	277.4	442.8	228.7	29.7	259.8	200.5	93.5	84.6	127.8	96.9	135.5
Y	10.30	16.90	17.00	14.64	16.63	18.35	17.36	20.29	22.18	29.95	16.19	25.23
Zr	30.04	105.26	88.55	85.50	68.51	91.83	74.69	87.54	88.32	110.10	104.09	50.24
Nb	3.13	5.71	3.69	3.20	4.24	5.93	5.62	5.10	5.11	7.00	4.92	2.54
Mo	1.42	4.51	12.96	0.77	11.83	11.69	6.55	6.99	1.90	4.03	2.16	1.22
Cs	0.33	2.41	1.38	2.13	13.29	6.97	13.17	3.64	4.49	3.80	2.48	0.08
Ba	263.4	729.3	440.8	360.3	211.6	644.4	337.3	271.5	391.6	460.7	277.2	81.5
Hf	1.02	3.45	2.46	2.35	2.42	3.07	2.53	2.94	3.33	3.31	3.31	1.72
Ta	0.23	0.46	0.33	0.29	0.37	0.51	0.82	0.44	0.35	0.43	0.40	0.22
Pb	2.39	6.90	7.44	20.57	7.72	10.88	9.44	5.44	6.44	6.89	5.99	2.90
U	0.28	0.49	0.23	0.73	1.22	1.59	1.60	0.57	0.45	0.41	0.86	0.04
Th	0.70	4.23	1.46	2.71	1.11	4.13	3.18	2.84	2.04	2.15	2.94	0.10
La	7.19	22.82	21.04	16.65	5.84	21.76	17.07	16.03	9.63	16.91	17.56	3.00
Ce	15.71	46.28	38.90	32.46	12.93	45.35	35.35	34.83	19.17	33.68	36.02	8.53
Pr	2.16	5.41	4.21	3.50	1.63	5.44	4.15	4.20	2.30	3.91	4.27	1.43
Nd	10.15	20.77	15.65	12.65	7.01	21.46	16.58	17.71	8.88	15.43	17.39	7.64
Sm	2.52	3.94	2.56	2.36	2.34	4.46	3.47	4.05	2.10	3.14	3.47	2.50
Eu	0.96	1.11	0.97	0.83	0.48	1.05	0.92	0.93	0.67	0.87	1.05	1.03
Gd	2.37	3.55	2.49	2.26	3.47	4.06	3.03	3.96	3.20	4.41	3.40	3.51
Tb	0.34	0.49	0.37	0.40	0.60	0.63	0.47	0.62	0.65	0.77	0.46	0.65
Dy	2.02	3.15	3.03	2.49	3.36	3.60	3.14	3.84	4.09	5.41	3.23	4.34
Ho	0.42	0.66	0.68	0.56	0.65	0.69	0.70	0.83	0.87	1.17	0.66	0.97
Er	1.06	1.98	1.95	1.48	1.87	1.99	1.99	2.42	2.31	3.37	2.01	2.91
Tm	0.16	0.27	0.28	0.22	0.29	0.28	0.33	0.38	0.33	0.52	0.30	0.42
Yb	1.08	2.19	1.91	1.44	1.91	2.10	2.05	2.45	2.23	3.34	2.06	2.96
Lu	0.14	0.33	0.27	0.21	0.28	0.32	0.31	0.35	0.31	0.50	0.28	0.41

Annexes du manuscrit - Table 2: Données isotopiques Uranium-Plomb produites sur zircons séparés.

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS						AGES [Ma]						Conc. %		
				²⁰⁷ Pb ^b		²⁰⁶ Pb ^b		rho ^c	²⁰⁷ Pb ^e		²⁰⁷ Pb		²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb			
				²³⁵ U	2σ ^d (abs.)	²³⁸ U	2σ ^d (abs.)		²⁰⁶ Pb	2σ ^d (abs.)	²³⁵ U	2σ (abs.)	²³⁸ U	2σ (abs.)	²⁰⁶ Pb		2σ (abs.)	
Échantillon BRP-06	# 1	313	171	0.10	14.98	0.61	0.548	0.021	0.96	0.1984	0.0043	2814	114	2815	89	2813	35	100
	# 2	1531	322	0.04	5.41	0.22	0.210	0.008	0.97	0.1864	0.0039	1886	76	1231	44	2711	35	45
	# 3	269	147	0.12	14.86	0.60	0.548	0.021	0.97	0.1967	0.0041	2806	114	2816	89	2799	34	101
	# 4	408	153	0.14	10.23	0.42	0.375	0.015	0.96	0.1981	0.0043	2456	100	2052	69	2810	35	73
	# 5	316	174	0.13	15.16	0.62	0.550	0.022	0.97	0.2002	0.0042	2826	115	2823	90	2827	34	100
	# 6	331	155	0.13	12.95	0.53	0.469	0.018	0.97	0.2003	0.0043	2676	109	2479	81	2829	34	88
	# 7	170	93	0.10	15.15	0.62	0.549	0.022	0.96	0.2001	0.0043	2825	115	2822	90	2827	35	100
	# 8	185	102	0.14	15.08	0.61	0.552	0.022	0.96	0.1981	0.0043	2821	115	2834	90	2811	35	101
	# 9	219	89	0.31	10.58	0.43	0.405	0.016	0.96	0.1897	0.0041	2487	101	2190	73	2740	35	80
	# 10	210	115	0.14	14.89	0.61	0.547	0.021	0.96	0.1975	0.0043	2808	114	2812	90	2806	35	100
	# 11	154	84	0.05	15.16	0.62	0.547	0.021	0.96	0.2011	0.0044	2825	115	2812	90	2835	35	99
	# 12	235	129	0.10	14.93	0.61	0.547	0.022	0.96	0.1978	0.0043	2811	115	2815	90	2808	35	100
	# 13	356	113	0.05	8.52	0.35	0.316	0.012	0.96	0.1957	0.0043	2288	93	1769	61	2791	36	63
	# 14	190	89	0.10	12.74	0.52	0.467	0.018	0.96	0.1979	0.0044	2660	109	2470	81	2809	36	88
	# 15	545	282	0.03	14.06	0.58	0.517	0.020	0.96	0.1973	0.0045	2754	113	2685	87	2804	37	96
	# 16	678	260	0.03	10.54	0.43	0.384	0.015	0.96	0.1991	0.0045	2483	102	2095	71	2819	37	74
	# 17	142	79	0.10	15.35	0.63	0.552	0.022	0.96	0.2018	0.0045	2837	116	2832	90	2841	36	100
	# 18	215	90	0.08	11.51	0.47	0.419	0.017	0.96	0.1990	0.0045	2565	105	2258	75	2818	37	80
	# 19	220	121	0.13	15.03	0.62	0.549	0.022	0.96	0.1983	0.0045	2817	116	2823	90	2813	37	100
	# 20	113	62	0.12	14.83	0.61	0.549	0.022	0.96	0.1961	0.0047	2805	116	2820	90	2794	39	101
	# 21	225	87	0.14	10.65	0.44	0.388	0.015	0.96	0.1991	0.0049	2493	104	2113	72	2819	40	75
	# 22	529	96	0.03	4.99	0.21	0.182	0.007	0.96	0.1992	0.0046	1818	75	1076	39	2820	37	38
	# 23	219	120	0.10	15.14	0.62	0.549	0.022	0.96	0.2001	0.0046	2824	116	2820	90	2827	37	100
	# 24	2314	351	0.02	4.06	0.17	0.152	0.006	0.96	0.1943	0.0044	1646	68	910	34	2779	37	33
	# 25	348	190	0.16	14.94	0.62	0.545	0.022	0.96	0.1990	0.0048	2811	116	2802	90	2818	39	99

