

Géologie en Afrique du sud

du 25 octobre au 9 novembre 2008

Géologie régionale et livret-guide



Jean-François Moyen

Department of Geology
University of Stellenbosch
Private Bag X1
Matieland 7602
South Africa
<http://jfmoyen.free.fr>



UNIVERSITEIT
STELLENBOSCH
UNIVERSITY

CBGA - Centre Briançonnais de Géologie Alpine
35 rue Pasteur 05100 BRIANÇON
Tél. 04 92 20 56 55
<http://www.cbga.net>

Table des matières

Table des matières	iii
Avant-propos	viii
Première partie: Cartes de l'itinéraire suivi	ix
Vue d'ensemble de l'itinéraire	xi
Carte I : de Johannesburg à la région de Badplaas, jour 1	xii
Carte II : Région de Badplaas, jours 1 à 4	xiii
Carte III : du Parc Krüger à Tzaneen, jours 5 et 6	xiv
Carte IV : Ceinture du Limpopo, Tzaneen—Musina—Mokopane, jours 7 à 9	xv
Carte V : de Mokopane à Burgersfort et alentours, jours 10 et 11	xvi
Carte VI : de Burgersfort à Belfast et Vredefort, jours 12 et 13	xvii
Carte VII : région de Vredefort, jours 13 et 14	xviii
Deuxième partie: Géologie régionale	1
1 Introduction à la géologie Sud-Africaine	3
1 Le craton du Kaapvaal	4
1.1 Le noyau ancien du Swaziland/Barberton	4
1.2 La région centrale (Johannesburg)	5
1.3 Les terrains Nord	5
1.4 Les terrains Ouest	6
2 La couverture sédimentaire du craton du Kaapvaal	8
2.1 Autour de 3100–3000 Ma : Extension et magmatisme généralisé	8
2.2 De 3000 à 2800 Ma : Nouvelles collisions sur les marges du craton	9
2.3 2710–2650 Ma : Rifting et magmatisme synchrone d'épisodes de collision continentale	11
2.4 2650–2100 Ma : Sédimentation intracratonique	11
3 Les intrusions basiques protérozoïques	12
3.1 Le complexe du Bushveldt, 2055 Ma	12
3.2 Phalaborwa (2049 Ma)	14
4 Les "ceintures mobiles" du Protérozoïque	15
4.1 La ceinture du Limpopo (2650 et 2000 Ma)	16
4.2 Les formations paléoprotérozoïque : la province du Kheis (Ubendian, 1800 Ma)	16
4.3 Les formations méso-protérozoïques : la ceinture du Namaqua–Natal (Kibaran, 1600–1000 Ma)	18
4.4 Les formations fini-protérozoïques : l'orogénèse panafricaine (600 Ma)	19
5 Les séries gondwaniennes : Karoo et Cape Fold Belt	20
5.1 La Cape Fold Belt : bassin d'arrière-arc et inversion du bassin (550–250 Ma)	20

5.2	Le Supergroupe du Karoo	20
6	La rupture du Gondwana	23
6.1	“trapps” des Groupes du Drakensberg et de Lebombo, ca. 180 Ma	23
6.2	Les kimberlites	25
6.3	L’ouverture des bassins océaniques	25
6.4	La surrection du continent Africain	26
2	Le bloc archéen de la région de Barberton	29
1	Stratigraphie et unités géologiques	30
1.1	La ceinture de roches vertes	30
1.2	Les orthogneiss avoisinants et leurs enclaves	37
1.3	Les batholites tardifs	40
2	Architecture et structures	42
2.1	Les structures dans la CRV	42
2.2	Le système de failles d’Inyoka–Inyoni	43
2.3	Les structures dans les gneiss TTG et leurs enclaves	44
2.4	Les contacts entre CRV et gneiss et les structures en dômes	45
3	Le métamorphisme dans et autour de la CRV	49
3.1	Dans la CRV proprement dite	49
3.2	Dans les gneiss du domaine NW	49
3.3	Dans les gneiss du domaine SE	49
3.4	Dans le contact entre les deux terrains : zone de cisaillement d’Inyoni	49
3.5	Synthèse	50
4	Histoire géologique	52
4.1	L’histoire précoce (3.6–3.3 Ga)	52
4.2	Les épisodes à ca. 3.2 Ga	53
4.3	La mise en place des batholites à 3.1 Ga	55
3	La ceinture du Limpopo	61
1	Structure d’ensemble	63
2	Les zones marginales	65
2.1	La zone marginale Nord	65
2.2	La zone marginale Sud	65
3	La zone centrale	69
3.1	Lithologies	70
3.2	Métamorphisme et structures	72
3.3	Problèmes de chronologie	74
4	Modèles d’évolution de la ceinture du Limpopo	76
4.1	Modèle “archéen surtout” : le collage des deux cratons a lieu à 2.6 Ga	76
4.2	Modèle “protérozoïque surtout” : la collision a lieu à 2.0 Ga	77
4	Le complexe du Bushveldt	83
1	Présentation générale	84
1.1	Extension géographique	84
1.2	La Province magmatique du Bushveld	84
1.3	Contexte et conditions de mise en place	85
2	Stratigraphie des unités basiques litées	87
2.1	La Zone Marginale	89
2.2	La Zone Inférieure (Lower Zone, LZ)	90
2.3	La Zone Critique (Critical Zone, CZ)	92
2.4	La Zone Principale (Main Zone, MZ)	93
2.5	La Zone Supérieure (Upper Zone, UZ)	93

2.6	Corps discordants	93
3	Evolution magmatique de la partie basique du Complexe	94
3.1	Cristallisation fractionnée	94
3.2	Réalimentations magmatiques	96
3.3	Formation des chromites	101
3.4	Le remplissage de l'intrusion du Bushveld	103
4	Les litages magmatiques à l'échelle de l'affleurement	107
4.1	Différents types de litages	107
4.2	L'origine des litages	107
5	Les niveaux minéralisés	112
5.1	Platinoïdes	112
5.2	Vanadium	113
5	L'impact de Vredefort	115
1	La structure de Vredefort	115
1.1	Géologie	115
1.2	Géophysique	115
1.3	Métamorphisme	116
2	Les preuves d'impact	117
2.1	Métamorphisme d'impact et structures de choc	117
2.2	Brèches d'impact s.l.	118
2.3	Isotopes de l'Osmium	118
3	L'extension de la structure	120
3.1	Indices dispersés et taille réelle de la structure d'impact	120
3.2	Le cratère et son dôme central	120
3.3	Le cratère et la préservation du Supergroupe du Witwatersrand	121
	Troisième partie: Itinéraire géologique	125
	Samedi 25 Octobre	127
	Dimanche 26 octobre	129
	Panorama sur la C.R.V. de Barberton et les terrains avoisinants	130
	Komatiïtes dans la vallée de la Komatii	131
	Lundi 27 Octobre	133
	Coupe de long de la Komati dans le Groupe d'Onverwacht	133
	Le groupe de Fig Tree	135
	Carrière de Schoonoord, BIF plissés du Groupe de Fig Tree	136
	Panorama structural sur la CRV	136
	Mardi 28 Octobre	139
	Contact faillé du pluton de Steynsdorp	139
	Contact du pluton de Dalmein	139
	Contact intrusif du pluton de Theespruit	140
	La faille de la Komati à Tjakastad	140
	Inyoni Shear Zone	141

Mercredi 29 Octobre	145
Discordances internes dans le groupe de Moodies	145
Conglomérats et grès, Moodies group	147
Sheba Creek : conglomérats du Groupe de Moodies	147
Grès et tidalites du groupe de Moodies	148
Ezzy's pass : Conglomérats déformés	149
Jeudi 30 Octobre	151
Vendredi 31 Octobre	153
Mine de Cuivre de Phalaborwa	153
Ga-Modjadji Cycad Reserve	155
Samedi 1 Novembre	157
Gneiss de Bavianskloof	157
Capricorn Monument : contact du pluton de Matok	157
Lit de rivière près de GaMathule : métapelites granulitiques	158
Dimanche 2 Novembre	161
Le pluton de Bulai à Three Sisters	161
Ferme Verbraard : ortho- et paragneiss fondus	161
Mapungubwe	162
Lundi 3 Novembre	163
Causeway locality : Gneiss de Sand River	163
Hendrik-Verwoerd Tunnel dans le Soutpansberg	165
Le pluton de Matok	166
Mardi 4 Novembre	167
PPRust mine, Potgietersrus (Mokopane)	167
Panorama sur le Bushveld	168
La zone inférieure à Jagdlust	169
Mercredi 5 Novembre	171
Contact basal de l'intrusion du Bushveld	171
Le niveau de chromitite UG2, sur la "ferme" Maandaagshoek	171
Litages magmatiques à Dwars River	176
"Pipe" de Tweefontein	177
Magnet hill : Main magnetite layer	177
Jeudi 6 Novembre	179
Three Rondavels	180
Bourke luck's potholes	181
God's window	181
Sudwala pass : Stromatholites	182
Vendredi 7 Novembre	183
Rooderand : shatter-cones	183
Roches métamorphiques du dôme	184

Samedi 8 Novembre	185
Bobbejaanrant, Smilin' Thru resort : quartzites fracturées	185
Kopjeskraal : Granophyre	185
Carrière de Salvamento : pseudotachylites	186
Carrière de Leeukop : pseudotachylites	186
Quatrième partie: Documents	187
Classification IUGS des roches magmatiques	189
Classification IUGS des roches métamorphiques	190
Carte géologique d'Afrique du Sud	191
Echelle des temps géologiques (adaptée au contexte Sud-Africain)	192
Résumé géologique : la couverture du craton du Kaapvaal	193
Résumé géologique : la région de Barberton	194
Résumé géologique : la ceinture du Limpopo	195
Résumé géologique : le complexe du Bushveld	196
Carte géologique de la région de Barberton	197
logs dans la CRV de Barberton	198
Carte et coupe de la ceinture du Limpopo	199
Carte géologique de la région de Musina	200
Carte de la zone marginale Sud	201
Logs et minéralogie dans le complexe du Bushveld	202
Carte du complexe du Bushveld	203
Carte de la région de Johannesburg	204
Carte géologique de la structure d'impact de Vredefort	205

Bienvenue en Afrique du Sud !

Tout a commencé il y a 4 ans ... A l'époque, Jean-Yves Jolivel, responsable de l'association rennaise Meta-Odos, m'a demandé si j'accepterais d'accompagner son groupe dans une excursion géologique en Afrique du Sud. Le voyage a eu lieu en Février 2007, et il a été apprécié. Raymond Cirio en a entendu parler ; et il m'a à son tour demandé de re-éditer le même parcours, cette fois pour le CBGA. Comme bien des gens, j'ai eu le plaisir de suivre Raymond sur ses terres du Briançonnais ; c'est donc avec le plus grand plaisir que j'ai accepté, plaisir teinté d'un soupçon d'amusement à l'idée que cete fois-ci, c'est Pierre et Raymond, que j'ai tant de fois écouté sur le terrain, qui prendront des notes, et moi qui parlerai . .

Le programme de cette excursion trahit mes goûts personnels et mes centres d'intérêt : la pétrologie (magmatique et métamorphique) et le Précambrien. On ne verra de sédiments que dans la mesure où ils permettent de raconter une histoire intéressante sur le Précambrien. C'est un parti-pris, et un choix. Il est en partie rationnel (on a de superbes exemples de ces choses en Afrique du Sud, il serait dommage de les manquer), et en partie subjectif.

Nous visiterons ensemble trois régions, trois exemples différents d'objets géologiques exotiques. D'abord, la région de Barberton, un des trois plus vieux terrains du monde : elle s'est formées entre 3.5 et 3.1 milliards d'années (Ga). Nous y observerons la nature, la structure et l'évolution d'un fragment de continent archéen. Après un détour dans le Parc Krüger, qu'il aurait été dommage de manquer, nous nous dirigerons vers la Ceinture du Limpopo. C'est un domaine granulitique, qui correspond sans doute aux racines d'une chaîne de montagnes soudant les cratons du Kaapvaal (en Afrique du Sud) et du Zimbabwe. L'âge de la collision n'est pas connu : 2.5, ou 2.0 Ga ? Enfin, nous visiterons le complexe du Bushveld : vieux de "seulement" 2.05 Ga, c'est la plus grande intrusion basique litée du monde. Ici, le terme de cristallisation fractionnée veut dire quelque chose ! Pour finir dans les étrangetés, un petit tour dans la région de Vredefort nous permettra de visiter un cratère d'impact météoritique, et toutes les roches d'impact associées.

Si vous n'avez pas d'expérience de ce genre de terrains — c'est le cas de la majorité des géologues Français, pour des raisons évidentes ! —, vous allez vous retrouver immergés dans un univers des plus étrange. Ici, pas ou peu de fossiles, des types de roches inconnus ou rarissimes en France. Ici, on ne peut rien tenir pour acquis : l'atmosphère contenait-elle de l'oxygène ? La tectonique des plaques opérait-elle ? En plus, on se situe souvent dans le domaine des roches magmatiques ou métamorphiques, les parents pauvres de la géologie en France (vous savez, les grandes zones uniformes colorées en rose dans un coin de la carte. . .). De quoi dépayser un géologue habitué aux calcaires et aux plis des Alpes, à la stratigraphie et aux fossiles des grands bassins français.

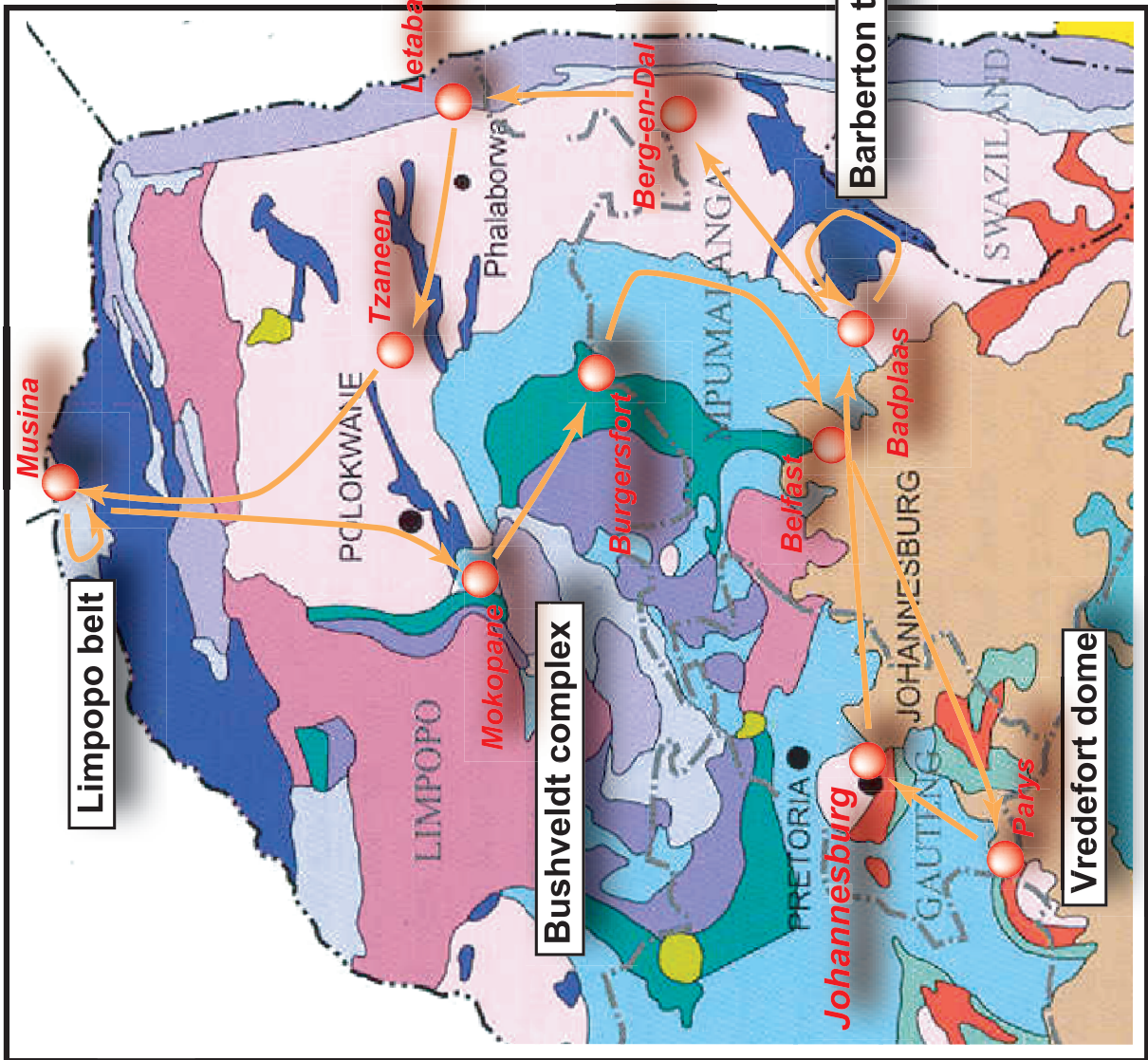
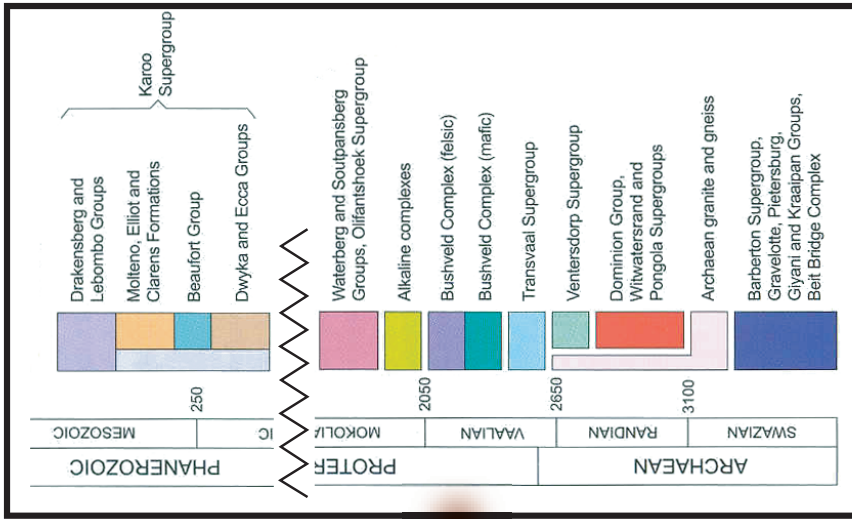
Préparer cette excursion (dans ses deux incarnations successives) a aussi été pour moi l'occasion d'écrire un certain nombre de pages sur mes sujets de prédilection : depuis un moment, je ne cherchais qu'un prétexte pour le faire. Emporté par mon élan, j'ai écrit et encore écrit, tant et si bien que le produit final a largement dépassé la taille que l'on pouvait attendre ! Voilà pourquoi ce livret-guide se compose de deux volumes. Celui que vous avez entre les mains comporte une présentation géologique, des documents et présente l'itinéraire que nous allons suivre, jour par jour ; le second, que vous pouvez si vous le voulez télécharger (<http://jfmoyen.free.fr>) et imprimer, est une présentation plus générale, d'une part des problématiques de la géologie du Précambrien, et d'autre part de l'Afrique du Sud.

En espérant vous faire partager tout à la fois ma fascination pour cet étrange Précambrien, mon intérêt ésotérique pour les processus qui se déroulent dans la croûte, et mon affection pour le pays que vous allez parcourir, je vous invite à tourner la page et à commencer à visiter ce nouvel univers. . .

