

La région de Barberton

Jean-François Moyen

18 janvier 2007

Table des matières

1	Stratigraphie et unités géologiques	4
1.1	La ceinture de roches vertes	4
a.	Le groupe d'Onverwacht	5
b.	Le groupe de Fig Tree	7
c.	Le groupe de Moodies	9
1.2	Les orthogneiss avoisinants et leurs enclaves	12
a.	Le pluton de Steynsdorp : 3.55–3.50 Ga	12
b.	Le “bloc de Stolzburg”, ca. 3.45 Ga	13
c.	Les plutons à ca. 3.2 Ga	14
1.3	Les batholites tardifs	15
2	Architecture et structures	17
2.1	Les structures dans la CRV	17
2.2	Le système de failles d'Inyoka–Inyoni	18
a.	La faille d'Inyoka–Saddleback, dans la CRV	18
b.	La zone de cisaillement d'Inyoni, dans les gneiss	18
c.	Une structure d'échelle cratonique	19
2.3	Les structures dans les gneiss TTG et leurs enclaves	20
a.	A l'échelle cartographique	20
b.	A l'échelle de l'affleurement	20
2.4	Les contacts entre CRV et gneiss et les structures en dômes	22
a.	Contacts intrusifs et mise en place des plutons	22
b.	Contacts tectoniques	23
c.	La formation des structures en dômes	25
3	Le métamorphisme dans et autour de la CRV	26
3.1	Dans la CRV proprement dite	26
3.2	Dans les gneiss du domaine NW	26
3.3	Dans les gneiss du domaine SE	26
3.4	Dans le contact entre les deux terrains : zone de cisaillement d'Inyoni	27
3.5	Synthèse	27

4	Histoire géologique	29
4.1	L'histoire précoce (3.6–3.3 Ga)	29
4.2	Les épisodes à ca. 3.2 Ga	30
a.	Subduction et arc insulaire, 3.29/3.25 – 3.23 Ga	30
b.	Collision arc–continent, 3.23–3.22 Ga	30
c.	Effondrement orogénique, 3.22–3.21 Ga	30
d.	Une orogénèse de type moderne ?	31
4.3	La mise en place des batholites à 3.1 Ga	33

La région de Barberton est le noyau le plus ancien du craton du Kaapvaal. C'est un bloc qui a été formé et structuré entre 3.6 et 3.1 Ga, ce qui en fait aussi l'un des trois plus anciens terrains du monde¹, après le Sud-Ouest du Groenland (jusqu'à 3.8 Ga) et aussi vieux que le craton de Pilbara dans le Nord-Ouest Australien (3.5 à 3.2 Ga).

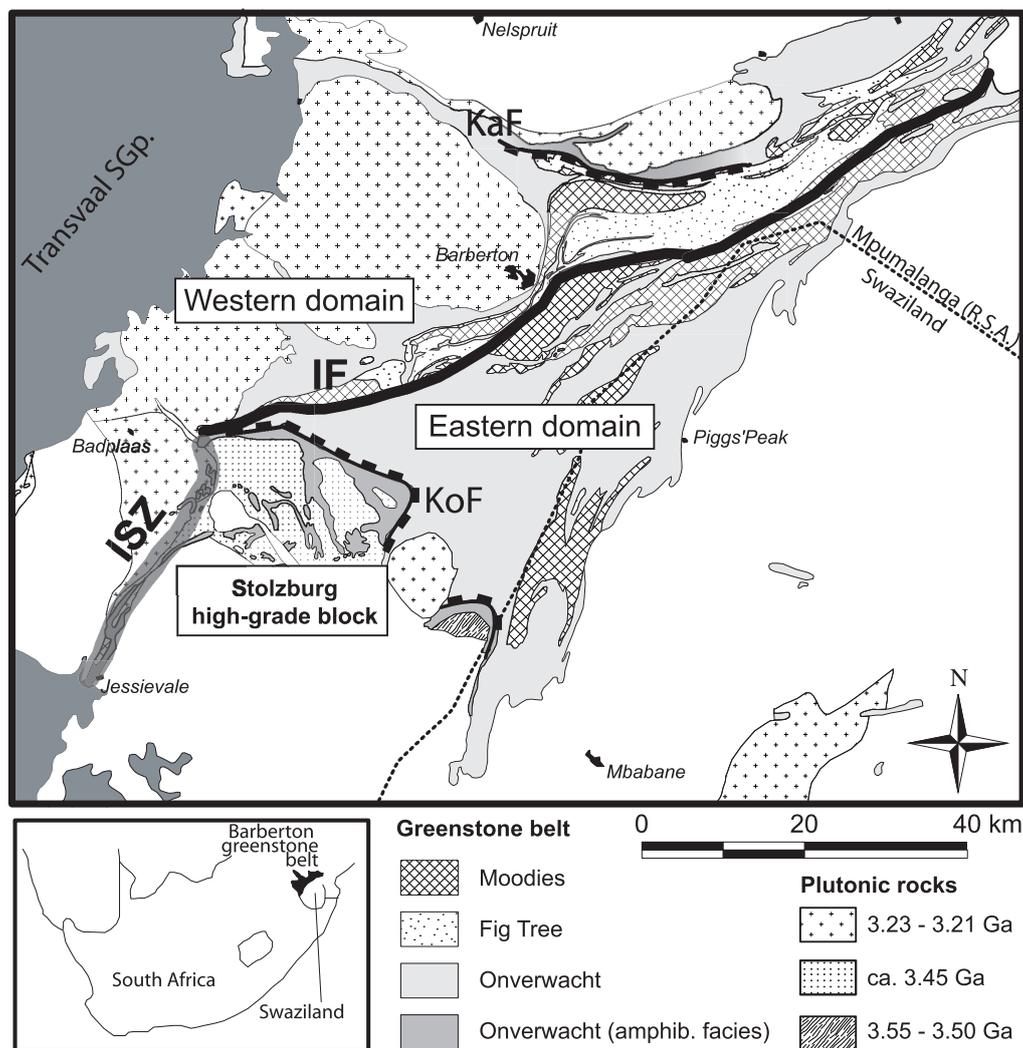


Fig. 1: Carte géologique de la région de Barberton. Les unités en gris foncés sont les couvertures sédimentaires récentes (Transvaal au Nord, Karoo au Sud). Les unités en blanc sont des les roches plutoniques vieilles de 3.1 Ga. KaF : Kaapmuiden Fault ; KoF : Komati Fault ; ISZ : Inyoni shear Zone ; IF : Inyoka Fault.

De façon simplifiée, on peut reconnaître à Barberton trois unités géologiques essentielles :

- La ceinture de roches vertes (C.R.V.) elle-même, formée de laves et de sédiments (3.55–3.21 Ga).
- Les orthogneiss (et quelques enclaves métamorphiques) avoisinants, formés lors de trois épisodes successifs, à 3.55, 3.45 et 3.25–3.21 Ga. Ce sont des granites de nature "TTG", déformés.
- Des grands batholites granitiques (s.s.) et syénitiques, plus potassiques donc que les TTG, formés à 3.11–3.07 Ga.

On peut aussi distinguer 4 phases tectoniques majeures, chacune accompagnée de plutonisme et parfois de

¹En omettant les enclaves de gneiss d'Acasta dans le Nord du Canada, certes plus anciens (4.04 Ga) mais ne formant pas un terrain de taille suffisante pour présenter une géologie reconnaissable

a. Le groupe d'Onverwacht

Le groupe d'Onverwacht occupe la base de la séquence. Dans la partie Sud-Est, il s'est formé entre 3.55 et 3.26 Ga, et son épaisseur totale est de 13 km. Dans la partie Nord-Ouest, il est plus mince (quelques kilomètres), et s'est mis en place entre 3.3 et 3.25 Ga. Dans les deux cas, le groupe d'Onverwacht est formé principalement de laves basiques et ultrabasiques (dont les komatiites), avec ici et là des intercalations de cherts, de sédiments clastiques, parfois de laves felsiques (dacites). L'ensemble (sauf les niveaux mentionnés plus bas) est faiblement métamorphisé, en faciès schiste vert au maximum. Les roches basiques et ultrabasiques sont souvent altérées (fuschite, une muscovite chromifère), en conditions hydrothermales.

Au Sud-Est

On distingue 6 formations successives, qui sont de bas en haut :

- Les formations de **Sandspruit** et **Theespruit**. Ce sont les deux seules parties du groupe d'Onverwacht qui soient en faciès amphibolite.

La formation de **Sandspruit** n'apparaît que sous forme d'enclaves au sein des gneiss TTG au Sud de la CRV ; elle regroupe des lithologies variables, non corrélables avec le reste de la CRV, et les rares âges obtenus ([Dziggel et al., 2002](#)) montrent qu'en fait elle n'est pas spécialement plus ancienne que le reste du groupe d'Onverwacht.

La formation de **Theespruit** (env. 1900 m) est plus continue ; elle est formée de schistes ultrabasiques ou, au contraire, acides, qui sont les équivalents métamorphiques des laves basiques et des dacites évoquées plus haut. On y trouve des âges aussi anciens que 3.547 Ga. La formation de Theespruit est séparée du reste du groupe d'Onverwacht par une faille, la faille de la Komati. Ces deux unités ne sont donc peut-être pas tant la partie "inférieure" de la stratigraphie, que simplement des équivalents métamorphisés et déformés des niveaux plus "supérieurs".

- La formation de la **Komati** (3.48–3.47 Ga ; env. 3100 m), au dessus de la faille du même nom, est formée essentiellement de coulées massives ou en pillows de komatiites et basaltes komatiïques. Elle est terminée par le "middle marker", un horizon continu, à valeur de marqueur régional, formé de grès volcanoclastiques et de cherts (3472 ± 5 Ma).

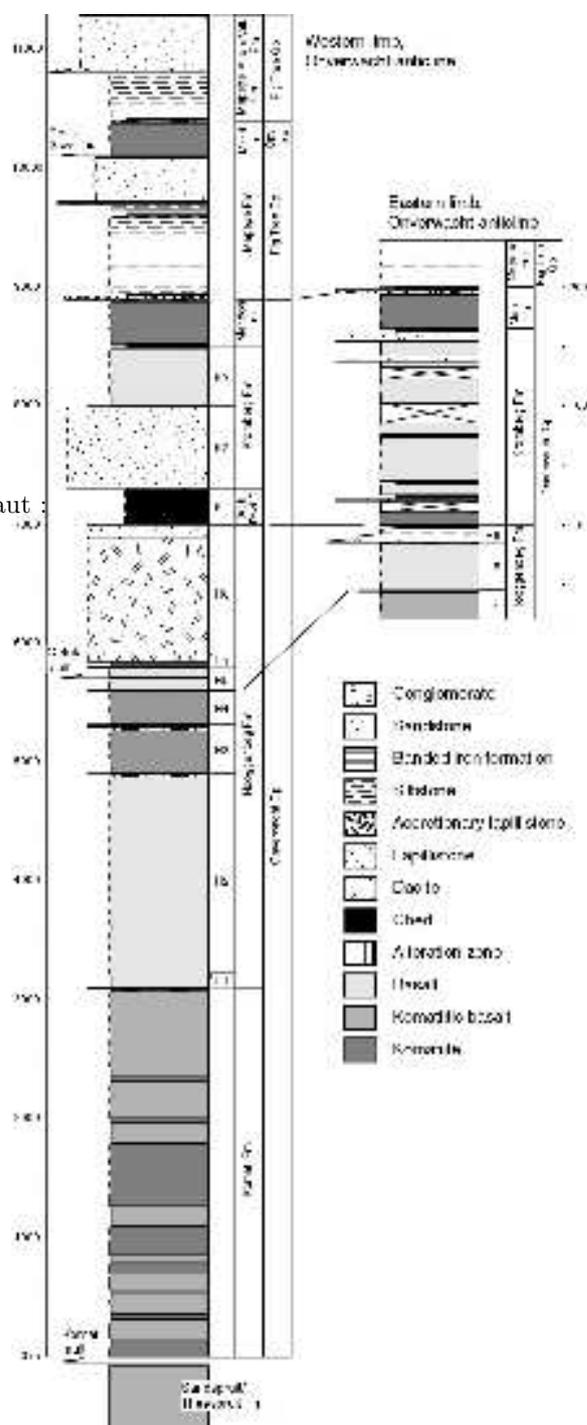


Fig. 3: Log dans le groupe d'Onverwacht ([Hofmann et al., 2004](#))

- La formation de **Hooggenoeg** (3.47–3.44 Ga, env. 3900 m) est elle aussi formée de basaltes, avec quelques niveaux de cherts intercalés, et se termine par un niveau de dacites, grès et conglomérats (niveau H6, 3445 Ma, synchrone des plutons TTG du Sud). Ce niveau est lui-même recouvert par les “Buck Reef cherts”, un niveau de cherts de 350 m d’épaisseur (3416 ± 5 Ma).
- La formation de **Kromberg** (3.41–3.33 Ga, 1700 m) se compose de basaltes et de komatiites, avec des intercalations de cherts, et se termine également par un niveau de tuff acide.
- La formation de **Mendon** (3.29 Ga, env. 400 m) comporte encore des komatiites et des unités de cherts (Msauli chert).

Au Nord-Ouest

Le groupe d’Onverwacht est regroupé dans une seule formation, indifférenciée, la formation de **Weltvreden**. Elle se compose, elle aussi, de komatiites, basaltes et cherts mineurs. On y trouve d’assez nombreux complexes basiques lités (dunités et pyroxénites), intrusifs ; ils jalonnent plus ou moins la faille d’Inyoka. Son âge est mal connu (autour de 3.3 Ga).

Des traces de vie

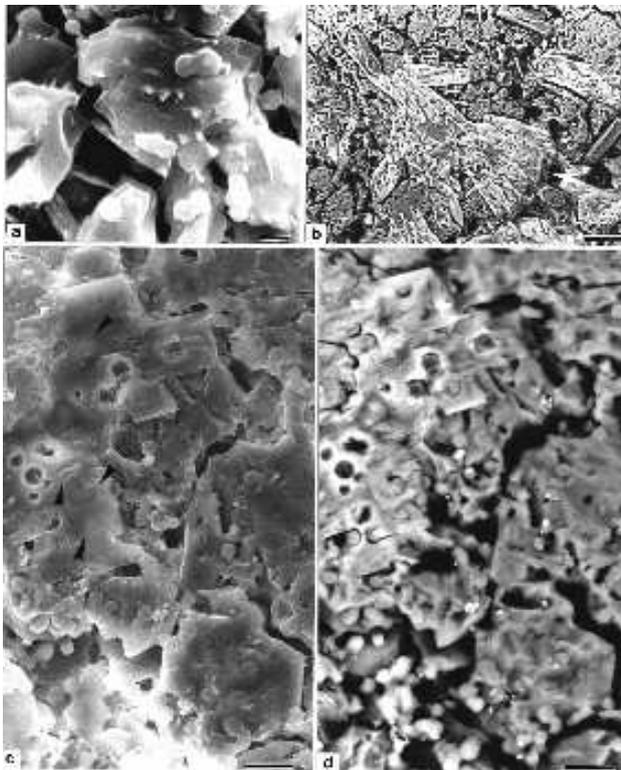


Fig. 4: Structures sphériques dans la formation de Kromberg (Westall *et al.*, 2001). (a) Sphérules isolées, ou groupées en paires et triplets (barre d’échelle : 1 μm). (b) Amas de sphérules bactériomorphes dans des pseudomorphes d’aragonite (barre d’échelle : 20 μm). (c) et (d) Amas de sphérules dans une pseudomorphe de calcite (barre d’échelle : 5 μm).