Annexes du manuscrit - Table 2 : (suite)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS							AGES [Ma]					Conc.		
				²⁰⁷ Pb ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c	2σ ^d	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ	%	
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)		
Échantillon CQ-C4	# 1	7	4	0.01	16.74	0.82	0.573	0.024	0.85	0.2120	0.0109	2920	142	2919	97	2921	82	100
	# 4	958	223	0.00	5.21	0.10	0.232	0.004	0.87	0.1627	0.0033	1855	37	1347	21	2484	34	54
	# 5	1206	331	0.01	5.85	0.12	0.275	0.005	0.84	0.1545	0.0035	1954	41	1564	24	2396	38	65
	# 6	313	100	0.10	9.35	0.24	0.319	0.007	0.88	0.2123	0.0050	2373	60	1787	35	2923	38	61
	# 7	1487	376	0.03	6.97	0.16	0.253	0.005	0.82	0.1997	0.0051	2108	47	1455	24	2824	41	52
	# 8	230	132	0.12	16.83	1.26	0.573	0.042	0.99	0.2130	0.0052	2925	219	2921	173	2928	39	100
	# 9	112	72	0.40	22.88	0.79	0.648	0.019	0.87	0.2561	0.0087	3222	111	3221	76	3223	53	100
	# 10	129	84	0.80	23.00	0.51	0.650	0.013	0.87	0.2568	0.0056	3227	72	3227	49	3227	34	100
	# 11	697	400	0.13	16.82	0.47	0.574	0.014	0.90	0.2126	0.0052	2924	82	2923	59	2925	39	100
	# 12	2240	407	0.02	5.33	0.11	0.182	0.003	0.83	0.2125	0.0050	1873	40	1077	17	2925	38	37
	# 13	130	45	0.08	13.65	0.39	0.343	0.008	0.85	0.2883	0.0086	2726	77	1903	40	3408	46	56
	# 14	2140	618	0.05	8.43	0.18	0.289	0.005	0.86	0.2116	0.0047	2278	49	1636	27	2918	36	56
	# 15	127	72	0.22	16.62	0.39	0.572	0.011	0.85	0.2106	0.0051	2913	68	2918	46	2910	39	100
	# 16	1130	364	0.01	8.86	0.19	0.323	0.006	0.81	0.1991	0.0051	2324	51	1803	28	2819	41	64
	# 17	20	13	0.01	29.32	1.71	0.672	0.037	0.93	0.3162	0.0131	3464	201	3315	141	3551	63	93
	# 18	1577	515	0.04	9.51	0.21	0.327	0.006	0.84	0.2112	0.0050	2388	52	1822	29	2915	38	62
	# 19	582	335	0.13	16.79	0.41	0.575	0.012	0.83	0.2118	0.0057	2923	72	2928	48	2919	44	100
	# 20	803	280	0.02	9.65	0.23	0.348	0.007	0.81	0.2010	0.0055	2402	57	1927	32	2834	45	68
	# 21	292	108	0.17	10.85	0.36	0.371	0.011	0.87	0.2123	0.0071	2510	84	2033	50	2923	54	70
	# 22	263	150	0.24	16.64	0.41	0.570	0.011	0.78	0.2118	0.0065	2915	72	2908	45	2919	50	100
	# 23	1093	627	0.32	16.78	0.42	0.574	0.012	0.85	0.2121	0.0055	2922	74	2923	51	2922	42	100
	# 24	478	258	0.17	15.69	0.48	0.539	0.015	0.89	0.2110	0.0058	2858	88	2780	62	2914	45	95
	# 25	758	288	0.20	11.18	0.29	0.381	0.008	0.80	0.2130	0.0067	2539	66	2080	37	2928	50	71