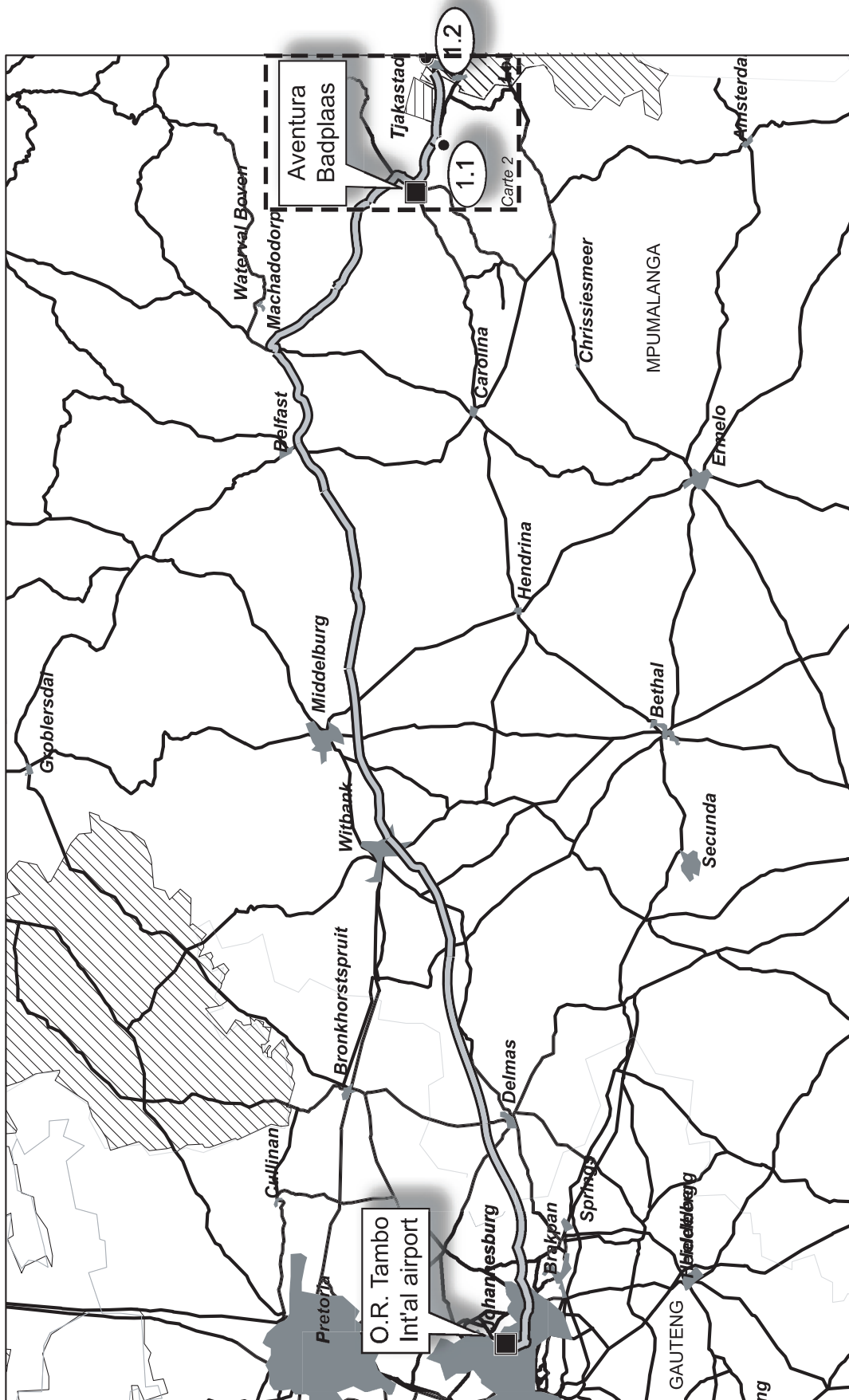
Jean-François MOYEN

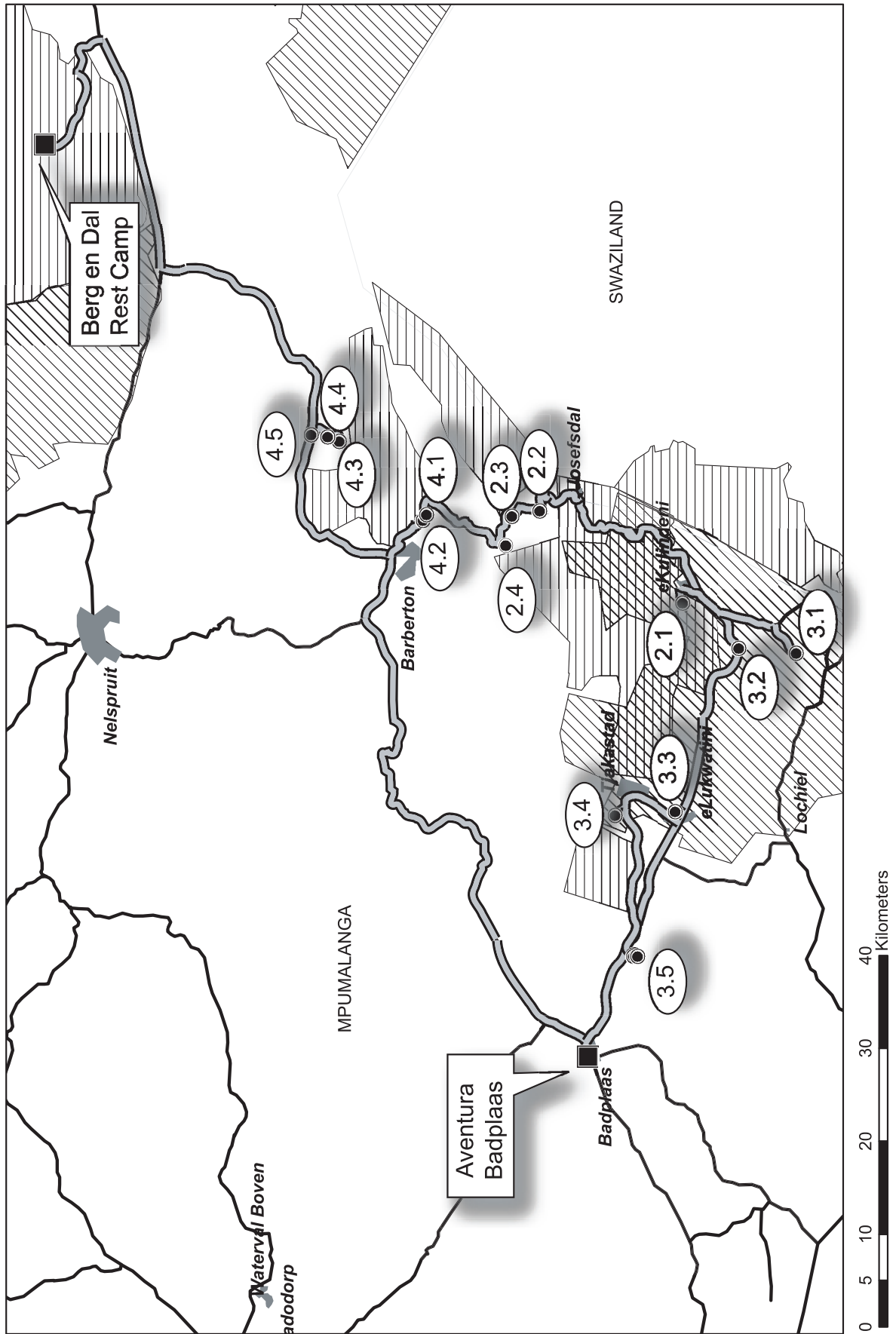
Première partie

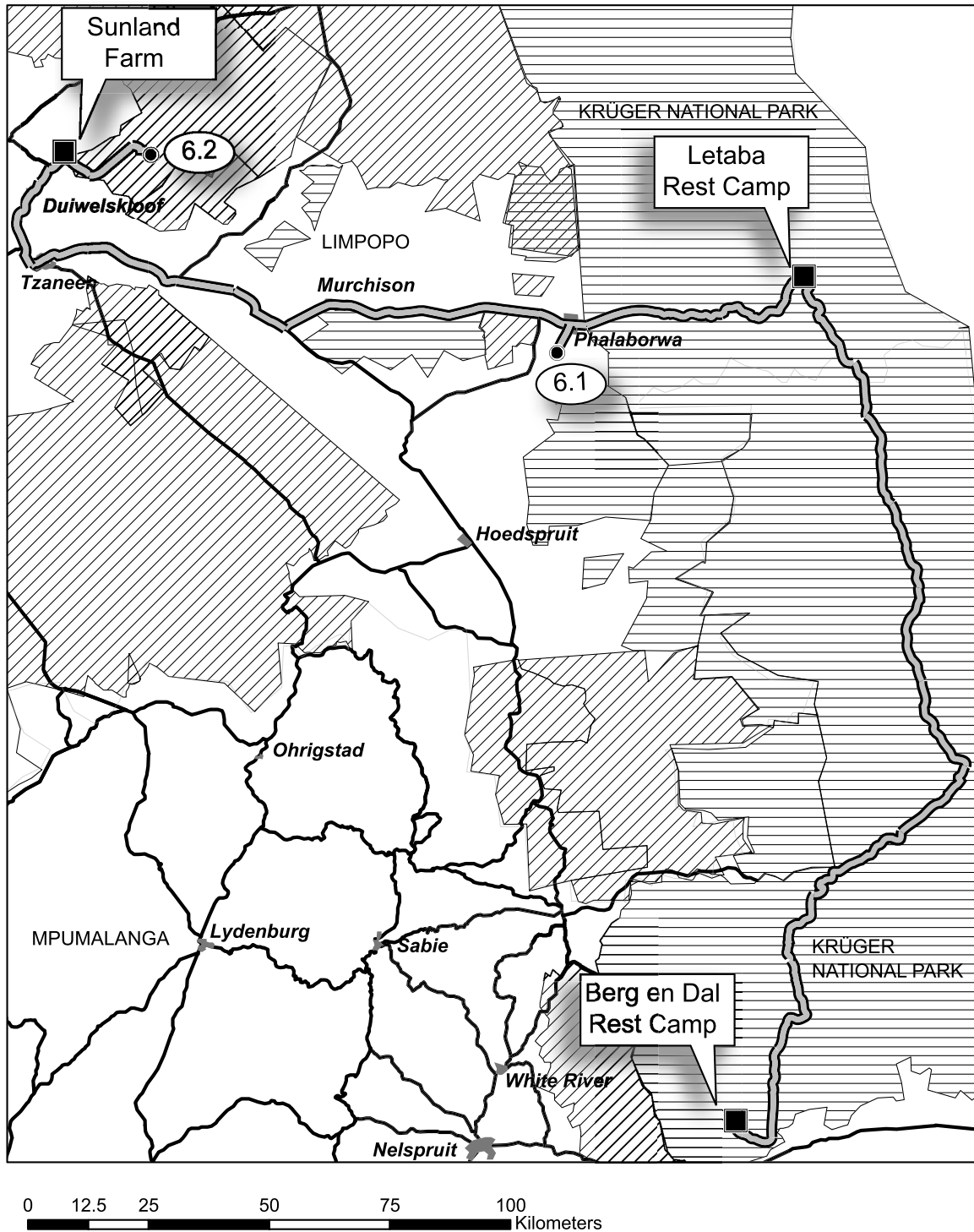
Cartes de l'itinéraire suivi

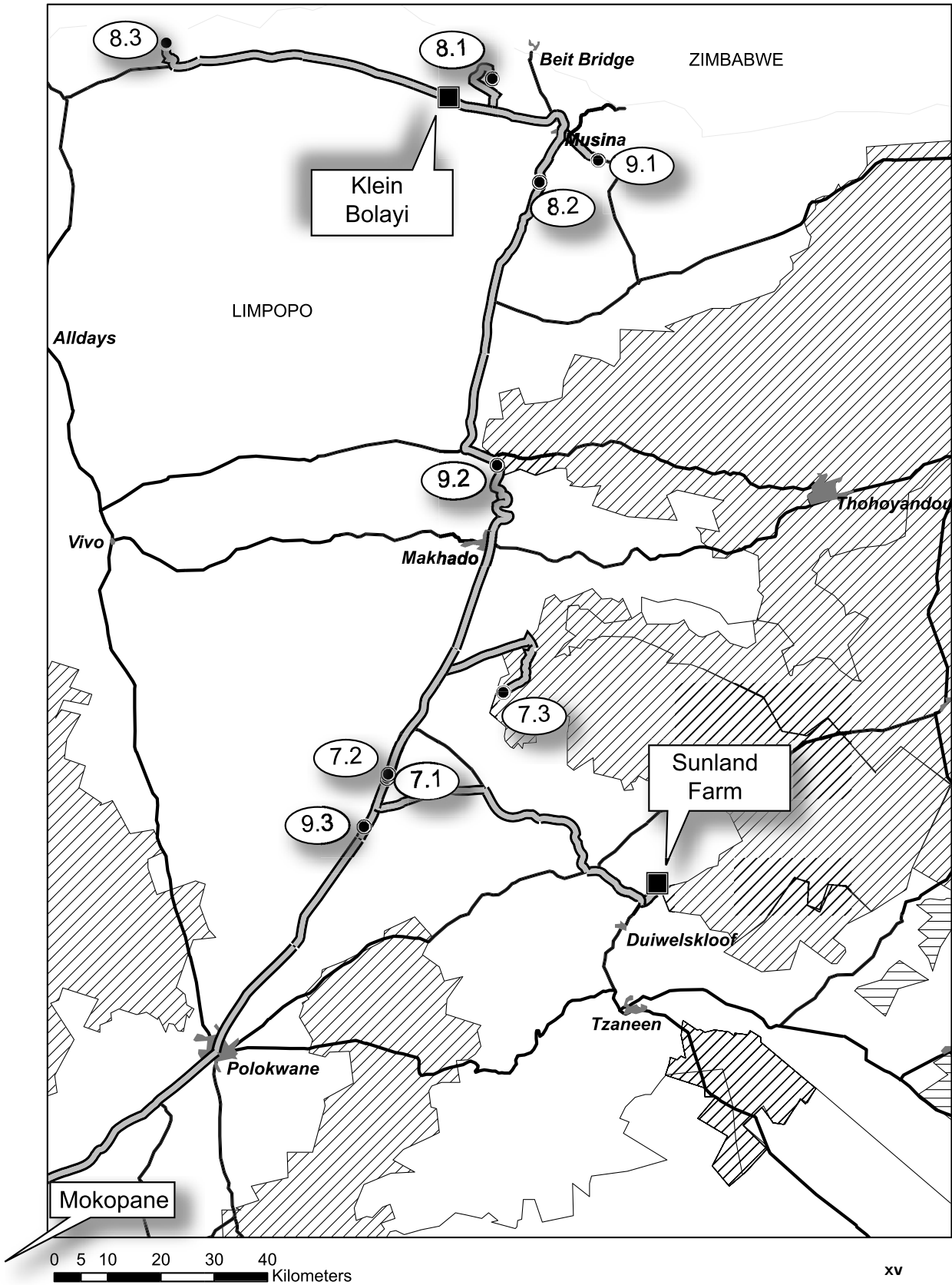


Carte I : de Johannesburg à la région de Badplaas, jour 1

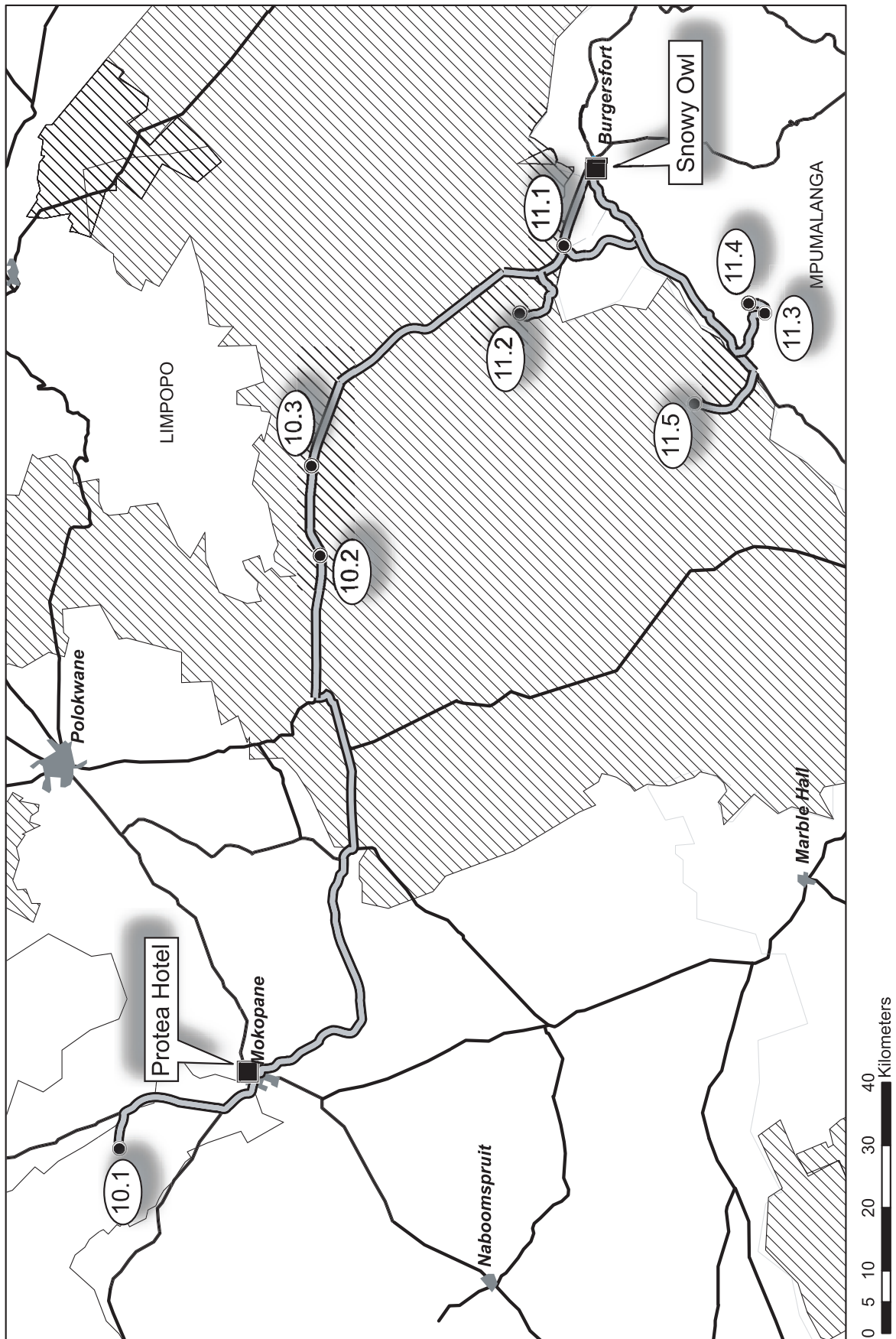




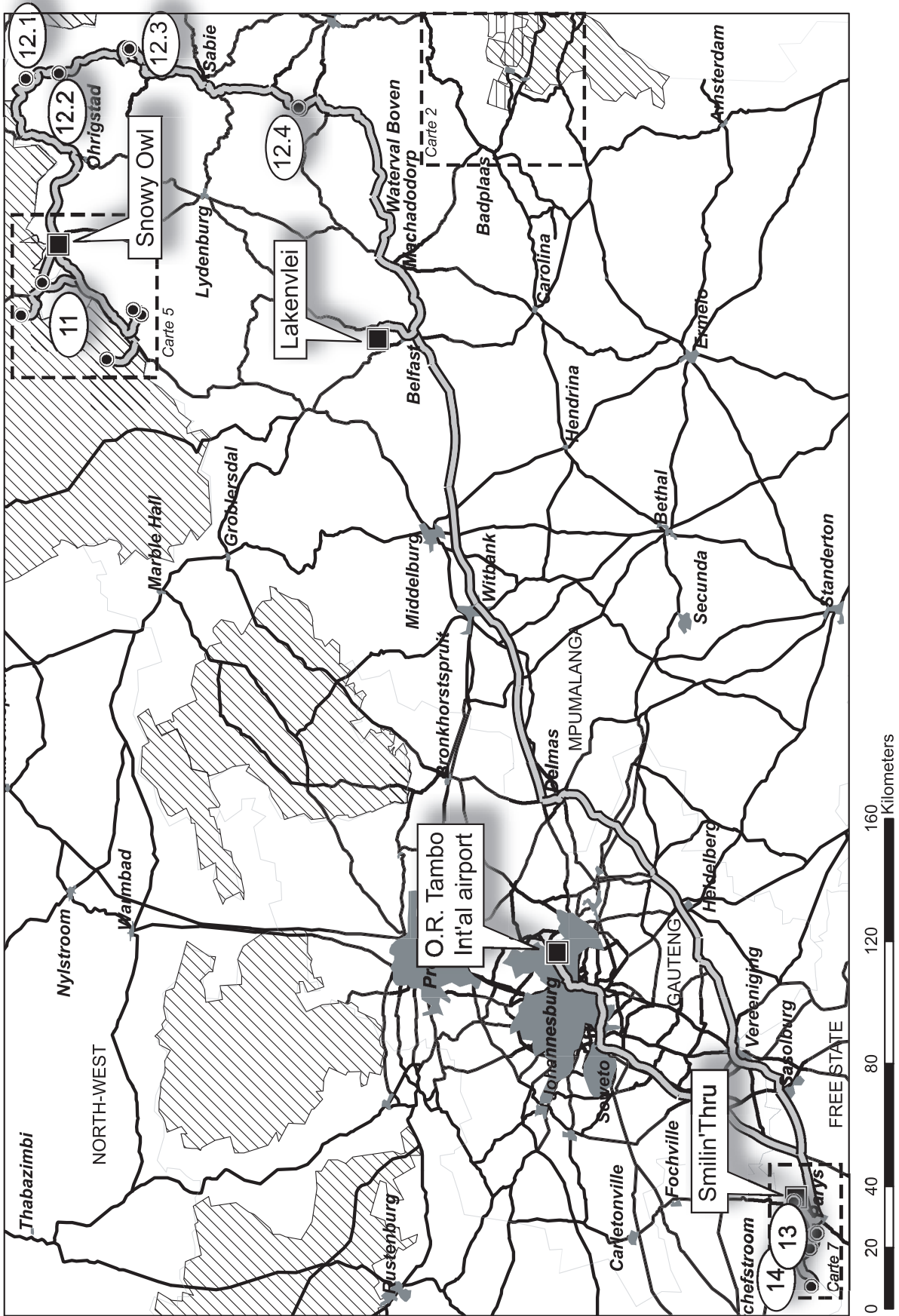


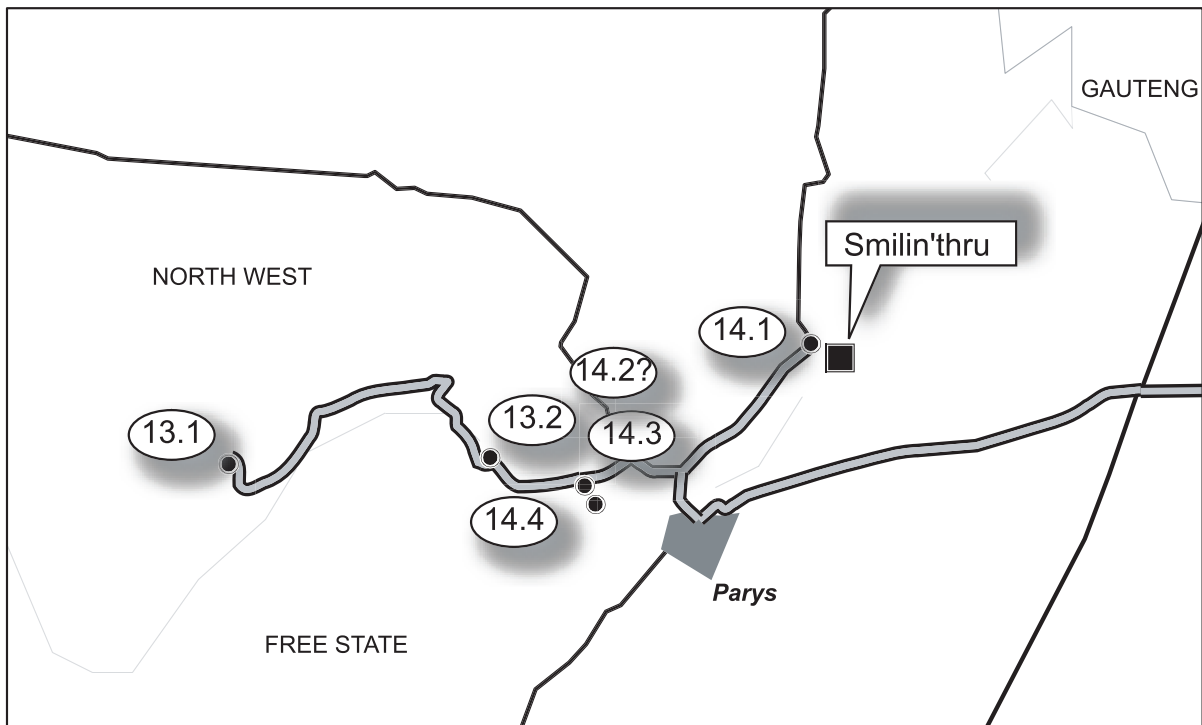


Carte V : de Mokopane à Burgersfort et alentours, jours 10 et 11



Carte VI : de Burgersfort à Belfast et Vrededorp, jours 12 et 13





Deuxième partie
Géologie régionale

1

Introduction à la géologie Sud-Africaine

1	Le craton du Kaapvaal	4
1.1	Le noyau ancien du Swaziland/Barberton	4
1.2	La région centrale (Johannesburg)	5
1.3	Les terrains Nord	5
1.4	Les terrains Ouest	6
2	La couverture sédimentaire du craton du Kaapvaal	8
2.1	Autour de 3100–3000 Ma : Extension et magmatisme généralisé	8
2.2	De 3000 à 2800 Ma : Nouvelles collisions sur les marges du craton	9
2.3	2710–2650 Ma : Rifting et magmatisme synchrone d'épisodes de collision continentale	11
2.4	2650–2100 Ma : Sédimentation intracratonique	11
3	Les intrusions basiques protérozoïques	12
3.1	Le complexe du Bushveldt, 2055 Ma	12
3.2	Phalaborwa (2049 Ma)	14
4	Les "ceintures mobiles" du Protérozoïque	15
4.1	La ceinture du Limpopo (2650 et 2000 Ma)	16
4.2	Les formations paléoprotérozoïque : la province du Kheis (Ubendian, 1800 Ma)	16
4.3	Les formations méso-protérozoïques : la ceinture du Namaqua–Natal (Kibaran, 1600–1000 Ma)	18
4.4	Les formations fini-protérozoïques : l'orogénèse panafricaine (600 Ma)	19
5	Les séries gondwaniennes : Karoo et Cape Fold Belt	20
5.1	La Cape Fold Belt : bassin d'arrière-arc et inversion du bassin (550–250 Ma)	20
5.2	Le Supergroupe du Karoo	20
6	La rupture du Gondwana	23
6.1	"trapps" des Groupes du Drakensberg et de Lebombo, ca. 180 Ma	23
6.2	Les kimberlites	25
6.3	L'ouverture des bassins océaniques	25
6.4	La surrection du continent Africain	26

L'AFRIQUE DU SUD, géologiquement, est un pays vieux ; les roches les plus vieilles ont plus de 3.6 Ga (Kröner and Tegtmeier, 1994), tandis que les plus récentes ont environ 200 Ma (0.2 Ga) ; une grande partie du pays a été struc-

turée à l'Archéen, entre 3.2 et 2.7 Ga. Pour comparaison, la France présente des roches allant de 2.1 Ga au présent, mais avec une "charpente" hercynienne, c'est à dire 300-400 Ma (0.3 – 0.4 Ga).

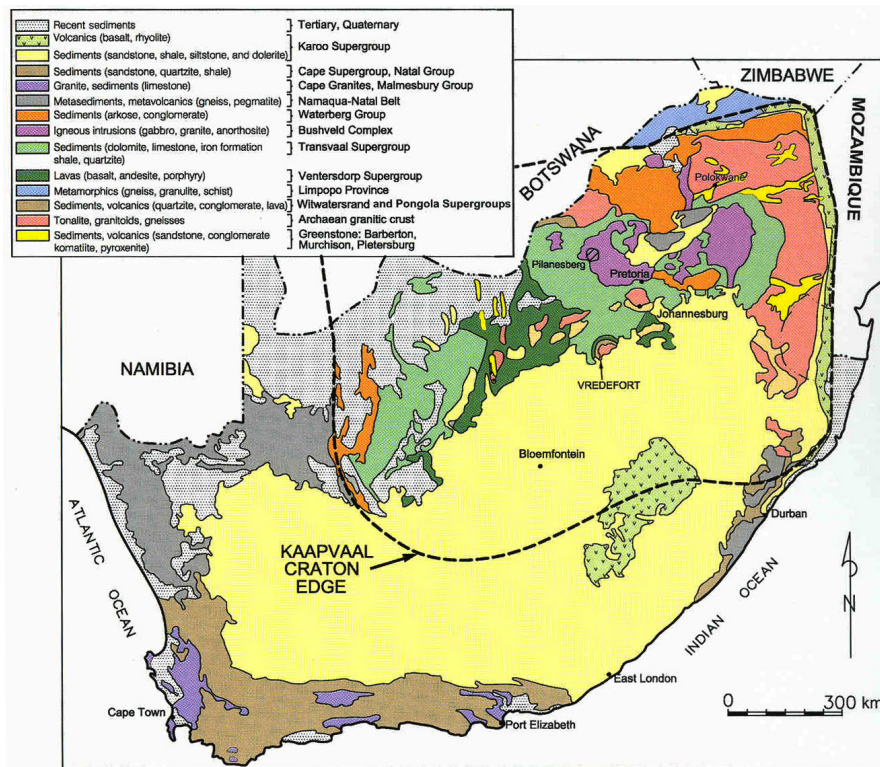


Fig. 1.1: Carte géologique simplifiée d'Afrique du Sud (Reimold and Gibson, 2005)

1 Le craton du Kaapvaal

Ce bloc archéen n'a été que peu affecté par les événements géologiques ultérieurs (on parle de "craton"), et représente, après sa formation, un noyau stable qui n'évolue presque plus. Bien qu'il n'affleure que très partiellement, il est possible, par géophysique, d'en retrouver l'extension (sous la couverture plus récente) ; il constitue le soubassement de la partie Nord et Est du pays, et représente le noyau autour duquel la structure de la région s'est mise en place.

Le craton lui-même peut être découpé en une mosaïque de petits blocs, aux propriétés géophysiques, mais aussi aux âges, différents. Il semble s'être formé en plusieurs épisodes, entre 3.5 et 2.7 Ga. Une fois le noyau central formé (vers 3.5–3.3 Ga), le processus dominant est une accretion périphérique, par ajout successif de blocs plus jeunes, peut-être des arcs insu-

lares, sur la marge du continent.

1.1 Le noyau ancien du Swaziland/Barberton

La partie la plus ancienne se trouve sur la frontière du Swaziland, dans la région de Barberton. La géologie de la région est détaillée dans le chapitre 5 du fascicule "géologie régionale". On y trouve un ensemble de gneiss (orthogneiss surtout), de métasédiments (ceintures de roches vertes) et de plutons granitiques.

Les roches les plus anciennes sont des orthogneiss tonalitiques, vieux de 3644 ± 4 Ma (Compston and Kröner, 1988). Ils appartiennent à un complexe gneissique ancien (3.4–3.6 Ga), au Swaziland. La CRV de Barberton et

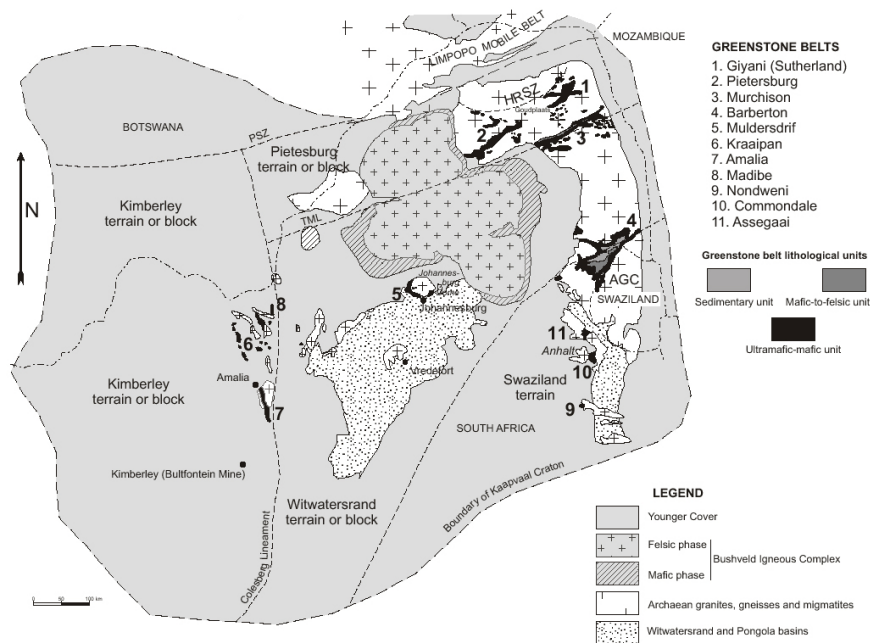


Fig. 1.2: Carte géologique du craton du Kaapvaal (Poujol, in press)

les granitoïdes voisins se sont formés entre 3.5 et 3.2 Ga. La région s’est stabilisée aux alentours de 3.1 Ga, lors de la mise en place de grands ba-

tholithes potassiques, peu avant le volcanisme du Supergroupe de Pongola (voir plus bas).

1.2 La région centrale (Johannesburg)

La partie centrale, autour de Johannesburg, affleure très médiocrement dans le “dôme de Johannesburg”, et dans la structure d’impact de Vredefort. Les âges dans cette région vont de 3250 à 3000 Ma (Poujol et al., 2003), avec un important épisode vers 3100 Ma, âge de stabilisation de la région de Barberton. On peut spéculer que cette région corresponde à des petits fragments (arcs insulaires ? microcontinents ?) collés au noyau de Barberton lors de l’orogénèse il y a 3.2 Ga.

Giyani —anciennement Sutherland— et Pietersburg) et d’orthogneiss vieux de 3.0 Ga environ. Quelques fragments plus anciens (3200 Ma), et quelques granites intrusifs plus récents (2700 Ma) existent aussi.

On a probablement affaire de nouveau à des petits blocs, sans doute des éléments de type arc insulaire, qui se sont collés (par des processus de subduction–collision, comme ceux que nous décrivons à Barberton il y a 3.2 Ga ?) au Nord du craton il y a 3.0 Ga environ.

1.3 Les terrains Nord

Au Nord du Craton, une bande de 200 km de large environ, assez mal connue, est composée de roches supracrustales (CRV de Murchison,

Vers 2.7 Ga, le terrain Nord est affecté par un épisode interprété comme une collision continentale, qui amène à la formation de la ceinture granulitique du Limpopo (cf. chapitre 6 du fascicule “géologie régionale”).

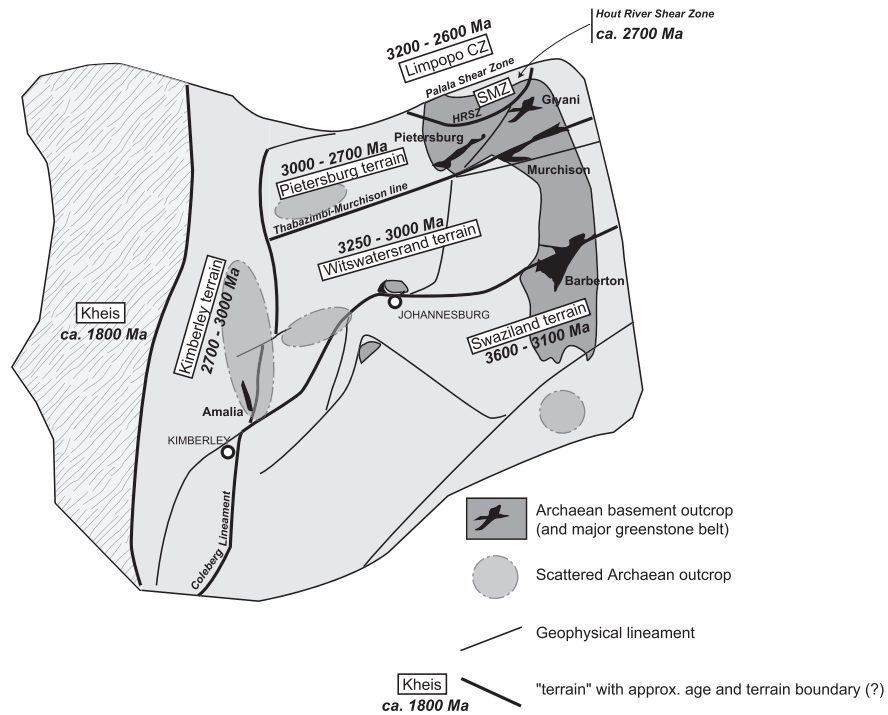


Fig. 1.3: Structuration du craton du Kaapvaal, telle que définie par la géophysique et la géochronologie (Poujol et al., 2003; de Wit et al., 1992; Poujol, in press). Des anomalies géophysiques permettent de séparer le craton en différentes unités; la géochronologie confirme que au moins certaines correspondent à des entités géologiques distinctes, formées pendant une période bien définie. Notez cependant la taille réduite des vrais affleurements. Les linéaments sont dessinés d'après l'interprétation géophysique de de Wit et al. (1992); notez comment ces linéaments sont dessinés de façon à suggérer deux jeux de structures géologiques, l'un Nord-Est Sud-Ouest et l'autre Nord-Sud, qui pourraient correspondre à deux épisodes d'accrétion respectivement au Nord (Pietersburg terrain, puis Limpopo) et à l'Ouest (Amalia) du craton.

1.4 Les terrains Ouest

Le même schéma se répète sur la bordure Ouest du craton, qui affleure très mal. On avait là

une succession de deux épisodes de collages de blocs; l'un vers 3.0–3.1 Ga (CRV de Madibe et Kraaipan); l'autre vers 2.7 Ga (CRV de Amalia, gneiss au SW de Kimberley).

Encadré 1: Terminologies stratigraphiques

En Afrique du sud, on utilise principalement des terminologies purement *lithostratigraphiques* — c'est à dire décrivant les séries sédimentaires uniquement sous l'angle de leur description (composition, relations avec les couches voisines). L'unité de base de la lithostratigraphie est la formation, qui est "une unité stratigraphique à la lithologie suffisamment distinctive pour être cartographiable". Elle se subdivise en *membres* et *couches* (*beds*), et se regroupe en *groupe* et *supergroupe*.