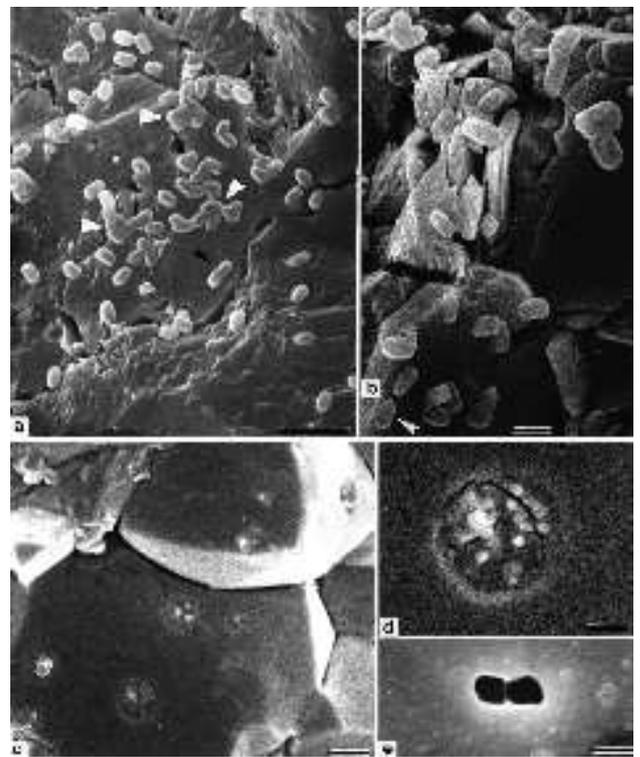


Fig. 5: Structures en bâtonnets dans la formation de Kromberg (a, b) ou de Hooggenoeg (c, d, e) (Westall *et al.*, 2001). (a,b) structures en bâtonnets incluse dans un grain de quartz (a) ou sur des grains de phyllites (b) (échelle 5 μm). (c, d) empreintes de structures bactériomorphes (échelle : (c) 1 μm , (d) 0.5 μm). (e) empreinte bactériomorphe (cellules en division ?) (échelle 1 μm)

Elles ont été reconnues par plusieurs chercheurs (Westall *et al.*, 2001, , par exemple) dans certains cherts du

groupe d'Onverwacht : des cherts carbonés (contenant de la matière organique), avec des $\delta^{13}C$ très négatifs (en particulier les Buck Reef Cherts). La morphologie de ces "fossiles" ressemble à des colonies de cyanobactéries.

Milieux de dépôt

L'essentiel du Groupe est composé de laves basiques ou ultrabasiques, ce qui évoque un milieu océanique (plateau associé à un point chaud, dorsale, rift...). L'altération des laves, la présence de filons de cherts, suggèrent un hydrothermalisme actif. Des traces de minéraux évaporitiques sont présents dans certains cherts, indiquant un milieu proche de la surface, ce qui est cohérent avec la présence d'êtres photosynthétiques. Dans certains niveaux (formation d'Hooggenoeg), il a été mis en évidence des failles normales listriques syn-sédimentaires (de Vries *et al.*, 2006), qui pourraient orienter vers un contexte de type rift.

L'ensemble évoque donc un contexte océanique, peu profond, sans masse continentale notable à proximité (pas ou peu de sédiments détritiques), et sans activité de type "subduction" (pas de laves acides). Peu de sites sur la Terre actuelle ressemblent à cette description ; il faudrait peut être se tourner vers des plateaux de type Kerguelen, ou Islande pour avoir une analogie approximative.

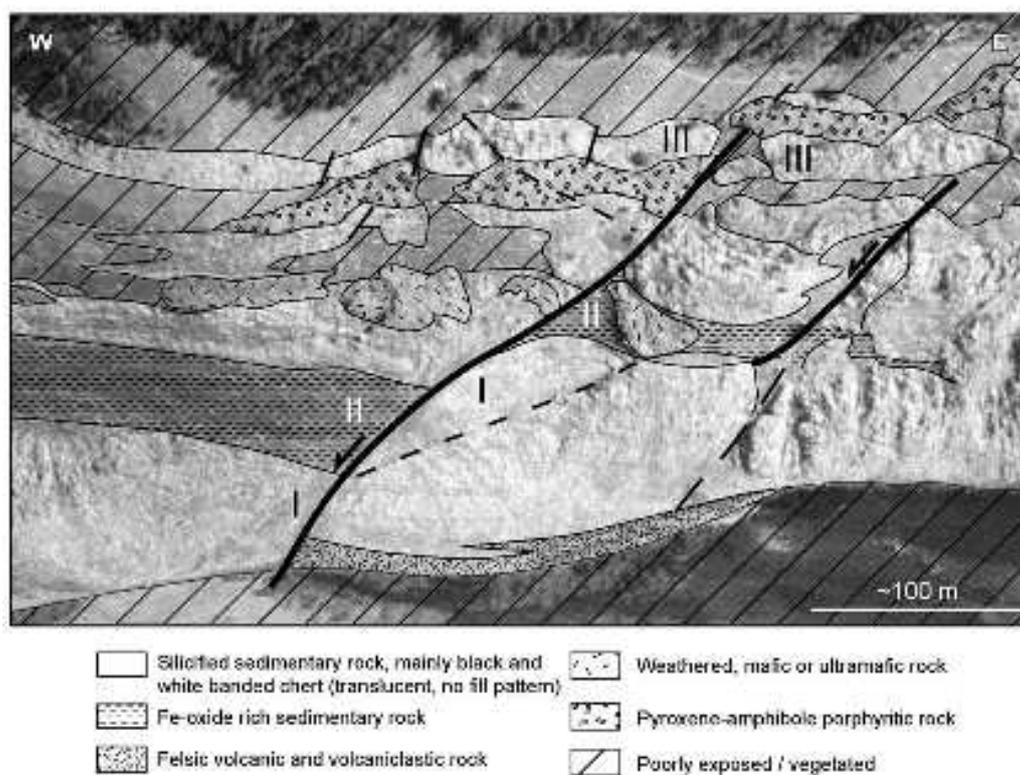


Fig. 6: Failles syn-sédimentaires dans la formation de Hooggenoeg (de Vries *et al.*, 2006). Photo aérienne interprétée ; anticlinal d'Onverwacht, proche de la faille d'Inyoni.

b. Le groupe de Fig Tree

Le groupe de Fig Tree se caractérise par l'absence de laves basiques ou ultrabasiques. Il est formé de laves massives ou de tuffs acides, de grès volcanoclastiques², d'argilites, de sédiments chimiques (BIFs). Les laves

²Ce terme est utilisé ici pour évoquer des grès pauvres en quartz, riches en fragments lithiques et en feldspaths, sans doute formés par l'altération quasi in-situ de laves ou de tuffs volcaniques

sont d'affinité calco-alcaline. C'est une formation complexe, dans laquelle il est difficile d'établir une bonne stratigraphie (elle affleure relativement mal, elle est très discontinue, on y manque de niveaux repères).

Les âges des roches du groupe de Fig Tree s'étalent entre 3.26 et 3.23 Ga.

Au Sud-Est

Deux formations sont reconnues ; elles ne sont jamais en contact normal, mais toujours tectonique :

- La formation de **Mapepe** (quelques centaines de mètres d'épaisseur) est essentiellement formée de sédiments, qui deviennent graduellement de plus en plus grossiers, de sédiments chimiques à la base, à des conglomérats au sommet. Des niveaux avec des sphérules (représentant des liquides, générés lors d'un impact de météorite et recristallisés) sont connus (Lowe *et al.*, 2003).
- La formation d'**Auber Villiers** (env. 1 km) se compose quant à elle de laves dacitiques, et de produits volcaniques associés : tuffs et grès volcanoclastiques.

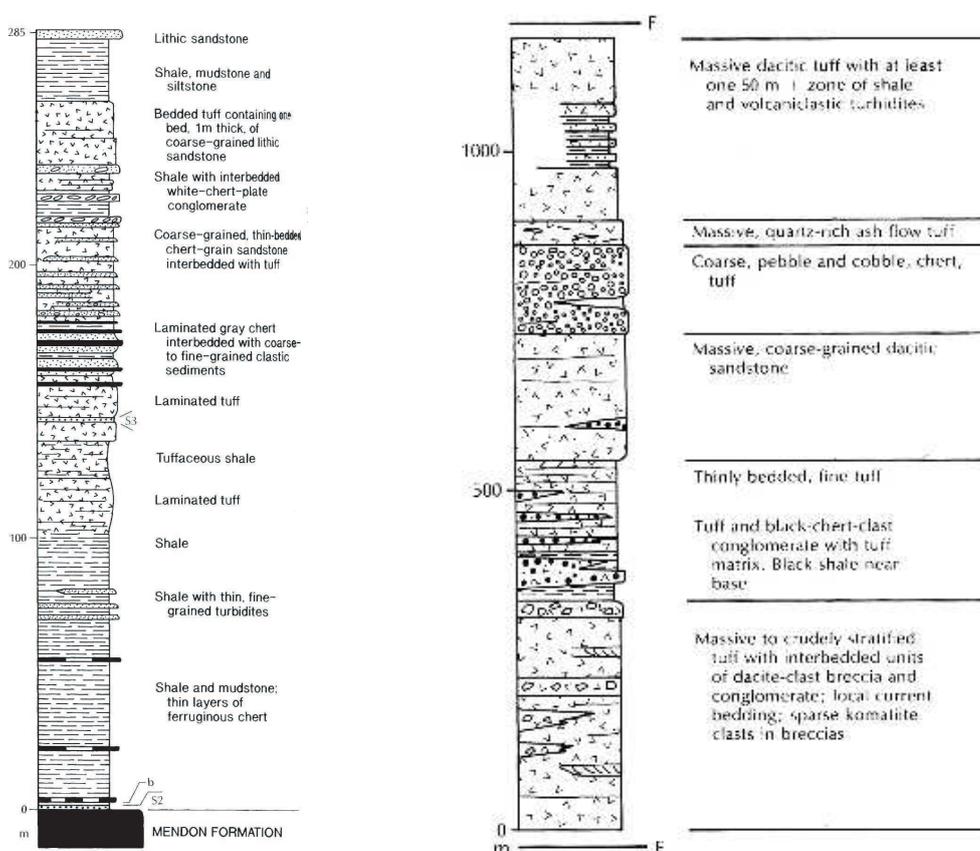


Fig. 7: Stratigraphie des formations de Mapepe (gauche) et Auber Villiers (droite) (Lowe & Byerly, 1999)

L'association de ces deux unités évoque un milieu sédimentaire allant du profond, au peu profond et même au côtier, à proximité de volcans (arc insulaire, lié à une subduction?).

Au Nord-Ouest

On distingue plusieurs formations — mais la stratigraphie n'est pas clairement fixée dans cette partie, et reste encore à préciser. Pour l'essentiel, on retrouve la même dichotomie que dans le bloc SE, avec

- Des formations à dominante sédimentaires, chimiques (BIFs) et terrigènes (shales, grès — pas de conglomérats dans cette partie) : formations de **Ulundi**, **Sheba** et **Belvue Road** ;
- Des formations à dominante volcanique ou volcano-détritique (dacites, tuffs, grès volcanoclastiques) : formations de **Bien Venue** et de **Schoongezicht** (3226 ± 1 Ma).

Ces dépôts se sont formés dans des conditions analogues à celles de la partie SE, bien que l'absence de dépôts grossiers évoque des milieux plus profonds.

Milieu de dépôt

Contrairement au Groupe d'Onverwacht, le Groupe de Fig Tree peut s'interpréter en termes de milieux analogues à ceux connus sur la Terre actuelle : l'association de laves calco-alcalines et de roches détritiques est semblable à ce que l'on connaît aux alentours des arcs insulaires actuels (bassins d'avant/arrière arc).

c. Le groupe de Moodies

Le groupe de Moodies (3.22–3.21 Ga) est formé presque uniquement de sédiments détritiques, des grès quartzeux et des conglomérats, qui forment les reliefs dominant les montagnes de la CRV.

Stratigraphie

Dans la partie NW, trois formations ont été identifiées (**Clutha**, **Joe's Luck** et **Baviaanskop**) ; chacune se compose d'une séquence analogue, allant de conglomérats à la base à des grès fins au sommet. Il est épais d'environ 3 km d'épaisseur. Dans la partie SE, le groupe de Moodies n'a pas été subdivisé, et est plus fin (500 m ? [Heubeck & Lowe, 1994](#)).

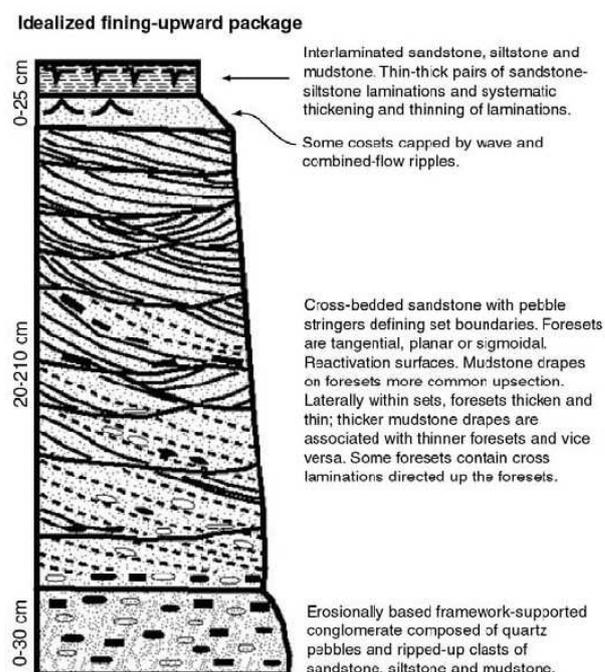


Fig. 8: Stratigraphie idéalisée des unités sédimentaires du Groupe de Moodies ([Hofmann et al., 2004](#))

Conditions de dépôt

Les grès de la partie NW sont des sédiments relativement matures, déposés dans des systèmes fluviaux/deltaïques, alimentés sans doute par le Nord(-Ouest). Ceux de la partie SE, moins bien connus, sont plus proximaux, et présentent des milieux de dépôts analogues. Dans les deux cas, il s'agit de petits bassins, discontinus, sans doute

bordés de failles actives (failles normales dans certains cas), replissés par la suite. Dans la partie NW, on observe des figures de dessiccation et des traces de marées, témoignant de milieux peu profonds.

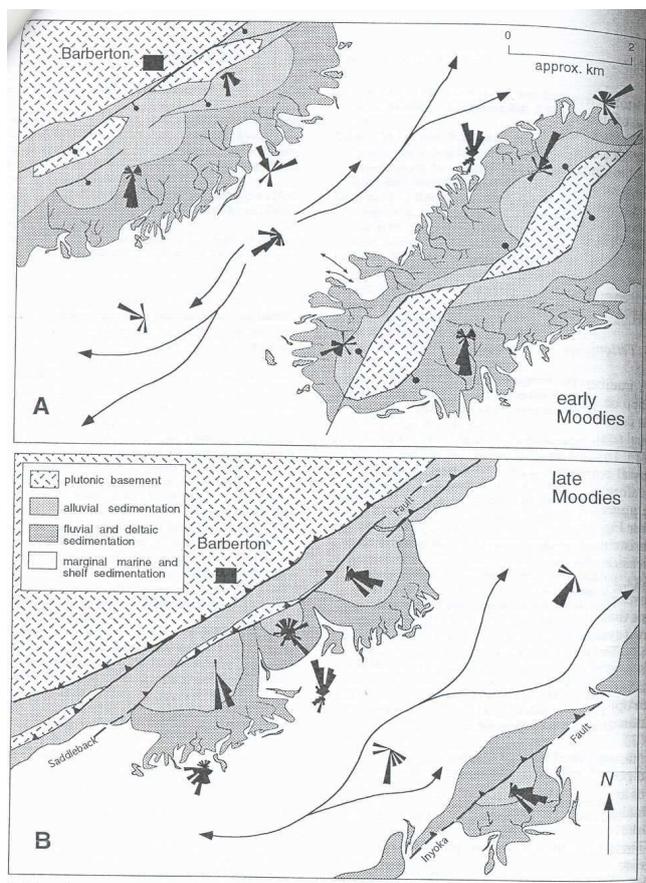


Fig. 9: Reconstitution paléogéographique lors du dépôt du groupe de Moodies (Heubeck & Lowe, 1994). En haut, dépôt de la partie inférieure du Groupe dans des bassins entourés de reliefs limités par des failles normales. En bas, inversion tectonique du bassin.