Annexes du manuscrit - Table 2 : (suite)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]						Conc.	
				²⁰⁷ Pb ^b		²⁰⁶ Pb ^b		rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c		²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb		2σ	²⁰⁷ Pb		2σ	%
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)			²³⁵ U	(abs.)		²³⁸ U	(abs.)		
Échantillon CSE-B1	# 4	549	301	0.09	15.17	0.34	0.549	0.011	0.88	0.2006	0.0043	2826	64	2819	46	2831	35	100	
	# 5	995	313	0.05	8.67	0.20	0.315	0.006	0.88	0.1999	0.0043	2304	52	1764	31	2825	35	62	
	# 6	1060	286	0.02	7.25	0.16	0.270	0.005	0.88	0.1950	0.0042	2143	48	1540	27	2784	35	55	
	# 7	1600	322	0.03	5.00	0.11	0.201	0.004	0.88	0.1799	0.0038	1819	41	1183	21	2652	35	45	
	# 8	1235	352	0.25	7.13	0.16	0.285	0.006	0.88	0.1817	0.0039	2128	49	1615	29	2668	35	61	
	# 9	1664	319	0.03	4.47	0.10	0.192	0.004	0.88	0.1692	0.0036	1726	39	1130	20	2550	36	44	
	# 10	963	326	0.12	8.54	0.19	0.339	0.007	0.88	0.1827	0.0039	2291	51	1883	32	2678	35	70	
	# 11	1537	434	0.02	7.24	0.16	0.283	0.006	0.88	0.1858	0.0040	2141	48	1604	28	2705	35	59	
	# 12	395	189	0.05	13.15	0.30	0.478	0.009	0.87	0.1997	0.0044	2691	61	2517	41	2824	36	89	
	# 13	1403	299	0.03	5.48	0.12	0.213	0.004	0.88	0.1865	0.0040	1897	42	1245	22	2711	35	46	
	# 14	135	74	0.30	15.36	0.37	0.550	0.011	0.83	0.2024	0.0054	2838	68	2827	45	2846	43	99	
	# 15	1163	239	0.03	4.33	0.10	0.205	0.004	0.87	0.1530	0.0034	1699	38	1203	21	2380	37	51	
	# 16	201	103	0.33	14.08	0.32	0.512	0.010	0.86	0.1995	0.0046	2755	64	2665	44	2822	38	94	
	# 17	1542	203	0.30	2.73	0.06	0.132	0.003	0.87	0.1503	0.0033	1337	30	798	15	2349	37	34	
	# 18	298	163	0.07	15.29	0.34	0.548	0.011	0.87	0.2025	0.0045	2834	64	2816	45	2846	36	99	
	# 21	1402	254	0.12	4.45	0.10	0.181	0.004	0.86	0.1780	0.0042	1722	39	1074	19	2634	39	41	
	# 22	414	227	0.10	15.12	0.34	0.549	0.011	0.86	0.1998	0.0047	2823	64	2820	44	2825	38	100	
	# 23	1352	341	0.03	5.50	0.12	0.252	0.005	0.87	0.1584	0.0035	1901	42	1449	25	2438	38	59	
	# 24	991	469	0.03	12.95	0.29	0.473	0.009	0.87	0.1986	0.0044	2676	60	2496	40	2815	36	89	
	# 25	1412	574	0.03	11.13	0.25	0.406	0.008	0.86	0.1987	0.0045	2534	56	2198	36	2815	36	78	
	# 26	142	78	0.14	15.27	0.36	0.552	0.011	0.83	0.2005	0.0052	2832	66	2835	44	2830	42	100	
	# 27	617	265	0.09	11.75	0.26	0.430	0.008	0.86	0.1982	0.0045	2584	58	2305	37	2811	37	82	
	# 28	1541	413	0.16	7.10	0.16	0.268	0.005	0.86	0.1924	0.0044	2124	47	1529	26	2763	37	55	
	# 29	1722	446	0.03	6.14	0.14	0.259	0.005	0.86	0.1721	0.0039	1996	45	1485	25	2578	38	58	
	# 31	502	223	0.12	12.24	0.28	0.444	0.009	0.84	0.1998	0.0049	2623	60	2369	38	2825	40	84	
	# 32	1682	319	0.03	4.70	0.11	0.189	0.004	0.85	0.1799	0.0042	1767	40	1119	20	2652	38	42	
	# 33	1898	336	0.03	4.48	0.10	0.177	0.003	0.85	0.1834	0.0043	1728	39	1052	19	2684	39	39	
	# 35	1912	351	0.03	4.79	0.11	0.183	0.004	0.85	0.1896	0.0046	1784	40	1086	19	2739	39	40	

Annexes du manuscrit - Table 2 : (suite)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]						Conc.
				²⁰⁷ Pb ^b		²⁰⁶ Pb ^b		rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c		²⁰⁷ Pb		²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb		2σ	%
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)		
Échantillon CSW-D1	# 1	280	157	0.00	15.85	0.47	0.559	0.015	0.90	0.2057	0.0053	2868	84	2862	61	2872	42	100
	# 2	233	130	0.00	15.93	0.49	0.557	0.015	0.87	0.2075	0.0063	2873	88	2854	61	2886	49	99
	# 3	530	272	0.24	14.54	0.42	0.514	0.014	0.92	0.2053	0.0047	2786	80	2672	58	2869	37	93
	# 6	482	132	0.09	7.85	0.24	0.275	0.007	0.87	0.2070	0.0061	2213	67	1566	37	2882	47	54
	# 7	310	143	0.84	13.65	0.43	0.462	0.012	0.85	0.2143	0.0070	2725	85	2448	54	2938	53	83
	# 9	234	132	0.13	16.24	0.50	0.562	0.015	0.85	0.2094	0.0068	2891	90	2877	62	2901	52	99
	# 10	1895	458	0.01	5.57	0.16	0.242	0.006	0.91	0.1669	0.0041	1911	56	1397	33	2526	41	55
	# 11	181	90	0.21	14.08	0.41	0.498	0.013	0.91	0.2050	0.0050	2755	81	2606	57	2866	39	91
	# 12	16	8	0.01	14.83	0.61	0.519	0.017	0.78	0.2072	0.0105	2805	115	2696	71	2883	81	94
	# 15	68	34	0.63	14.16	0.45	0.497	0.013	0.84	0.2067	0.0073	2761	88	2602	57	2880	57	90
	# 16	120	67	0.48	15.79	0.47	0.557	0.015	0.90	0.2054	0.0052	2864	85	2856	62	2870	41	100
	# 17	460	138	0.15	8.56	0.27	0.300	0.008	0.85	0.2066	0.0069	2292	72	1693	40	2879	54	59
	# 18	658	235	0.47	9.98	0.29	0.357	0.010	0.90	0.2029	0.0052	2433	72	1967	45	2850	41	69
# 22	1270	332	0.04	7.75	0.24	0.261	0.007	0.88	0.2152	0.0062	2202	67	1496	36	2945	46	51	
# 23	254	143	0.84	16.01	0.50	0.561	0.015	0.86	0.2071	0.0067	2877	90	2869	62	2883	52	100	