En Europe, on utilise plutôt des terminologies *chronostratigraphiques* — c'est à dire décrivant les séries sous l'angle de leur âge. L'unité chronostratigraphique de base est le *système*, subdivisé en *séries* et *étages*, et regroupé en *érathème* et *éonothème*. A chaque volume de roche chronostratigraphique correspond une période de temps : éon, ère, période, époque ou âge.

Il n'y a pas de correspondance directe entre les terminologies litho- et chronostratigraphiques ; grossièrement, on peut proposer les équivalences suivantes :

Unité chronostratigraphique (<i>période de temps correspondante</i>)	Equivalent lithostratigraphique approximatif
Eonothème (<i>éon</i>)	
Erathème (<i>ère</i>)	
Système (<i>Période</i>)	Supergroupe
Série (<i>Epoque</i>)	Groupe
Etage (<i>Age</i>)	Formation
	Membre
	Couche

2 La couverture sédimentaire du craton du Kaapvaal

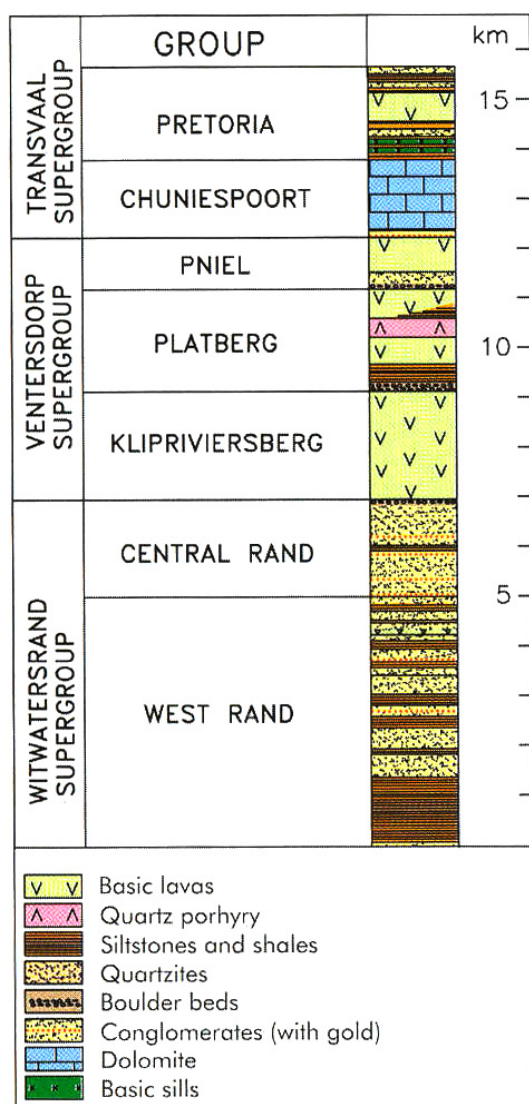


Fig. 1.4: Stratigraphie sur le craton (Référence inconnue)

Au fur et à mesure que le craton se stabilisait, diverses séries sédimentaires se sont déposées sur la croûte rigide du cœur du continent. En même temps, les marges restaient assez actives, et des processus d'accrétion continuaient de s'y dérouler.

Cette période est géologiquement assez intrigante, puisqu'on observe, simultanément, des

processus de type "archéen" sur le bord du craton, et des phénomènes d'allure plus moderne en son cœur. Mais de façon générale, on peut reconnaître une cyclicité classique : rifting, collision, puis sédimentation intra-cratonique sur le continent nouvellement soudé.

On peut regrouper les différentes séries sédimentaires (et les événements synchrones sur les marges) en quelques groupes principaux :

2.1 Autour de 3100–3000 Ma : Extension et magmatisme généralisé

Dominion Group, Pongola Supergroup 3074–2970 Ma

Les premières séries sédimentaires déposées sur le craton du Kaapvaal sont connues sous le nom de *Dominion group*¹ à l'Ouest, et de *Pongola Supergroup* à l'Est. Ce sont des séries de type rift, avec des conglomérats et des laves bimodales (basaltes et rhyolites).

Ces séries sont marginalement plus jeunes que les derniers grands batholithes granitiques (Mpuluzi, Heerenveen, etc.) de la région de Barberton (cf. chapitre 5 du fascicule "géologie régionale"), qui trahissent une fusion importante dans la croûte, lors des derniers épisodes conduisant à la stabilisation de la croûte du craton. Il y a donc sans doute une continuité entre la fin de la formation du continent, et le début du rifting.

Au même moment, au Nord (Pietersburg, Giyani, Murchison) et l'Ouest (Kraaipan, Madibe) du craton se forme une nouvelle génération de ceintures de roches vertes, dont la position géographique est mal connue (la figure 1.5 suggère qu'il pourrait s'agir d'arcs insulaires bâtis sur les marges du craton, mais ce n'est qu'une possibilité!). Le protolithe de certaines des roches de la ceinture du Limpopo semble aussi s'être formé à cette période, là aussi dans une position géographique et un contexte géologique inconnu.

¹Voir encadré 1 page 90

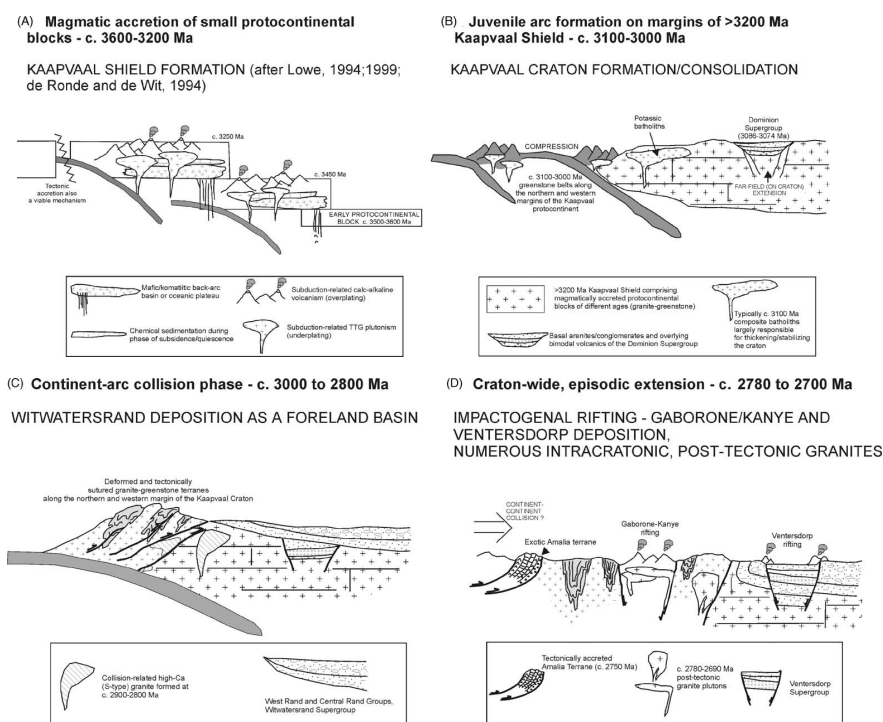


Fig. 1.5: Contexte géologique de la formation des différentes séries sédimentaires tardi-archéennes du craton du Kaapvaal, dans leur contexte géologique (Poujol et al., 2003)

Il est intéressant de noter le contraste entre la partie non-cratonisée, très mobile, au Nord, où se forment des ceintures de roches vertes d'âge très archéenne; et la partie Sud-Est (Barberton) qui est en revanche stable, en contexte intracontinental.

2.2 De 3000 à 2800 Ma : Nouvelles collisions sur les marges du craton

Witwatersrand Supergroup 2970–2710 Ma

a. Accrétion de terrains exotiques

A cette période, les marges du craton connaissent un renouveau d'activité, avec la déformation et le métamorphisme des ceintures de roches vertes de l'Ouest et du Nord, qui sont

aussi intrudées de granites. L'ensemble peut s'interpréter comme résultant du collage de petits domaines (arcs insulaires?) contre le craton. Cette période de collage de blocs se prolonge jusque vers 2750 Ma, lors du collage du bloc d'Amalia à l'Ouest. Là encore, on note la "rigidité" du craton du Kaapvaal, qui agit dès cette époque comme un bloc solide contre lequel viennent s'écraser les différents petits blocs exotiques.

b. Bassin intracratonique

La rigidité et la stabilité du craton est soulignée par le dépôt synchrone d'un grand bassin intracratonique, le *bassin du Witwatersrand*. Ce bassin est constitué presque uniquement de sédiments détritiques (conglomérats, grès et argiles), avec quelques niveaux volcaniques. Les dépôts se font dans des milieux de faible profondeur, côtiers ou lacustres.

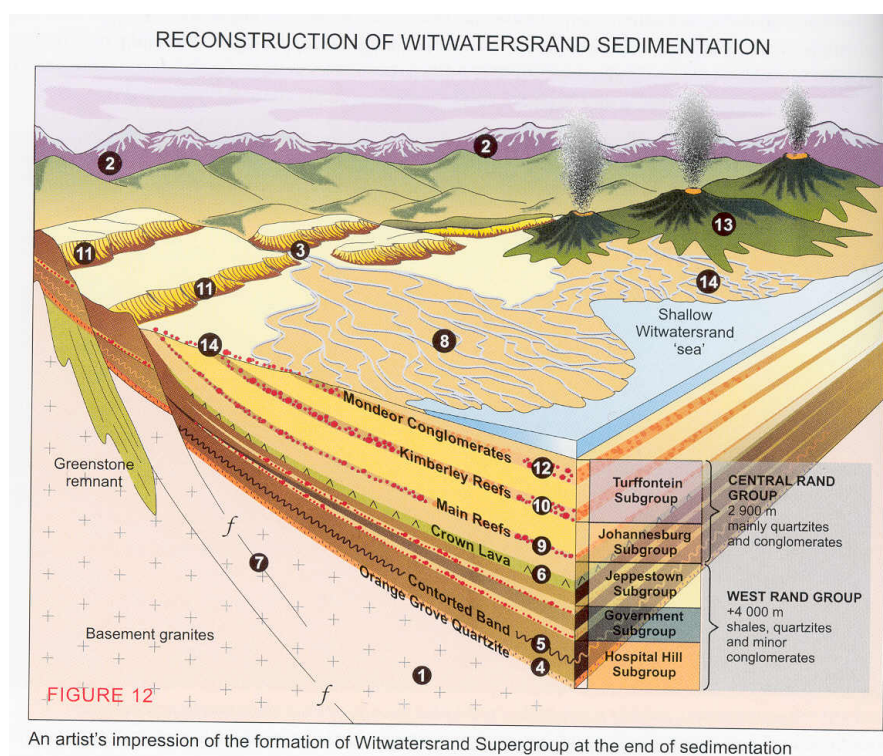


Fig. 1.6: Stratigraphie et conditions de dépôt du bassin du Witwatersrand (Norman and Whitfield, 2006)

c. L'or du Witwatersrand

Le Supergroupe du Witwatersrand² est particulièrement célèbre pour les gisements d'or qu'il renferme — le plus important du monde. On estime à 50 000 tonnes la quantité d'or extraite du sous sol du “Rand” depuis la découverte des gisements, en 1886, soit 31 % de la *totalité* de l'or extrait dans l'histoire humaine (McCarthy and Rubidge, 2005).

L'or se trouve sous forme de petits grains de métal dans certains conglomérats du milieu du Supergroupe (base du “Central Rand Group”) déposés aux alentours de 2910 Ma). Il est accompagné d'autres minéraux denses, pyrite et uraninite surtout, qui témoignent de conditions atmosphériques oxydantes.

L'existence d'or dans des terrains Archéens, et/ou dans des contextes d'arcs insulaires, n'est

pas très surprenante. Dans le craton du Kaapvaal, on connaît de petits gisements d'or un peu partout, par exemple autour de Barberton (en général aux interfaces entre les ceintures de roches vertes et les plutons felsiques). Ce qui est plus inhabituel est sa concentration dans de telles proportions.

Deux modèles se sont longtemps opposés, le modèle du placer et le modèle hydrothermal. Dans les deux cas, l'or provient d'une région source similaire à ce que l'on observe, par exemple à Barberton, dans le craton Archéen. Dans le premier modèle, l'or est transporté dans des rivières, et se concentre dans des zones où le courant se ralentit suffisamment pour forcer le dépôt des minéraux denses. Ce modèle est soutenu par des datations (à 3030 Ma, donc de 100 Ma plus vieux que le dépôt) de grains de minéraux denses. Le second modèle propose que

²“la crête des Eaux Blanches”, qui se trouve au centre de ce qui est devenu Johannesburg, et qui est l'endroit où ces roches affleurent le mieux. C'est aussi à cela que se réfèrent les toponymes comme “East Rand” dans le Gauteng. En Zoulou, Johannesburg est connu comme “eGoli” — “l'endroit de l'or”

l'or ait plutôt été transporté par des fluides hydrothermaux chauds, capables de dissoudre l'or des zones sources, et précipité en rentrant en contact avec des zones aux propriétés redox différentes (nappes d'eau souterraines?). La nature intersticielle de certains grains d'or (qui ne sont pas arrondis, comme si ils avaient été transportés par des rivières) est un argument en faveur de cette hypothèse.

Comme souvent, le consensus se fait autour d'un modèle hydride, selon lequel de l'or de placer aurait été reconcentré ultérieurement par des circulations de fluides; c'est peut-être la combinaison de ces deux phénomènes qui est responsable de l'extraordinaire accumulation d'or dans ces couches.

2.3 2710–2650 Ma : Rifting et magmatisme synchrone d'épisodes de collision continentale

Ventersdorp Supergroup
2710–2700 Ma

De nouveau, le craton est affecté par un épisode de rifting, associé à un important volcanisme basaltique et rhyolitique. Il est cette fois synchrone du début de la collision de la zone Sud de la Ceinture du Limpopo, et des collisions sur la frange Ouest du craton.

2.4 2650–2100 Ma : Sédimentation intracratonique

Wolkberg Group
ca. 2650 Ma³

Transvaal Supergroup
2600–2100 Ma

Après les derniers épisodes de collision archéens se déposent d'abord des sédiments détritiques post-collision : ils forment les quartzites du Groupe de Wolkberg. Puis la sédimentation évolue vers des dépôts intra-continentaux, déposés sous une faible profondeur d'eau. Il s'agit surtout de sédiments chimiques (BIF, dolomies), avec quelques plate-formes stromatholiques, qui forment le Supergroupe du Transvaal.

³La position stratigraphique du Groupe de Wolkberg — base du Supergroupe du Transvaal, ou unité indépendante— est peu claire et varie selon les auteurs

3 Les intrusions basiques protérozoïques

Au Protérozoïque inférieur, vers 2.0 Ga, le craton a connu un épisode marqué par un important volcanisme basique intra-plaque; celui-ci se manifeste de façons différentes, incluant des édifices alcalins ponctuels (Pilanesberg, Phalaborwa), des essaims de filons de basalte et de dolérite (partout), et le grand complexe basique lité du Bushveld, intrusif à la fois dans le socle et dans les sédiments du supergroupe du Transvaal.

L'ensemble de ce magmatisme peut sans doute se relier à un contexte d'extension intra-continental, que ce soit à l'arrière d'une zone de subduction (associée à la province du Kheis, cf. plus bas), ou en contexte purement intra-plaque. Dans ces situations, on observe souvent des associations de magmatisme alcalin, et de

grandes provinces basiques liée à des remontées mantelliques⁴.

3.1 Le complexe du Bushveldt, 2055 Ma

Rustenburg Layered Suite 2055 Ma

Le complexe du Bushveld (cf. chapitre 7 du fascicule "géologie régionale") est un immense complexe basique lité, de loin le plus grand du monde. Il occupe une surface de 65 000 km², pour une épaisseur totale de 7 à 9 km pour la partie basique. Il est d'usage de distinguer trois "lobes", Ouest (Rustenburg–Thabazimbi), Est (Burgersfort) et Nord (Potgietersrus).

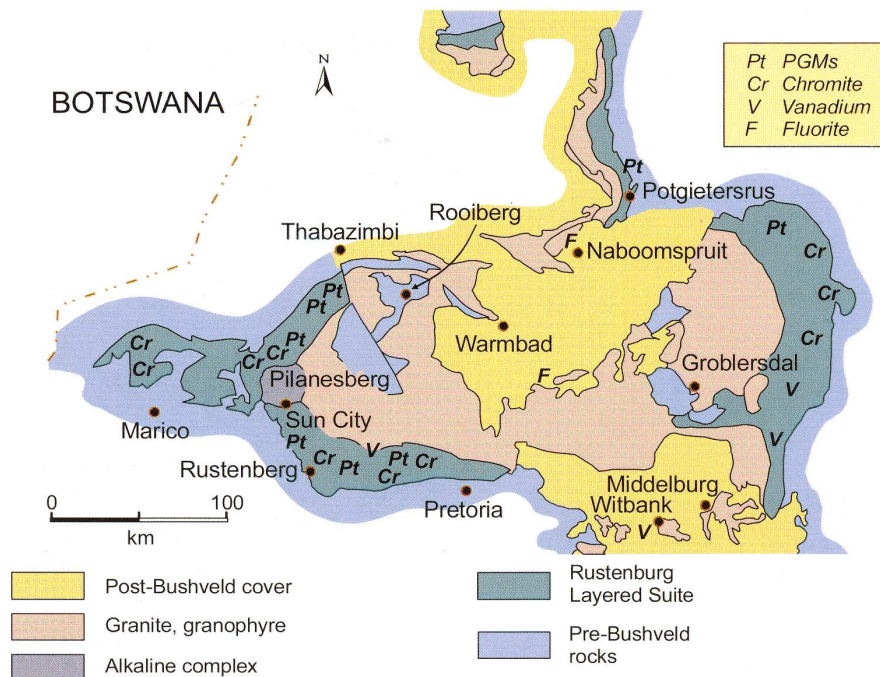


Fig. 1.9: Schéma géologique du complexe du Bushveld, avec les principales mines (dessin J. Miller)

⁴Je ne discute pas ici l'origine de ces remontées —panache profond issu du manteau supérieur, ou simplement remontée local de manteau asténosphérique

Le complexe est intrusif dans le Supergroupe du Transvaal (à la base); son sommet est le plus souvent érodé, il semble qu'il ait été initialement occupé par des rhyolites (Rhyolites de Rooiberg), mises en place immédiatement avant le Complexe lui-même. Le Bushveld est formé de roches basiques litées ("Rustenburg layered suite"); une seconde génération de magmas, mise en place peu après, est représentée par des granites ("Lebowa granite suite").

Les trois unités sont presque synchrones (Ages cités par [Kinnaird, 2006](#)) : 2060 Ma pour les rhyolites de Rooiberg, 2055 Ma pour les séries basiques litées et 2053 Ma pour les granites de Lebowa.

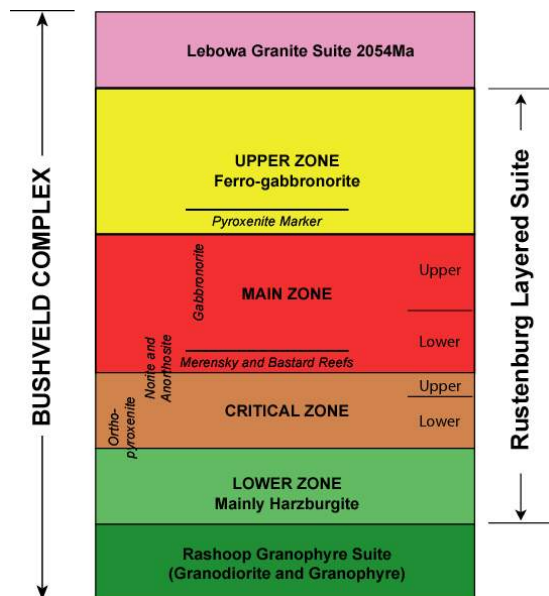


Fig. 1.10: Log simplifié dans le Complexe du Bushveld (J. Miller)

a. La partie basique

La partie basique est la plus spectaculaire du complexe, et aussi la plus épaisse. Alors que les rhyolites et les granites sont des liquides classiques issus de la fusion crustale, les séries basiques montrent une diversité plus importante.

Stratigraphie

En dépit de la grande taille du complexe, on peut distinguer dans les roches basiques du Bushveld une stratigraphie étonnamment continue. De bas en haut, on trouve

- la Zone Inférieure (Lower Zone, LZ), formée de roches ultrabasiques : harzburgites et orthopyroxénites.
- la Zone Critique (Critical Zone, CZ), composée de gabbros et de pyroxénites (c'est donc l'apparition du feldspath qui marque la limite de cette zone), avec de fréquents niveaux de chromitite. Deux d'entre eux sont parmi les plus grands gisements de platinoïdes du monde : le niveau UG2 et le "Merensky Reef", vers le sommet de cette zone.
- La Zone Principale (Main zone, MZ), composée surtout de gabbros avec quelques anorthosites.
- La Zone supérieure ("Upper Zone"), formée elle aussi de gabbros, passant vers le haut à des diorites. Sa base correspond à l'apparition de magnétite, qui parfois forme des couches de magnétite (exploitée pour le vanadium).

Quelques unités discordantes ("pipes") peuvent représenter des zones de métasomatisme, ou de circulation de magmas tardifs.

Evolution des unités basiques

On remarque que la stratigraphie à grande échelle correspond, très grossièrement, à la série de différenciation de liquides basaltiques. En fait, la plus grande partie du Complexe est composée de cumulats, formés à partir de liquides basaltiques en voie de différenciation.

En réalité, les choses sont un peu plus complexes; on distingue plusieurs venues magmatiques successives, avec des phénomènes de mélange entre les liquides différenciés déjà en place, et les nouvelles venues magmatiques.

A l'échelle de l'affleurement, les roches sont litées, et présentent des stratifications cycliques; le détail de leur formation reste assez hypothétique.

b. Origine

D'un point de vue géodynamique, l'événement Bushveld est lié à un épisode de fusion intra-plaque, associé à une remontée mantellique. Les trois unités principales peuvent s'interpréter comme reflétant une fusion de différentes parties de la lithosphère lors de la remontée du manteau :

- Fusion de la base de la croûte, formant les rhyolites de Rooiberg ;
- Fusion de la lithosphère mantellique, formant les magmas parents des séries basiques litées ;
- Plus tard, fusion de la croûte moyenne, réchauffée par les injections de magmas, formant les granites de Lebowa.

3.2 Phalaborwa (2049 Ma)

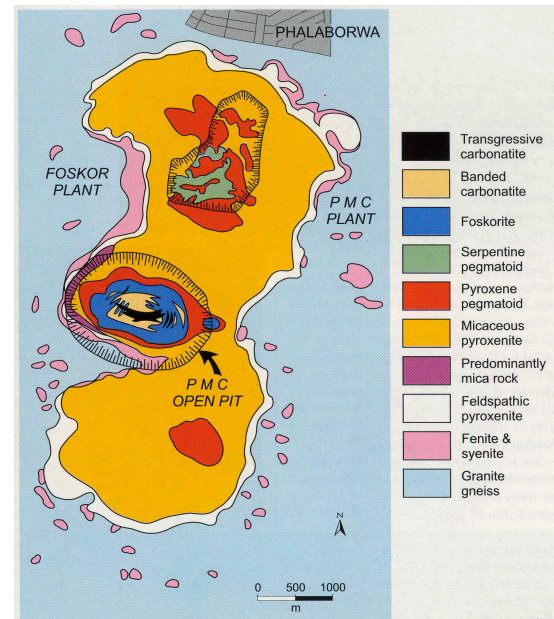


Fig. 1.11: Carte du complexe de Phalaborwa (Viljoen and Reimold, 1999)

Le pipe de Phalaborwa est une intrusion alcaline et hyper-alcaline. On y observe toute une variété de roches alcalines "bizarres" : syénites, pyroxénites, carbonatites, et aussi diverses roches métamorphiques formées par réactions entre les carbonates (magmas ou CO_2) et les roches silicatées déjà mises en place.

Il témoigne du même contexte de volcanisme intra-continentale.

4 Les "ceintures mobiles" du Protérozoïque

A partir du Protérozoïque, on passe à un régime géologique dominé par le "cycle des supercontinents"; à l'échelle locale, on observe donc plusieurs successions de rifting, fermeture de bassins océaniques, orogénèse, sédimentation intra-cratonique. Les témoins les plus évidents en sont les zones de collision, car l'ensemble de

la croûte (voire de la lithosphère) est affecté et transformé. Dans le jargon des géologues du Précambrien, on parle de "ceintures mobiles" (mobile belts), qui s'opposent aux domaines intracratoniques, sans activité géologique (sauf le dépôt de sédiments et éventuellement du rifting).

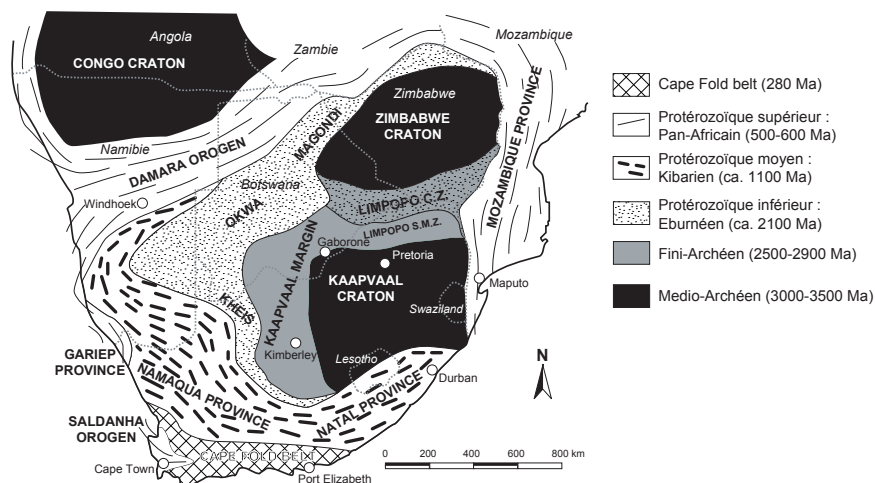


Fig. 1.12: Schéma structural d'Afrique australe (Afrique du Sud et pays voisins). Les dépôts sédimentaires (Karoo, Witswatersrand, etc.) ont été omis. (carte modifiée d'après Norman and Whitfield (2006))

Plusieurs générations de ceintures mobiles, c'est à dire des domaines orogéniques affectant les marges du craton, se sont mises en place au Protérozoïque, à différentes périodes. Elles ont soudé le craton du Kaapvaal aux terrains voisins :

- Au Nord, la "Limpopo belt" (2.5, ou 2.0 Ga ?) assemble le craton du Kaapvaal et celui du Zimbabwe.
- A l'Ouest, la "Ubendian Belt" (env. 1.8 Ga) est représentée en Afrique du Sud par les provinces du Kheis et du Richtersveld (largement masquées sous les sables du Kalahari). Elles contribuent à la création du "craton du Kalahari", qui regroupe la plus grande partie

de l'Afrique Australe.

- La "Kibaran belt" (1.0 Ga) est presque partout recouverte par le bassin du Karoo, et affleure dans le Namaqualand (Ouest) et au Natal (Sud-Est). Elle correspond à la formation du super-continent Rodinia.
- La ceinture "panafricaine" (environ 600 Ma) affleure sur la côte Sud et Ouest, et en Namibie, et correspond à la formation du Gondwana; qui lui-même se soude vers 300 Ma à la Laurasia pour former la Pangée.

Tout au long de cette histoire, le Craton du Kaapvaal est resté une zone continentale stable, à peine recouverte de quelques sédiments, ou déformés sur ses marges.

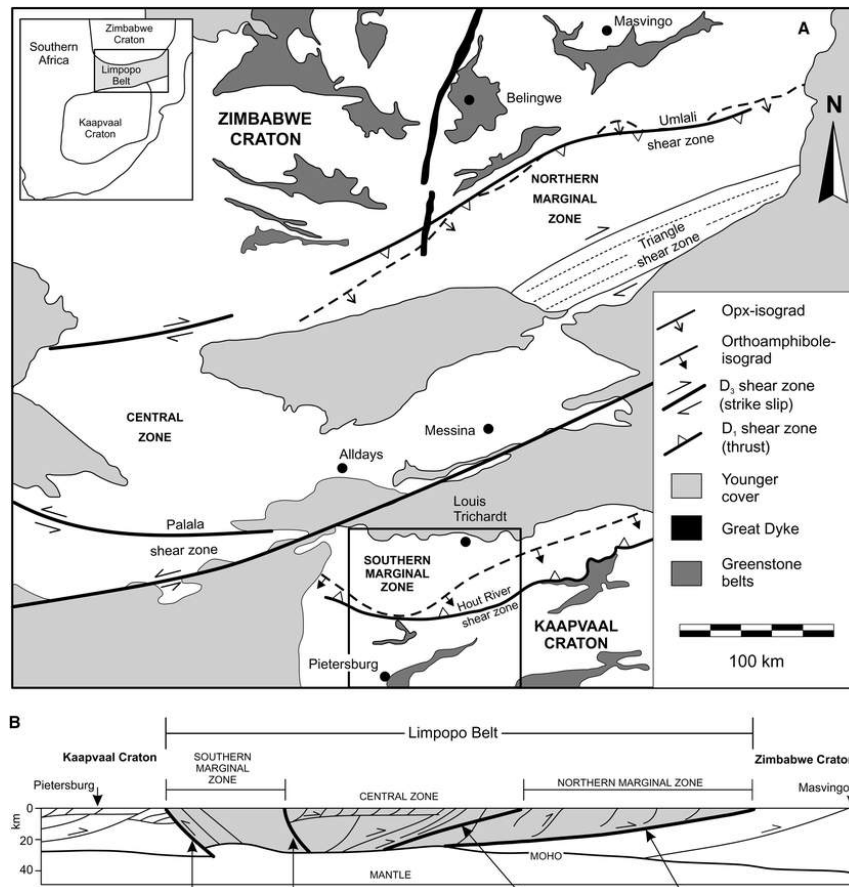


Fig. 1.13: Ceinture du Limpopo

4.1 La ceinture du Limpopo (2650 et 2000 Ma)

La ceinture du Limpopo est un ensemble complexe, construit au cours de deux épisodes orogéniques successifs (2.6 et 2.0 Ga, cf. chapitre 6 du fascicule "géologie régionale"). Lors de l'un des deux (!), le Craton du Kaapvaal a été soudé à son voisin du Nord, le Craton du Zimbabwe.