L'ensemble ressemble à un bassin molassique, très similaire aux molasses associées aux chaînes de collision modernes.

Informations sur l'environnement Archéen

L'étude des sédiments du Groupe de Moodies permet de tirer plusieurs conclusions sur les conditions de surface de la Terre Archéenne :

1. La présence de granoclassements, stratifications obliques et fentes de dessiccation témoigne d'une sédimentation fluviale, donc dans de l'eau liquide, ce qui permet de contraindre les températures de surface (entre 0 et 100 °C).
2. L'étude des cyclicités dans certains grès tidaux (qui enregistrent des cycles liés aux marées) indique que la durée du mois lunaire Archéen était plus court (une vingtaine de jours) que le mois lunaire actuel (Eriksson & Simpson, 2000).

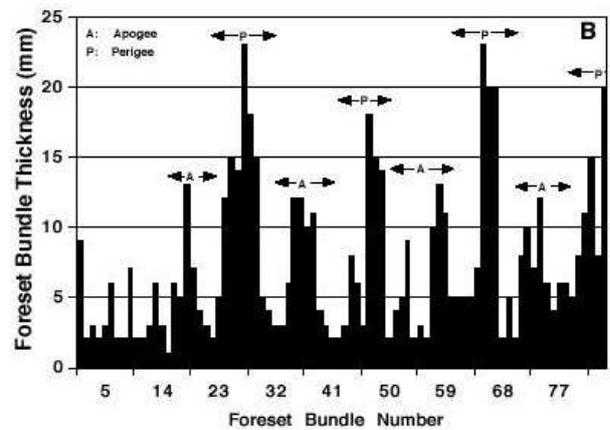
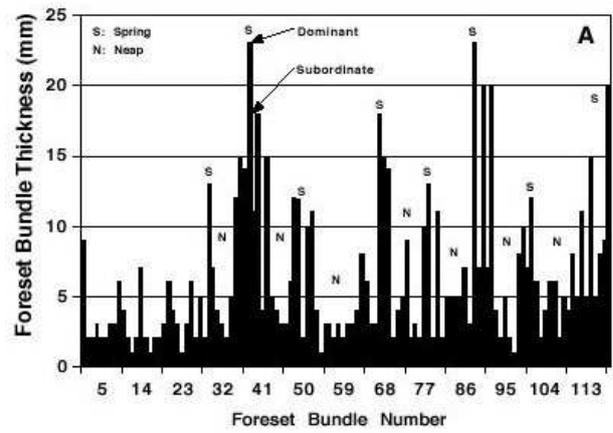


Fig. 10: Analyse des cyclicités dans les grès du Groupe de Moodies, d'après Lowe, repris par Hofmann *et al.* (2004). Les deux diagrammes représentent l'épaisseur de chaque lit en fonction de sa position "stratigraphique". En haut, données non filtrées; on constate en particulier des paires de cycles épais-fins, correspondant aux deux marées (l'une plus importante que l'autre) dans un cycle diurne. En bas, données filtrées de cette micro-cyclicité. On observe des variations de l'épaisseur selon des cycles d'une vingtaine de jours, qui correspondraient à des mois lunaires.

1.2 Les orthogneiss avoisinants et leurs enclaves

La CRV est en contact avec des orthogneiss, qui sont des plutons TTG déformés. Ces contacts s'observent surtout au Nord-Ouest et au Sud; au Sud-Est (coté Swaziland), le contact est masqué par les intrusions de granitoïdes potassiques tardifs.

Trois générations de TTG occupent les marges de la CRV. Malgré l'apparente similarité des traces cartographiques, il y a deux types de contacts bien distincts; de la même façon, une apparente similarité pétrologique pourrait pourtant cacher deux groupes aux origines légèrement différentes³.

Les TTG (tonalites, trondhémites et granodiorites) sont des roches plutoniques sodiques. Elles sont probablement formées par fusion partielle d'amphibolite, dans les conditions de stabilité du grenat. Une telle fusion peut se concevoir dans différents contextes géologiques (subduction ou base d'une croûte épaisse). Dans les détails, il est possible de distinguer plusieurs sous-types de TTG. Les tonalites (et certaines trondhémites associées) correspondent sans doute à une fusion à relativement faible profondeur (autour de 10–15 kbar), et haute température (> 1000 °C). A l'inverse, les trondhémites reflètent en majorité une fusion sous des profondeurs plus importantes (>20 kbar), et des températures plus modérées (850–950 °C). Les granodiorites (rares dans les plutons de Barberton) quant à elles correspondent plutôt à la fusion de protolithes déjà plus acides (des tonalites ou trondhémites déjà formées, par exemple).

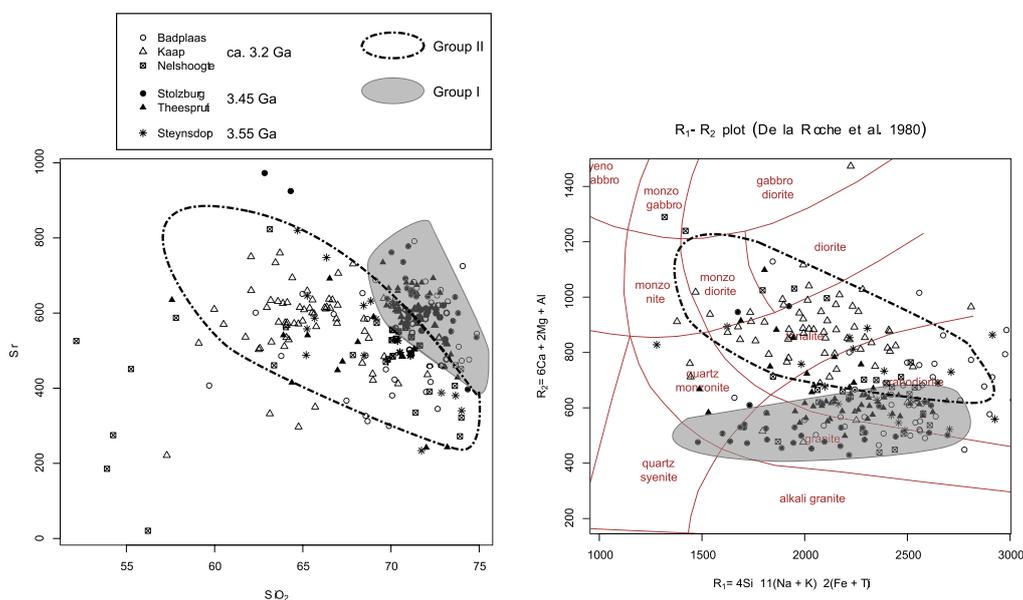


Fig. 11: Géochimie des plutons TTG, à gauche diagramme SiO₂ vs. Sr, à droite diagramme de [de la Roche et al. \(1980\)](#), prenant en compte tout les éléments majeurs. Notez dans les deux cas la différence entre le groupe I, trondhémitique, plus riche en Sr (Theespruit, Stolzburg et une partie des gneiss de Badplaas); et le groupe II, tonalitique et trondhémitique, relativement pauvre en Sr (Nelshoogte, Kaap Valley, Badplaas et Steynsdorp). Nous interprétons le groupe I comme reflétant une fusion à haute pression (>20 kbar) et le groupe II à basse pression (10–15 kbar).

a. Le pluton de Steynsdorp : 3.55–3.50 Ga

Ce petit pluton se situe au coin Sud-Est de la CRV, proche de la frontière du Swaziland. Il s'agit essentiellement d'un dôme d'orthogneiss assez déformés; il est entouré de sédiments de la formation de Theespruit, également fortement déformé (que nous interprétons comme une faille normale ductile, accommodant l'exhumation de ce

³Cette section se base principalement sur des travaux en cours à l'Université de Stellenbosch, par G. Stevens, A. Kisters, R. Belcher, C. Lana et moi-même

bloc vers la surface). Les sédiments de la formation de Theespruit au contact du pluton développent des grenats, témoignant de conditions “assez profondes”⁴.

Au point de vue pétrologique, le pluton de Steynsdorp se compose de tonalites et de granodiorites. La géochimie suggère que les tonalites se soient formées par fusion de roches basiques (similaires aux amphibolites du groupe d’Onverwacht), à des pressions de l’ordre de 10–12 kbar et des températures avoisinant les 1000 °C ; les granodiorites reflétant quant à elles la refusion de ces tonalites.

Ce pluton correspond donc à un fragment de croûte inférieure ou moyenne, composite, et remontée vers la surface, une explication similaire à celle que nous proposons pour l’ensemble des plutons à 3.45 Ga (paragraphe suivant). Cette croûte inférieure s’est formée entre 3.55 et 3.50 Ga, de façon synchrone de la base du groupe d’Onverwacht, probablement par fusion intra-crustale à la base de quelque chose qui pouvait ressembler à un plateau océanique.

b. Le “bloc de Stolzburg”, ca. 3.45 Ga

Ce bloc de 200 à 300 km² se trouve au Sud de la CRV proprement dite ; il est limité à l’Ouest par une faille ductile, la zone de cisaillement d’Inyoni et au Sud par la batholite tardif (3.1 Ga) de Mpuluzi. Il se compose d’une mosaïque de plutons TTGs, et de lambeaux de roches de la formation de Sandspruit. Trois plutons, bien cartographiables, ont été datés : le pluton de **Stolzburg**, celui de la **Theespruit**, et le petit pluton de **Doornhoek**. Tous trois donnent des âges de 3.44–3.45 Ga, identiques aux erreurs près. Vers le Sud, les TTG occupent de petits domaines, sont déformées par les structures 3.1 Ga, et affleurent moins bien, si bien qu’il est moins facile de comprendre l’architecture de ce secteur.

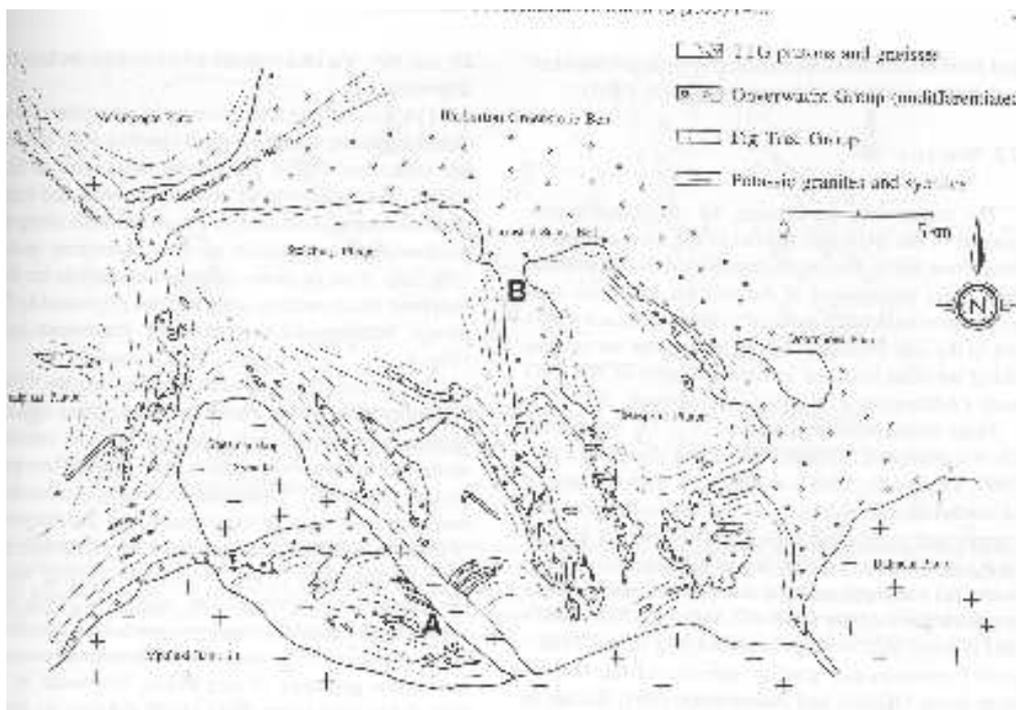


Fig. 12: Carte du bloc de Stolzburg (Kisters & Anhaeusser, 1995). Notez l’imbrication des plutons et des fragments ou xénolithes de CRV.

Les plutons de ce secteur sont intrusifs dans les roches de la formation de Theespruit, ou contiennent des xénolithes de la formation de Sandspruit. Les contacts intrusifs et les xénolithes sont déformés (par la tectonique vieille de 3.2 Ga, et par endroit par les zones de cisaillement 3.1 Ga).

⁴L’étude métamorphique est en cours !

A 3.2 Ga se développe aussi un métamorphisme régional important, qui affecte tout le bloc de Stolzberg. Ce métamorphisme, en faciès amphibolite à granulite, est détaillé plus loin ; il s'exprime surtout dans les xénolithes du groupe d'Onverwacht, à condition que leur composition le permette⁵, et pas du tout dans les plutons, dont la minéralogie ne permet pas de réactions métamorphiques. Il est daté (par des veines syn-tectoniques ou des sphènes métamorphiques, [Dziggel et al. \(2002, 2005\)](#)) aux alentours de 3.22 Ga : il n'est donc en rien lié à la mise en place des plutons.

Pétrologiquement, les TTG sont des trondhjémites, assez leucocrates. Leur géochimie suggère une origine par fusion d'amphibolites, à des profondeurs excédant 20 kbar pour des températures autour de 900 °C, ce sont donc des conditions très similaires à celles que l'on attend dans une zone de subduction.

c. Les plutons à ca. 3.2 Ga

Quatre plutons, de caractéristiques bien différentes, se forment vers 3.29–3.21 Ga, c'est à dire essentiellement pendant la mise en place des groupes de Fig Tree et Moodies :

- Les plutons de **Kaap Valley** et **Nelshoogte**, au Nord-Ouest de la CRV, présentent des relations intrusives sans ambiguïté avec la CRV avoisinante. Dans le cas du pluton de Nelshoogte il est possible de démontrer qu'ils se sont mis en place sous forme de sills assez plats, dans la croûte moyenne ou supérieure, qui ont en suite été plissés et déformés en dômes, à la fin de leur mise en place⁶. Le pluton de Kaap Valley est une tonalite à amphibole ; le pluton de Nelshoogte est formé de trondhjémite et de tonalite. La géochimie de l'un comme l'autre suggère une formation par fusion d'amphibolites à 10–12 kbar, 1000–1100 °C.
- Le “pluton” de **Badplaas**, au Sud-Ouest, n'est en fait pas un pluton mais plutôt une collection d'orthogneiss et de filons de trondhjémites et de tonalites. Plusieurs phases d'intrusion et de déformation peuvent s'observer, ce qui est cohérent avec une longue histoire de mise en place (3.29–3.22Ga, [Kisters et al., 2006](#)). La géochimie de cette unité, formé surtout de trondhjémites, est complexe, et pourrait correspondre à l'assemblage de différents magmas, formés à des profondeurs variant de 10–12 à >20 kbar, à partir d'amphibolites mais aussi de TTG déjà formées.
- Le pluton de **Dalmein** est légèrement plus récent (3215 Ma). C'est un granite potassique, post-tectonique, qui recoupe nettement toutes les structures de la CRV. C'est probablement un pluton principalement crustal (fusion partielle de croûte continentale déjà en place).