Annexes du manuscrit - Table 2 : (suite)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]						Conc.		
				²⁰⁷ Pb ^b		2σ ^d		rho ^c	²⁰⁷ Pb ^e		2σ ^d		²⁰⁷ Pb		2σ		²⁰⁷ Pb		2σ	%
				²³⁵ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb ^b	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)
Échantillon KL-A4	# 1	179	102	0.24	16.31	0.67	0.568	0.023	0.97	0.2082	0.0044	2895	120	2901	93	2891	34	100		
	# 2	210	101	0.15	12.70	0.53	0.482	0.019	0.97	0.1913	0.0041	2658	110	2535	84	2753	35	92		
	# 3	57	38	0.57	23.78	0.99	0.658	0.026	0.97	0.2620	0.0057	3260	135	3261	103	3259	34	100		
	# 4	147	85	0.35	17.22	0.71	0.578	0.023	0.97	0.2163	0.0046	2947	122	2939	94	2953	34	100		
	# 5	157	86	0.36	15.06	0.62	0.548	0.022	0.97	0.1992	0.0042	2819	117	2819	91	2820	35	100		
	# 6	81	52	0.38	21.92	0.91	0.636	0.026	0.96	0.2501	0.0055	3180	132	3172	101	3186	35	100		
	# 7	174	99	0.61	16.61	0.69	0.570	0.023	0.97	0.2112	0.0046	2913	121	2910	94	2915	35	100		
	# 8	144	61	0.11	10.68	0.44	0.422	0.017	0.97	0.1837	0.0040	2496	104	2268	77	2687	35	84		
	# 9	147	76	0.30	14.74	0.61	0.517	0.021	0.96	0.2066	0.0045	2798	117	2687	88	2879	35	93		
	# 10	524	257	0.53	14.37	0.60	0.491	0.020	0.97	0.2124	0.0045	2774	115	2574	85	2924	34	88		
	# 11	102	58	0.53	16.94	0.71	0.572	0.023	0.97	0.2147	0.0047	2932	122	2917	94	2942	35	99		
	# 12	248	141	0.36	16.48	0.69	0.571	0.023	0.97	0.2092	0.0045	2905	121	2914	94	2900	34	100		
	# 13	229	133	0.27	17.59	0.73	0.583	0.023	0.97	0.2187	0.0047	2968	124	2962	95	2971	34	100		
	# 14	134	76	0.84	16.17	0.68	0.565	0.023	0.96	0.2078	0.0046	2887	121	2886	94	2888	36	100		
	# 15	304	164	0.09	14.59	0.61	0.541	0.022	0.97	0.1956	0.0042	2789	116	2788	91	2790	35	100		
	# 16	296	165	0.37	15.80	0.66	0.559	0.023	0.97	0.2050	0.0044	2865	119	2863	93	2866	35	100		
	# 17	137	73	0.01	13.82	0.58	0.532	0.021	0.97	0.1883	0.0041	2737	114	2750	90	2728	36	101		
	# 18	112	64	0.24	16.70	0.70	0.573	0.023	0.96	0.2114	0.0047	2918	122	2921	95	2916	36	100		
	# 19	167	97	0.50	17.34	0.73	0.582	0.023	0.96	0.2161	0.0048	2954	124	2956	96	2952	35	100		
	# 20	206	90	0.13	11.65	0.49	0.440	0.018	0.97	0.1923	0.0042	2577	108	2348	79	2762	36	85		
	# 21	223	129	0.86	17.33	0.72	0.580	0.023	0.97	0.2168	0.0047	2953	123	2947	95	2957	35	100		
	# 22	394	212	0.26	14.37	0.60	0.538	0.022	0.97	0.1937	0.0042	2775	116	2776	91	2774	35	100		
	# 23	242	138	0.37	16.33	0.68	0.570	0.023	0.96	0.2077	0.0046	2896	121	2908	94	2888	35	101		
	# 24	67	40	0.68	18.45	0.78	0.595	0.024	0.96	0.2248	0.0051	3014	127	3011	97	3016	36	100		
	# 25	49	29	0.32	18.56	0.78	0.598	0.024	0.96	0.2250	0.0052	3019	128	3022	98	3017	37	100		
	# 26	158	90	0.06	16.64	0.70	0.570	0.023	0.96	0.2118	0.0048	2915	123	2907	95	2920	36	100		
	# 27	131	74	0.56	16.09	0.68	0.564	0.023	0.96	0.2069	0.0047	2882	121	2884	94	2881	37	100		
	# 28	223	109	0.12	13.93	0.59	0.488	0.020	0.96	0.2073	0.0047	2745	115	2560	86	2884	37	89		
	# 29	176	72	0.01	10.69	0.45	0.407	0.017	0.96	0.1907	0.0044	2496	105	2199	76	2748	38	80		
	# 30	162	97	0.44	18.49	0.78	0.597	0.024	0.96	0.2247	0.0051	3016	127	3017	98	3015	37	100		
	# 31	315	103	0.03	7.53	0.32	0.326	0.013	0.96	0.1675	0.0038	2177	92	1820	64	2533	38	72		
	# 32	125	71	0.33	16.55	0.70	0.571	0.023	0.96	0.2101	0.0049	2909	123	2914	95	2906	38	100		
	# 33	505	188	0.01	8.66	0.37	0.372	0.015	0.96	0.1688	0.0039	2303	97	2039	71	2546	38	80		
	# 34	523	264	0.24	13.57	0.57	0.505	0.021	0.96	0.1949	0.0045	2720	115	2635	88	2784	37	95		
	# 35	161	88	0.11	14.86	0.63	0.545	0.022	0.96	0.1977	0.0046	2806	119	2805	92	2807	38	100		