L'épisode orogénique à 2.65 Ga est suivi d'une période de sédimentation détritique (Groupe de Wolkberg).

4.2 Les formations paléoprotérozoïque : la province du Kheis (Ubendian, 1800 Ma)

Supergroupe d'Olifantshoek 1900–1800 Ma

Les ceintures "Ubendian" ont amené à l'assemblage du "Craton du Kalahari", en collant ensemble le Craton du Kaapvaal, celui du Zimbabwe (ou l'ensemble Kaapvaal–Zimbabwe) et le craton du Congo.

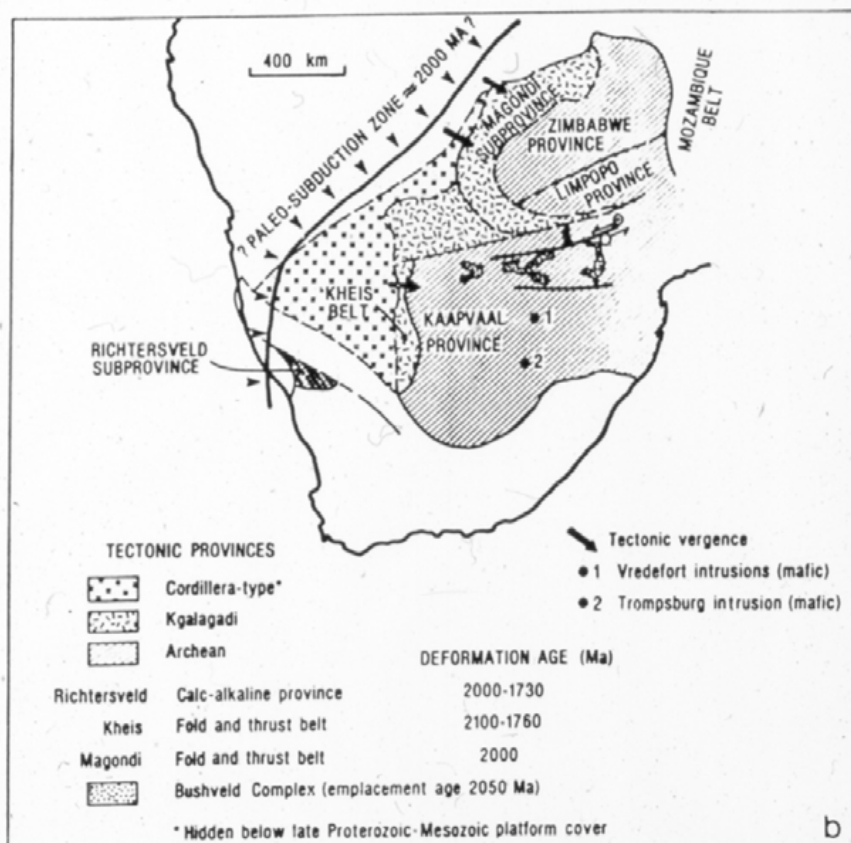


Fig. 1.14: Situation géodynamique vers 2.0 Ga. Référence d'origine inconnue, repris dans Kinnaird (2006).

Cette collision correspond à la disparition par subduction d'un bassin océanique qui sépare le (ou les) cratons du Kaapvaal et du Zimbabwe, du craton du Congo. La subduction se termine par une collision et la formation de ceintures orogéniques (Magondi, Kheis) entre les deux cartons. Dans ce contexte, la réactivation (dextre), ou la collision oblique (dextre également) observée dans la zone centrale de la Ceinture du Limpopo trouvent parfaitement leur place.

Ailleurs en Afrique du Sud, cet épisode se manifeste par le développement de la "ceinture plissée" du Kheis, dans la région d'Upington (Nor-

thern Cape). La ceinture du Kheis correspond à des sédiments vieux de 1.9–2.0 Ga (Groupe d'Olifantshoek), plissés vers 1.8 Ga. Du point de vue de l'apparition de styles tectoniques modernes, c'est un marqueur important : c'est en effet, au moins en Afrique Australe et peut-être à l'échelle mondiale, la première apparition de déformations avec des plis et des grands chevauchements plats, typiques des chaînes de collision modernes.

La sédimentation post-orogénique (environ 1.9 Ga près du Limpopo, 1.8 Ga près du Kheis) est représentée par les grès des groupes du Soutpansberg et du Waterberg.

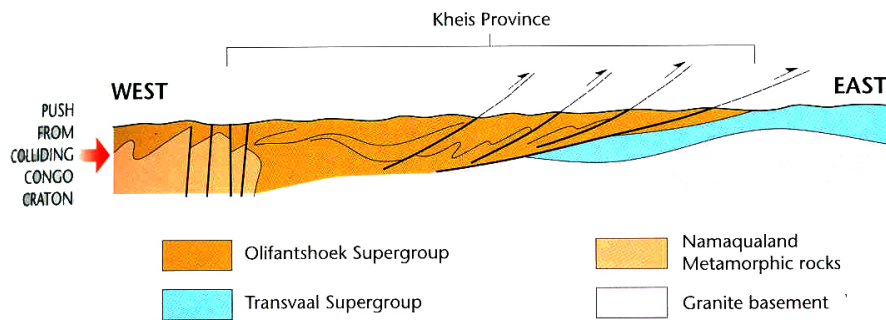


Fig. 1.15: Relations entre le Supergroupe d'Olifantshoek et la Kheis Fold Belt (McCarthy and Rubidge, 2005)

4.3 Les formations méso-protérozoïques: la ceinture du Namaqua–Natal (Kibaran, 1600–1000 Ma)

a. Rifting et fracturation du continent (1600–1200 Ma)

Groupe du Bushmanland

Vers 1600–1400 Ma, le supercontinent formé entre 2.0 et 1.8 Ga commence à nouveau à se fracturer. Des sédiments de rift se déposent à l'Ouest du Craton (Groupe du Bushmanland). Dans le craton lui-même, une nouvelle génération de magmatisme alcalin, intra-continental se traduit par la mise en place de quelques kimberlites (par exemple le Premier pipe de Cullinan, près de Pretoria), et par la formation des complexes hyper-alcalins du Pilanesberg et de Schiel (au Nord de la CRV de Giyani)(1200 Ma).

Le Pilanesberg représente la zone des racines d'un volcan alcalin; on y observe à l'heure actuelle des syénites et syénites à néphéline, qui forment des feuilletés coniques et des filons radiaux.

b. Nouvel épisode de collision et assemblage de la Rodinia (1100 Ma)

Supergroupes de Damara et Gariep 600–800 Ma

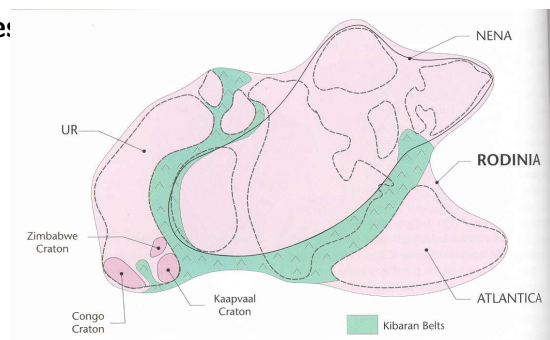


Fig. 1.16: La construction de la Rodinia, vers 1100 Ma (McCarthy and Rubidge, 2005).

Vers 1100–1000 Ma, la collision entre ce qui est actuellement l'Afrique Australe, et l'actuel Antarctique, amène à la formation du supercontinent Rodinia. C'est le même épisode orogénique qui est connu sous le nom de "Grenville" en Amérique du Nord. En Afrique du Sud, les témoins de cette collision sont recouverts par les sédiments récents, et seul de petits fragments affleurent, formant la "Namaqua–Natal metamorphic belt", un ensemble qui affleure au Namaqualand (côte Ouest) et au Natal (côte Est), ainsi que dans le Sud de la Namibie. L'ensemble est sans doute continu sous les sédiments du Karoo.

Suite à cette orogénèse, les sédiments des Supergroupes de Damara (en Namibie) et de Gariep (au Namaqualand) se déposent sur le continent nouvellement formé.

4.4 Les formations fini-protérozoïques : l'orogénèse panafricaine (600 Ma)

Groupes de Gamtoos, de Malmesbury, de Congo et de Kaaimans
600-550 Ma

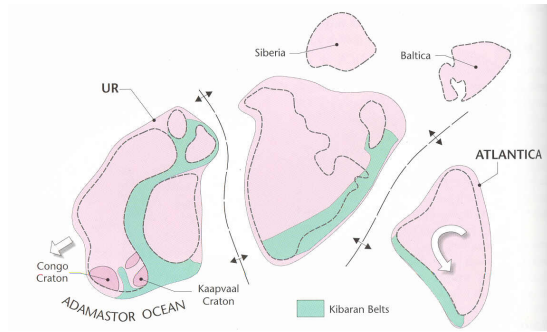


Fig. 1.17: Fragmentation de la Rodinia, vers 700 Ma (McCarthy and Rubidge, 2005)

Aux alentours de 700 Ma, la Rodinia se fragmente à nouveau ; les bassins océaniques correspondants se trouvent au centre de la Namibie, et à l'extrême Sud de l'Afrique du Sud (le long des sutures de l'orogénèse Kibaran). Ils forment en Afrique du Sud de petits affleurements discontinus le long des actuelles côtes Ouest et Sud (Groupes de Gamtoos, de Malmesbury, de Congo et de Kaaimans).

La collision panafricaine (600-550 Ma) est représentée en Namibie par la "Damara belt", qui occupe tout le centre du pays ; et en Afrique du Sud, par la "Saldanha Belt", qui déforme les sédiments décrits plus haut dans le Western Cape. Elle s'accompagne, en particulier, de l'intrusion des granites de la Cape Granite Suite près de Cape Town (env. 550 Ma).

Après la collision, les dépôts post-orogéniques sont représentés par le Groupe de Nama (Namibie surtout), et de rares éléments au Sud-Ouest (Groupe de Vanrhynsdorp, Formation de Franschhoek).

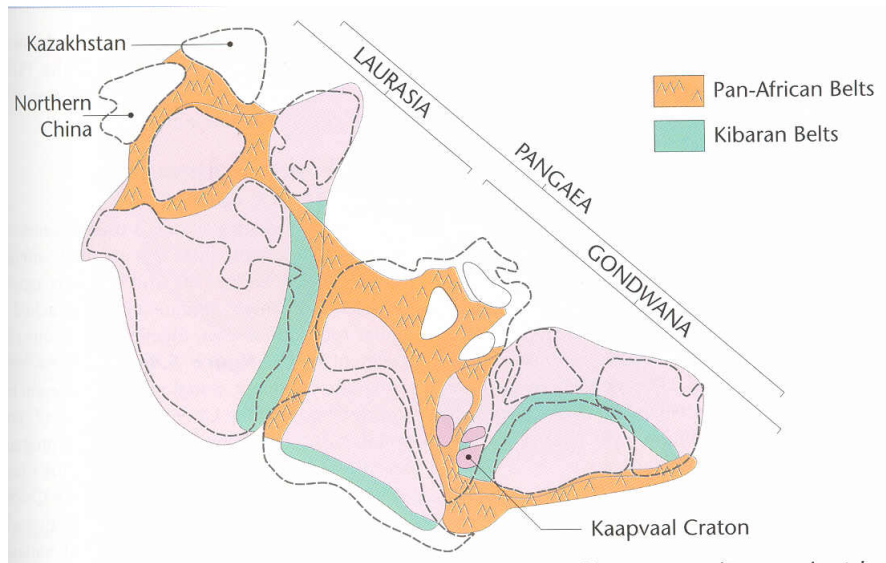


Fig. 1.18: La construction de la Rodinia et de la Pangée (McCarthy and Rubidge, 2005)

5 Les séries gondwaniennes : Karoo et Cape Fold Belt

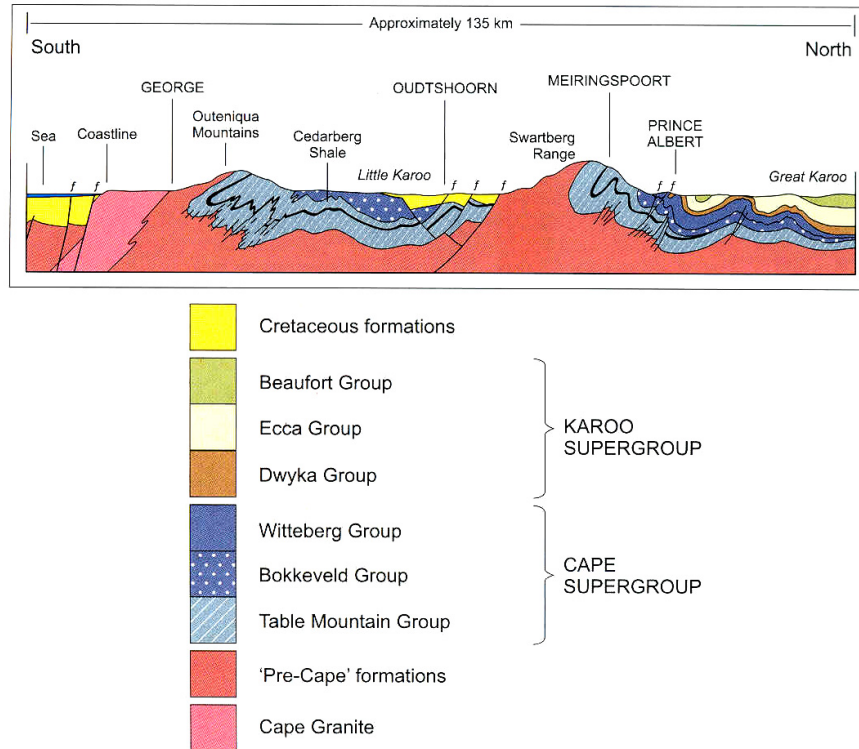


Fig. 1.19: La ceinture plissée du Cap (Cape Fold Belt), une structure d'âge hercynien (Norman and Whitfield, 2006).

5.1 La Cape Fold Belt : bassin d'arrière-arc et inversion du bassin (550–250 Ma)

Supergroupe du Cap 500–350 Ma

A partir de 550 Ma environ, l'Afrique du Sud occupe une position proche du Sud du continent du Gondwana. À l'Ordovicien (495–440 Ma), une nouvelle subduction se met en place à la marge Sud du Gondwana, et un arc continental se développe dans ce qui est maintenant le Sud de l'Amérique du sud et le plateau des Falklands. Un bassin d'arrière-arc (mer d'Agulhas) s'ouvre alors, à l'emplacement de l'actuelle côte Sud de l'Afrique du Sud. Les sédiments qui s'y déposent, de l'Ordovicien au Dévonien (495–354 Ma) sont essentiellement des grès et

forment le Supergroupe du Cap ; ce sont les unités inférieures (Groupe de Table Mountain) qui forment les célèbres reliefs de la région de Cape Town.

L'inversion tectonique du bassin, au Permien et au Trias, cause le plissement du Supergroupe du Cap et la création d'une chaîne plissée sur les côtes sud et Ouest, la "ceinture plissée du Cap" (Cape Fold Belt). À l'échelle mondiale, on est là dans le contexte de rapprochement des continents, qui amène à la création de la Pangée (orogénèse hercynienne).

5.2 Le Supergroupe du Karoo

Supergroupe du Karoo 350–180 Ma

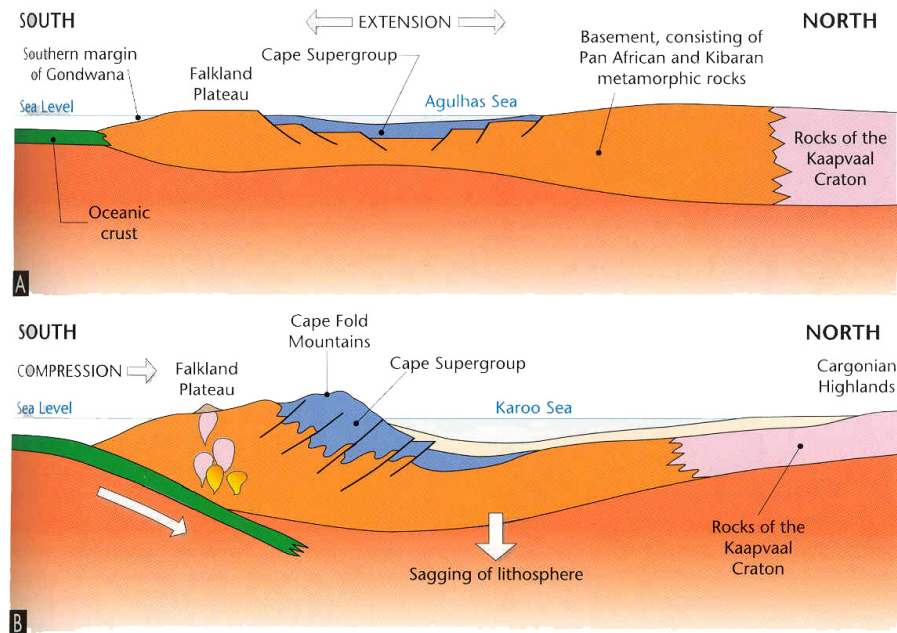


Fig. 1.20: Formation du bassin du Karoo, en bassin arrière-arc de la Cape Fold Belt (McCarthy and Rubidge, 2005)

Le Supergroupe du Karoo correspond pour l'essentiel au remplissage d'un bassin situé au pied de la Cape Fold Belt ; c'est un bassin essentiellement détritique, qui enregistre des conditions de moins en moins profondes. En parallèle, le mouvement vers le Nord de la Pangée amène la région à migrer de latitudes sub-arctiques, à des climats tempérés, puis désertiques tropicaux.

Le Groupe de Dwyka (Permien, 300–260 Ma) se compose de tillites (dépôts morainiques ou périglaciaires), à blocs grossiers. Le Groupe de Eccca (Permien, 260–250 Ma) correspond à des sédiments en milieu marin profond, avec turbidites, etc. L'un comme l'autre sont synchrones

du plissement de la Cape Fold Belt et sont donc plissés. Le Nord du Groupe d'Ecca, en milieu peu profond, proche de la masse continentale Nord, contient des niveaux de charbon importants (exploités à l'Est de Johannesburg, dans la région de Witbank).

Le Groupe de Beaufort (Trias, 250–240 Ma) correspond à des dépôts lacustres, deltaïques et finalement continentaux ; il enregistre le comblement final du bassin du Karoo. Enfin, le Groupe de Stormberg (Trias et Jurassique, 240–183 Ma ; Formations de Molteno, Elliot et Clarens) est continental en climat aride. Il se compose de dépôts fluviaux et éoliens.

1 Introduction à la géologie Sud-Africaine

SUMMARY OF THE ESSENTIAL GEOLOGICAL FEATURES AND FORMATION OF THE KAROO SUPERGROUP IN THE MAIN KAROO BASIN						
AGE*	GROUP	THICKNESS	MAIN ROCK TYPES	ENVIRONMENT OF DEPOSITION	COMMON FOSSILS AND OTHER MARKERS	
183 Ma	Drakensberg Group	>2 000 m	Basaltic lava flows, fed by Karoo dolerite dikes	Continental scale rifting and eruption of flood lavas	No fossils	
198 Ma	Clarens Formation	Stormberg Group	<300 m	Fine-grained sandstone and siltstone	Wind-blown, dune-covered desert with occasional wadis	Dinosaur and fish fossils in places
215 Ma	Elliot Formation		<500 m	Red-maroon to green mudstones, with interbedded sandstones	Sinuuous river systems on a semi-arid to arid alluvial plain	Dinosaurs, <i>Massospondylus</i> and <i>Euskelosaurus</i> , and the earliest tortoise
240 Ma	Molteno Formation		<600 m	Alternating sandstone, mudstone and shale, minor coal beds	Braided river systems on a vast flood plain, with lush vegetation	Abundant plants and insects, early dinosaur traces plus coal seams
250 Ma	Beaufort Group	<7 000 m	Mainly grey-green to reddish mudstones, some thick, river-channel sandstones; beds thin to the north of the central Karoo Basin	Extensive alluvial floodplains crossed by meandering north-flowing rivers, and inhabited by diverse primitive land-dwelling reptiles; deposition was mainly from the southern highlands of the rising Cape Fold Belt	Abundant vertebrate fossils, notably the <i>Therapsids</i> or mammal-like reptiles; divided into 8 'assemblage zones' of distinct fossil populations; the Permian/Triassic extinction boundary is in the Upper Beaufort	
260 Ma	Ecca Group	<3 000 m	Dark shales, some sandstone layers and coal seams; deep-water sediments in the south grading to shallow-water sediments in the north	Deep-water basin and submarine fans in the south; shallow-water shelf and rivers and deltas in the north	<i>Glossopteris</i> flora and thick coal beds in the north; <i>Mesosaurus</i> , one of the earliest reptiles; Whitehill Shale marker in the south	
300 Ma	Dwyka Group	<700 m	Unsorted tillite, minor shale; thickest in the south	Glacial moraine and floating ice sheets	Glacial striations on Basement rocks in places	

Fig. 1.21: Résumé de la stratigraphie du bassin du Karoo (Norman and Whitfield, 2006)

6 La rupture du Gondwana

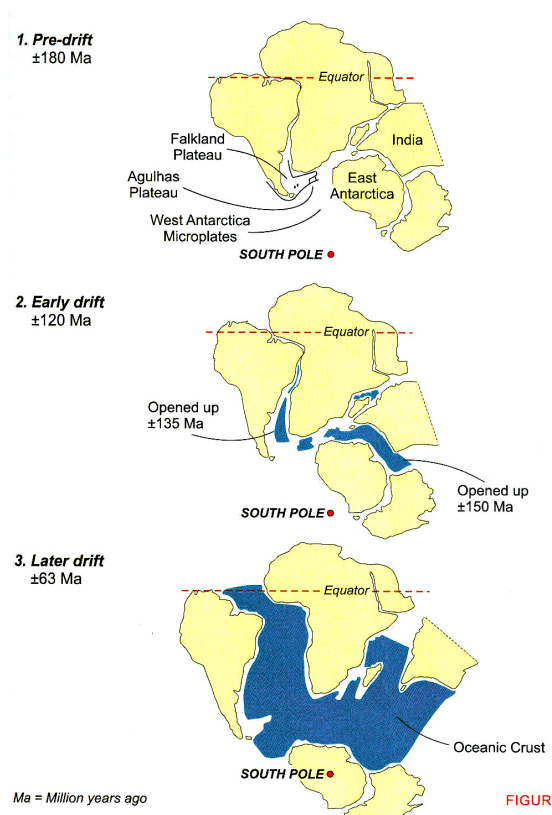


Fig. 1.22: La rupture du Gondwana (McCarthy and Rubidge, 2005)

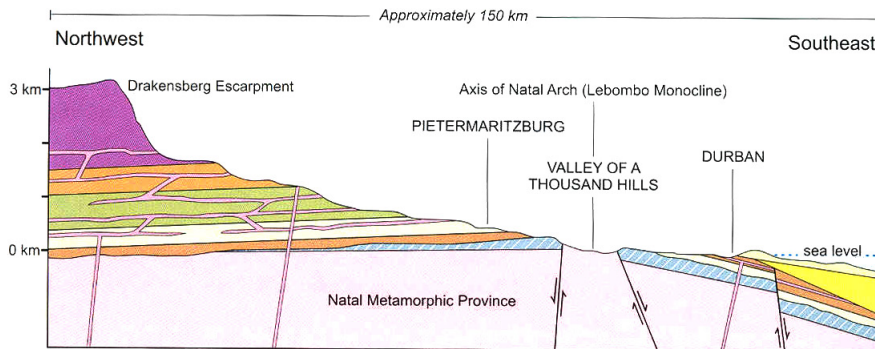
6.1 “trapps” des Groupes du Drakensberg et de Lebombo, ca. 180 Ma

Groupe du Drakensberg 180 Ma

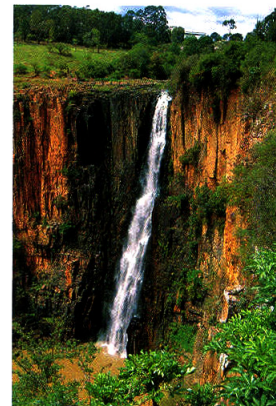
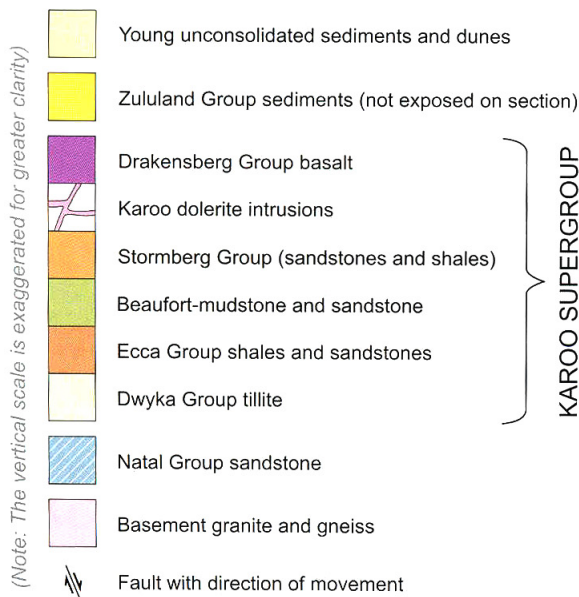
Vers 180 Ma, le régime globalement compressif qui avait prévalu pendant le dépôt du Supergroupe du Karoo stoppe brusquement, pour être remplacé par un contexte extensif, associé au début de la fragmentation du Gondwana⁵.

Cet épisode débute par l'arrivée d'un point chaud vers ce qui est maintenant le Sud du Mozambique, et l'éruption de coulées basaltiques (Groupe du Drakensberg au Sud, de Lebombo au Nord, l'un comme l'autre considérés comme faisant partie du Supergroupe du Karoo ; Jurassique, ca. 180 Ma). Cet épais (> 2000 m) volcanisme de type “trapp” se compose principalement de basaltes dans le groupe du Drakensberg, de basaltes et de rhyolites dans le Groupe de Lebombo. Il est associé à d'abondants filons et sills de dolérites (“Karoo dolerites”), que l'on voit un peu partout dans le pays ; dans le Karoo proprement dit, ils forment un niveau résistant qui arme le sommet des collines et leur confère une forme caractéristique, avec un sommet plat.

⁵A cette période, Gondwana et Pangée sont soudés depuis 50 à 100 Ma ; mais en Afrique du sud, la collision Gondwana–Laurasia apparaît comme bien lointaine, et on continue à parler de Gondwana (alors qu'il s'agit, si on veut, du Sud de la Pangée!).



A journey from the Drakensberg to the KwaZulu-Natal coast provides a fascinating drive back through geological time. Starting at the Escarpment edge, you pass from Drakensberg lava into the full sequence of underlying Karoo sandstones, shales and mudstones, invaded by ubiquitous sills of Karoo dolerite. Past Pietermaritzburg you will see thick resistant beds of flat-lying Natal sandstone of much older age, while the Valley of a Thousand Hills reveals intrusive granites and metamorphic gneisses around 1 100 million years old, but which are more easily eroded.



After leaving Midmar Dam the Mgeni River plunges over Howick Falls, a precipitous 95-m drop over a resistant dolerite sill that intruded Ecca shales. It's worth a detour to see the falls and take a short hike to the pool below.

Fig. 1.23: Coupe dans le Drakensberg du Natal, montrant les basaltes du Groupe du Drakensberg dominant le reste du Supergroupe du Karoo (Norman and Whitfield, 2006).

6.2 Les kimberlites

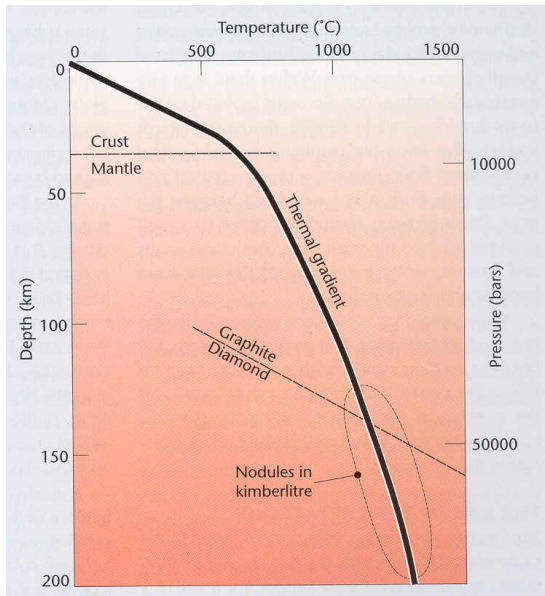


Fig. 1.24: Conditions P-T de formation des diamants des kimberlites et de leurs inclusions, indiquant un contexte à la base de la lithosphère continentale (Norman and Whitfield, 2006).