⁵les komatiites enregistrent mal le métamorphisme, leur composition magnésienne ne permettant que peu de réactions minérales “intéressantes”

⁶C'est donc une histoire tectonique simple, à comparer avec les deux épisodes successifs que l'on peut reconnaître dans les plutons de Stolzberg et Theespruit

1.3 Les batholites tardifs

Les batholites potassiques à 3.1 Ga (et les roches associées) occupent la plus grande surface de la région, et forment 4 grandes unités :

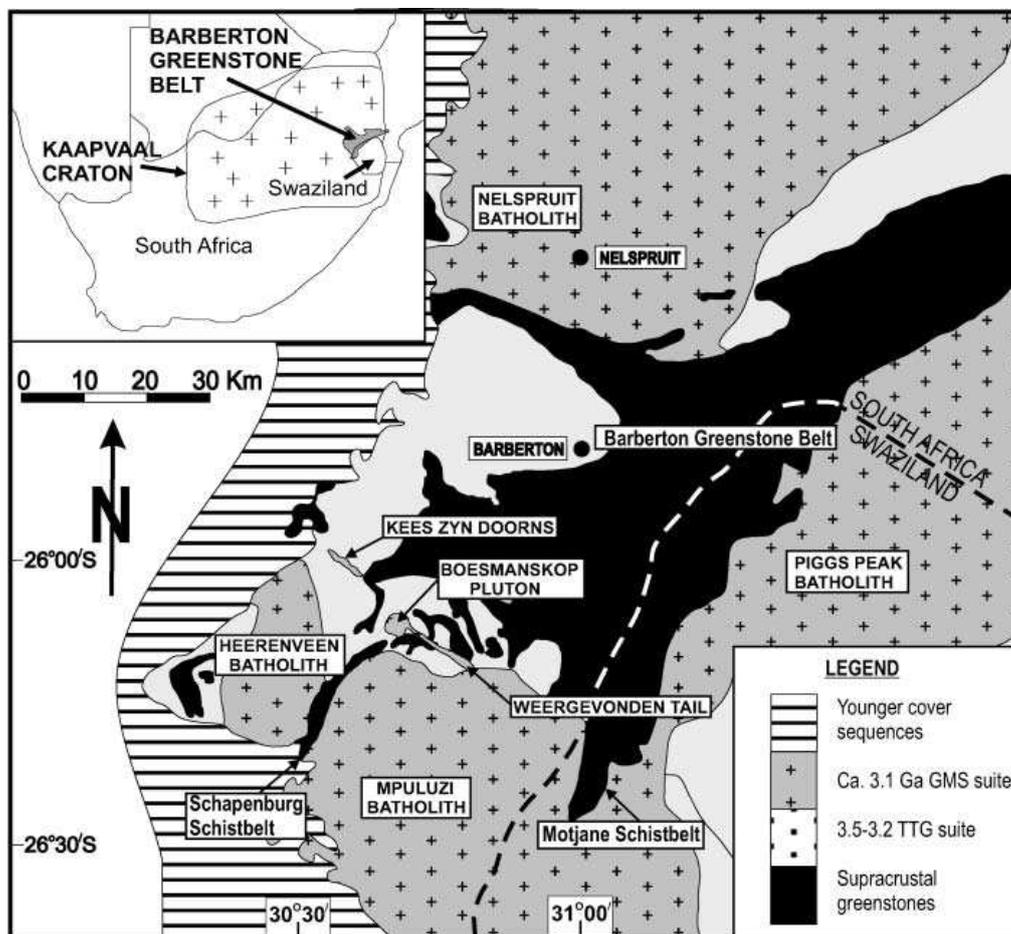


Fig. 13: Les plutons tardifs (3.1 Ga) autour de la CRV de Barberton (Westraat *et al.*, 2004). Ils sont ici appelés “GMS suite” (granite, monzogranite et syénite).

- Le batholite de **Nelspruit**, au Nord, assez mal connu ;
- Le batholite de **Pigg’s Peak**, au Swaziland, également peu connu (et affleurant assez mal) ;
- Le batholite de **Mpuluzi** (Lochiel dans l’ancienne littérature), au Sud ; sa marge Nord, qui forme de beaux affleurements, est assez bien connue ;
- Le batholite de **Heerenveen**, au Sud-Ouest, le plus petit des quatres ; il a été cartographié en détail (Belcher *et al.*, submitted; Belcher & Kisters, 2006).

De plus, de petits corps de syénites se mettent en place au même moment : le pluton de **Boesmanskop**, et le gros filon de **Kees Zyn Doorns** (et d’autres petits morceaux, qui n’ont pas été nommés).

Ceux des batholites qui sont bien connus apparaissent comme des structures relativement fines (l’épaisseur actuelle du batholite de Mpuluzi, par exemple, ne dépasse pas 1000 m), en feuillets horizontaux. Ils sont alimentés par des magmas qui ont monté dans la croûte dans des zones de cisaillement verticales, qui occupent surtout les marges des batholites (Westraat *et al.*, 2004; Belcher & Kisters, 2006).

Pétrologiquement, on observe deux types principaux (et quelques intermédiaires) :

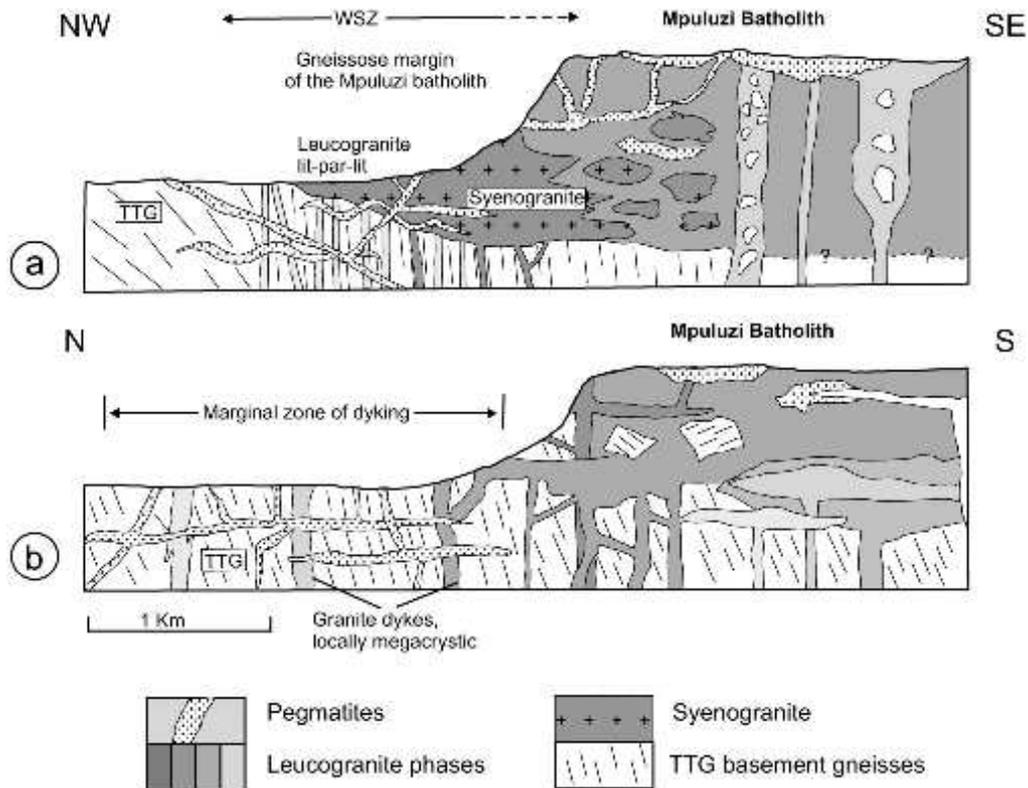


Fig. 14: Coupe sur la marge NW du batholite de Mpuluzi (Westraat *et al.*, 2004). Le batholite apparaît comme un feuillet assez mince, qui forme les hauteurs topographiques au dessus des gneiss. Sur le bord, des zones de cisaillement servent de zones d'alimentation de magmas, et le batholite est hétérogène dans ce secteur, comprenant même des syénites semblables à celles de Boesmanskop.

- Des leucogranites, granites et rares granodiorites, formant l'essentiel des grands batholites. Ce sont des roches plutoniques acides, riches en quartz, feldspath potassique et plagioclase, généralement à grain fin ou moyen. Tout porte à croire que ces granitoïdes se sont formées par fusion partielle, dans la croûte moyenne, de roches similaires aux TTG avoisinantes.
- Des syénites, syénogranites et roches associées; elles forment les deux petites intrusions de Boesmanskop et Kees Zyn Doorns, mais apparaissent aussi comme une phase mineure sur la marge du batholite de Mpuluzi. Elles sont très riches en feldspath potassique, et ont souvent une allure de cumulats à feldspaths. Leur magmas parents se sont sans doute formés par fusion d'une croûte inférieure de composition moins acide.

Les deux composants sont plus ou moins homogénéisés; le plus souvent ils ne se mélangent pas chimiquement, mais sont géographiquement intimement associés (Belcher *et al.*, submitted) dans les marges des grands batholites.

2 Architecture et structures

Comme cela a été évoqué plus haut, l'ensemble du domaine Archéen a été déformé, lors de plusieurs épisodes successifs. Cependant (à l'exception des relations intrusives préservées dans le bloc de Stolzburg, et des zones de cisaillement associées aux batholithes vieux de 3.1 Ga), l'essentiel de la déformation s'est développée lors des épisodes géologiques à 3.29–3.21 Ga.

2.1 Les structures dans la CRV

Dans la CRV proprement dite, les roches appartenant aux trois formations sont plissées, avec un style de plis très serrés, voire isoclinaux.

Les deux unités inférieures (Onverwacht et Fig Tree) sont plissées ensemble ; elles sont recouvertes en discordance par la formation de Moodies, plissée elle aussi ; dans cette dernière, on observe des discordances internes qui sont également plissées.

Comme on peut s'y attendre dans un tel régime tectonique, la plupart des flancs de plis sont étirés et cassés ; de nombreuses failles longitudinales hachent la CRV, et la plupart du temps, les anticlinaux sont manqués ; la structure observée ressemble plutôt à un assemblage de synclinaux séparés par des failles.

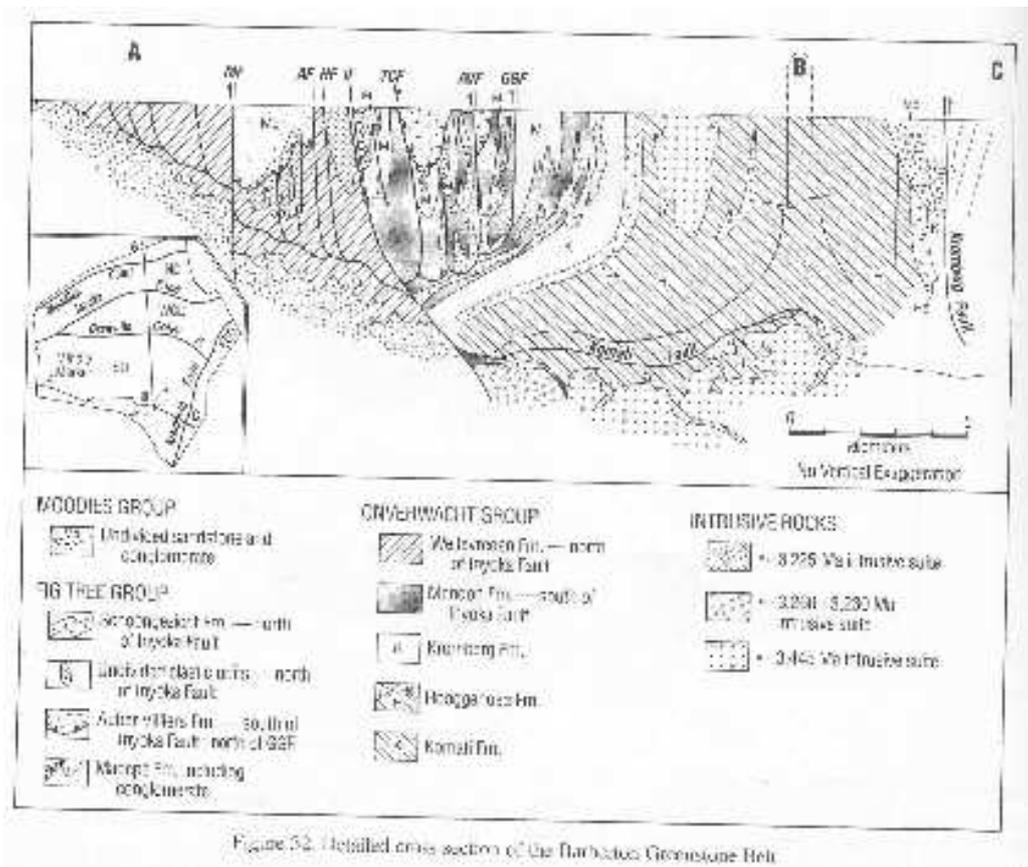


Fig. 15: Style tectonique de la CRV (Lowe et al., 1999). A cette échelle, elle apparaît comme un assemblage de synclinaux, les anticlinaux étant le plus souvent faillés (sauf l'anticlinal d'Onverwacht, à droite de la coupe).

2.2 Le système de failles d’Inyoka–Inyoni

a. La faille d’Inyoka–Saddleback, dans la CRV

L’une des failles longitudinales les plus importantes est connue sous le nom de “faille d’Inyoka”, ou plus exactement, de “système de failles d’Inyoka–Saddleback” (Lowe, 1994; Lowe *et al.*, 1999). Il s’agit d’un faisceau de failles qui parcourent toute la longueur de la CRV, à proximité de sa bordure NW. Il correspond à la limite entre les faciès NW et SE des séries supracrustales.

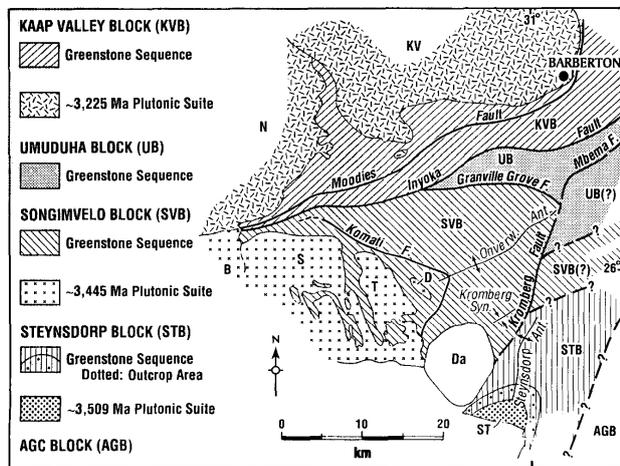


Fig. 16: Découpage de la CRV en différents blocs, sur des bases tectoniques, chronologiques et stratigraphiques (Lowe, 1994).

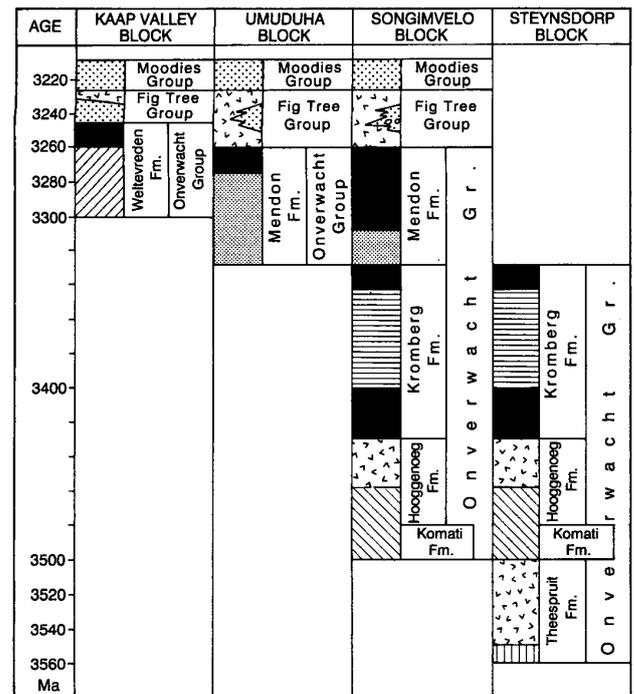


Fig. 17: Logs synthétiques dans les différents blocs (Lowe, 1994).