Annexes du manuscrit - Table 2 : (suite)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]						Conc.
				²⁰⁷ Pb ^b		²⁰⁶ Pb ^b		rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c		²⁰⁷ Pb		²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb		2σ	%
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)		
Échantillon KL-B3	# 1	724	306	0.14	11.40	0.24	0.423	0.008	0.85	0.1954	0.0043	2556	54	2275	35	2788	36	82
	# 2	1311	202	0.13	2.21	0.05	0.154	0.003	0.84	0.1039	0.0023	1184	25	925	15	1695	41	55
	# 3	312	162	0.13	13.90	0.29	0.519	0.009	0.85	0.1942	0.0043	2743	58	2696	40	2778	36	97
	# 4	819	215	0.39	5.78	0.13	0.263	0.005	0.84	0.1593	0.0038	1943	43	1505	25	2449	40	61
	# 5	978	180	0.10	2.91	0.06	0.184	0.003	0.84	0.1146	0.0027	1385	30	1090	18	1874	42	58
	# 6	356	166	0.04	12.16	0.26	0.466	0.008	0.84	0.1892	0.0044	2617	56	2467	37	2735	38	90
	# 7	108	60	0.12	15.75	0.38	0.558	0.011	0.84	0.2046	0.0054	2862	69	2860	47	2864	42	100
	# 8	669	250	0.15	8.72	0.19	0.373	0.007	0.83	0.1695	0.0040	2309	50	2044	31	2553	39	80
	# 9	403	226	0.10	15.62	0.34	0.560	0.010	0.83	0.2024	0.0049	2854	62	2866	42	2846	39	101
	# 10	1072	214	0.11	3.46	0.08	0.200	0.004	0.82	0.1257	0.0031	1518	33	1174	19	2038	44	58
	# 11	300	167	0.04	15.19	0.35	0.556	0.010	0.82	0.1983	0.0053	2827	65	2848	43	2812	43	101
	# 12	1217	207	0.11	2.59	0.06	0.170	0.003	0.80	0.1102	0.0030	1296	30	1013	17	1802	49	56
	# 13	192	107	0.22	15.76	0.38	0.558	0.011	0.81	0.2048	0.0058	2863	69	2860	45	2864	46	100
	# 14	380	137	0.10	8.36	0.20	0.360	0.007	0.80	0.1684	0.0048	2271	54	1982	33	2542	48	78

Annexes du manuscrit - Table 2 : (suite)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]						Conc.
				²⁰⁷ Pb ^b		²⁰⁶ Pb ^b		rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c		²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb		2σ	²⁰⁷ Pb	2σ	%
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)			²³⁵ U	(abs.)				
Échantillon KL-E2	# 1	48	25	0.01	13.30	0.51	0.518	0.013	0.63	0.1862	0.0111	2701	104	2691	54	2709	97	99
	# 2	5	3	0.01	16.06	0.90	0.558	0.027	0.87	0.2088	0.0115	2880	161	2857	112	2896	88	99
	# 3	6	3	0.02	16.40	0.99	0.566	0.029	0.86	0.2101	0.0131	2900	175	2891	120	2906	99	99
	# 4	184	105	0.19	16.45	0.33	0.569	0.010	0.88	0.2096	0.0040	2903	58	2905	41	2902	30	100
	# 5	145	77	0.06	14.80	0.30	0.533	0.010	0.88	0.2015	0.0040	2803	58	2754	40	2838	32	97
	# 6	133	75	0.13	16.04	0.34	0.567	0.010	0.87	0.2051	0.0043	2879	61	2896	43	2867	34	101
	# 7	242	137	0.16	16.23	0.33	0.565	0.010	0.87	0.2084	0.0042	2890	58	2887	41	2893	32	100
	# 8	50	22	0.02	11.89	0.34	0.441	0.011	0.90	0.1957	0.0050	2596	75	2353	51	2791	42	84
	# 9	187	78	0.07	11.24	0.24	0.419	0.008	0.87	0.1947	0.0042	2543	55	2255	36	2782	35	81
	# 10	900	199	0.00	4.15	0.08	0.221	0.004	0.85	0.1362	0.0029	1665	33	1288	20	2180	36	59
	# 11	154	77	0.03	14.27	0.31	0.499	0.009	0.80	0.2076	0.0055	2768	61	2609	37	2887	43	90
	# 12	238	135	0.17	16.29	0.35	0.566	0.010	0.86	0.2086	0.0046	2894	62	2892	43	2895	36	100
	# 13	36	20	0.10	16.25	0.54	0.565	0.017	0.89	0.2084	0.0064	2892	96	2889	69	2893	49	100
	# 14	999	213	0.04	5.09	0.11	0.213	0.004	0.78	0.1732	0.0048	1835	41	1247	20	2588	46	48
	# 15	76	32	0.17	11.75	0.30	0.428	0.009	0.84	0.1992	0.0055	2585	67	2296	42	2820	45	81
	# 16	173	98	0.16	16.25	0.37	0.565	0.011	0.84	0.2085	0.0052	2892	66	2889	45	2894	40	100
	# 17	25	14	0.09	16.45	1.05	0.573	0.035	0.96	0.2083	0.0072	2903	186	2919	145	2893	56	101
	# 18	13	7	0.01	14.26	0.97	0.528	0.034	0.95	0.1958	0.0080	2767	188	2734	144	2791	67	98