Vers 120 Ma, une nouvelle phase d'activité volcanique se traduit par la formation de magmas kimberlitiques (des laves alcalines, ultra-potassiques, qu'on trouve en général en contexte continental intra-plaque). Les kimberlites se mettent en place sous forme de "pies" d'explosion, c'est à dire des cheminées de débris remplissant un cratère d'explosion, l'explosion elle-même ayant lieu à plusieurs kilomètres ou dizaines de kilomètres de profondeur sous l'effet de l'exsolution de gaz (CO_2) lors de la remontée et de la décompression.

Les kimberlites se forment dans la racine ancienne et froide du Craton du Kaapvaal ; ce sont des conditions favorables à la stabilité du diamant. Ces minéraux sont donc remontés vers la surface dans les pipes de kimberlite, en même temps que toutes sortes d'autres composants de la lithosphère mantellique : péridotite, éclogite, etc. Certains de ces composants ont pu être datés à 3.0 Ga, témoignant d'une formation de la lithosphère continentale simultanément à l'évolution de la croûte archéenne, décrite plus haut.

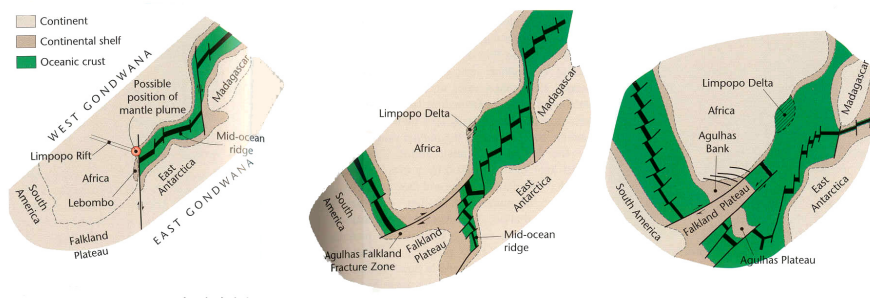


Fig. 1.25: L'ouverture des bassins océaniques autour de l'Afrique Australe au Crétacé (McCarthy and Rubidge, 2005).

6.3 L'ouverture des bassins océaniques

Groupes du Zoulouland et de Uitenhage 140 Ma

Le rifting autour de l'Afrique du Sud débute par l'ouverture du Canal du Mozambique (vers

180 Ma). Vers 120 Ma (Crétacé), l'Atlantique Sud s'ouvre à son tour, ainsi que l'Océan Indien au Sud de Madagascar. Le plateau des Falklands reste contigu au continent Sud-Africain, mais il en est séparé par une faille transformante. Vers 110 Ma, le plateau des Falklands à son tour se sépare du continent Africain, et la dernière marge passive, au Sud, se forme ;

il s'agit en fait d'une marge mixte, limitée par une faille transformante sur un côté.

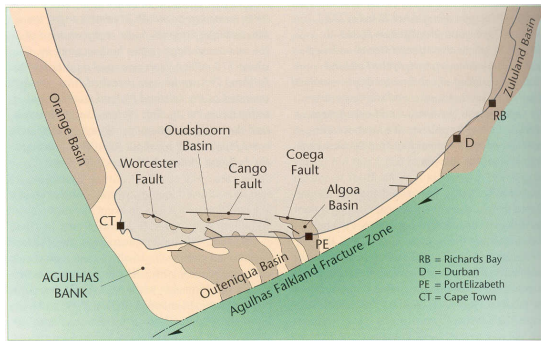


Fig. 1.26: Ouverture de bassins crétaqués sur la marge passive-transformante de l'Afrique, lors de la séparation du plateau des Falklands (McCarthy and Rubidge, 2005).

Des sédiments associés à la formation des marges passives se déposent sur les côtes, formant les petits bassins des Groupes du Zoulouland et de Uitenhage (Crétaqué).

6.4 La surrection du continent Africain

La surrection débute vers 180 Ma, lors de l'impact initial du point chaud sous le continent.

Elle se prolonge lors de la fracturation (escarpement de marge passive, lié aux failles normales et à l'effondrement du bassin océanique adjacent).

De la fin du Crétaqué au Miocène cependant (120–20 Ma), la surrection stoppe ou se ralentit ; l'érosion sur le continent aboutit à une pénéplaine (surface dite "africaine"), dont on retrouve les vestiges dans l'ensemble de l'Afrique Australe.

La surrection reprend au Miocène (peut-être en lien avec le rifting du Grand Rift d'Afrique Orientale, plus au Nord). La surrection est centrée sur l'Est du pays (Kalahari–Zimbabwe), ce qui se traduit par une modification des systèmes de drainage, et par le soulèvement, et le basculement vers l'Ouest du plateau sud-Africain ; des nouveaux escarpements (liés surtout à l'érosion) de forment sur les marges du plateau. La topographie du pays prend sa forme actuelle, celle d'un plateau doucement incliné vers l'Est et bordé d'escarpement abrupts.

Des dernières unités sédimentaires se mettent en place dans des bassins côtiers, au gré des fluctuations du niveau de la mer : Groupes du Sandveld, de Bredasdorp, d'Algoa et du Maputaland (Oligo-miocène à actuel).

Bibliographie

- W. Compston and A. Kröner. Multiple zircon growth within early Archean tonalitic gneiss from the Ancient Gneiss Complex, Swaziland. *Earth and Planetary Science Letters*, 87 :13–28, 1988.
- M.J. de Wit, C. Roering, R.J. Hart, R.A. Armstrong, C.E.J. de Ronde, R.W.E. Green, M. Tredoux, E. Peberdy, and R.A. Hart. Formation of an Archaean continent. *Nature*, 357 :553–562, 1992.
- J. Kinnaird. The Bushveld Large Igneous Province. Technical report, University of the Witwatersrand, 2006.
- A. Kröner and A.R. Tegtmeier. Gneiss-greenstone relationships in the Ancient Gneiss Complex of Southwestern Swaziland, southern Africa, and implications for early crustal evolution. *Precambrian Research*, 67 :109–139, 1994.
- T.S. McCarthy and B. Rubidge. *The story of Earth and life – a southern african perspective*. Struik publishers, Cape Town, 2005.

- N. Norman and G. Whitfield. *Geological journeys – a traveller’s guide to South Africa’s rocks and landforms*. Struik publishers, Cape Town, 2006.
- Marc Poujol. An overview of the pre-Mesoarchaeon rocks of the Kaapvaal Craton, South Africa. In M.J. Van Kranendonk, R. H. Smithies, and V. Bennet, editors, *The early rocks*. Elsevier, in press.
- Marc Poujol, L.J. Robb, C.R. Anhaeusser, and B. Gericke. A review of the geochronological constraints on the evolution of the Kaapvaal craton, South Africa. *Precambrian Research*, 127 :181–213, 2003.
- W. U. Reimold and R.L. Gibson. *Meteorite impact! The danger from space and South Africa’s mega-impact, the Vredefort structure*. van Rensburg publications pty, Johannesburg, second edition, 2005.
- M.J. Viljoen and W. U. Reimold. *An introduction to South Africa’s geological and mining heritage*. Geological Society of South Africa, Johannesburg, 1999.

2

Le bloc archéen de la région de Barberton

1	Stratigraphie et unités géologiques	30
1.1	La ceinture de roches vertes	30
1.2	Les orthogneiss avoisinants et leurs enclaves	37
1.3	Les batholites tardifs	40
2	Architecture et structures	42
2.1	Les structures dans la CRV	42
2.2	Le système de failles d'Inyoka–Inyoni	43
2.3	Les structures dans les gneiss TTG et leurs enclaves	44
2.4	Les contacts entre CRV et gneiss et les structures en dômes	45
3	Le métamorphisme dans et autour de la CRV	49
3.1	Dans la CRV proprement dite	49
3.2	Dans les gneiss du domaine NW	49
3.3	Dans les gneiss du domaine SE	49
3.4	Dans le contact entre les deux terrains : zone de cisaillement d'Inyoni	49
3.5	Synthèse	50
4	Histoire géologique	52
4.1	L'histoire précoce (3.6–3.3 Ga)	52
4.2	Les épisodes à ca. 3.2 Ga	53
4.3	La mise en place des batholites à 3.1 Ga	55

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).

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 métamorphisme :

1. Aux alentours de 3.55–3.50 Ga (reliques discrètes) ;
2. A 3.45 Ga ;
3. A 3.29–3.21 Ga (phase majeure, durant laquelle les principales structures visibles à l'échelle cartographique se sont formées ; c'est aussi l'âge du seul métamorphisme réellement préservé) ;
4. A 3.11–3.07 Ga (lors de la mise en place des plutons tardifs ; c'est une phase de déformation relativement mineure, confinée à quelques zones de cisaillement autour de ces granites).

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

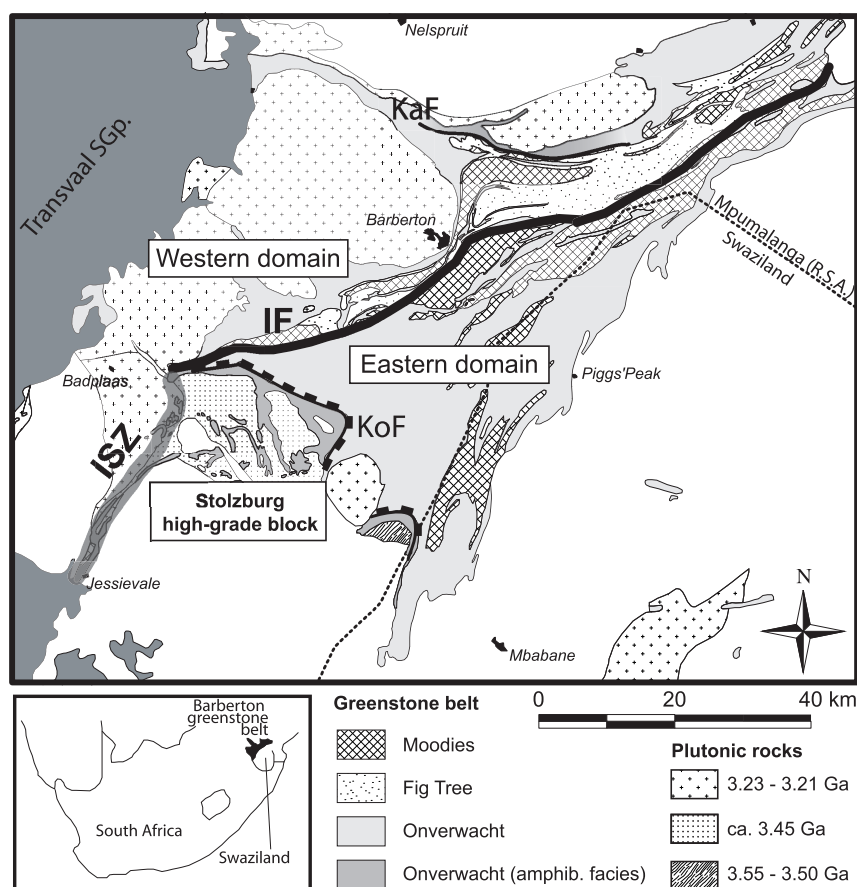


Fig. 2.1: Carte géologique de la région de Barberton. Les unités en gris foncés sont les couvertures sédimentaires récentes (Transvaal au Nord, Karoo au Sud). Les unités en blanc sont des les roches plutoniques vieilles de 3.1 Ga. KaF : Kaapmuiden Fault; KoF : Komati Fault; ISZ : Inyoni shear Zone; IF : Inyoka Fault.

1 Stratigraphie et unités géologiques

1.1 La ceinture de roches vertes

Dans la CRV proprement dite, on distingue classiquement trois unités superposées (et plissées ensemble), sur des bases lithologiques et chronologiques. Dans les détails, la stratigraphie n'est pas entièrement résolue; de nombreuses formations ne sont pas continues latéralement, et la déformation, importante, rend les corrélations à distance difficile. La discussion suivante ne doit donc pas donner une (fausse) impression de continuité; en particu-

lier, il existe une différence importante entre les parties sud-Est et Nord-Ouest de la CRV, de part et d'autre d'une importante structure, la faille d'Inyoka.

(Toutes les descriptions qui suivent viennent de Lowe and Byerly (1999) et Hofmann et al. (2004), les références ne sont pas rappelées systématiquement. Les âges sont compilés par Poujol et al. (2003), je ne cite pas à chaque fois la référence d'origine.)

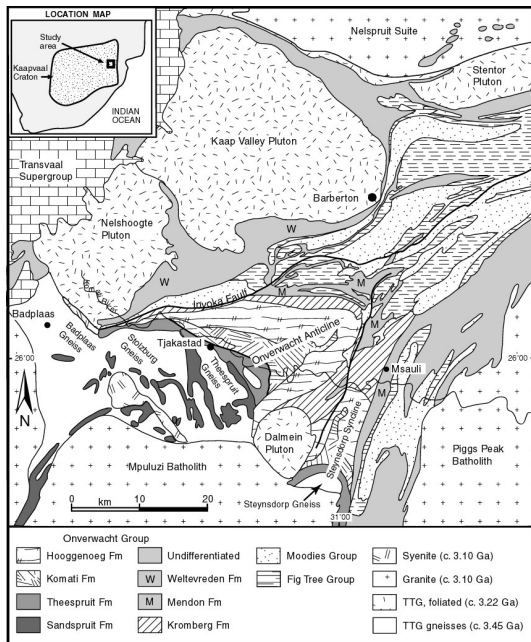


Fig. 2.2: Détails stratigraphiques dans la partie Sud-Ouest de la CRV de Barberton (Hofmann et al., 2004)

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).
- 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).

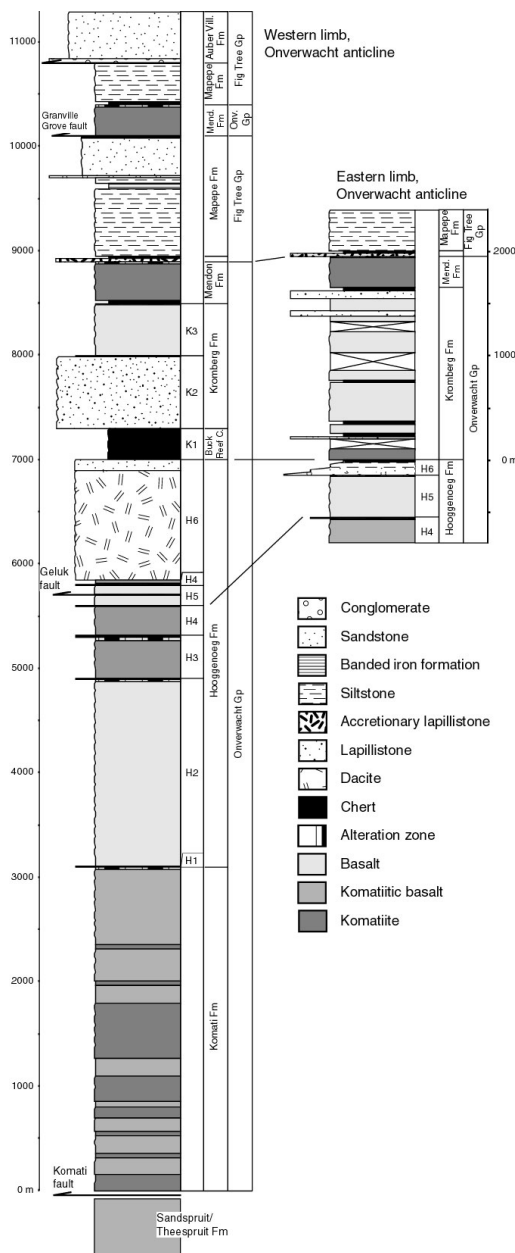


Fig. 2.3: Log dans le groupe d'Onverwacht (Hofmann et al., 2004)

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

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.

Milieus 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.

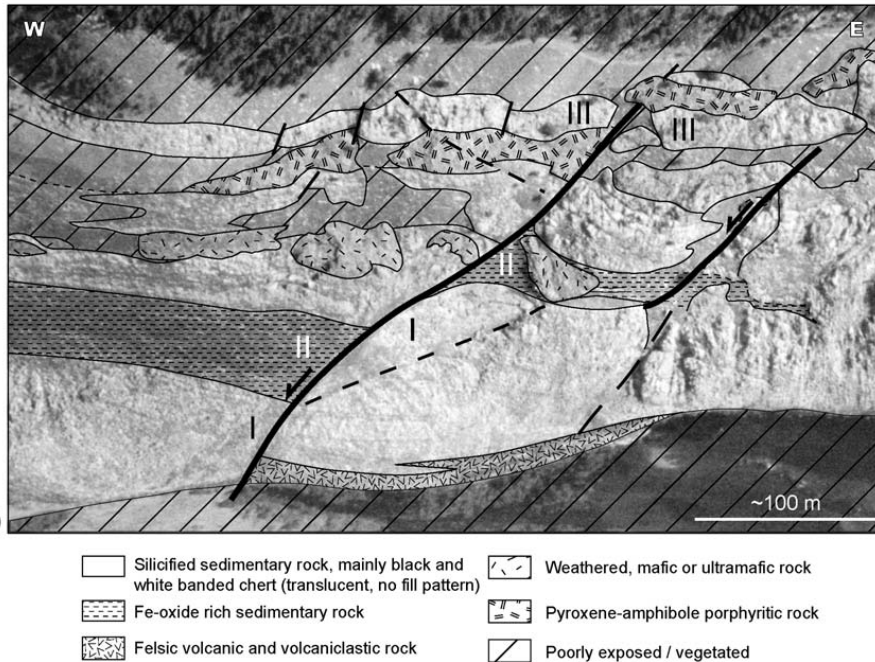


Fig. 2.6: Failles syn-sédimentaires dans la formation de Hooggenoeg (de Vries et al., 2006). Photo aérienne interprétée; anticlinal d'Onverwacht, proche de la faille d'Inyoni.

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 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 sphères (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.

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

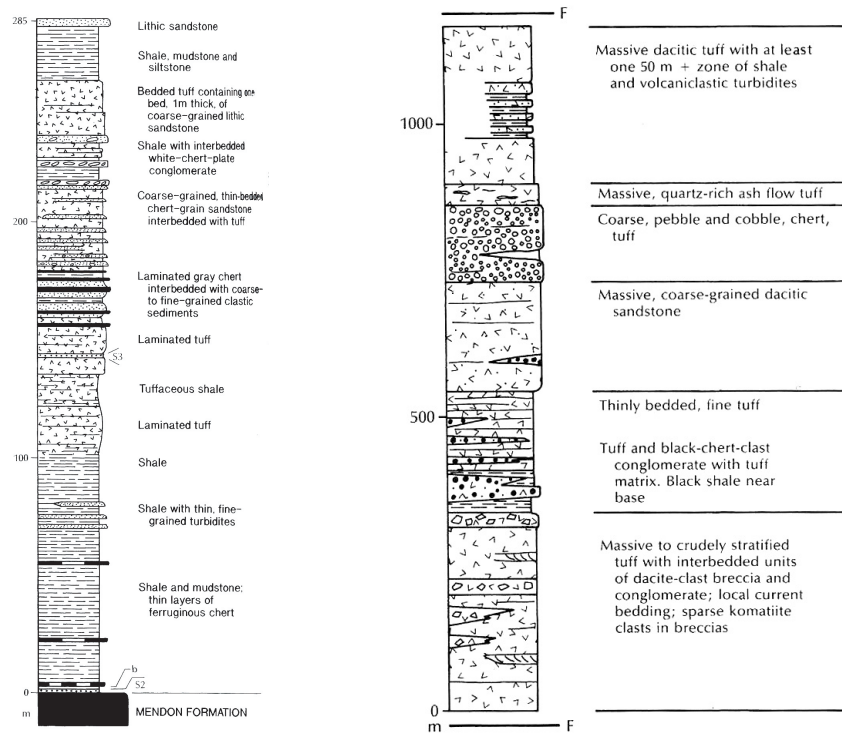


Fig. 2.7: Stratigraphie des formations de Mapepe (gauche) et Auber Villiers (droite) (Lowe and Byerly, 1999)

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 and Lowe, 1994](#)).

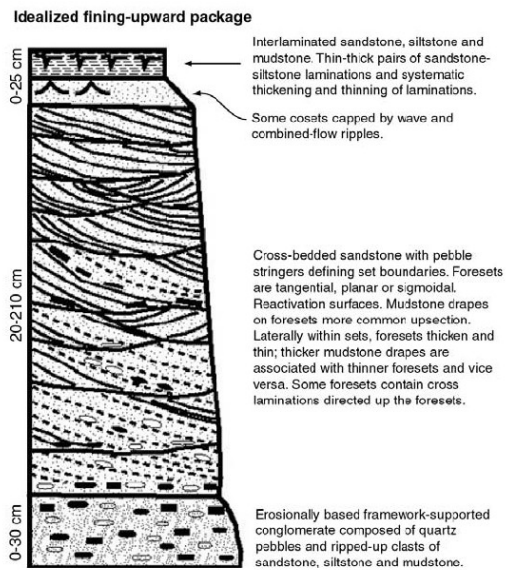


Fig. 2.8: Stratigraphie idéalisée des unités sédimentaires du Groupe de Moodies ([Hofmann et al., 2004](#))

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), remplis par la suite. Dans la partie NW, on observe des figures de dessiccation et des traces de marées, témoignant de milieux peu profonds.

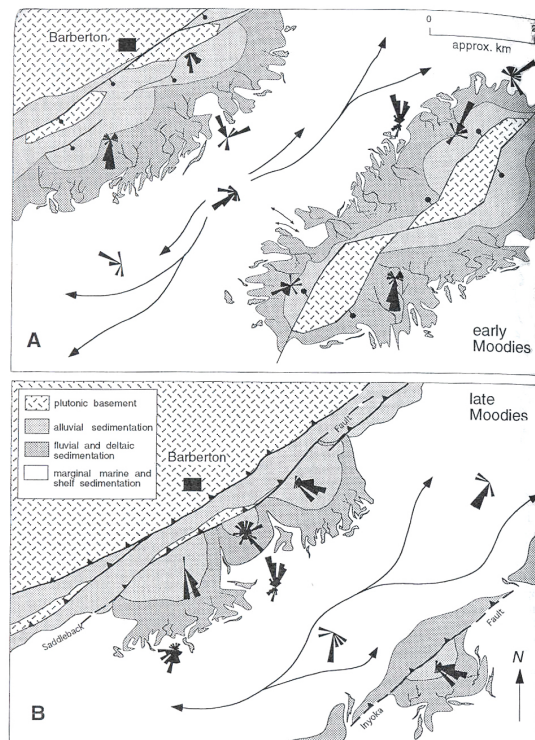


Fig. 2.9: Reconstitution paléogéographique lors du dépôt du groupe de Moodies ([Heubeck and Lowe, 1994](#)). En haut, dépôt de la partie inférieure du Groupe dans des bassins entourés de reliefs limités par des failles normales. En bas, inversion tectonique du bassin.

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 and Simpson, 2000).

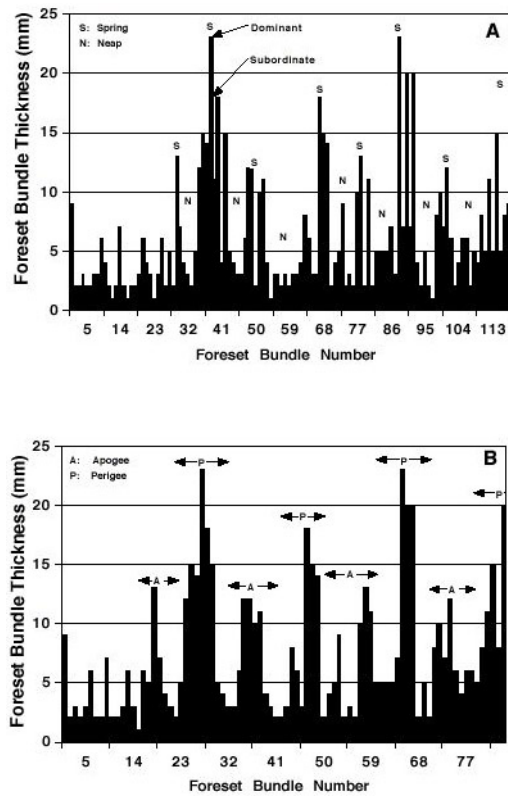


Fig. 2.10: Analyse des cyclicités dans les grès du Groupe de Moodies, d'après Lowe, repris par Hofmann et al. (2004). Les deux diagrammes représentent l'épaisseur de chaque lit en fonction de sa position "stratigraphique". En haut, données non filtrées ; on constate en particulier des paires de cycles 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, trondhémities et grano-

diorites) 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 trondhémities 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 trondhémities 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 trondhémities déjà formées, par exemple).

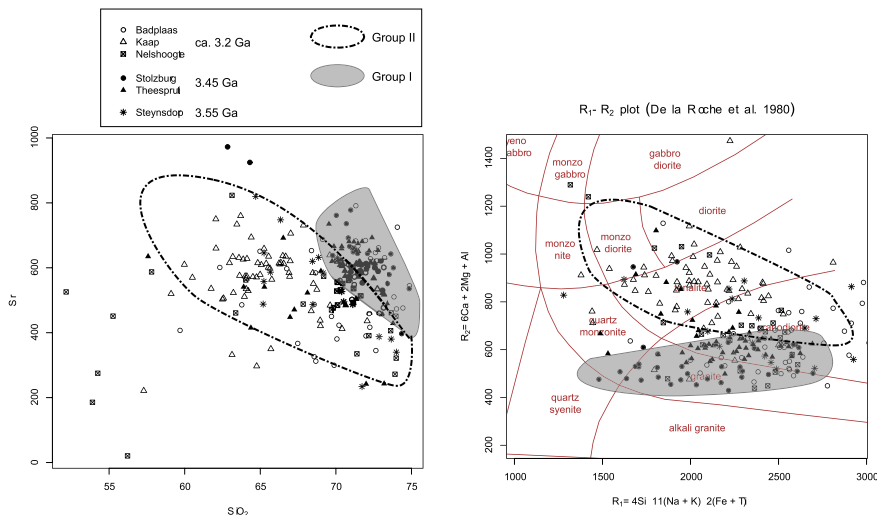


Fig. 2.11: Géochimie des plutons TTG, à gauche diagramme SiO₂ vs. Sr, à droite diagramme de [de la Roche et al. \(1980\)](#), prenant en compte tout les éléments majeurs. Notez dans les deux cas la différence entre le groupe I, trondhémitique, plus riche en Sr (Theespruit, Stolzburg et une partie des 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).

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

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 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 intracrustale 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.

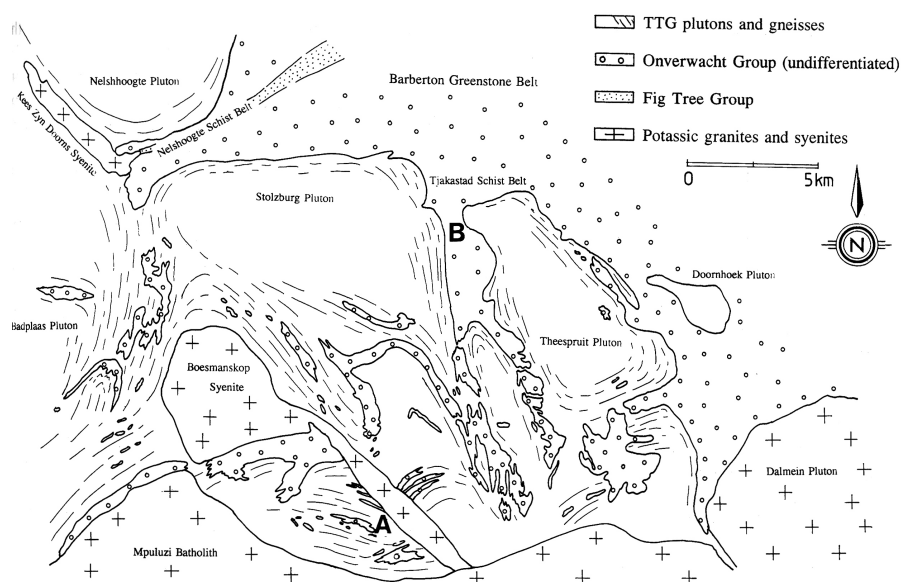


Fig. 2.12: Carte du bloc de Stolzburg (Kisters and Anhaeusser, 1995). Notez l'imbrication des plutons et des fragments ou xénolithes de CRV.

⁴L'étude métamorphique est en cours !

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).

A 3.2 Ga se développe aussi un métamorphisme régional important, qui affecte tout le bloc de Stolzburg. 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.