Cette (ou ces) faille(s) sont jalonnées de petits complexes basiques et ultrabasiques lités (dunite, pyroxénite); il a été proposé qu’ils correspondent à des fragments de croûte océanique (ophiolites démembrées, Anhaeusser, 2001; de Wit *et al.*, 1987).

Au point de vue structural, ces failles sont interprétées comme correspondant à des chevauchements (ca. 3.23 Ga), verticalisés par la suite.

Lowe (1994) propose, sur des bases stratigraphiques essentiellement, que la CRV soit découpée en au moins 4 blocs, l’un au Nord-Ouest de la faille d’Inyoka et les trois autres au Sud-Est. Sans rentrer ici dans les détails, ces subdivisions semblent de second ordre, comparées à l’existence des deux domaines de part et d’autre de la faille d’Inyoka.

b. La zone de cisaillement d’Inyoni, dans les gneiss

Dans le terrain gneissique au Sud de la CRV, dans la région de Badplaas, la faille d’Inyoka se prolonge par une zone de déformation ductile qui sépare deux blocs d’âges et d’histoires différents : au NW, le bloc de Badplaas, qui est composé de roches plutoniques vieilles de 3.29–3.22 Ga ; au SE, le bloc de Stolzburg, des plutons vieux

2.3 Les structures dans les gneiss TTG et leurs enclaves

a. A l'échelle cartographique

A l'échelle cartographique, les gneiss forment des dômes globalement arrondis, qui sont (partiellement ou complètement) entourés de fragments (synformes) de CRV. A l'intérieur des plutons, les foliations sont plus ou moins concentriques, et soulignent la forme en dôme⁷.

Un tel dispositif est très commun dans l'Archéen, dans de nombreuses régions du monde. Différentes explications ont été proposées; ces structures sont quoi qu'il en soit considérées comme un des éléments-clef qu'il faut comprendre pour interpréter la géodynamique de l'Archéen.

b. A l'échelle de l'affleurement

La majorité des gneiss portant une foliation et/ou une linéation, témoignant d'une déformation ductile.

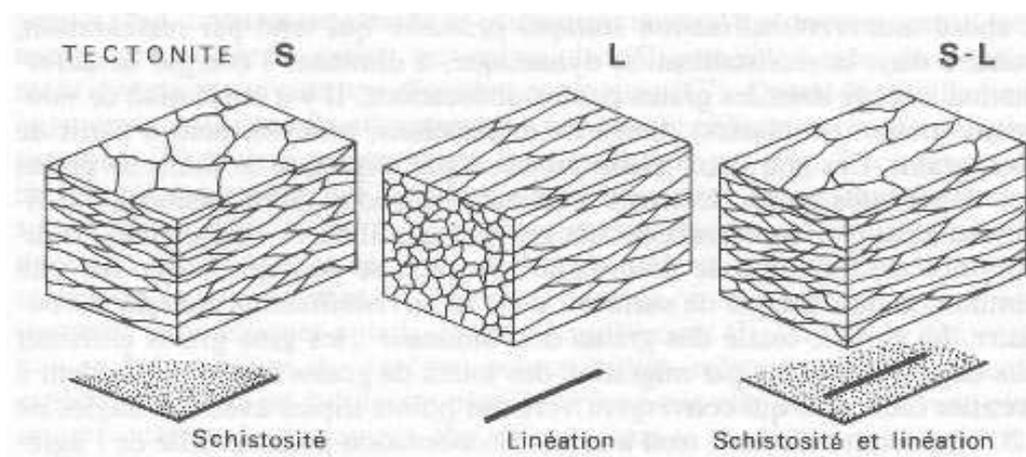


Fig. 19: Différents types de fabrique : S (une foliation mais pas de linéation) ; S-L (les deux sont présents) ; L (une linéation mais pas de foliation). [Mercier & Vergely \(1992\)](#)

Dans les plutons du domaine NW (3.2 Ga)

Les foliations sont verticales ou fortement pentées; elles portent des linéations horizontales ou peu inclinées. Les fabriques sont surtout de type S-L ou $S > L$. Elles sont pour l'essentiel magmatiques à sub-solidus, c'est à dire qu'il s'agit de fabriques qui se sont développées dans un pluton en train de cristalliser, subissant une déformation en même temps (donc vers 3.2 Ga).

Dans les plutons du domaine SE (3.45 Ga)

Les fabriques du bloc de Stolzburg sont plus complexes.

- Les enclaves d'amphibolite de la Formation de Sandspruit, ainsi que les roches de la formation de Theespruit adjacentes, présentent en général une foliation bien développée, verticale, marquée par un litage compositionnel ou/et des alignements minéraux. Parfois, on observe aussi des reliques de plis isoclinaux. Cette foliation n'existe pas dans les plutons (Stolzburg, Theespruit), qui se sont donc mis en place après une première phase de déformation.

⁷Du moins sur les cartes géologiques publiés. Quand on cartographie en détail, c'est moins évident...

- Les plutons, en revanche, présentent une fabrique L>S ou L, c'est à dire avec une linéation très marquée et verticale, et une foliation faible ou absente. Cette seconde déformation est une déformation à l'état solide (sub-solidus), très postérieure à la mise en place des plutons. Dans les éléments de roches supracrustales, cette déformation se manifeste par endroit par le développement d'une nouvelle fabrique (L>S, linéations verticales); par endroit par le plissement de la foliation pre-existante dans des plis d'axe vertical. Le développement de minéraux métamorphiques associés à ces structures, dans les fragments de CRV, a permis de dater le métamorphisme (et donc la déformation) aux alentours de 3.2 Ga.

Dans les deux terrains, on a donc affaire à des structures qui sont essentiellement du même âge : ca. 3.2 Ga. Mais, alors qu'il s'agit au NW de structures formées dans des plutons en train de cristalliser, au SE ce sont des structures développées à l'état solide, dans un fragment composite de croûte comportant des gneiss et des éléments de CRV.

2.4 Les contacts entre CRV et gneiss et les structures en dômes

Comme c'est souvent le cas en géologie, c'est en étudiant les contacts, ici entre les dômes de gneiss et la CRV, que l'on peut obtenir les meilleures informations. Ces contacts sont de deux types, intrusifs ou tectoniques.

a. Contacts intrusifs et mise en place des plutons

A de nombreux endroits, on observe des relations intrusives entre divers plutons TTG, et la CRV. Ces relations, généralement cassantes, correspondent à une mise en place relativement superficielle des plutons dans un encaissant assez froid.

Les plutons 3.45 Ga

Ces plutons (Stolzburg et Theespruit en particulier) sont nettement intrusifs dans les roches supracrustales du groupe d'Onverwacht : ils contiennent des xénolithes anguleux de roches (formation de Sandspruit), ou recoupent la foliation de roches "en place" (formation de Theespruit). Ce contact a été par la suite étiré et déformé, lors de la déformation et du métamorphisme il y a 3.2 Ga.

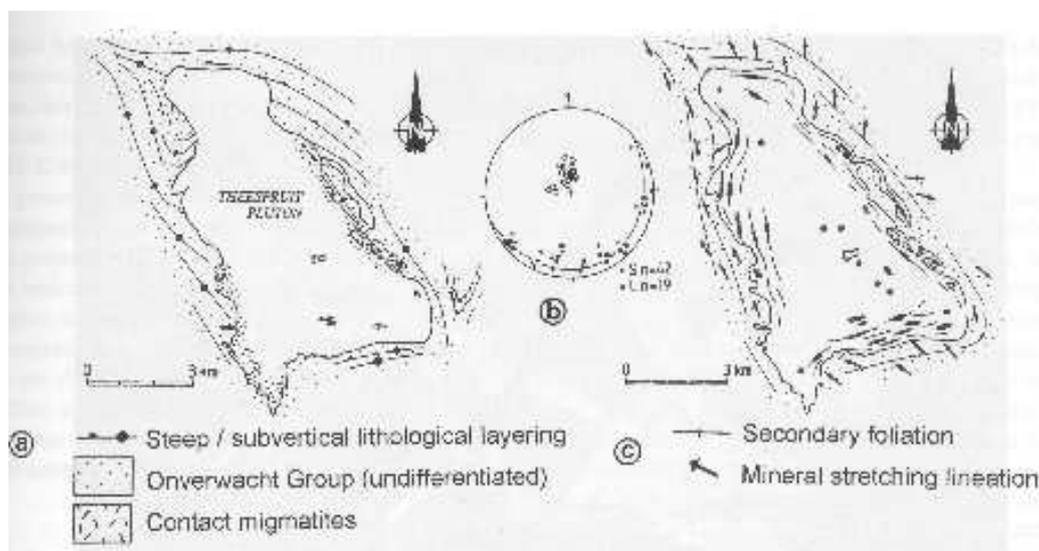


Fig. 20: Le pluton de Theespruit recoupe nettement les structures dans la CRV avoisinante (Kisters & Anhaeusser, 1995).

Les plutons 3.2 Ga

Les plutons à ca. 3.2 Ga (Kaap Valley et Nelshoogte, en particulier) sont intrusifs dans les amphibolites du Groupe d'Onverwacht (formation de Weltvreden). On observe soit des injections lit par lit de granitoïdes dans la foliation des amphibolites, soit une bréchification de l'encaissant amphibolitique dans le pluton.

L'histoire de la mise en place du pluton de Nelshoogte a été étudiée en détail, et s'avère un peu plus complexe. Nous pensons actuellement (Belcher *et al.*, 2005) que ce pluton a débuté comme un sill, une intrusion mince et plate. Ce sill léger était gravitairement instable, car surmonté de roches plus denses (amphibolites du Groupe d'Onverwacht) ; très vite, il aurait commencé à remonter de façon diapirique au travers de la croûte, alors même que des magmas continuaient à alimenter la croissance du pluton. On aurait donc un exemple de pluton mis en place de façon diapirique, formant un dôme lors de sa mise en place.

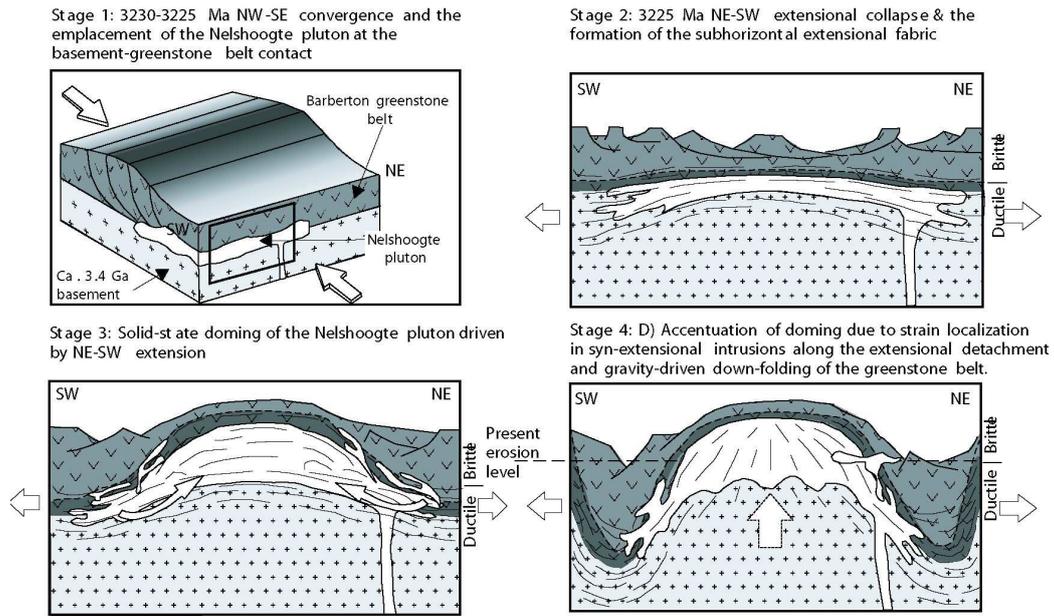


Fig. 21: Modèle de mise en place du pluton de Nelshoogte (Belcher *et al.*, 2005). Commentaires dans la figure.

b. Contacts tectoniques

Dans les parties où la CRV est au contact avec des plutons anciens (c'est à dire, pas ceux de la génération à 3.2 Ga, mais des roches qui étaient déjà solidifiées à cette période), on constate en général qu'une zone très déformée marque sa limite. Dans les détails cependant, la zone la plus déformée n'est que rarement au contact plutons-CRV, mais un peu à l'intérieur de la CRV ; elle sépare le coeur de la ceinture, formée de roches supracrustales plissées, en faciès schiste vert, et l'ensemble pluton + frange externe de la CRV, en faciès amphibolite. Il arrive parfois que la zone de faille passe précisément sur le contact entre les deux lithologies ; mais en général, elle ne se trouve pas exactement au même endroit. Dans la zone de faille elle-même, on observe fréquemment des boudins de roches en faciès amphibolites, rétro-morphosés en faciès schiste vert.

L'ensemble de ces observations indique donc que les plutons anciens (3.45 Ga), et leur encaissant supracrustal, ont été exhumés depuis le faciès amphibolite, jusqu'à leur niveau actuel de mise en place, en faciès schiste vert. Cette exhumation s'est faite le long de zones de failles ou de mylonites, fortement pentées, qui enregistrent un mouvement normal. La mieux connue de ces failles, la faille de la Komati, sépare le bloc de Stolzburg (formation de Theespruit, plutons 3.45 Ga et leurs enclaves) du reste de la CRV (formation de la Komati et au dessus), à la limite Sud de la CRV.

La faille de la Komati a été interprétée comme représentant l'exhumation extensive de la croûte profonde (Kisters *et al.*, 2003), dans des structures similaires aux "metamorphic core complexes" des régimes post-collisionnels modernes.

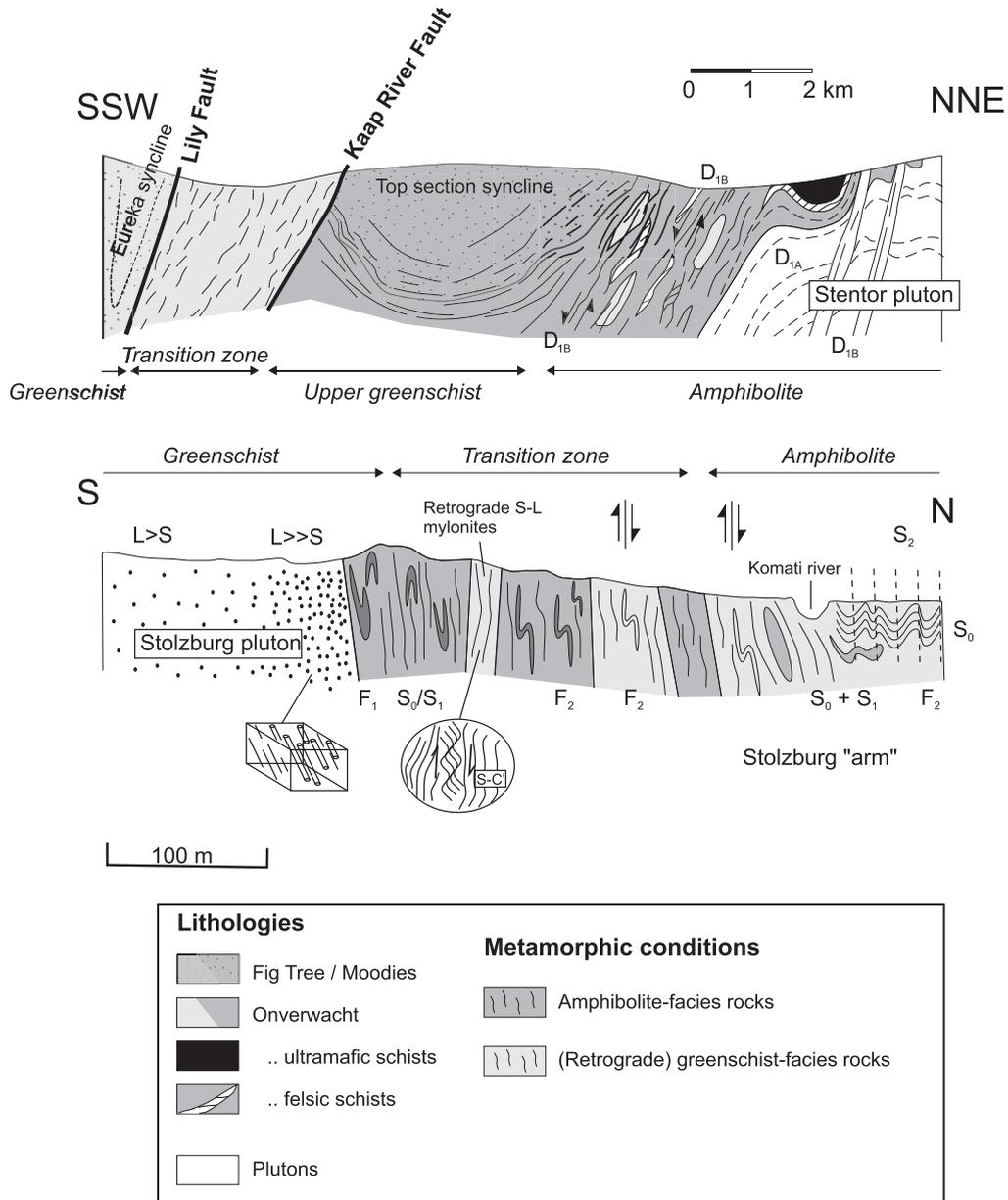


Fig. 22: Deux exemples de contacts entre la CRV et les gneiss avoisinants. En haut : au Nord (bloc NW), près du pluton de Stentor, probablement vieux de 3.3 Ga (Dziggel *et al.*, 2006). En bas : au Sud (bloc de Stolzburg), dans le pluton de Stolzburg (Kisters *et al.*, 2003). Dans les deux cas, une faille ou zone de cisaillement sépare l'intérieur de la CRV, en faciès schiste vert, de sa bordure et des plutons avoisinant, en faciès amphibolite.

c. La formation des structures en dômes

On a donc deux types de dômes, bien distincts⁸.