Annexes du manuscrit - Table 2 : (suite)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]						Conc.
				²⁰⁷ Pb ^b		²⁰⁶ Pb ^b		rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c		²⁰⁷ Pb		²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb		2σ	%
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)		
Échantillon LGK-02	# 1	258	78	0.07	7.45	0.32	0.301	0.012	0.97	0.1797	0.0039	2167	92	1696	61	2650	36	64
	# 2	940	164	0.48	3.26	0.14	0.175	0.007	0.96	0.1352	0.0031	1470	62	1037	39	2167	40	48
	# 3	657	338	0.13	12.95	0.55	0.514	0.021	0.97	0.1825	0.0039	2676	113	2676	89	2676	35	100
	# 4	519	216	0.27	10.56	0.45	0.417	0.017	0.96	0.1839	0.0042	2486	106	2245	78	2688	37	84
	# 5	2786	245	0.85	1.34	0.06	0.088	0.004	0.97	0.1110	0.0024	865	36	543	21	1816	39	30
	# 6	1055	345	0.13	7.17	0.30	0.327	0.013	0.97	0.1592	0.0034	2133	90	1823	65	2447	36	74
	# 7	2387	323	0.64	2.30	0.10	0.135	0.006	0.97	0.1231	0.0027	1211	51	818	31	2001	38	41
	# 8	492	129	0.13	6.33	0.27	0.262	0.011	0.97	0.1756	0.0038	2023	85	1498	55	2612	36	57
	# 9	1071	121	0.99	2.84	0.12	0.113	0.005	0.96	0.1821	0.0042	1367	58	691	27	2672	38	26
	# 10	1050	215	0.14	4.09	0.17	0.205	0.008	0.97	0.1451	0.0032	1653	70	1200	45	2289	38	52
	# 11	208	70	0.13	8.13	0.35	0.335	0.014	0.96	0.1763	0.0042	2246	96	1861	66	2618	39	71
	# 12	1041	215	0.25	4.10	0.17	0.206	0.008	0.96	0.1441	0.0034	1654	70	1208	45	2278	40	53

Annexes du manuscrit - Table 2 : (suite)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]						Conc.						
				²⁰⁷ Pb ^b		2σ ^d		²⁰⁶ Pb ^b		2σ ^d		rho ^c		²⁰⁷ Pb ^c		2σ ^d		²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ	%
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)	
Échantillon SR-05	# 1	54	31	0.16	17.32	0.44	0.579	0.012	0.85	0.2169	0.0058	2953	75	2945	51	2958	43	100						
	# 2	2	1	0.01	17.38	1.72	0.580	0.047	0.82	0.2174	0.0249	2956	293	2948	191	2961	179	100						
	# 3	26	14	0.06	16.55	0.51	0.555	0.014	0.82	0.2161	0.0075	2909	90	2848	59	2952	56	96						
	# 5	13	8	0.24	17.40	0.66	0.583	0.019	0.85	0.2163	0.0087	2957	111	2962	76	2953	64	100						
	# 6	19	11	0.12	17.09	0.59	0.581	0.017	0.85	0.2133	0.0078	2940	101	2954	69	2931	58	101						
	# 7	21	12	0.37	17.50	0.59	0.582	0.017	0.85	0.2183	0.0076	2963	100	2956	68	2968	56	100						
	# 8	72	42	0.23	17.39	0.45	0.580	0.013	0.85	0.2175	0.0060	2956	77	2948	52	2962	44	100						
	# 9	30	17	0.51	17.31	0.52	0.577	0.015	0.84	0.2178	0.0072	2952	89	2935	60	2964	53	99						
	# 10	60	33	0.16	15.68	0.43	0.559	0.012	0.82	0.2034	0.0063	2857	78	2863	52	2853	50	100						
	# 11	41	22	0.23	16.19	0.73	0.542	0.012	0.48	0.2168	0.0172	2888	130	2790	49	2957	125	94						
	# 12	58	33	0.21	17.25	0.54	0.581	0.014	0.74	0.2152	0.0090	2949	92	2955	55	2945	67	100						
	# 13	48	28	0.34	17.18	0.60	0.582	0.014	0.70	0.2141	0.0107	2945	102	2956	58	2937	79	101						
	# 15	71	41	0.25	17.22	0.49	0.581	0.013	0.80	0.2151	0.0073	2947	84	2952	54	2944	54	100						
	# 16	15	9	0.66	17.22	0.90	0.579	0.019	0.62	0.2156	0.0177	2947	154	2945	77	2948	129	100						
	# 18	125	69	0.13	15.35	0.43	0.551	0.012	0.77	0.2021	0.0072	2837	79	2829	49	2843	57	100						
	# 19	24	14	0.30	17.18	0.63	0.581	0.017	0.81	0.2145	0.0092	2945	107	2953	70	2940	68	100						
	# 20	83	46	0.07	15.49	0.47	0.555	0.013	0.78	0.2023	0.0077	2846	87	2847	54	2845	62	100						

Annexes du manuscrit - Table 2 : (suite)