Péetrologiquement, 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 Stolzburg et Theespruit

1.3 Les batholites tardifs

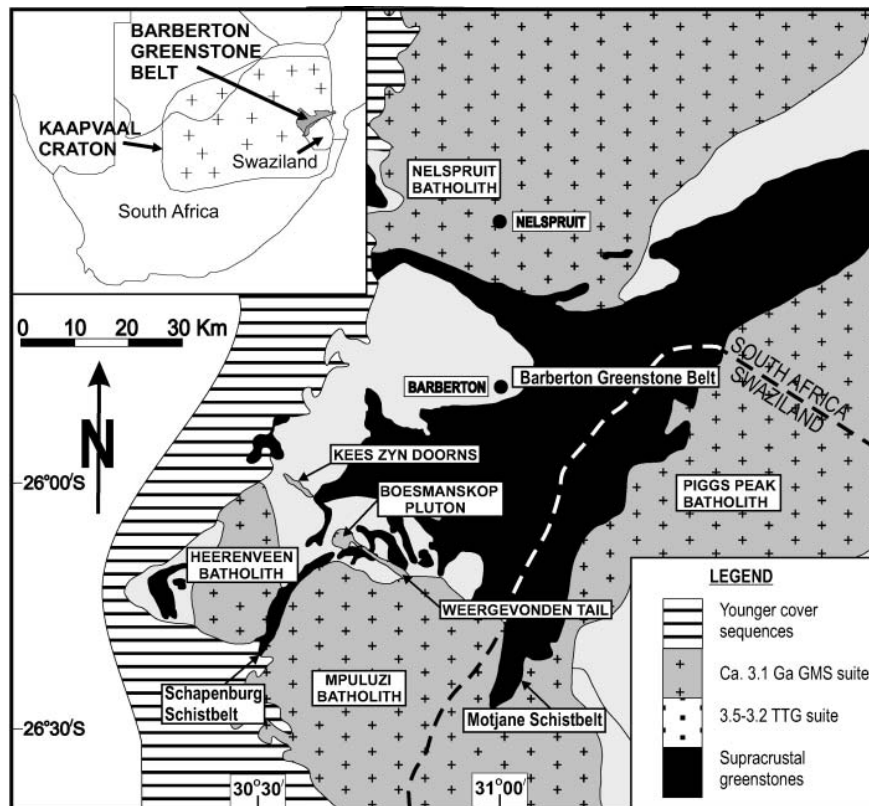


Fig. 2.13: Les plutons tardifs (3.1 Ga) autour de la CRV de Barberton (Westraat et al., 2004). Ils sont ici appelés "GMS suite" (granite, monzogranite et syénite).

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

- 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., Refusé; Belcher and

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 and Kisters, 2006).

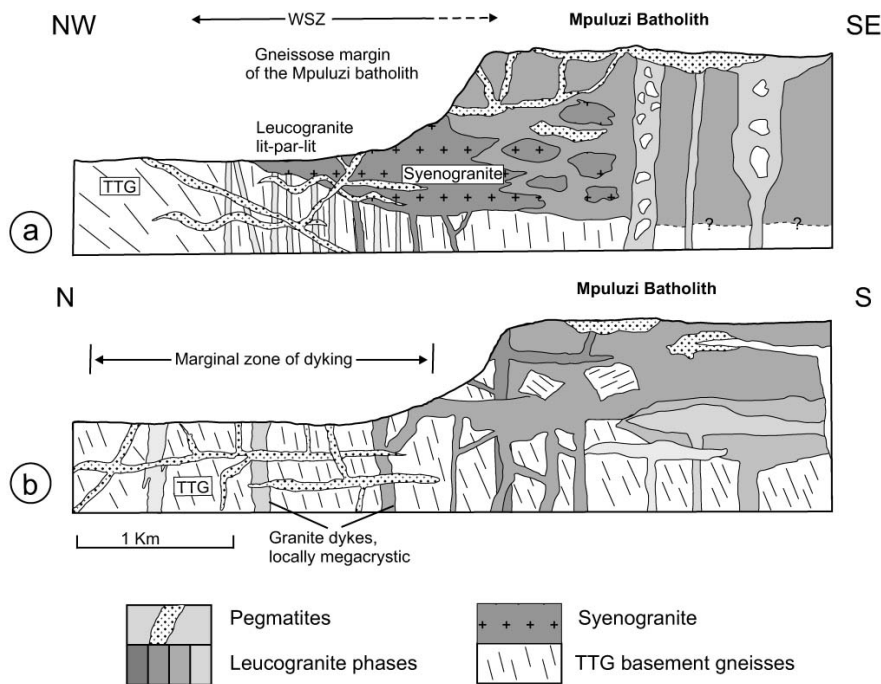


Fig. 2.14: Coupe sur la marge NW du batholite de Mpuluzi (Westraat et al., 2004). Le batholite apparaît comme un feuillet assez mince, qui forme les hauteurs topographiques au dessus des gneiss. Sur le bord, des zones de cisaillement servent de zones d'alimentation de magmas, et le batholite est hétérogène dans ce secteur, comprenant même des syénites semblables à celles de Boesmanskop.

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

- 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., Refusé) dans les marges des grands batholites.

2 Architecture et structures

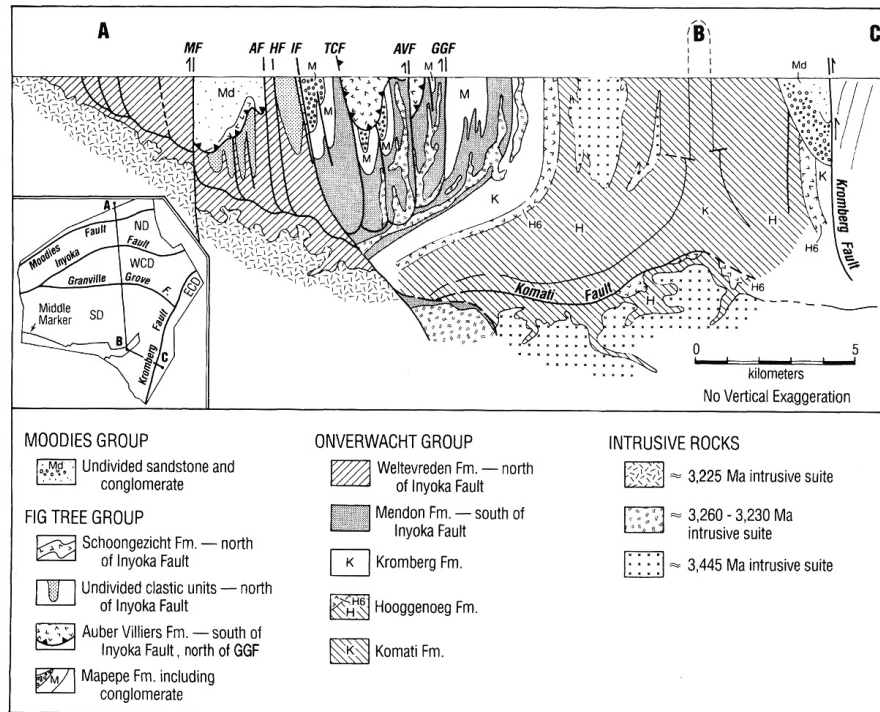


Fig. 2.15: Style tectonique de la CRV (Lowe et al., 1999). A cette échelle, elle apparaît comme un assemblage de synclinaux, les anticlinaux étant le plus souvent faillés (sauf l'anticlinal d'Onverwacht, à droite de la coupe).

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 manquants; la structure observée ressemble plutôt à un assemblage de synclinaux séparés par des failles.

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 parcourt 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.

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 de 3.45 Ga métamorphisés il y a 3.22 Ga. Nous interprétons cette zone de cisaillement comme un équivalent, dans la croûte inférieure ou moyenne, des failles d’Inyoka–Saddleback.

Sur le terrain, cette zone se manifeste par une bande de 1 à 2 km de large formée de gneiss très déformés, localement fondus et injectés de filons ou de petits plutons de granitoïdes (3.23 Ga). On y trouve des reliques de toutes tailles (1m – 1 km) de roches supracrustales (“Formation de Sandspruit”, quoique par endroit on trouve des zircons détritiques d’âges Fig Tree!), avec en particulier, ici aussi, un complexe basique lité d’environ 1 km de large.

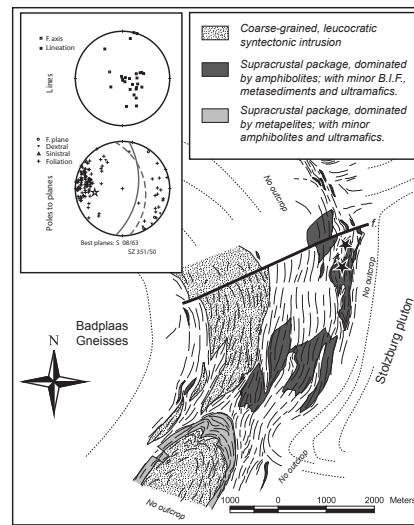


Fig. 2.18: Carte géologique de la zone de cisaillement d’Inyoni. Les gneiss (Badplaas, Stolzburg) sont en blanc. L’allure de la foliation est indiquée par les traits fins. Les sites d’amphibolites à haute pression sont figurés par une étoile.

Les roches supracrustales ont été métamorphosées, dans des conditions de relativement haute pression et basse température (voir plus loin).

Au point de vue de l’histoire tectonique, c’est une zone assez complexe. Nous pensons que l’essentiel des structures (linéations verticales et foliations replissées) enregistrent l’exhumation de roches profondes (du bloc de Stolzburg) le long de cette zone de cisaillement; on retrouve quelques reliques de structures plus anciennes, peut-être liées à l’enfouissement des roches du bloc de Stolzburg.

c. Une structure d'échelle cratonique ?

A l'échelle de la région de Barberton, la structure d'Inoka–Inyoni apparaît donc comme une structure majeure, qui sépare deux blocs apparemment semblables, mais qui enregistrent en réalité une histoire très différente : une histoire longue (3.55 – 3.21 Ga) à l'Est, avec plusieurs générations de plutons et de métamorphisme ; une histoire plus brève (3.29 – 3.21 Ga) à l'Ouest, avec la mise en place d'une seule génération de plutons ; les deux domaines sont ensuite mis en contact vers 3.2 Ga.

Cette structure correspond à une limite importante, à l'échelle de tout le craton du Kaapvaal (Cf. chapitre "introduction à la géologie Sud-Africaine", fascicule "introduction au voyage"), entre deux blocs d'âges et de caractéristiques géophysiques différentes (de Wit et al., 1992; Pujol et al., 2003).

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-clé 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.

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).

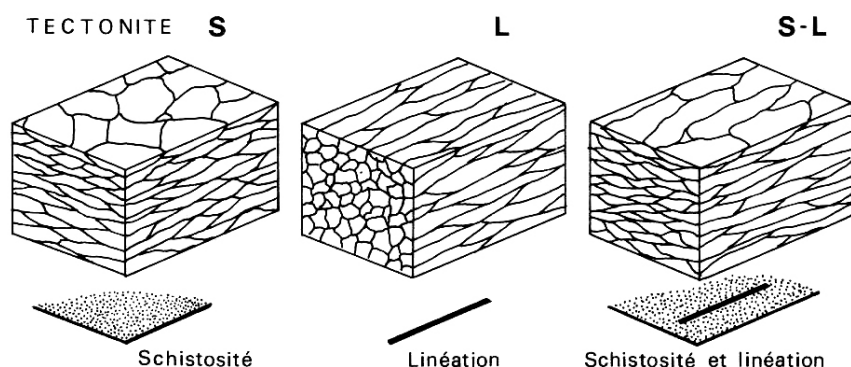


Fig. 2.19: Différents types de fabrication : S (une foliation mais pas de linéation) ; S-L (les deux sont présents) ; L (une linéation mais pas de foliation). Mercier and Vergely (1992)

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

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.
- 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.

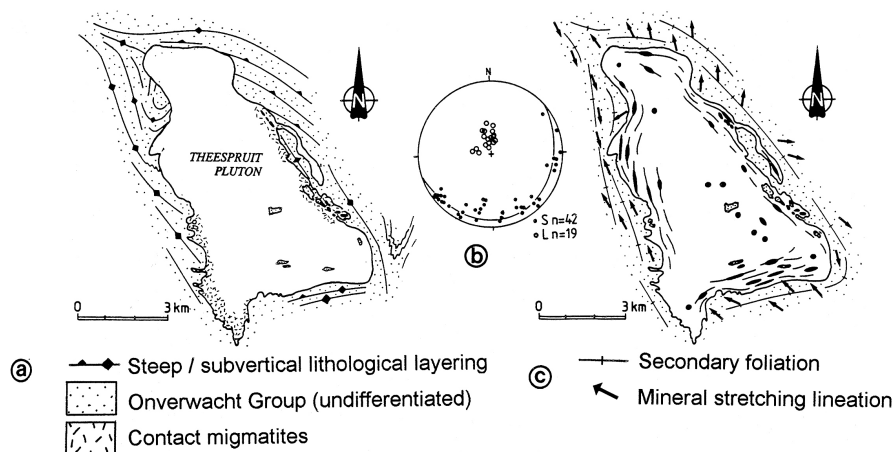


Fig. 2.20: Le pluton de Theespruit recoupe nettement les structures dans la CRV avoisinante (Kisters and Anhaeusser, 1995).

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.

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 in-

jections 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.

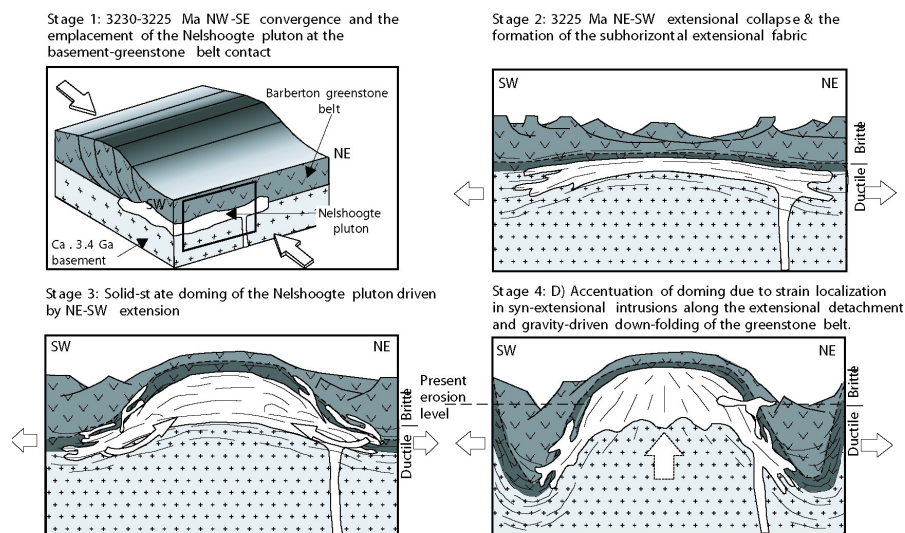


Fig. 2.21: Modèle de mise en place du pluton de Nelshoogte (Belcher et al., 2005). Commentaires dans la figure.

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 Stolzberg (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.

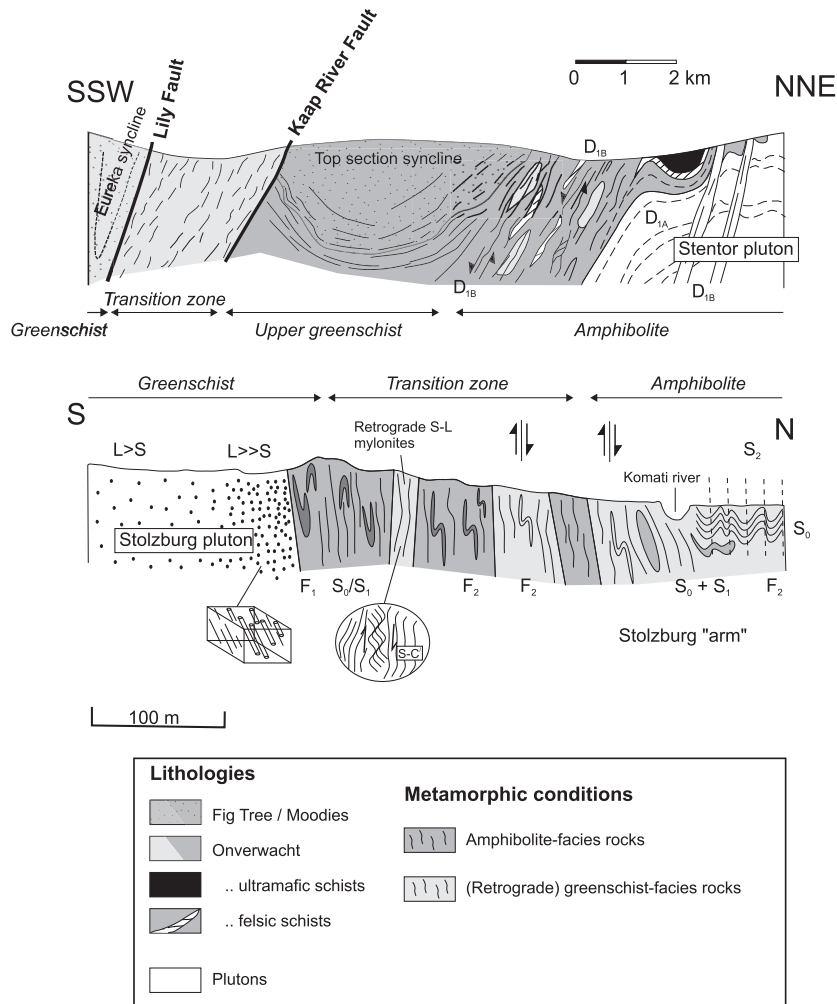


Fig. 2.22: Deux exemples de contacts entre la CRV et les gneiss avoisinants. En haut : au Nord (bloc NW), près du pluton de Stentor, probablement vieux de 3.3 Ga (Dziggel et al., 2006). En bas : au Sud (bloc de Stolzberg), dans le pluton de Stolzberg (Kisters et al., 2003). Dans les deux cas, une faille 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.

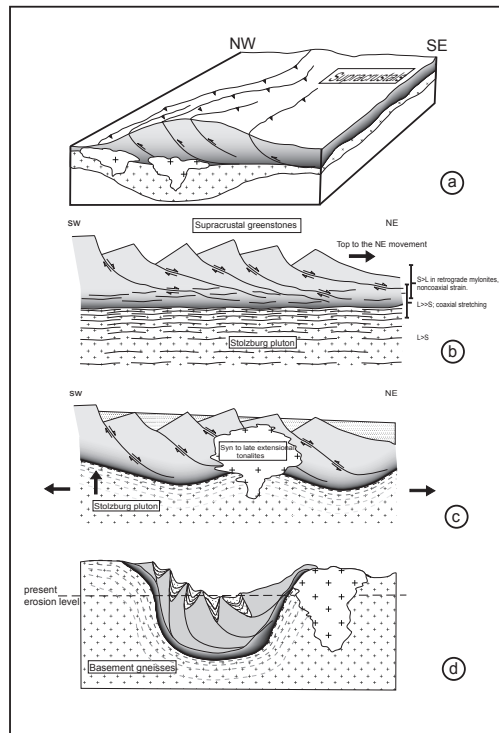


Fig. 2.23: Exhumation du bloc de Stolzburg dans un contexte de "metamorphic core complex", le long de la faille de la Komati (Kisters et al., 2003). (a) croûte orogénique (?) épaissie. (b) Effondrement gravitaire, amincissement crustal et extension; l'extension se manifeste par des failles normales dans la croûte cassante (cf. fig 2.9 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.

⁸On peut noter, incidemment, que d'autres types de dômes différents sont décrits dans la littérature : par exemple des dômes de migmatites, dans lesquels c'est une croûte inférieure partiellement fondue, avec ses enclaves et fragments solides, qui remonte en masse; ou bien des dômes à l'état solide, qui percent une couverture sédimentaire plus récente. Ces types de dômes semblent absents à Barberton.

- 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.

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.

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_p40 °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.

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 éclogitiques, 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.

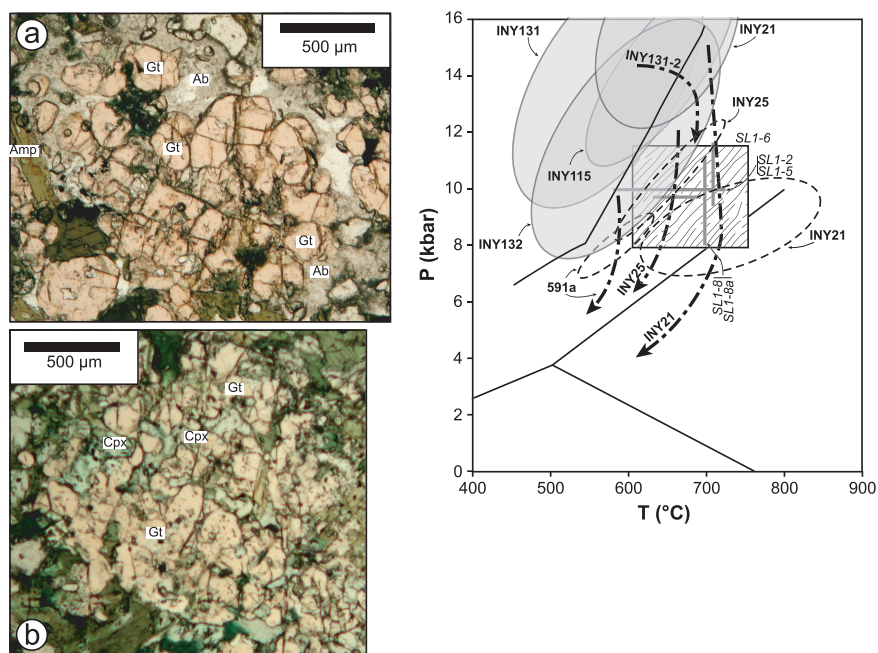


Fig. 2.24: Conditions métamorphiques dans la zone d'Inyoni. A gauche, deux exemples de textures dans les amphibolites (a) association grenat (automorphe) et albite; (b) syn-croissance grenat-clinopyroxène. A droite, synthèse des estimations P–T publiées : ellipses barres noires, sur des amphibolites (THERMOCALC; [Moyen et al., 2006](#)); rectangle hachuré et barres grises, sur des métasédiments ([Dziggel et al., 2002](#))

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.

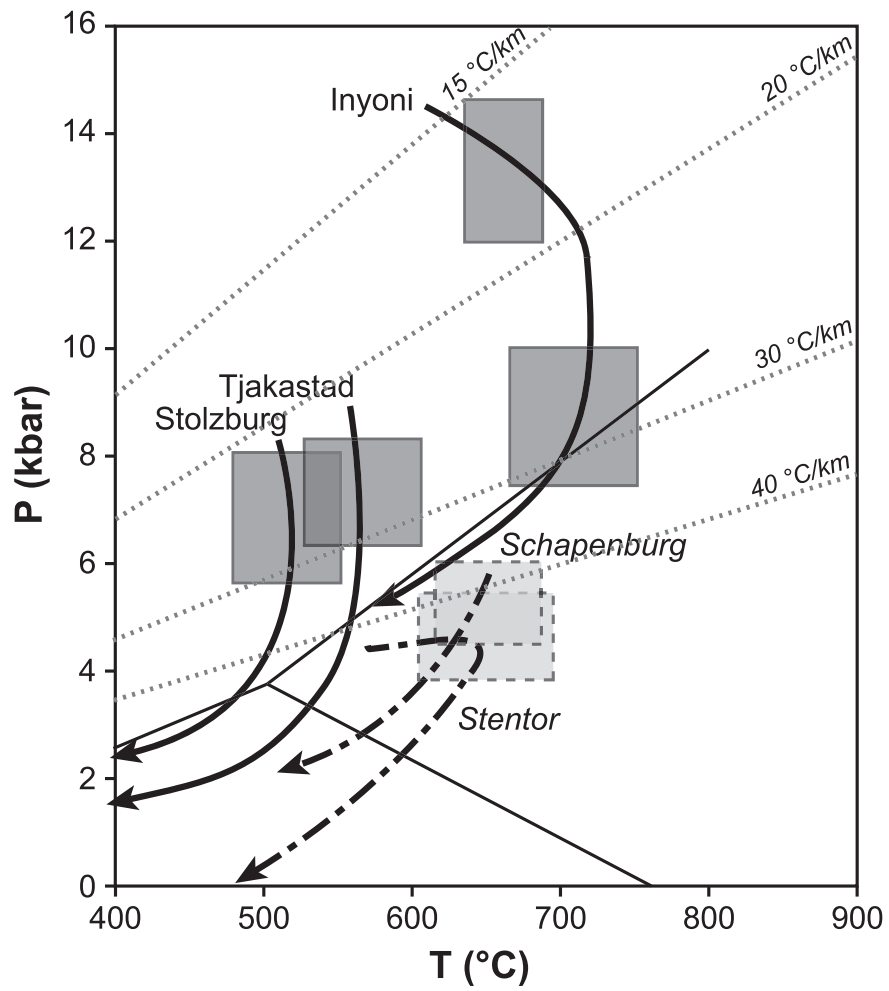


Fig. 2.25: Compilation des données P-T publiées pour la région de Barberton. En gris sombre, bloc Sud-Est et zone de cisaillement d'Inyoni ; en gris clair, bloc Nord-Ouest.

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)

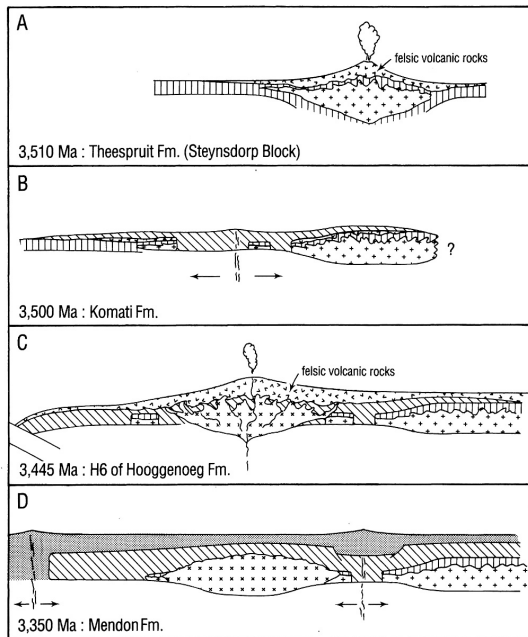


Fig. 2.26: Evolution géologique de 3.55 à 3.35 Ga (Lowe, 1999). Elle est interprétée comme la modification d'un plateau océanique par des subductions et des épisodes de rifting.

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 2.26 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 subductée sous une plaque NW. Ce qui deviendra le bloc de Stolzburg 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 Stolzburg 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 Stolzburg, 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 métamorphosées 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 2.23), cette extension dégénère très vite en remontées diapirique de la croûte profonde du bloc de Stolzburg.

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

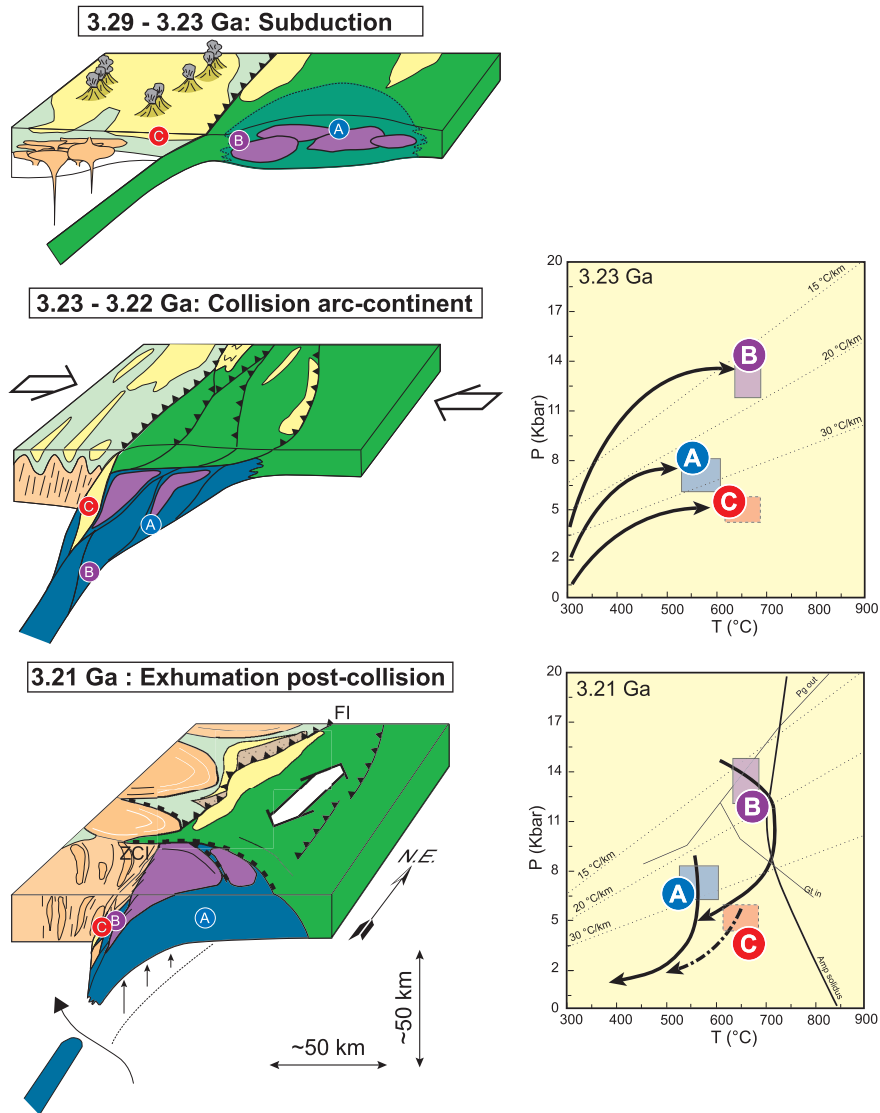


Fig. 2.27: Modèle géodynamique d'évolution aux alentours de 3.2 Ga ; ce modèle est la conclusion (provisoire !) de nos travaux sur les gneiss au Sud et à l'Ouest de la CRV. Trois stades sont représentés ; en (a), le bloc e Stolzberg n'a pas encore été entraîné en subduction ; les deux plaques sont couvertes 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.