- Le premier type correspond essentiellement à ce que l'on observe dans le bloc de Stolzburg (et probablement autour du pluton de Steynsdorp). Ici, le dôme est formé d'un ensemble de roches qui ont été enfouies et métamorphisées dans la croûte moyenne à inférieure, avant d'être exhumées. La déformation "en dôme" a eu lieu à l'état solide, et affecte un ensemble composite (plutons + fragments de roches supracrustales).
- Le second type de dômes s'observe dans les plutons de Nelshoogte et (sans doute) de Kaap Valley. Ici, les dômes se forment lors de la mise en place du pluton lui-même, à l'état magmatique. Le dôme débute comme un sill, qui est plissé durant sa mise en place (déformation syn-magmatique). La déformation est progressivement amplifiée, et se poursuit durant et après la solidification du pluton. Le dôme n'est composé que d'un seul pluton.

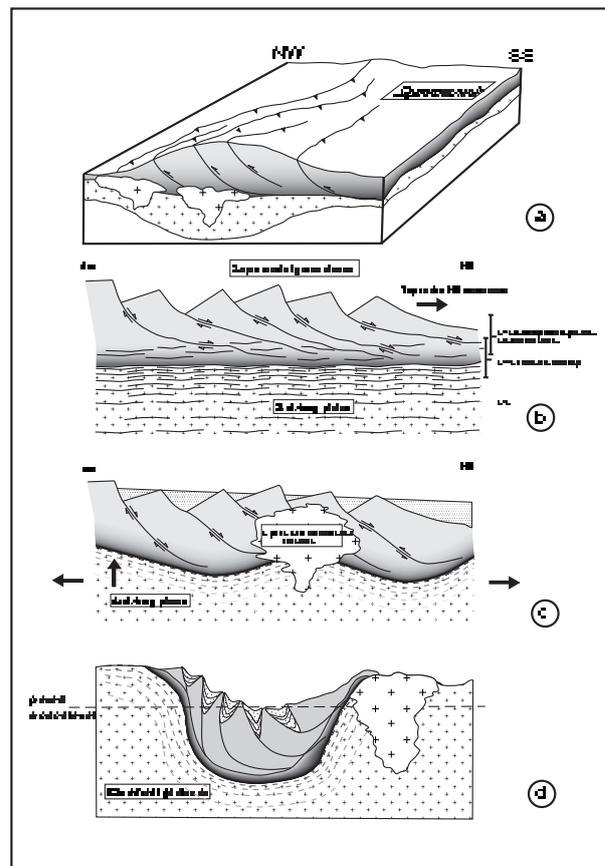


Fig. 23: Exhumation du bloc de Stolzburg dans un contexte de "metamorphic core complex", le long de la faille de la Komati (Kisters *et al.*, 2003). (a) croûte orogénique (?) épaissie. (b) Effondrement gravitaire, amincissement crustal et extension; l'extension se manifeste par des failles normales dans la croûte cassante (cf. fig 9 et un étirement ductile dans la croûte inférieure; une zone de cisaillement (détachement) se développe entre les deux. (c) Initiation d'une instabilité gravitaire, les gneiss de la croûte inférieure étant plus légers que les laves de la croûte supérieure. (d) Amplification de cette instabilité, remontée diapirique de la croûte inférieure. Les fabriques dans les gneiss sont pivotées et verticalisées; les bassins dans la croûte supérieure sont comprimés et subissent une inversion tectonique.

Dans les deux cas, il s'agit bien de diapirisme, puisque le moteur de la remontée du dôme est essentiellement une instabilité gravitaire, entre des roches profondes, légères (gneiss de la croûte inférieure, ou magmas) et des roches superficielles plus denses (amphibolites de la CRV, dans les deux cas).

En revanche, l'initiation des diapirs semble obéir à des mécanismes différents dans les deux cas. Dans le terrain de Stolzburg (dôme composite), la remontée du dôme semble initiée par une faille normale (un détachement), qui est ensuite tournée et verticalisée lors du diapirisme. Autour du pluton de Nelshoogte (pluton simple), il n'y a pas vraiment de détachement évident, et il semble que ce soit simplement la différence de densité, ainsi que la faible viscosité des magmas, qui initie le dôme.

⁸On peut noter, incidemment, qu'un troisième type de dôme encore différent est décrit dans la littérature; il s'agit de dômes de migmatites, dans lesquels c'est une croûte inférieure partiellement fondue, avec ses enclaves et fragments solides, qui remonte en masse. Ce type de dôme semble absent à Barberton.

3 Le métamorphisme dans et autour de la CRV

Les données métamorphiques dans la région de Barberton restent relativement limitées ; elles permettent néanmoins de mieux comprendre l'histoire géologique à 3.2 Ga. Les différentes unités, présentées plus haut, et séparées par des contacts tectoniques, montrent en effet des histoires métamorphiques différentes.

3.1 Dans la CRV proprement dite

Les roches, pour l'essentiel en faciès schiste vert, ne se prêtent guère aux études métamorphiques. Il n'y a guère qu'une seule donnée quantitative, obtenue sur des roches de la Formation de la Komati, près du terrain de Stolzburg (2–3 kbar et 300–400 °C [Cloete, 1999](#)). Elle confirme bien l'impression qualitative que donnent ces roches.

3.2 Dans les gneiss du domaine NW

Dans le domaine NW, près du pluton de Stentor, les roches du domaine amphibolitique enregistrent une histoire d'exhumation, depuis 600–700 °C et 5 ± 1 kbar jusqu'à 500–650 °C et 1–3 kbar ([Dziggel et al., 2006](#)).

Nous rattachons aussi au domaine NW le petit fragment de CRV de Schapenburg, tout au Sud du terrain Archéen. Il est situé plus ou moins directement sur la zone de cisaillement d'Inyoni (qui sépare les deux domaines dans cette région), et de plus dans une zone pincée entre deux batholites vieux de 3.1 Ga, et certainement déformée à nouveau lors de leur mise en place. Les conditions enregistrées ici sont de 640, $m40$ °C et 4.8 ± 1 kbar ([Stevens et al., 2002](#)).

Dans les deux cas, le gradient métamorphique est assez élevé : de l'ordre de 30 à 40 °C par km.

3.3 Dans les gneiss du domaine SE

Le métamorphisme du domaine SE a été étudié dans différents endroits du bloc de Stolzburg.

Dans le centre de ce domaine (immédiatement au Nord de Boesmanskop), [Dziggel et al. \(2002\)](#) a observé des conditions métamorphiques atteignant 650–700 °C et 8–11 kbar, correspondant probablement au pic du métamorphisme.

Près de la faille de la Komati (CRV de Tjakastad), [Diener et al. \(2006, 2005\)](#) a mis en évidence l'histoire d'exhumation ; les minéraux portant la fabrique liée à cette exhumation enregistrent des conditions allant de 7.6 ± 1 kbar, 560 ± 20 °C à 3.8 ± 1.3 kbar, 540 ± 20 °C, indiquant une remontée presque isothermale.

Dans les mylonites de la faille de la Komati, un peu plus à l'Ouest, [Kisters et al. \(2003\)](#) rapportent des conditions métamorphiques (syn-exhumation) de 4 à 6 kbar, 450 à 500 °C.

On observe donc, avant l'exhumation, des gradients géothermiques substantiellement plus froids que ceux qui existent dans le bloc Ouest, autour de 20 °C/km.

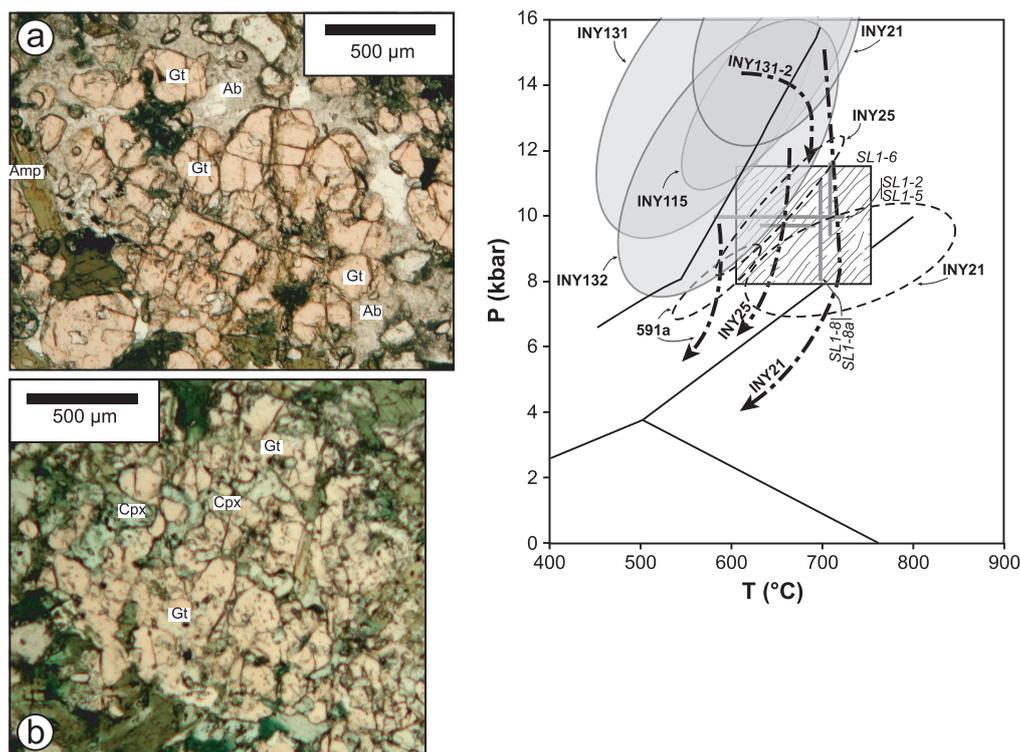


Fig. 24: Conditions métamorphiques dans la zone d'Inyoni. A gauche, deux exemples de textures dans les amphibolites (a) association grenat (automorphe) et albite; (b) syn-croissance grenat-clinopyroxène. A droite, synthèse des estimations P-T publiées : ellipses barres noires, sur des amphibolites (THERMOCALC; [Moyen et al., 2006](#)); rectangle hachuré et barres grises, sur des métasédiments ([Dziggel et al., 2002](#))

3.4 Dans le contact entre les deux terrains : zone de cisaillement d'Inyoni

Les roches de la zone de cisaillement d'Inyoni sont assez variées pour avoir préservé une histoire métamorphique complexe, qui permet de retracer un trajet P-T(-t) assez détaillé.

Le pic de pression, enregistré par des textures de croissance du grenat dans des amphibolites, se situe entre 600 et 650 °C et 12 à 15 kbar, ce qui correspond à des conditions presque écolitiques, et au gradient géothermal le plus froid connu dans l'Archéen ([Moyen et al., 2006](#)) : 12 à 15 °C par kilomètre, des valeurs très similaires à celles enregistrées dans les zones de subduction actuelles. Il semble que cet assemblage se soit développé au détriment d'une association minérale à amphibole sodique, qui évoquerait des conditions encore plus froides.

Selon les échantillons, le début de la décompression a été soit isotherme, soit accompagné d'un léger réchauffement, jusque vers des pressions de 8 à 10 kbar et des températures variant entre 600 et 800 °C. Cet épisode s'accompagne de la fusion partielle des amphibolites ([Moyen et al., 2006](#)). Les sédiments voisins n'ont enregistré que cet épisode, et fournissent des estimations très similaires de 650–700 °C et 8–11 kbar ([Dziggel et al., 2002](#)).

Nous ne connaissons pas très bien la suite de l'histoire d'exhumation ; nous pensons que, comme dans le reste de la région, elle a d'abord été isotherme.

3.5 Synthèse

Le point le plus important qui ressort de l'histoire métamorphique est l'existence de deux terrains, qui semblent avoir enregistré des gradients métamorphiques contrastés : le terrain NW montre un gradient de l'ordre de

30–40 °C/km, tandis que le terrain SE ne dépasse pas 20 °C/km. Cette dualité des types de métamorphismes évoque ce qui est connu comme “paired metamorphic belts” dans les zones de subduction–collision récentes.

Cette interprétation est renforcée par la présence, dans la zone de cisaillement d’Inyoni, de roches ayant enregistré des conditions encore plus froides, comparables à celles des zones de subduction contemporaines.

Postérieurement à leur pic de métamorphisme, l’un comme l’autre terrain enregistrent une exhumation rapide (isotherme), bien compatible avec les structures diapiriques décrites précédemment.