Analyses	U ^a [ppm]	Pb ^a [ppm]	Th/U mesuré	RATIOS								AGES [Ma]				Conc.		
				²⁰⁷ Pb ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb ^c	2σ ^d	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ	%	
				²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)		²⁰⁶ Pb	(abs.)	²³⁵ U	(abs.)	²³⁸ U	(abs.)	²⁰⁶ Pb	(abs.)		
Échantillon S4	# 1	201	107	0.32	15.29	0.42	0.530	0.011	0.79	0.2090	0.0071	2833	77	2744	48	2898	54	95
	# 2	713	180	0.04	6.22	0.14	0.253	0.005	0.89	0.1786	0.0037	2008	46	1452	26	2640	34	55
	# 3	108	67	0.56	20.19	0.44	0.618	0.012	0.88	0.2370	0.0048	3101	67	3102	47	3100	32	100
	# 4	887	231	0.08	5.78	0.13	0.260	0.005	0.90	0.1613	0.0032	1944	45	1490	28	2469	33	60
	# 5	172	109	0.50	21.42	0.45	0.632	0.012	0.88	0.2458	0.0048	3158	66	3158	46	3158	31	100
	# 6	1812	329	0.02	3.00	0.06	0.182	0.003	0.84	0.1198	0.0027	1409	30	1077	18	1954	40	55
	# 7	118	68	0.11	16.59	0.54	0.573	0.018	0.94	0.2102	0.0047	2911	95	2918	72	2907	36	100
	# 8	2123	336	0.02	2.64	0.06	0.158	0.003	0.84	0.1209	0.0029	1311	28	947	16	1970	42	48
	# 9	134	76	0.16	16.53	0.38	0.570	0.011	0.87	0.2105	0.0048	2908	67	2907	46	2909	37	100
	# 10	1177	259	0.35	4.49	0.10	0.220	0.004	0.86	0.1483	0.0034	1730	39	1281	22	2326	39	55
	# 11	388	99	0.05	5.32	0.13	0.254	0.005	0.81	0.1518	0.0043	1872	45	1461	25	2366	48	62
	# 12	215	76	0.17	9.40	0.23	0.353	0.007	0.81	0.1932	0.0056	2378	59	1948	34	2770	47	70
	# 13	135	85	0.77	21.10	0.70	0.628	0.018	0.85	0.2438	0.0084	3143	104	3140	70	3145	54	100
	# 14	253	96	0.17	10.88	0.26	0.379	0.008	0.86	0.2084	0.0052	2513	61	2070	36	2893	40	72
	# 15	135	84	0.42	21.74	0.51	0.621	0.012	0.84	0.2542	0.0065	3172	75	3112	49	3211	40	97
	# 16	1431	247	0.10	3.74	0.09	0.173	0.003	0.75	0.1570	0.0053	1580	40	1027	18	2424	56	42
	# 17	817	218	0.04	6.66	0.16	0.266	0.005	0.81	0.1813	0.0049	2067	49	1522	26	2665	45	57
	# 18	473	136	0.12	7.42	0.22	0.288	0.007	0.81	0.1869	0.0065	2163	64	1631	35	2715	57	60
	# 19	923	228	0.03	5.58	0.14	0.248	0.005	0.81	0.1635	0.0049	1913	49	1426	26	2492	50	57
	# 20	2348	313	0.02	3.85	0.10	0.133	0.003	0.75	0.2096	0.0070	1603	41	806	15	2903	54	28

Quoted uncertainties (absolute) are 2σ (95% confidence).

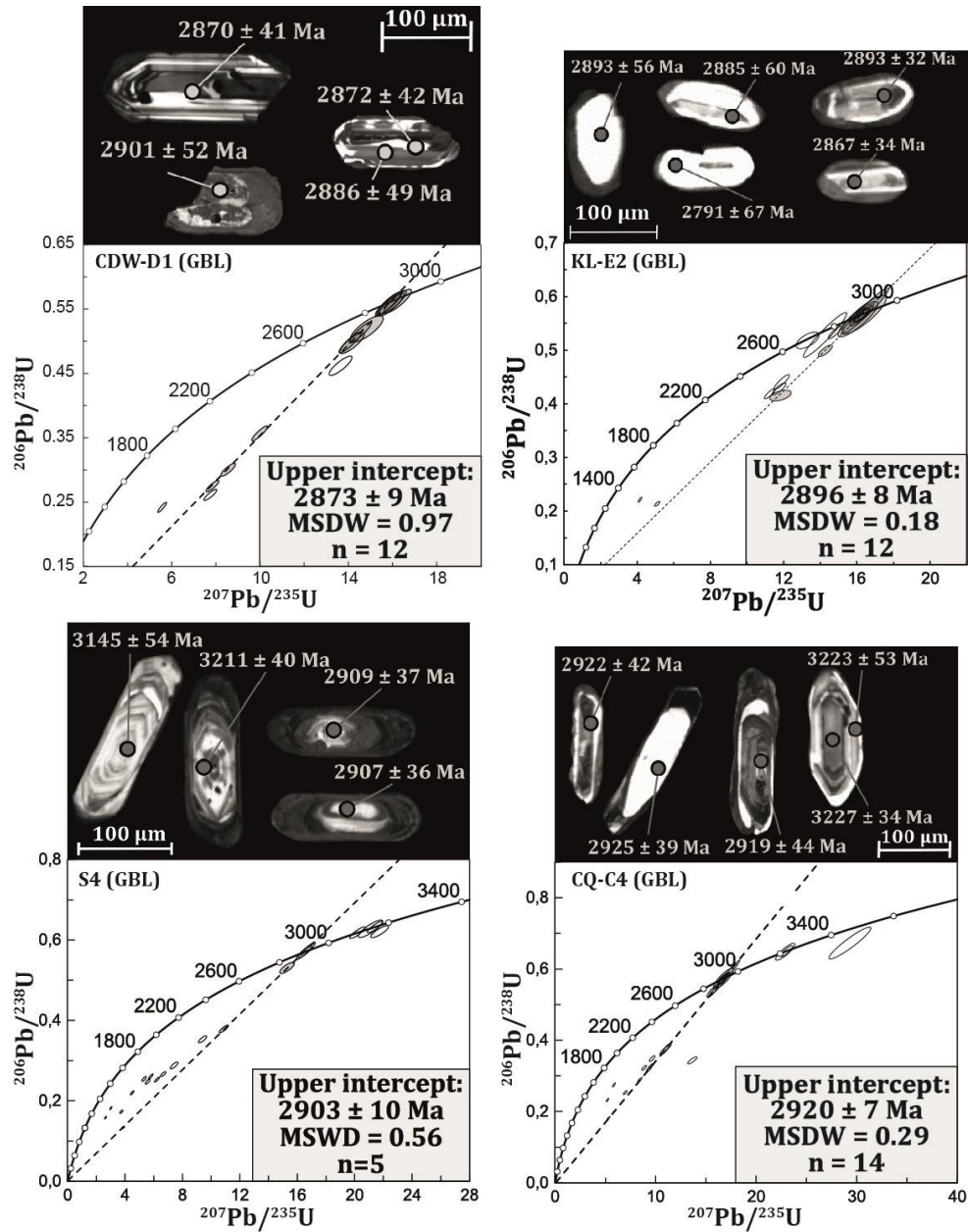
(a) U and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