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'éclogitique.

- 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...

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 peu¹⁰.

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 (ali-

¹⁰Ce paragraphe a été écrit fin 2006. Depuis deux ans, nous avons fait un certain nombre d'observations qui nous amènent à relativiser cette affirmation. En particulier, une partie des structures d'échelle cartographique dans la CRV (dans ce texte attribuées à la phase à 3.2 Ga) se retrouvent aussi dans les batholites à 3.1 Ga ; la déformation principale semble donc, au moins en partie, plus récente.

gnées 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 and 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'es-

pace 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?).

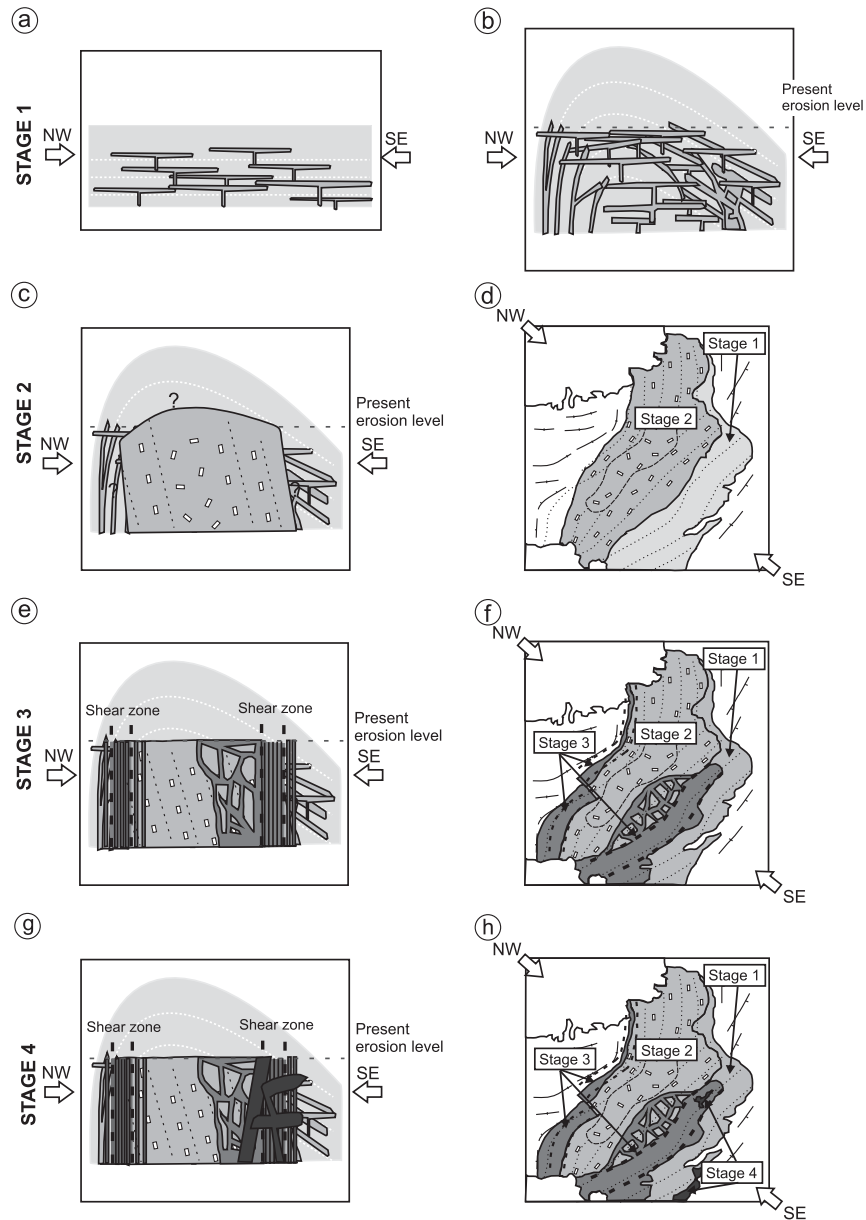


Fig. 2.28: Construction du batholite de Heerenveen (Belcher and Kisters, 2006). (d), (f) et (h) sont des vues en plan, les autres des coupes NW-SE. (a), (b) : stade 1. injection de feuillets plats de leucogranites, plissement et développement de zones de cisaillement sur les flancs du pli. (c), (d) : 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.

Bibliographie

- C. R. Anhaeusser. 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, 2001.
- Jean Bédard. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 70 :1188–1214, 2006.
- Richard W. Belcher and Alex F.M. Kisters. 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, 2006.
- Richard W. Belcher, Alex F.M. Kisters, Marc Poujol, and Gary Stevens. 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*, Durban, 2005.
- Richard W. Belcher, Jean-François Moyen, Alex F.M. Kisters, and Gary Stevens. Origin of compositional and geochemical heterogeneity within the incrementally assembled 3.1 Ga Heerenveen batholith, Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa. *Lithos*, Refusé.
- M. Cloete. *Aspects of volcanism and metamorphism of the Onverwacht group lavas in the southwestern portion of the Barberton greenstone belt*, volume 84 of *Memoir of the Geological Survey of South Africa*. 1999.
- A. de la Roche, J. Leterrier, P. Grandclaude, and M. Marchal. 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, 1980.
- S.T. de Vries, W. Nijman, and R.A. Armstrong. 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, 2006.
- M. J. de Wit, R.A. Hart, and R.J. Hart. The Jamestown ophiolite complex, Barberton mountain belt : a section through 3.5 Ga oceanic crust. *Journal of African Earth Sciences*, 6 :681–730, 1987.
- M.J. de Wit, C. Roering, R.J. Hart, R.A. Armstrong, C.E.J. de Ronde, R.W.E. Green, M. Tredoux, E. Peberdy, and R.A. Hart. Formation of an Archaean continent. *Nature*, 357 :553–562, 1992.
- Johann Diener, Gary Stevens, Alex F.M. Kisters, and Marc Poujol. 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, 2005.
- Johann Diener, Gary Stevens, and Alex F.M. Kisters. 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. In Keith Benn, J.-C. Mareschal, and K.C. Condie, editors, *Archean Geodynamic Processes*, volume 164 of *monographs*, pages 239–254. AGU, 2006.
- A. Dziggel, Gary Stevens, Marc Poujol, C.R. Anhaeusser, and R.A. Armstrong. 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, 2002.

- A. Dziggel, R.A. Armstrong, Gary Stevens, and L. Nasdala. 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, 2005.
- A. Dziggel, S. Knipfer, Alex F.M. Kisters, and F. M. Meyer. 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, 2006.
- K. A. Eriksson and E. L. Simpson. Quantifying the oldest tidal record : The 3.2 Ga Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Geology*, 28(9) :831–834, 2000.
- C. Heubeck and D. R. Lowe. Depositional and Tectonic Setting of the Archean Moodies Group, Barberton Greenstone-Belt, South-Africa. *Precambrian Research*, 68(3-4) :257–290, 1994.
- A. Hofmann, C. R. Anhaeusser, K.A. Eriksson, and A. Dziggel. Excursion guide to the geology of the Barberton greenstone belt. Technical report, Economic Geology Research Institutue, University of the Witwatersrand, Johannesburg, 2004.
- Alex F.M. Kisters and C.R. Anhaeusser. Emplacement features of Archaean TTG plutons along the Southern margin of the Barberton greenstone belt, South Africa. *Precambrian Research*, 75 :1–15, 1995.
- Alex F.M. Kisters, Gary Stevens, A. Dziggel, and R.A. Armstrong. 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, 2003.
- Alex F.M. Kisters, Richard W. Belcher, Marc Poujol, Gary Stevens, and Jean-François Moyen. A 3.2 Ga Magmatic arc Preserving 50 Ma of Crustal Convergence in the Barberton Terrain, South Africa, 11-15 December 2006 2006.
- D. R. Lowe. Geological evolution of the Barberton greenstone belt and vicinity. *Geological Society of America Special Paper*, 329 :287–312, 1999.
- D. R. Lowe, G.R. Byerly, and C. Heubeck. Structural divisions and development of the west-central part of the Barberton Greenstone Belt. *geological Society of America Special Paper*, 329 :37–82, 1999.
- D. R. Lowe, G. R. Byerly, F. T. Kyte, A. Shukolyukov, F. Asaro, and A. Krull. 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, 2003.
- D.R. Lowe. Accretionary history of the Archean Barberton Greenstone Belt (3.55-3.22 Ga), southern Africa. *Geology*, 22 :1099–1102, 1994.
- D.R. Lowe and G.R. Byerly. Stratigraphy of the west-central part of the Barberton greenstone belt, South Africa. *Geological Society of America Special Paper*, 329 :1–36, 1999.
- G. Maheo, S. Guillot, J. Blichert-Toft, Y. Rolland, and A. Pecher. 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, 2002.
- J. Mercier and P. Vergely. *Tectonique*. Géosciences. Dunod, 1992.
- Jean-François Moyen, Gary Stevens, and Alex F.M. Kisters. Record of mid-Archaean subduction from metamorphism in the Barberton terrain, South Africa. *Nature*, 443 :559–562, 2006.

- Marc Poujol, L.J. Robb, C.R. Anhaeusser, and B. Gericke. A review of the geochronological constraints on the evolution of the Kaapvaal craton, South Africa. *Precambrian Research*, 127 :181–213, 2003.
- G.-J. Sonke. *Internal architecture of the sheeted margin of the 3.1 Ga Mpuluzi batholith, Barberton granite-greenstone terrain*. Honors thesis, Stellenbosch University, 2006.
- Gary Stevens, G.T.R. Droop, R.A. Armstrong, and C.R. Anhaeusser. 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, 2002.
- Olivier Vanderhaeghe, J Burg, and Christian Teyssier. 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, 1999.
- F. Westall, M. J. de Wit, J. Dann, S. van der Gaast, C. E. J. de Ronde, and D. Gerneke. Early Archean fossil bacteria and biofilms in hydrothermally-influenced sediments from the Barberton greenstone belt, South Africa. *Precambrian Research*, 106(1-2) :93–116, 2001.
- Janus D. Westraat, Alex F.M. Kisters, Marc Poujol, and Gary Stevens. 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, 2004.
- R.V. White, J. Tarney, A.C. Kerr, A.D. Saunders, P.D. Kempton, M.S. Pringle, and G.T. Klaver. Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean : implications for the generation of continental crust. *Lithos*, 46 :43–68, 1999.

3

La ceinture du Limpopo

1	Structure d'ensemble	63
2	Les zones marginales	65
2.1	La zone marginale Nord	65
2.2	La zone marginale Sud	65
3	La zone centrale	69
3.1	Lithologies	70
3.2	Métamorphisme et structures	72
3.3	Problèmes de chronologie	74
4	Modèles d'évolution de la ceinture du Limpopo	76
4.1	Modèle "archéen surtout" : le collage des deux cratons a lieu à 2.6 Ga	76
4.2	Modèle "protérozoïque surtout" : la collision a lieu à 2.0 Ga	77

LA ceinture granulitique du Limpopo ("Limpopo belt") correspond à une bande de granulites large de 200 kilomètres, bordant le craton du Kaapvaal sur sa marge Nord et le séparant de son voisin au Nord, le craton du Zimbabwe. Les granulites enregistrent des conditions métamorphiques de 6 à 10 kbar pour des températures avoisinant les 800 °C (donc au delà du solidus, les granulites du Limpopo sont souvent partiellement fondues). Des zones de cisaillement verticales, et des chevauchements, affectent les granulites.

Les protolithes des granulites du Limpopo étaient des roches magmatiques ou supracrustales, plus ou moins similaires à celles formant les cratons voisins. Mais à l'échelle cartographique, le contraste entre la ceinture du Limpopo et les deux cratons voisins est spectacu-

laire. Alors que les cratons se composent de roches en faciès schiste vert ou amphibolite, avec des ceintures de roches vertes de quelques dizaines de kilomètres, les granulites du Limpopo ont une structure plus chaotique, avec des étroites imbrications entre des petits fragments de roches supracrustales et d'orthogneiss, à l'échelle hectométrique ou inférieure.

Globalement, la ceinture du Limpopo représente une orogénèse de type collision continent-continent, entre le craton du Kaapvaal et celui du Zimbabwe. Cependant, en détail les choses sont un peu plus compliquées. L'âge de cette orogénèse, en particulier, est discutée. On trouve la trace de deux épisodes géologiques, à environ 2.5 Ga et 2.0 Ga. L'importance relative des deux est discutée.

Encadré 2: Les granulites**Granulites ou roches granulitiques ?**

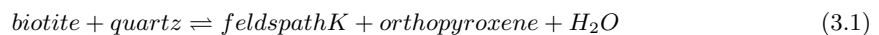
Le terme de "granulite" est un terme d'usage ; il est utilisé de façon plus ou moins rigoureuse pour désigner des roches équilibrées dans les conditions du faciès (métamorphique) des granulites, c'est à dire, grossièrement, plus de 700 °C et moins de 12 kbar. Dans la mesure où ce mot peut désigner à la fois un faciès métamorphique, des roches acides ("granulites felsiques" et des roches basiques ("granulites mafiques"), l'IUGS recommande qu'il ne soit pas utilisé pour donner un nom à une roche — mais les habitudes ont la vie dure.

Dans les conditions du faciès granulite, les minéraux hydroxylés (mica, amphibole) sont généralement instables. Les roches granulitiques sont donc minéralogiquement dominées par le plagioclase et le pyroxène. Le grenat est un composant fréquent ; cordiérite et silicates d'alumine (sillimanite ou disthène) sont parfois présents (dans les roches alumineuses). La biotite et l'amphibole sont le plus souvent absentes.

Les "granulites acides" sont typiquement à plagioclase, feldspath potassique, orthopyroxène, grenat et/ou cordiérite, parfois silicates d'alumine ; les "granulites basiques" présentent classiquement plagioclase, ortho- et clinopyroxène, parfois grenat et/ou amphibole.

Origine :

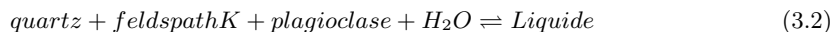
Dans le cas de roches felsiques (pélites, granites), les conditions du faciès granulitique correspondent à des roches équilibrées au-delà (à plus haute température) de la réaction :



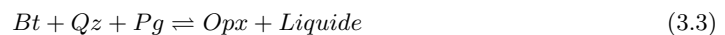
De telles roches peuvent se former de plusieurs façons :

1. Par cristallisation de magmas dans une croûte chaude (généralement en base de croûte). Dans ce cas, on se situe à droite de la réaction, le mica n'est pas stable et on forme bien des granulites magmatiques.
2. Par métamorphisme, et franchissement (prograde, en augmentant la température) de la réaction de destruction de la biotite. Il peut alors se passer deux choses (prenant ici l'exemple de roches acides) :

- Si il reste suffisamment de quartz et que du plagioclase est présent, la réaction



se déroule (dans la plupart des cas, elle se trouve à des températures plus faibles que celles de la réaction 3.1). On forme donc du liquide et de l'orthopyroxène, le bilan réactionnel est de la forme



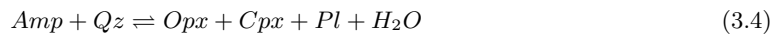
C'est ce qu'on appelle une réaction de fusion incongruente, qui produit à la fois du liquide, et un nouveau minéral (ici, l'orthopyroxène, mais d'autres réactions fonctionnant de façon analogue peuvent produire de la cordiérite, ou du grenat).

L'entrée en faciès granulite se traduit par une fusion partielle, et les granulites sont des migmatites, ou des restites si le liquide est extrait.

- Si la réaction de fusion n'est pas possible, pour différentes raisons (un réactif est manquant, on se trouve en dessous de la température de fusion, etc.), de l'eau est libérée par la réaction . Cette eau peut être évacuée de la roche (par percolation, circulation dans des zones de cisaillement, etc.).

Pour des roches basiques (basaltes), on peut de la même façon obtenir des roches équilibrées dans le faciès granulite soit par cristallisation d'un magma directement dans ces conditions, soit par métamorphisme d'un protolithe basique. La déshydratation se fait, de façon similaire, par des réactions de déstabilisation de l'amphibole ; diverses réactions sont possibles, par exemple :

Les granulites : suite



Cette réaction se déroule à plus haute température (900 °C) et peut elle aussi se combiner avec une réaction du type



pour former du liquide, et des phases péritectiques, ici ortho- et clinopyroxène.

Nomenclature :

Si il s'agit de roches métamorphiques, l'IUGS (reprenant largement les usages des géologues) propose de nommer les roches en fonction (1) de la nature de leur protolithe, si il est connu (2) de leur texture. On parlera donc, par exemple, de "métapelites (granulitiques)", si la composition du protolithe est connue ; ou de "gneiss granulitique" (la composition du protolithe ne l'est pas). L'IUGS propose en fait de ne pas utiliser le terme "granulitique", et de parler plutôt, par exemple, de "métapélite à grenat-pyroxène". Mais l'habitude de singulariser les granulites est fortement ancrée.

Quand il s'agit de roches d'origine magmatiques acides ("granitoïdes à orthopyroxène"), on parle de "roches charnockitiques". Comme ce sont des roches plutoniques, elles sont nommées sur la base de la classification de Streckeisen, avec les équivalences suivantes :

Place dans la classification de Streckeisen		Roche charnockitique équivalente
Granite	à orthopyroxène	Charnockite
Granodiorite	" "	Charno-enderbite
Tonalite	" "	Enderbite
Monzonite	" "	Mangerite
Monzonorite	" "	Jotunite
Monzodiorite	" "	

Les roches charnockitiques ont en général une allure caractéristique, avec un aspect gras, brun à kaki, et un grain assez gros.

Il n'existe pas de noms particuliers pour les magmas basiques ayant cristallisé en faciès granulite.

Pour des roches d'allure charnockitique (que leur origine soit ou non magmatique), on peut utiliser des termes comme "gneiss charnockitique".

1 Structure d'ensemble

On distingue dans la ceinture du Limpopo trois zones, séparées par des zones de cisaillement (affleurant de façon très discontinue, elles sont le plus souvent couvertes de sédiments récents) :

- La **Zone Marginale Sud** (Southern Marginal Zone = SMZ) chevauche au Sud le craton du Kaapvaal, le long de la *Hout River Shear Zone*. Au Nord, c'est une zone de cisaillement presque verticale, la *Palala Shear Zone* (qui se prolonge au Nord-Est par la *Tsipishe Straightening Zone*) qui la sépare de
- La **Zone Centrale** (Central Zone = CZ), située sur la frontière du Zimbabwe. Elle même est bordée au Nord par la *Triangle Shear Zone*.
- La **Zone Marginale Nord** (Northern Marginal Zone = NMZ) affleure au Zimbabwe. Elle chevauche le craton du Zimbabwe le long du *North Marginal Thrust*.

3 La ceinture du Limpopo

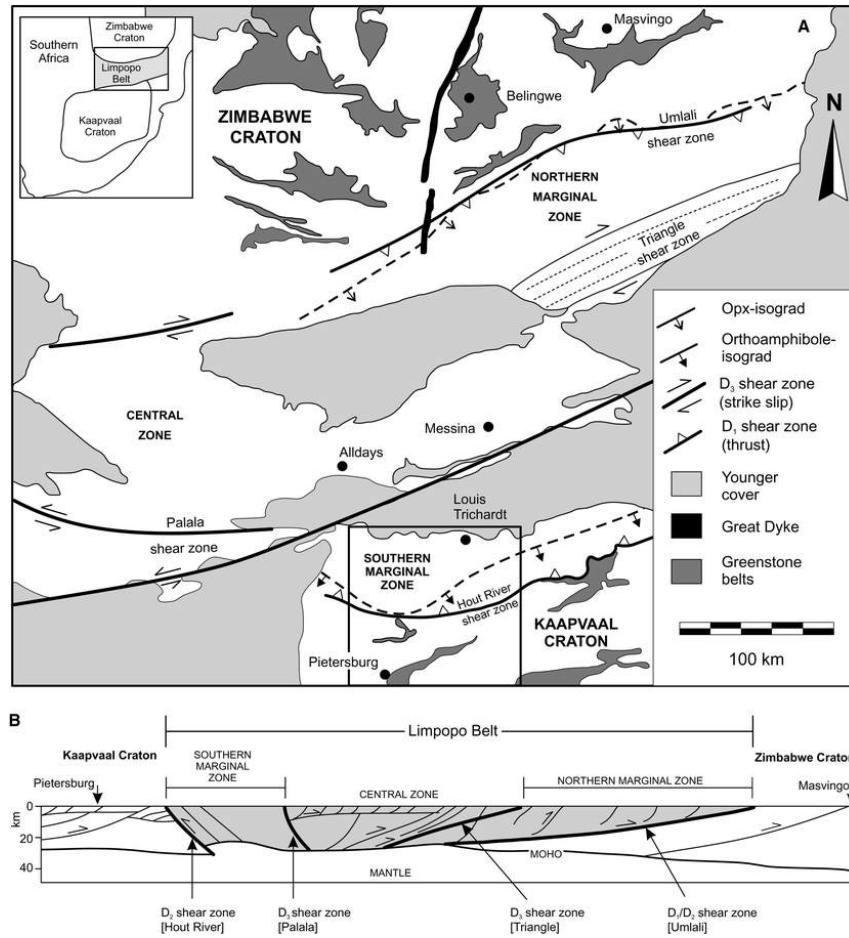


Fig. 3.1: Carte et coupe de la ceinture du Limpopo (van den Berg and Huizenga, 2001). La coupe est dessinée à partir de profil de sismique-réflexion.

2 Les zones marginales

Les deux zones marginales sont composées de roches dont les protolithes sont équivalents des roches des cratons voisins (Kaaopvaal pour la SMZ, Kreissig et al., 2001, ; Zimbabwe pour la NMZ). Elles chevauchent chacune leur craton respectif, par l'intermédiaire d'une zone de cisaillement peu pentée. Cet épisode de collision (?) s'est, dans les deux cas, déroulé à la fin de l'Archéen, vers 2550–2600 Ma au Nord et 2690–2660 Ma au Sud.

En dépit de cet âge ancien, les structures des deux zones marginales (granulites chevauchant un terrain de degré métamorphique plus faible) évoquent tout à fait des zones de collision continentales modernes, et ne ressemblent plus du tout au style de tectonique (dominé par des mouvements verticaux, et sans grand épaississement crustal) classiquement connu à l'Archéen.

2.1 La zone marginale Nord

La NMZ est limitée au Nord par le “Northern Marginal Thrust”, par l'intermédiaire duquel elle chevauche le Craton du Zimbabwe; et au Sud par la “Triangle Shear Zone”, qui la sépare de la Zone Centrale.

a. Lithologies

On observe principalement des charnockites et des enderbites (au sens strict, ce sont des magmas mis en place dans les conditions du faciès granulite). Ces roches se sont mises en place entre 2710 ± 38 et 2637 ± 19 Ma (Berger et al., 1995), et elles sont intrusives dans une série de roches supracrustales essentiellement mafiques, qui représentent moins de 10 % de l'affleurement à l'heure actuelle.

Des granites syn-tectoniques (suite de Razi) se sont mis en place entre 2627 et 2547 Ma (Mkweli et al., 1995; Frei et al., 1999); ce ne sont

pas des granulites, ce qui suggère que leur encaissant était à cette date remonté vers la surface.

Ces épisodes sont grossièrement synchrones de ce qui se passe dans le craton du Zimbabwe lui-même (synthèse géochronologique dans Jelsma et al., 1996) : mise en place (au Sud du craton) de ceintures de roches vertes vers 2710–2640 Ma, puis de granitoides comprenant des tonalites et des granodiorites de 2670 à 2610 Ma. On considère donc que la zone marginale Nord est un fragment de la croûte inférieure du Craton du Zimbabwe, structuré au cours des mêmes épisodes, et remontée lors de la collision formant la ceinture du Limpopo.

b. Structures et métamorphisme

Les conditions métamorphiques dans la NMZ ont atteint 800°C et 8.5 kbar (Rollinson, 1989; Kamber and Biino, 1995). L'âge du métamorphisme n'a pas été directement déterminé; en revanche il existe des contraintes sur l'âge de la tectonique (D1-D2, cf. plus loin), qui est le même que celui des granites syn-tectoniques de la suite de Razi (2627–2547 Ma) : c'est un âge voisin de celui de la déformation sur le craton du Zimbabwe¹ (Dirks and Jelsma, 1998).

Enfin, le chevauchement du North Marginal Thrust a été réactivé, en faciès schiste vert (D3), vers 2.0 Ga (Kamber et al., 1996).

2.2 La zone marginale Sud

Pour des raisons logistiques et politiques, la SMZ est nettement mieux connue que la NMZ. Son histoire est globalement assez voisine : déformation et métamorphisme à la fin de l'Archéen de roches semblables à celles du craton.

¹Déformation qui d'ailleurs se traduit par des structures en dômes et bassins très caractéristiques des structures archéennes. . .

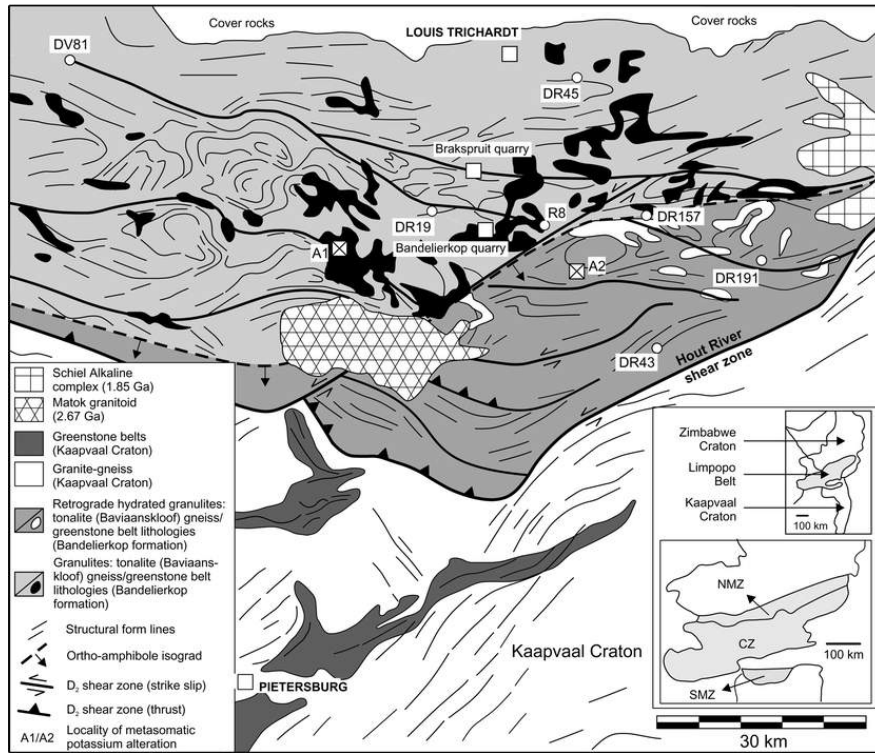


Fig. 3.2: Carte de la zone marginale Sud (van den Berg and Huizenga, 2001). Notez (1) le chevauchement frontal (ou système de chevauchements) de Hout River, qui superpose la SMZ au Craton du Kaapvaal ; (2) l'existence au sein de la SMZ d'une zone dite "d'hydratation rétrograde", discutée dans le texte ; sa limite recoupe les lithologies granulitiques, montrant qu'il s'agit d'une structure tardive.

La SMZ est limitée au Sud par la "Hout River Shear Zone", qui est un membre d'un faisceau de chevauchements affectant la SMZ, et qui est un chevauchement sur le Craton du Kaapvaal. Sa limite Nord est presque partout masquée par les sédiments protérozoïques (Soutpansberg) ; dans le Sud de la CZ, on distingue deux zones d'alignement ("straightening zones"), de Tsi-pishe et Muhalapye, qui marquent probablement l'approche de zones de cisaillements importantes. Le contact lui-même est représenté par la zone de cisaillement de Palala, qui n'affleure que sur quelques kilomètres (fenêtre de Koedoesrand).

a. Lithologies

Granulites

La zone marginale Sud est formée principalement de granulites métamorphiques. Deux composants sont intimement mélangés :

- Un composant d'origine tonalitique, largement dominant (gneiss de **Baviaanskloof**). Ce sont des gneiss enderbitiques, c'est à dire des tonalites qui ont été par la suite métamorphisées. L'âge de ces roches est mal contraint ; des composants âgés de 3.5 – 3.3 Ga ont été rapportés (Barton and Van Reenen, 1992; Kreissig et al., 2000), mais il est plausible qu'elles soient majoritairement plus jeunes (2.9 – 3.0 Ga, Kreissig et al., 2000)².