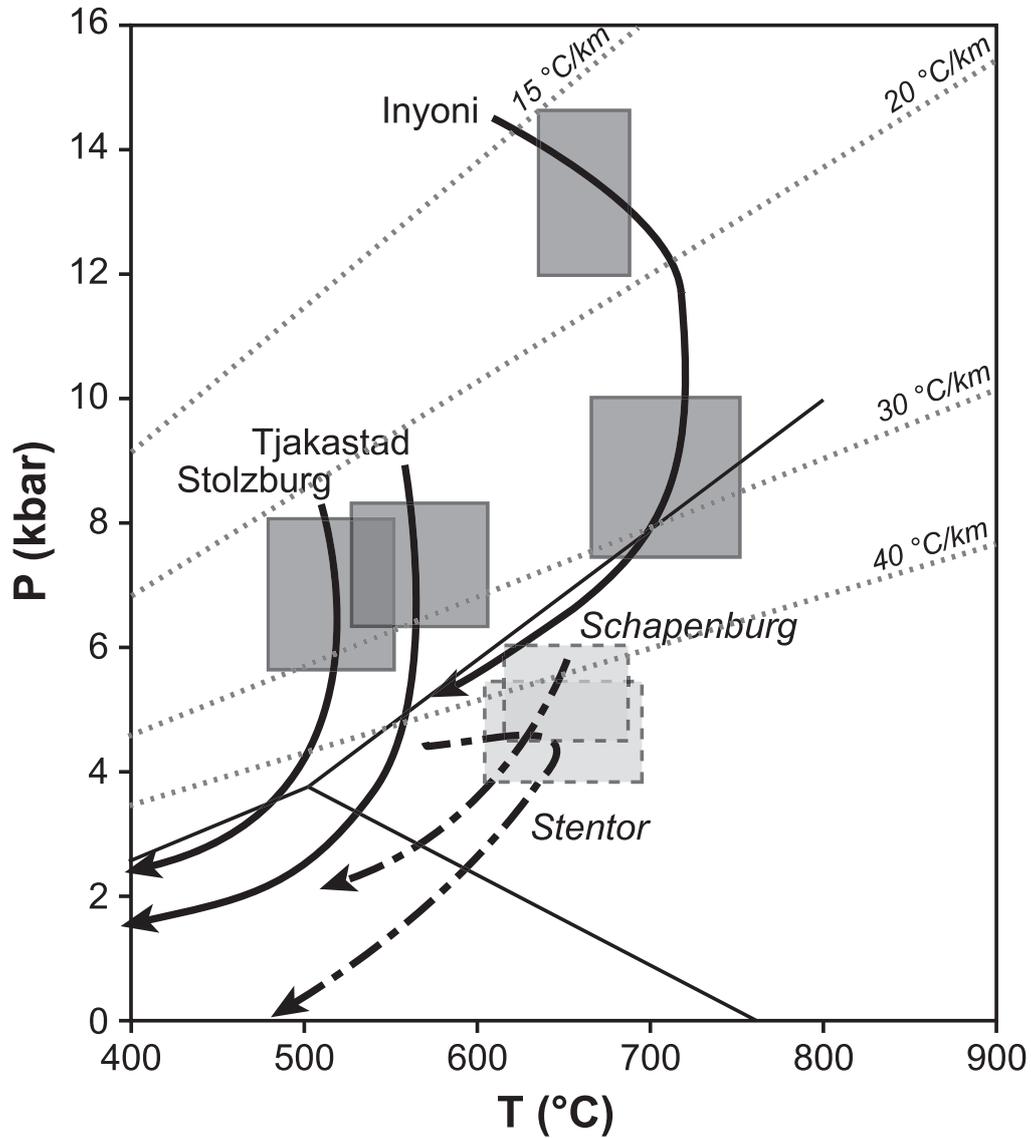


Fig. 25: Compilation des données P–T publiées pour la région de Barberton. En gris sombre, bloc Sud-Est et zone de cisaillement d’Inyoni ; en gris clair, bloc Nord-Ouest.

4 Histoire géologique

L'essentiel de l'évolution géologique enregistrée se déroule vers 3.2 Ga. Les épisodes les plus précoces ont été largement effacés par cette phase géologique, et ne sont guère accessibles que par la nature et la composition des roches (et quelques rares structures préservées). Les épisodes plus récents sont discrets, et n'ont pas tellement affecté les roches et structures formées à 3.2 Ga.

4.1 L'histoire précoce (3.6–3.3 Ga)

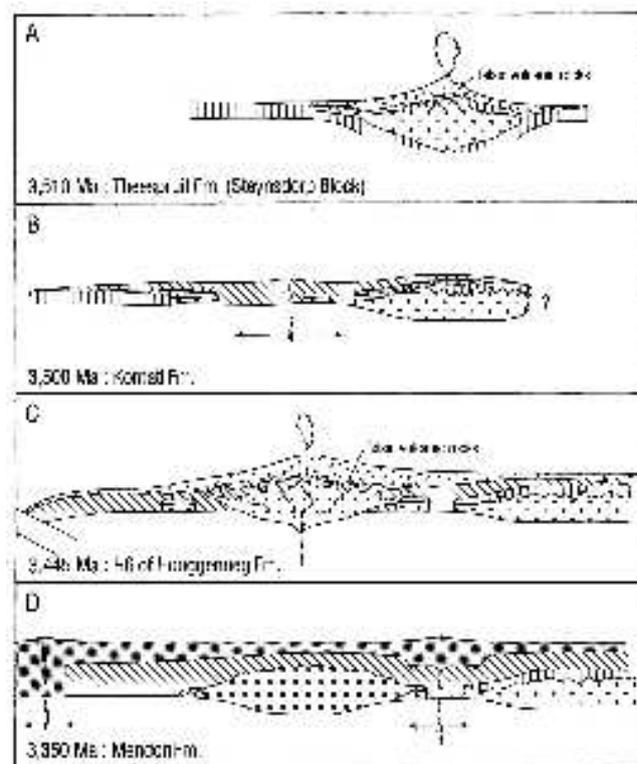


Fig. 26: Evolution géologique de 3.55 à 3.35 Ga (Lowe, 1999). Elle est interprétée comme la modification d'un plateau océanique par des subductions et des épisodes de rifting.

Cette période correspond principalement à la mise en place du groupe d'Onverwacht. Cette unité est dominée par les laves basiques et ultrabasiques, et les sédiments détritiques comme les laves felsiques y sont rares. Les structures en sont plus difficiles à interpréter, car elles ont largement été effacées par la tectonique à 3.2 Ga.

Au vu de ces informations, il semble plausible qu'il s'agisse pour l'essentiel d'une période d'activité intra-océanique, probablement de type "point chaud", peut-être avec des épisodes de rifting du plateau océanique formé par ces processus. Le petit pluton de Steynsdorp, formé par fusion à faible profondeur, peut tout à fait s'expliquer dans ce cadre (fusion de la base d'un épais plateau océanique, comme représenté sur la figure 26 A). La durée du volcanisme nasique/ultrabasique (300 Ma!) pose quand même quelques problèmes, les plateaux océaniques actuels se formant généralement en un épisode de quelques dizaines de Ma au plus.

Vers 3445 Ma se mettent en place les TTG des plutons de Stolzburg, Theespruit et voisins, ainsi que les dacites de l'unité H6 de la formation de Hooggenoeg, à la chimie très similaire. La chimie de ces magmas suggère une fusion à forte profondeur (> 20 kbar), ce qui est classiquement interprété comme un marqueur de zone de subduction. On aurait donc affaire à un plateau océanique, qui serait intrudé sur sa bordure par des plutons (et laves) formés dans une subduction. C'est un scénario similaire à ce qui se passe, par exemple, sur les marges du plateau Caraïbe (White *et al.*, 1999). Cette subduction reste assez hypothétique, elle n'a guère laissé de traces autres que les magmas en question; peut-être faut-il chercher d'autres explications (délamination d'une partie de la base du plateau, et fusion de ce fragment? Bédard, 2006).

4.2 Les épisodes à ca. 3.2 Ga

L'ensemble des données présentées plus haut, tant sur la structure, le métamorphisme ou la pétrologie, permet de proposer le modèle suivant.

a. Subduction et arc insulaire, 3.29/3.25 – 3.23 Ga

Dans un premier temps (entre 3.29 ou 3.25⁹ et 3.23 Ga, et pendant une fraction plus ou moins longue de cette période), une plaque SE, de nature mal connue, est subduite sous une plaque NW. Ce qui deviendra le bloc de Stolzberg est pour le moment un plateau océanique modifié, comme décrit plus haut, et se trouve à une certaine distance de la fosse. Il est formé de roches du groupe d'Onverwacht, et des plutons qui les ont intrudés. Cette subduction s'accompagne d'un magmatisme, qui forme une partie des roches des gneiss de Badplaas, et les laves du groupe de Fig Tree; l'érosion de cet arc crée les sédiments associés dans le groupe de Fig Tree.

Les différences entre le groupe d'Onverwacht de part et d'autre de la structure Inyoni–Inyoka s'expliquent par le fait qu'il s'agit d'un coté d'un vieux plateau océanique modifié, de l'autre coté d'une croûte (océanique?) simple. De même, le groupe de Fig Tree représenterait d'un coté un bassin d'avant-arc, de l'autre coté d'arrière-arc.

b. Collision arc–continent, 3.23–3.22 Ga

Aux alentours de 3.23–3.22 Ga, le bloc de Stolzberg entre dans la subduction. Il s'agit, dès cette époque, d'un fragment crustal relativement léger, qui bloque donc la subduction. L'enfouissement des roches du bloc de Stolzberg, dans une zone de subduction, entraîne leur métamorphisme dans des conditions de (relativement) basse température et haute pression. A la même période, les roches du bloc NW appartiennent à la plaque chevauchante de la collision; elles sont métamorphisées selon un gradient plus chaud (comme c'est le cas dans les orogénèses actuelles, où les roches de haute pression sont dans les unités situées sous le chevauchement majeur).

Le système de faille d'Inyoka, dans la CRV, fonctionne comme un chevauchement et met en contact les deux domaines de la CRV. Les détails sont sûrement plus complexes, avec la formation d'écailles tectoniques piégées dans le chevauchement majeur.

c. Effondrement orogénique, 3.22–3.21 Ga

Immédiatement après la collision, la croûte épaissie s'effondre, selon les phénomènes habituels. Cet effondrement se traduit par la formation de failles normales et bassins syn-tectoniques dans la croûte supérieure, contrôlant le dépôt du Groupe de Moodies; et par une extension ductile dans la croûte inférieure. Comme expliqué plus haut (figure 23), cette extension dégénère très vite en remontées diapiriques de la croûte profonde du bloc de Stolzberg.

Dans la partie Nord-Ouest, la croûte est moins épaissie, moins susceptible de s'effondrer. Mais elle est aussi plus chaude, et peut fondre facilement (surtout avec un apport de chaleur supplémentaire, par détachement du slab par exemple). Il s'y forme donc —à basse pression— les plutons de la génération 3.2 Ga. Là aussi, ces plutons forment des dômes (plutoniques, cette fois).

La CRV se retrouve donc piégée entre les dômes qui remontent de tous les côtés, et subit une nouvelle phase de compression, qui se manifeste par l'inversion tectonique des bassins du groupe de Moodies.

⁹Bien que le pluton de Badplaas ait commencé à se former à 3.29 Ga, la plus grande partie des roches du groupe de Fig Tree et des plutons de l'Ouest ne sont pas plus vieilles que 3.25 Ga

d. Une orogénèse de type moderne ?

Par de nombreux aspects, l'histoire décrite ici est celle d'une orogénèse de subduction–collision, similaire à celles que l'on observe dans les périodes récentes. En particulier, certains éléments-clefs sont présents :

- L'existence de blocs cohérents, séparés géographiquement et mis en contact par des mouvements horizontaux;
- Le comportement relativement rigide de ces blocs (du bloc de Stolzburg en tout cas);
- La succession subduction–collision–effondrement.

Mais de nombreuses différences n'en existent pas moins :

- La place importante du diapirisme. Si il existe dans les orogénèses modernes (par exemple en Himalaya : [Maheo *et al.*, 2002](#)), il n'en est pas moins relativement mineur. Ici au contraire, c'est le processus dominant, du moins à la fin de l'histoire orogénique. De plus, alors qu'à l'heure actuelle ce sont surtout des dômes de migmatites de la croûte profonde qui sont affectés (voir [Vanderhaeghe *et al.*, 1999](#), par exemple), à 3.2 Ga ce sont à la fois des plutons, et des blocs de gneiss non fondus, et ce jusque dans la croûte assez supérieure. Cette différence reflète des conditions uniquement archéennes :
 - une production de chaleur (radioactive) probablement plus élevée, amenant à une croûte archéenne plus chaude et moins rigide;
 - une structuration particulière de la croûte, avec une croûte supérieure très dense (laves basiques et ultrabasiques), favorisant le développement d'instabilités gravitaires.
- Les conditions thermiques globalement plus chaudes, conduisant à une fusion relativement facile de la plaque subductée (qui, à l'heure actuelle, ne fond que rarement), et à un métamorphisme de subduction amphibolitique plutôt qu'éclotitique.
- Un épaissement crustal modéré, en partie parce que la rhéologie crustale ne permettait sans doute pas de soutenir des grandes épaisseurs de croûte, en partie parce que les fragments impliqués dans la collision étaient sans doute plus petits, des micro-continentaux plus que des vraies masses continentales.

Je n'entrerais pas ici dans le débat, largement sémantique, visant à décider si cet ensemble de caractéristiques permettent quand même de parler de "tectonique des plaques", ou si il faut inventer un autre nom...

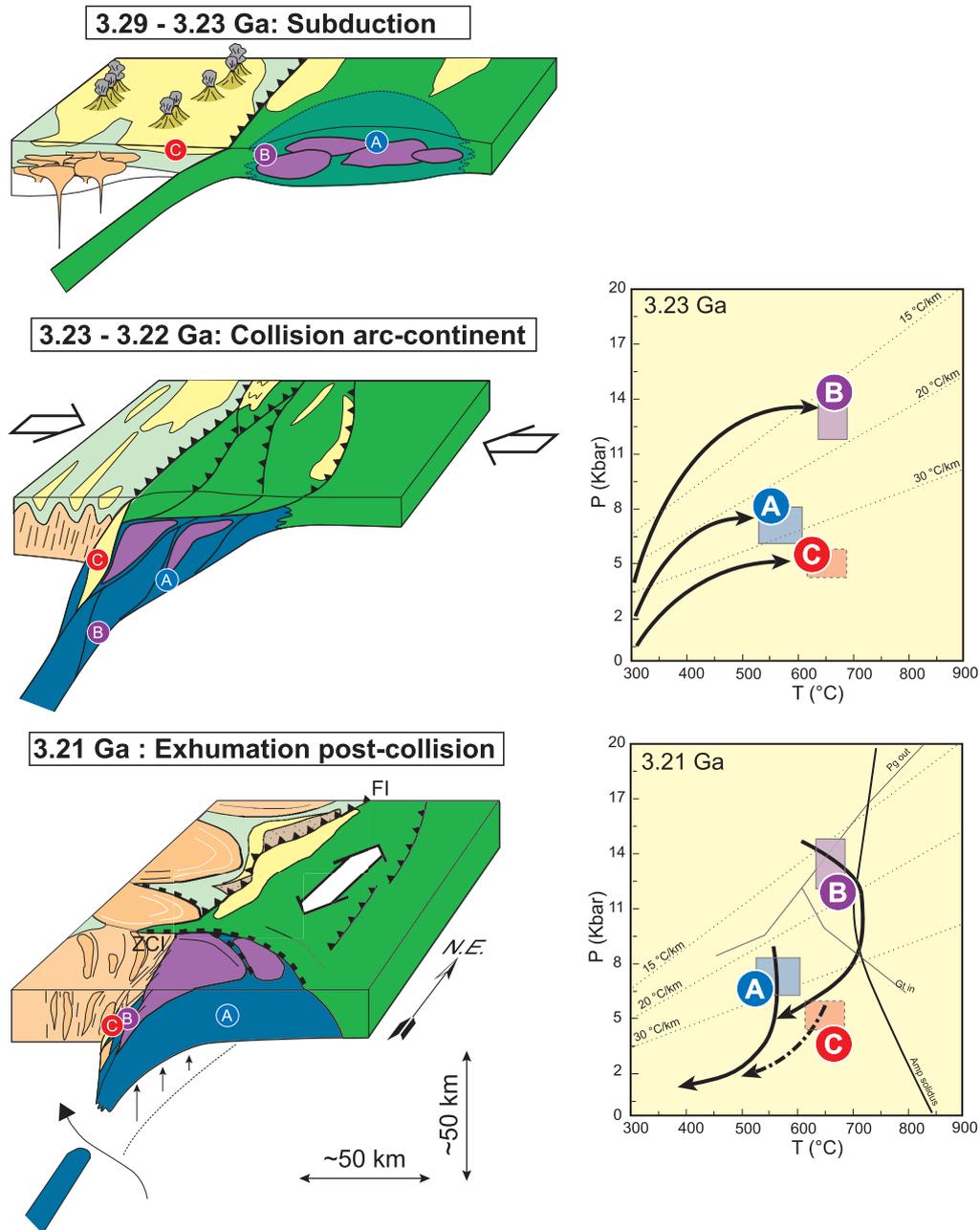


Fig. 27: Modèle géodynamique d'évolution aux alentours de 3.2 Ga ; ce modèle est la conclusion (provisoire !) de nos travaux sur les gneiss au Sud et à l'Ouest de la CRV. Trois stades sont représentés ; en (a), le bloc e Stolzburg n'a pas encore été entraîné en subduction ; les deux plaques sont couvertes de laves et sédiments du groupe de Fig Tree. Les points A, B et C correspondent respectivement à des roches du bloc NW, du bloc SE proche de ce qui deviendra la "suture", et du centre du bloc SE. Leur trajet P-T est indiqué dans les deux dessins suivants. En (b), le pic de collision est atteint. En (c), la période post-collisionnelle correspond à l'amincissement crustal, l'exhumation des roches métamorphiques, le dépôt du groupe de Moodies, et la fusion de la base de la croûte préalablement épaissie, formant les plutons "groupe II" vieux de 3.2 Ga.