(b) Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculated using $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} * 1/137.88)$

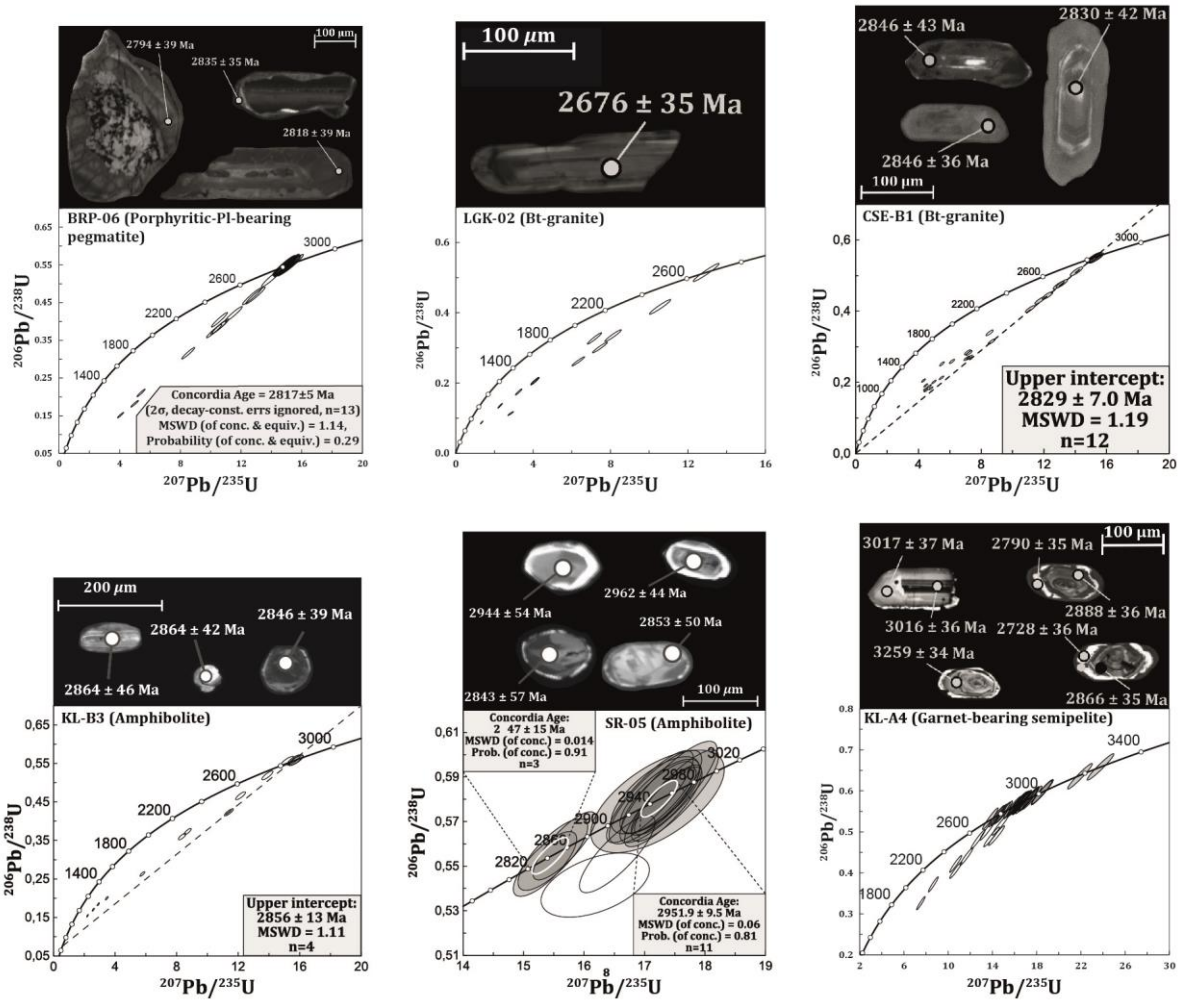
(c) Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}/^{235}\text{U}$ ratio

(d) Quadratic addition of within-run errors (2 SD) and daily reproducibility of GJ-1 (2 SD)

(e) Corrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon (~0.6 per atomic mass unit) and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975)



Annexes du manuscrit - Fig. 1: Imagerie en cathodoluminescence et diagrammes Concordia U-Pb associés des leucogranites à grenats (GBL sur la figure). Les données isotopiques U-Pb relatives à ces échantillons sont reportées en Annexes du manuscrit - Table 2. Les âges reportés sur les images sont des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concordants, l'incertitude est à 2σ absolue.



Annexes du manuscrit - Fig. 2: Imagerie en cathodoluminescence et diagrammes Concordia U-Pb associés des granites à biotite, amphibolites et méta-sédiment. Les données isotopiques U-Pb relatives à ces échantillons sont reportées en Annexes du manuscrit - Table 2. Les âges reportés sur les images sont des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concordants, l'incertitude est à 2σ absolue.