4.3 La mise en place des batholites à 3.1 Ga

Après l'orogénèse il y a 3.2 Ga, la croûte (et sans doute la lithosphère) de la région est largement structurée. Les épisodes géologiques plus récents ne la modifieront qu'assez peu.

Vers 3.1 Ga, la mise en place des grands batholites potassiques correspond à un épisode de réchauffement important de l'ensemble du craton du Kaapvaal. Du métamorphisme granulitique est connu dans la région de Vredefort, au Sud de Johannesburg; des roches magmatiques vieilles de 3.1 Ga sont présentes un peu partout dans le craton. D'autres CRV se forment sur les marges Ouest et Nord du craton, et se collent au noyau continental.

A Barberton, cette période voit le développement d'un réseau de zones de cisaillement ductiles, assez étroites (quelques centaines de mètres), témoignant d'une forte localisation de la déformation. Elles enregistrent une compression globalement NW-SE (donc, de façon intrigante, assez voisine de la direction de compression principale lors de l'orogénèse à 3.2 Ga. . .). Dans les gneiss du sud, ces zones de cisaillement sont difficiles à différencier des structures plus anciennes; sauf quand elles ont guidé la mise en place des plutons potassiques.

Cet héritage structural se voit clairement dans la disposition cartographique des syénites (alignées le long d'un axe NW-SE bien défini); il contrôle aussi la mise en place des batholites de Mpuluzi ([Westraat *et al.*, 2004](#)) et Heerenveen ([Belcher & Kisters, 2006](#)), pour lesquels les zones de cisaillement ont servi de couloir d'alimentation en magmas; elles ont aussi, par endroit, contrôlé l'ouverture de petits bassins en "pull-apart", qui ont initialement fourni l'espace disponible à la construction des plutons ([Sonke, 2006](#), , unpublished).

A l'échelle du craton, cette période de compression (peut-être liée au collage de micro-blocs sur ses marges? [Poujol *et al.*, 2003](#)) s'est terminée avant 3074 Ma, date de mise en place des rhyolites du Supergroupe de Dominion, dans un contexte de rift (relaxation post-collision?).

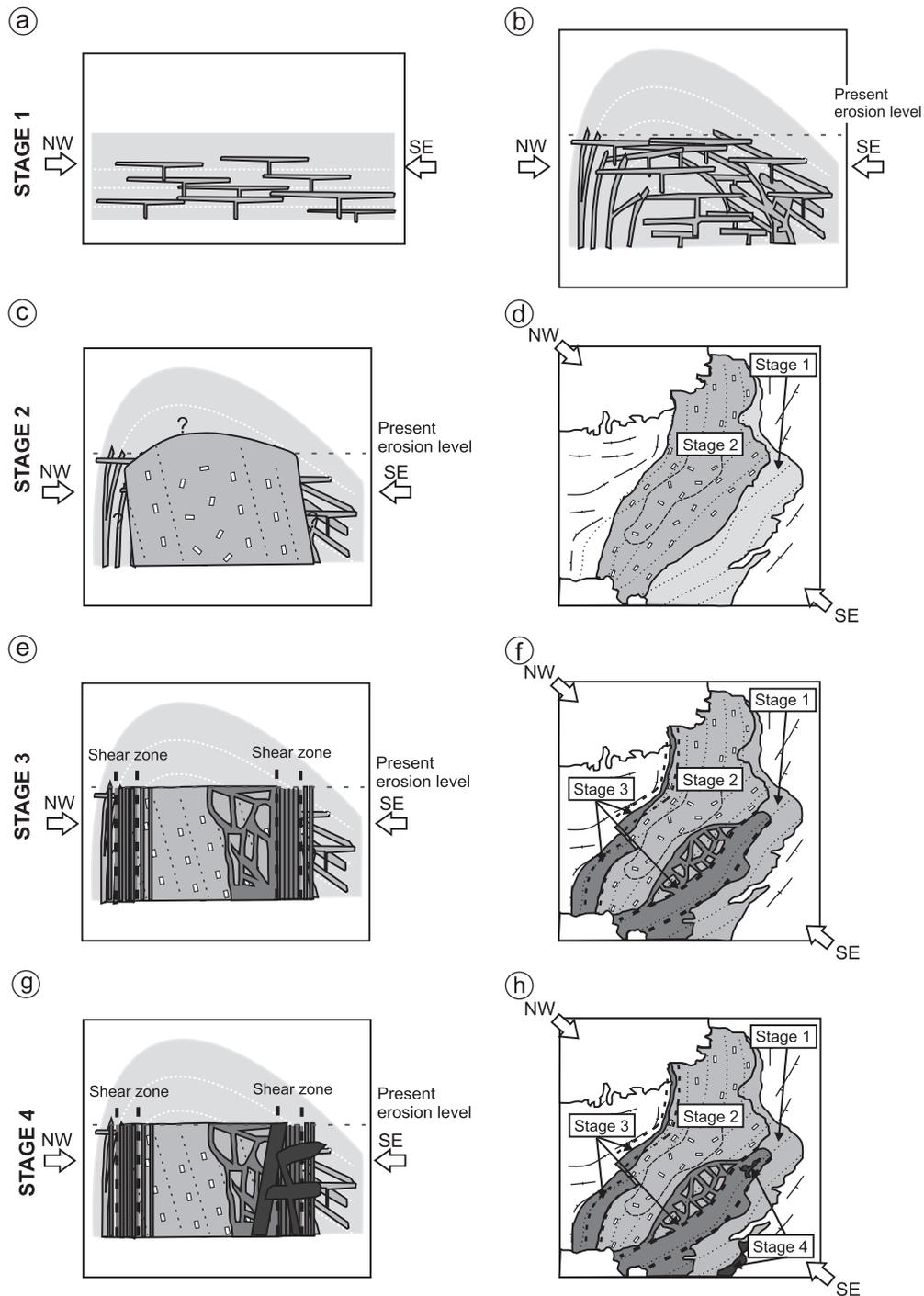


Fig. 28: Construction du batholite de Heerenveen (Belcher & Kisters, 2006). (d), (f) et (h) sont des vues en plan, les autres des coupes NW-SE. (a), (b) : stade 1. injection de feuillets plats de leucogranites, plissement et développement de zones de cisaillement sur les flancs du pli. (c), (d) : stade 2. mise en place de la masse principale du batholite, de façon mal connue. (e), (f) : stade 3. Mise en place de magmas le long des zones de cisaillement. (g), (h) : stade 4. Liquides tardifs, post-tectoniques.

Références

- Anhaeusser, C. R. 2001. The anatomy of an extrusive-intrusive Archaean mafic-ultramafic sequence : the Nelshoogte Schist Belt and Sttolzburg layered ultramafic complex, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *South African Journal of Geology*, **104**, 167–204.
- Bédard, Jean. 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **70**, 1188–1214.
- Belcher, Richard W., & Kisters, Alex F.M. 2006. Progressive adjustments of ascent and emplacement controls during incremental construction of the 3.1 Ga Heerenveen batholith, South Africa. *Journal of Structural Geology*, **28**, 1406–1421.
- Belcher, Richard W., Kisters, Alex F.M., Poujol, Marc, & Stevens, Gary. 2005. Structural emplacement of the 3.2 ga Nelshoogte pluton : implications for the origin of dome-and-keel structures in the Barberton granite-greenstone terrain. *In : Geocongress*.
- Belcher, Richard W., Moyon, Jean-François, Kisters, Alex F.M., & Stevens, Gary. submitted. Origin of compositional and geochemical heterogeneity within the incrementally assembled 3.1 Ga Heerenveen batholith, Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa. *Lithos*.
- Cloete, M. 1999. *Aspects of volcanism and metamorphism of the Onverwacht group lavas in the southwestern portion of the Barberton greenstone belt*. Memoir of the Geological Survey of South Africa, vol. 84.
- de le Roche, A., Leterrier, J., Grandclaude, P., & Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**, 183–210.
- de Vries, S.T., Nijman, W., & Armstrong, R.A. 2006. Growth-fault structure and stratigraphic architecture of the Buck Ridge volcano-sedimentary complex, upper Hooggenoeg formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Precambrian Research*, **149**, 77–98.
- de Wit, M. J., Hart, R.A., & Hart, R.J. 1987. The Jamestown ophiolite complex, Barberton mountain belt : a section through 3.5 Ga oceanic crust. *Journal of African Earth Sciences*, **6**, 681–730.
- 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., & Hart, R.A. 1992. Formation of an Archaean continent. *Nature*, **357**, 553–562.
- Diener, Johann, Stevens, Gary, Kisters, Alex F.M., & Poujol, Marc. 2005. Metamorphism and exhumation of the basal parts of the Barberton greenstone belt, South Africa : Constraining the rates of mid-Archaean tectonism. *Precambrian Research*, **143**, 87–112.
- Diener, Johann, Stevens, Gary, & Kisters, Alex F.M. 2006. High-pressure low-temperature metamorphism in the southern Barberton granitoid greenstone terrain, South Africa : a record of overthickening and collapse of Mid-Archaean continental crust. *Pages 239–254 of : Benn, Keith, Mareschal, J.-C., & Condie, K.C. (eds), Archean Geodynamic Processes*. monographs, vol. 164. AGU.
- Dziggel, A., Stevens, Gary, Poujol, Marc, Anhaeusser, C.R., & Armstrong, R.A. 2002. Metamorphism of the granite-greenstone terrane South of the Barberton greenstone belt, South Africa : an insight into the tectono-thermal evolution of the 'lower' portions of the Onverwacht group. *Precambrian Research*, **114**, 221–247.
- Dziggel, A., Armstrong, R.A., Stevens, Gary, & Nasdala, L. 2005. Growth of zircon and titanite during metamorphism in the granitoid-gneiss terrain south of the Barberton greenstone belt, South Africa. *Mineralogical Magazine*, **69**, 1021–1038.
- Dziggel, A., Knipfer, S., Kisters, Alex F.M., & Meyer, F. M. 2006. P-T and structural evolution during exhumation of high-T, medium-P basement rocks in the Barberton Mountain Land. *Journal of Metamorphic Geology*, doi :10.1111/j.1525-1314.2006.00653x.
- Eriksson, K. A., & Simpson, E. L. 2000. Quantifying the oldest tidal record : The 3.2 Ga Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Geology*, **28**(9), 831–834.

- Heubeck, C., & Lowe, D. R. 1994. Depositional and Tectonic Setting of the Archean Moodies Group, Barberton Greenstone-Belt, South-Africa. *Precambrian Research*, **68**(3-4), 257–290.
- Hofmann, A., Anhaeusser, C. R., Eriksson, K.A., & Dziggel, A. 2004. *Excursion guide to the geology of the Barberton greenstone belt*. Tech. rept. Economic Geology Research Institute, University of the Witwatersrand, Johannesburg.
- Kisters, Alex F.M., & Anhaeusser, C.R. 1995. Emplacement features of Archaean TTG plutons along the Southern margin of the Barberton greenstone belt, South Africa. *Precambrian Research*, **75**, 1–15.
- Kisters, Alex F.M., Stevens, Gary, Dziggel, A., & Armstrong, R.A. 2003. Extensional detachment faulting and core-complex formation in the southern Barberton granite-greenstone terrain, South Africa : evidence for a 3.2 Ga orogenic collapse. *Precambrian Research*, **127**, 355–378.
- Kisters, Alex F.M., Belcher, Richard W., Poujol, Marc, Stevens, Gary, & Moyen, Jean-François. 2006 (11-15 December 2006). *A 3.2 Ga Magmatic arc Preserving 50 Ma of Crustal Convergence in the Barberton Terrain, South Africa*.
- Lowe, D. R. 1999. Geological evolution of the Barberton greenstone belt and vicinity. *Geological Society of America Special Paper*, **329**, 287–312.
- Lowe, D. R., Byerly, G.R., & Heubeck, C. 1999. Structural divisions and development of the west-central part of the Barberton Greenstone Belt. *geological Society of America Special Paper*, **329**, 37–82.
- Lowe, D. R., Byerly, G. R., Kyte, F. T., Shukolyukov, A., Asaro, F., & Krull, A. 2003. Spherule beds 3.47-3.24 billion years old in the Barberton Greenstone Belt, South Africa : A record of large meteorite impacts and their influence on early crustal and biological evolution. *Astrobiology*, **3**(1), 7–48.
- Lowe, D.R. 1994. Accretionary history of the Archean Barberton Greenstone Belt (3.55-3.22 Ga), southern Africa. *Geology*, **22**, 1099–1102.
- Lowe, D.R., & Byerly, G.R. 1999. Stratigraphy of the west-central part of the Barberton greenstone belt, South Africa. *Geological Society of America Special Paper*, **329**, 1–36.
- Maheo, G., Guillot, S., Blichert-Toft, J., Rolland, Y., & Pecher, A. 2002. A slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of South Karakorum and South Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, **195**(1-2), 45–58.
- Mercier, J., & Vergely, P. 1992. *Tectonique*. Géosciences. Dunod.
- Moyen, Jean-François, Stevens, Gary, & Kisters, Alex F.M. 2006. Record of mid-Archaean subduction from metamorphism in the Barberton terrain, South Africa. *Nature*, **443**, 559–562.
- Poujol, Marc, Robb, L.J., Anhaeusser, C.R., & Gericke, B. 2003. A review of the geochronological constraints on the evolution of the Kaapvaal craton, South Africa. *Precambrian Research*, **127**, 181–213.
- Sonke, G.-J. 2006. *Internal architecture of the sheeted margin of the 3.1 Ga Mpuluzi batholith, Barberton granite-greenstone terrain*. Honors thesis, Stellenbosch University.
- Stevens, Gary, Droop, G.T.R., Armstrong, R.A., & Anhaeusser, C.R. 2002. Amphibolite-facies metamorphism in the Schapenburg schist belt : a record of the mid-crustal response to 3.23 Ga terrane accretion in the Barberton greenstone belt. *South African Journal of Geology*, **105**, 271–284.
- Vanderhaeghe, Olivier, Burg, J., & Teyssier, Christian. 1999. Exhumation of migmatites in two collapsed orogens Canadian Cordillera and French Variscides. *Exhumation processes normal faulting, ductile flow and erosion Geological Society Special Publications*, **154**, 181–204. TY - JOUR.
- Westall, F., de Wit, M. J., Dann, J., van der Gaast, S., de Ronde, C. E. J., & Gerneke, D. 2001. Early Archean fossil bacteria and biofilms in hydrothermally-influenced sediments from the Barberton greenstone belt, South Africa. *Precambrian Research*, **106**(1-2), 93–116.
- Westraat, Janus D., Kisters, Alex F.M., Poujol, Marc, & Stevens, Gary. 2004. Transcurrent shearing, granite sheeting and the incremental construction of the tabular 3.1 Ga Mpuluzi batholith, Barberton granite-greenstone terrane, South Africa. *Journal of the Geological Society of London*, **161**, 1–16.

White, R.V., Tarney, J., Kerr, A.C., Saunders, A.D., Kempton, P.D., Pringle, M.S., & Klaver, G.T. 1999. Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean : implications for the generation of continental crust. *Lithos*, **46**, 43–68.