²Plus exactement, les données isotopiques montrent que ces roches ou leur précurseur se sont séparées du manteau à cet âge ; dans le cas de TTG l'âge de séparation du manteau est assez proche de celui de mise en place. En tout état de cause la mise en place ne peut pas être plus ancienne.

– Un composant d’origine supracrustal. Ce sont des metapelites et des roches mafiques, connues sous le nom de gneiss de **Bandelierkop**. Leur âge (de dépôt) est encore plus mal connu, mais est sans doute lui aussi proche de 3.0 Ga³ (Kreissig et al., 2000).

Les données géochronologiques, géochimiques et isotopiques (Kreissig et al., 2000) suggèrent que ces deux formations sont les équivalents métamorphisés des gneiss et CRV du Nord du Craton du Kaapvaal (CRV de Pietersburg⁴ et Giyani⁵) ; ces deux CRV et les orthogneiss avoisinant se sont en effet formés entre 2.9 et 3.0 Ga (Poujol et al., 2003) ; il semble même y avoir quelques composants plus anciens (3.3 Ga Kröner et al., 2000).

La SMZ est divisée en deux “sous-zones” ; elles sont séparées par une isograde correspondant à l’apparition de certaines amphiboles (ortho-amphibole : anthophyllite et gedrite). Au Nord, les roches sont en faciès granulite ; au Sud, elles sont rétro-morphosées en faciès amphibolite, l’ortho-amphibole remplace l’orthopyroxène.

Plutons post-tectoniques

Il existe principalement un pluton (ou complexe plutonique) post-tectonique, le pluton de Matok⁶. Il s’agit en réalité d’un complexe plutonique dont les phases précoces sont enderbittiques (2671±4 Ma, Kreissig et al., 2001), et les phases tardives granodioritiques (2667–2664 Ma, Kreissig et al., 2001).

Le pluton de Matok est syn-tectonique, il est associé à des failles (zones de cisaillement de N’tabalala et de Matok) actives pendant sa mise en place.

Pétrologiquement et géochimiquement, le pluton de Matok est mal connu. J’ai proposé (Moyen, 2000) qu’il s’agisse d’un pluton de type “sanukitoïde”, c’est à dire d’un type magmatique que l’on observe fréquemment dans des contextes tardi-tectonique archéens, et qui

pourrait correspondre à la fusion partielle d’un manteau enrichi par des composants subductés. On serait alors dans le cas de la fusion de la lithosphère (mantellique), par exemple lors de l’effondrement d’une chaîne de montagnes.

b. Métamorphisme et déformation

La déformation et le métamorphisme, dans la SMZ et le craton adjacent, correspondent à une histoire qu’on peut découper en 2 épisodes principaux :

Epaississement crustal dans la SMZ (D1)

Epaississement crustal (D1), par des chevauchements à vergence *Nord* (préservés sur le Craton du Kaapvaal). Les structures D1 ne sont pas reconnaissables dans la SMZ. Un premier épisode métamorphique (M1) atteint des conditions jusqu’à 850 °C et 9 kbar (Van Reenen et al., 1987).

Le métamorphisme M1 est daté à 2691 ± 7 Ma dans la SMZ (Kreissig et al., 2001, , carrière de Bandelierkop). Des chevauchements à vergence Nord dans la CRV de Pietersburg ont un âge un peu plus ancien, de 2729 Ma env. (De Wit et al., 1992).

Exhumation des granulites (D2)

Décompression jusque vers 6 kbar, puis refroidissement en faciès amphibolite (M2 et M3), correspondant au jeu de chevauchements à vergence *Sud*, qui recoupent les structures D1 (figure 3.3) ; le plus important est le chevauchement de Hout River, qui correspond à une limite brutale entre les granulites de la SMZ et le Craton du Kaapvaal, mais il existe plusieurs autres zones de cisaillement D2 analogues au sein de la SMZ. Ces chevauchements permettent l’exhumation de la croûte inférieure de la SMZ.

³Plus précisément, les arguments isotopiques montrent qu’ils se sont formés à partir de roches séparées du manteau à cette période, le dépôt des sédiments est donc plus récent.

⁴La ville de Pietersburg a été renommée “Polokwane”

⁵La CRV de Giyani était connue sous le nom de “CRV de Sutherland” dans la littérature ancienne

⁶Les intrusions de Palmietfontein (ca. 2450 Ma) et Schiel (ca. 2050 Ma) sont trop jeunes pour se rapporter aux phénomènes se déroulant dans la SMZ ; ceci étant, ils ne sont pas ou peu déformés, ce qui montre que les événements à 2.0 Ga, présents dans la zone centrale, n’ont pas ou peu affecté la SMZ

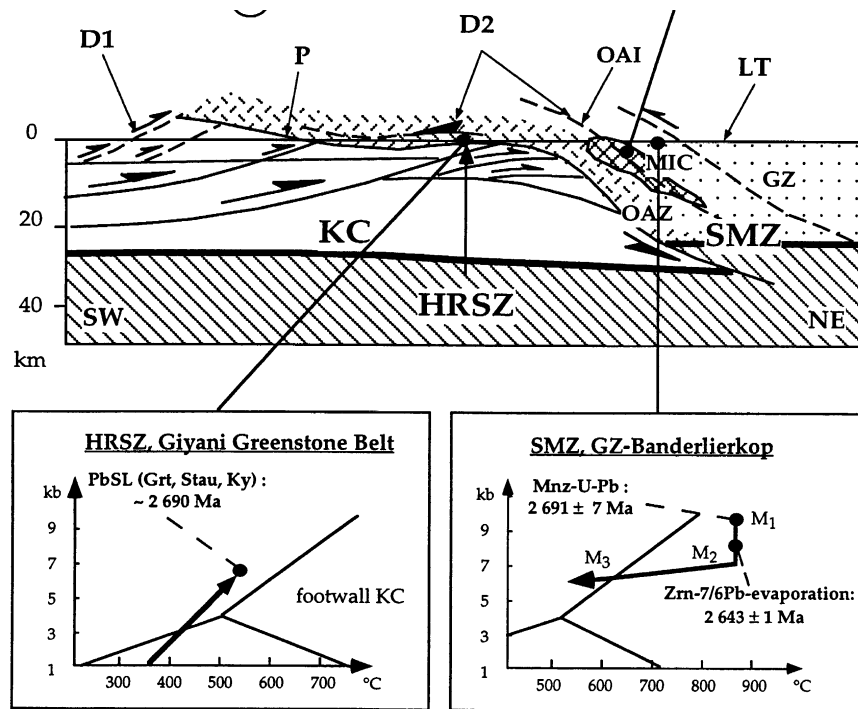


Fig. 3.3: Coupe schématique au travers de la zone de cisaillement de Hout River (Kreissig et al., 2001). Elle résume schématiquement (1) les deux générations de structures, D1 à vergence Nord et D2 à vergence Sud ; (2) les deux types de métamorphismes, sur le craton et dans la SMZ.

Durant cette période, le craton du Kaapvaal est chevauché, et métamorphisé à son tour ; des klippes de granulites sont observées à plusieurs dizaines de kilomètres au Sud du chevauchement (Van Schalkwyk, 1991). Le chevauchement des granulites chaudes sur le Craton voisin a pu causer la déshydratation des roches du Craton du Kaapvaal, et la migration d'eau dans le bloc supérieur (les granulites de la SMZ, chevauchantes) ; cet influx d'eau peut expliquer la réhydratation et la rétro-morphose du Sud de la SMZ⁷ (effet "fer à repasser").

L'épisode D2 est rapide, puisqu'il se déroule pendant la durée de formation du complexe de Matok (< 9 Ma), et a lieu vers 2660–2670 Ma. On enregistre donc une remontée rapide de la région, puisque en quelques millions d'année on quitte les conditions granulitiques. Le métamorphisme dans le Craton est daté à $2716 \pm$

$37 - 2672 \pm 51$ Ma dans le craton du Kaapvaal (Kreissig et al., 2001, , CRV de Giyani).

Déformation tardive

Un troisième épisode de déformation (D3) se manifeste par le développement de zones de mylonites étroites, dans des conditions plus froides, affectant l'ensemble des structures. Il n'a pas été positivement daté, et est interprété comme étant soit à 2.5 Ga, soit à 2.0 Ga, sur la base d'arguments de terrains et d'analogies régionales.

c. Modèle d'évolution : une orogénèse de type himalayen à 2.65 Ga

Le modèle classique pour l'évolution de la SMZ (Roering et al., 1992) propose une orogénèse

⁷Pour une explication différente, lire cependant, Stevens (1997) ; il propose que la zone réhydratée soit simplement une zone qui ait perdu moins de liquides magmatiques durant l'anatexie granulitique, et soit donc restée plus riche en eau, permettant sa rétro-morphose lors de l'exhumation

de type himalayen. Dans ce modèle, le bloc Nord (craton du Zimbabwe, ou fragment crustal inconnu — voir la discussion concernant la CZ plus bas) serait entraîné sous le craton du Kaapvaal. L'épaississement crustal, responsable du faciès granulitique, serait suivi de l'exhumation des roches de la croûte profonde, lors de la poursuite de la compression, et du développement de "rétro-chevauchements" sur le Craton du Kaapvaal (Hout River Shear Zone et structures D2 dans la SMZ).

Des variantes de ce modèle prennent en compte les idées récentes sur l'évolution des chaînes de montagnes et l'exhumation des roches de haute pression, par exemple en proposant des modèles de "redistribution gravitaire" (Gerya et al., 2000), dans lesquels la remontée se fait de façon diapirique, dans une croûte partiellement fondue ou en tout cas très ductile. De tels modèles expliqueraient bien la nature très chaotique de la géologie de la ceinture du Limpopo, avec de petits fragments de différentes lithologies imbriqués à toutes les échelles.

Dans tout les cas, le démantèlement de la chaîne de montagne et des reliefs associés serait à l'origine, vers 2.6 Ga, de la mise en place des quartzites du Groupe de Wolkberg, à la base du Supergroupe du Transvaal.

Il est intéressant de noter qu'un tel modèle propose, implicitement, une orogénèse de type moderne dès 2.65 Ga, c'est à dire à l'Archéen⁸. En un sens, il est étonnant de constater que

le modèle "himalayen" est accepté même par les chercheurs qui ne croient pas à l'existence de tectonique des plaques à l'Archéen : dans un contexte Sud-Africain, où au moins le centre du craton du Kaapvaal était stabilisé vers 3.1 Ga, il est facile de perdre de vue l'ancienneté de la Ceinture du Limpopo.

Il n'existe pas encore vraiment de modèle alternatif pour la ceinture du Limpopo ; on peut pourtant se risquer à soulever quelques questions :

- L'épaississement crustal prouvé n'est pas très important, puisqu'on ne connaît pas de pressions de plus de 10 kbar (30 km) ; il n'y a en fait pas de preuves directes de croûte d'une épaisseur anormale.
- L'existence de géothermes froids, attendus dans des chaînes de subduction-collision (on en trouve même à Barberton, à 3.2 Ga!) ; et l'association de deux types métamorphiques aux gradients contrastés ; sont absents de la ceinture du Limpopo.
- L'existence d'une subduction avant la collision n'est pas non plus établie ; on ne trouve pas de traces d'un arc volcanique (même de nature différente de ce qui existerait à l'heure actuelle) avant la collision du Limpopo.
- Il n'y a pas de structures qui soit (à l'heure actuelle) interprétée comme se rattachant à un épisode d'effondrement post-collision, dont on sait pourtant maintenant que c'est le plus souvent une des choses les plus visibles dans une orogénèse terminée...

3 La zone centrale

La zone centrale (CZ) diffère des deux zones marginales, d'une part parce que les roches qu'on n'y trouve ne semblent pas correspondre directement à des fragments de l'un ou l'autre des cratons voisins ; d'autre part parce que deux épisodes successifs, vers 2.6 et 2.0 Ga, semblent s'y être déroulés. On verra que l'importance relative des deux épisodes est discutée.

La Zone Centrale est bordée au Nord par la Triangle Shear Zone (en réalité souvent cachée

sous les sédiments du bassin de Tuli), et au Sud par la Palala Shear Zone. L'une comme l'autre sont des zones de cisaillement verticales, avec une forte composante décrochante, et qui recoupent les structures ductiles de haute température de la CZ.

⁸C'est à peu près l'âge de terrains archéens "classiques" comme la Province du Supérieur, au Canada!

⁹Anciennement Messina

3.1 Lithologies

La CZ est surtout connue aux alentours de Musina⁹, près de la frontière du Zimbabwe. On observe dans cette région quatre unités principales : des **orthogneiss**, des roches supracrustales (**complexe de Beit Bridge**), des roches basiques litées (**suite de Messina**) et des granitoïdes intrusifs (**pluton de Bulai**).

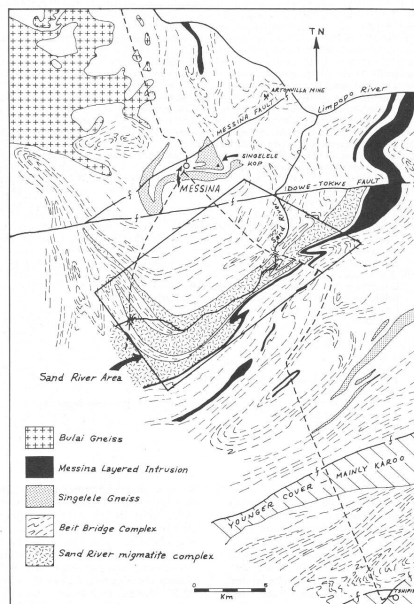


Fig. 3.4: Carte géologique de la région autour de Musina, dans la zone centrale (Fripp, 1983). L'essentiel de la région est occupée par des lithologies appartenant au complexe de Beit Bridge (fond blanc), pour l'essentiel des gneiss quartzo-feldspathiques. Les gneiss de Singelele (métapelites anatectiques, 2680–2570 Ma) ; les gneiss de Sand River (gneiss gris TTG, 3.1–3.2 Ga) ; et le complexe de Musina (intrusion basique litée, 3.1–3.2 Ga) occupent des petites zones, et sont plissés avec le complexe de Beit Bridge. Le pluton de Bulai (2572 Ma), dans le coin NW, est intrusif dans l'ensemble précédent.

¹⁰Quelques âges plus anciens (3.6 – 3.8 Ga) ont été rapportés dans des publications anciennes, mais ils ne sont plus cités dans les travaux récents, il semblerait qu'ils ne soient plus considérés comme fiables

La terminologie est complexe et fluctuante, les noms des différentes formations changent selon les auteurs.

a. Les orthogneiss

Ce sont des gneiss TTG, très déformés et plissés avec les roches supracrustales voisines. Il en existe au moins trois générations :

1. Les **gneiss de Sand River** sont vieux de 3.33 à 3.17 Ga¹⁰ (par exemple Jaeckel et al., 1997). Ils représentent probablement le socle sur lequel les roches supracrustales du complexe de Beit Bridge se sont déposées. Les gneiss de Sand River forment une unité de gneiss bandés, migmatitiques, très déformés et très composites.
2. Les gneiss de **Alldays** (100 km à l'Ouest de Musina) sont vieux d'environ 2640 Ma (Kröner et al., 1999). Ce sont des roches déformées à l'état solide, mais sans pour autant arriver à la complexité des gneiss de Sand River. Ils sont intrusifs dans les roches du complexe de Beit Bridge. Une unité équivalente, au Sud de Musina, est connue sous le nom de gneiss de Verbraard ; au Botswana, on utilise le nom de gneiss de Zanzibar.
3. Les gneiss de Tsipishe, et une unité non nommée proche de la mine de Venetia, ont des âges plus jeunes : respectivement 2510 ± 10 Ma (Kröner et al., 1999) et 2448 ± 53 Ma (Barton et al., 2003). Ce sont des gneiss très cisailés dont on ne sait pas grand chose de plus (roches syntectoniques dans les zones de cisaillement ?).

b. Le complexe de Beit Bridge

Ce terme désigne un ensemble hétéroclite de roches essentiellement supracrustales (Brandl, 1983), d'âges et de natures différentes. La terminologie officielle (utilisée dans les cartes géologiques) propose de subdiviser le complexe en

trois groupes : Groupes de Mount Dowe, Malala Drift et Gumbu ; vu l'intensité de la déformation et l'imbrication des différentes unités, c'est une tentative qui semble un peu illusoire et cette terminologie est maintenant peu utilisée. Des travaux récents cependant (Buick et al., 2003), montrant qu'une partie du complexe de Beit Bridge serait plus récente (protérozoïque inférieur ?) que le reste (archéen ?) ont quelque peu revitalisé cette nomenclature.

Sur une base lithologique, les composants du Complexe de Beit Bridge sont

- des gneiss quartzo-feldspathiques (quartz + feldspath potassique + plagioclase, leucocrates). Pour certains d'entre eux (**gneiss de Singelele**, cf. plus bas), les relations de terrain indiquent clairement qu'il s'agit de liquides anatectiques, associés à des métapelites. D'autres sont sans doute d'anciens sédiments gréseux (arkoses), ou des rhyolites. C'est le composant dominant en volume.
- des granulites (plus précisément, des métapelites granulitiques).

- des quartzites.
- des amphibolites.
- des marbres.
- des calc-silicates (calcite + dolomite + clinopyroxène + feldspath K).

L'ensemble de cette association, dominée par des quartzites ou des roches siliceuses, et associées à des carbonates, pourrait assez bien correspondre à une série sédimentaire de plateforme ou intracratonique, similaire par exemple au Supergroupe du Transvaal. Cette analogie est en partie confirmée par la signature isotopique ($\delta^{13}C$) des marbres du Groupe de Gumbu, qui présentent des valeurs très positives (+4.6 à +7) qui sont régionalement considérées comme typiques des carbonates du Supergroupe du Transvaal, mais sont inconnues dans les carbonates archéens (Buick et al., 2003). Les mêmes auteurs rapportent aussi dans des sédiments quartzeux associés des zircons interprétés comme détritiques, vieux de 2.2 Ga.

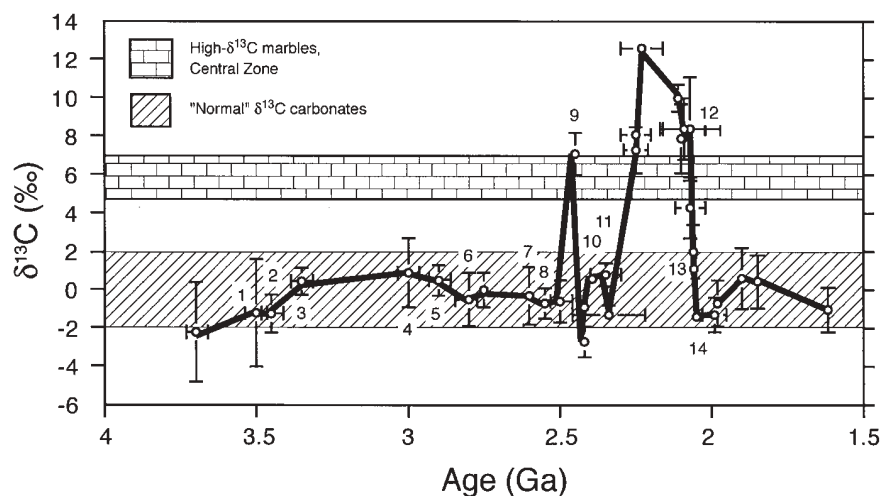


Fig. 3.5: Composition isotopique des carbonates du Groupe de Gumbu, comparés à la courbe d'évolution des carbonates des séries sédimentaires du Craton du Kaapvaal (Buick et al., 2003). La seule période durant laquelle une signature aussi positive est connue est vers 2.1 Ga (Supergroupe du Transvaal).

Mais d'autre part, le complexe de Beit Bridge est intrudé par les roches basiques de la suite de Messina (cf. plus loin), vieille de 3.1 – 3.2 Ga, et par les gneiss de Alldays (2.64 Ga).

En outre, des composants du complexe, les **gneiss de Singelele**, sont des liquides anatectiques, à grenat, associées aux unités de métapelites. Ils témoignent d'un épisode de fusion

du complexe de Beit Bridge. Les gneiss de Singelele sont assez bien datés, entre 2680 et 2570 Ma (Kröner et al., 1999; Jaeckel et al., 1997, etc.), démontrant l'existence d'un épisode de fusion partielle des roches du complexe de Beit Bridge à la fin de l'Archéen.

Pour finir, on observe dans les gneiss de Sand River (3.3 – 3.2 Ga) des enclaves de métapelites et d'amphibolites, qui sont donc plus anciennes!

Il semble donc que le complexe de Beit Bridge regroupe en réalité un ensemble de roches supracrustales formées pendant une longue période; les plus anciennes sont plus vieilles que 3.3 Ga, tandis que les plus récentes peuvent être aussi récentes que 2.2 Ga (Supergroupe du Transvaal?).

c. La suite de Messina

C'est un complexe basique lité formé d'anorthosites, leuco-gabbros et gabbros. Elle est intrusive dans (certains termes du) complexe de Beit Bridge; son âge est connu avec une assez mauvaise précision (3270+105-112 Ma Barton, 1983).

d. Le pluton de Bulai

Le pluton de Bulai est un pluton composite, intrusif dans les différentes roches de la région de Musina (complexe de Beit Bridge surtout, dont les gneiss de Singelele). La phase principale est un granite porphyroïde, d'aspect macroscopique très similaire au pluton de Matok dans la SMZ. On y trouve aussi des variétés tonalitiques, ainsi que des phases charnockitiques et enderbitiques. Bien qu'il soit affecté de quelques zones de cisaillement, c'est un pluton essentiellement syn- à post-tectonique; la présence de composants charnockitiques suggère une histoire analogue à celle du pluton de Matok, avec une mise en place pendant l'exhumation.

Le pluton de Bulai est daté à 2572±4 Ma (Barton et al., 1994). D'autres plutons analogues, au Botswana (granites de Phikwe et Makowe) donnent des âges plus anciens, respectivement

de 2652 ± 15 Ma and 2595 ± 13 Ma (McCourt and Armstrong, 1998).

e. Granites protérozoïques

Il faut enfin mentionner l'existence, plus loin à l'Ouest, de granites plus récents : le complexe de Mahalapye (2023±7 Ma, McCourt and Armstrong, 1998). Il s'agit d'un complexe de granitoïdes formés par l'anatexie de roches similaires aux roches de la CZ, et syn-tectonique.

3.2 Métamorphisme et structures

a. Conditions métamorphiques

La majorité des roches de la CZ permettent de définir un trajet P–T assez similaire, avec un pic métamorphique à 9.5 kbar et 800–850 °C suivi d'une décompression isotherme, puis un refroidissement jusque vers 3–5 kbar et 600–750 °C (Compilation dans Boshoff et al., 2006). Seules de rares données, incomplètement publiées, sur les métapelites clairement archéennes en enclave dans le pluton de Bulai (Holzer et al., 1998) suggèrent un trajet P–T différent, antihoraire (mais il enregistre peut-être simplement le réchauffement lié à la mise en place du pluton).

Dans la mesure où ce métamorphisme atteint les conditions de l'anatexie, il est relativement facile de le dater, en s'intéressant aux veines produites par la fusion partielle associée.

Les gneiss de Singelele, décrits plus haut, datent de 2680 à 2570 Ma. Dans la région de Kodoerand (sur la limite Sud de la CZ), des roches métamorphiques piégées dans la zone de cisaillement de Palala contiennent des grenats vieux de 2602±40 Ma (Schaller et al., 1999); mais on est dans le contact avec la SMZ.

Mais l'ensemble des autres âges convergent vers 2.0 Ga : les différentes veines anatectiques, datées dans le lit de la Sand River par Jaeckel et al. (1997), donnent des âges entre 2026 et 2005 Ma. Des surcroissances métamorphiques sur des zircons donnent des âges comparables

(Boshoff et al., 2006). Quelques âges sur minéraux séparés (grenats) donnent à nouveau des valeurs comparables (Boshoff et al., 2006, par exemple). Enfin, des âges Rb-Sr sur minéraux

séparés dans des pegmatites donnent encore des âges similaires, en dépit de grandes barres d'erreurs.

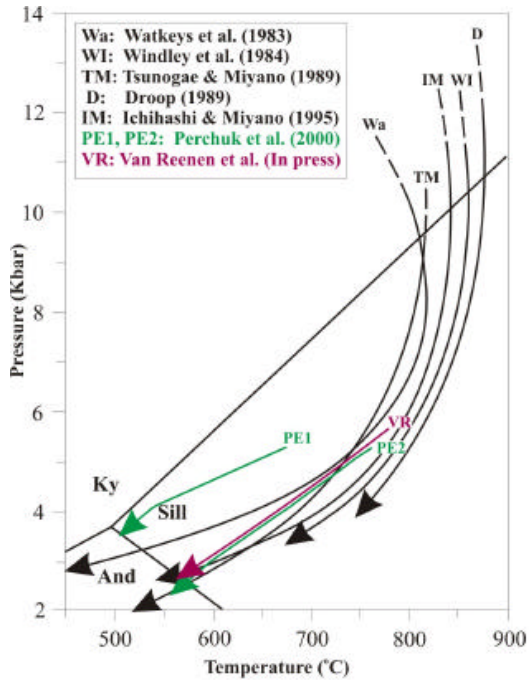


Fig. 3.6: Compilation des données P-T dans la CZ (Boshoff et al., 2006)

Si il semble donc acquis qu'il y ait deux métamorphismes granulitiques successifs, il est en revanche délicat de les différencier, sur la base des trajets P-T ou des conditions maximales. A vrai dire, le métamorphisme archéen (2.6 Ga) est très discret, puisqu'il n'est associé qu'aux seuls gneiss migmatitiques de Singelele!

Les cisaillements

Les zones de cisaillement elle-même n'affleurent que très peu; seule la zone de cisaillement de Palala est exposée sur quelques kilomètres dans la région de Koedoesrand, au Sud du Soutpansberg. Il s'agit là de mylonites. En revanche, dans la région au SE de Musina on peut observer en allant vers le Sud des gneiss de plus en

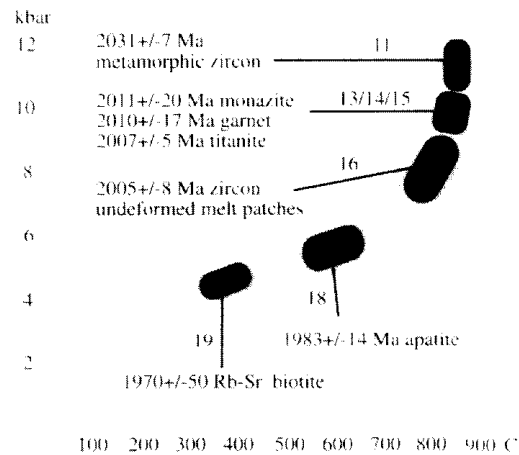


Fig. 3.7: Contraintes chronologiques sur l'exhumation protérozoïque de la CZ (Holzer et al., 1998)

b. Structures

On peut distinguer deux types de structures dans la CZ, d'une part les grands cisaillements qui la bordent, d'autre part une zone plissée à l'intérieur de la CZ.

plus foliés et étirés, avec une foliation verticale et des linéations horizontales. Les structures y sont syn-métamorphiques (granulitique) et accompagnées de fusion partielle.

Le sens du mouvement sur ces cisaillements est mal défini. Des indicateurs dextres et senestres ont été rapportés; il semble que le déplacement dextre soit le plus récent, et le mieux enregistré.

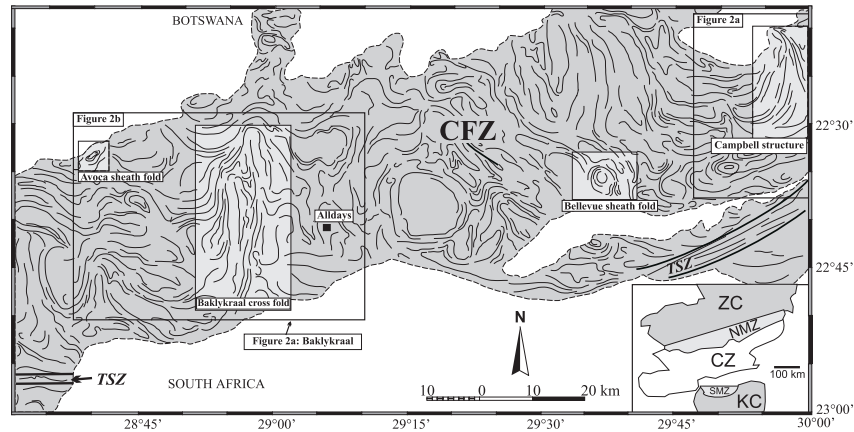


Fig. 3.8: Carte des foliations dans la CZ (Van Reenen et al., 2005). Noter l'allure chaotique, avec des structures fermées (plis en fourreau?) au cœur de la CZ, qui contraste avec les structures linéaires de la Tshipise Straightening Zone (TSZ sur la carte), à l'approche de la zone de cisaillement de Palala, qui correspond au contact avec la SMZ.

tré.

Divers âges (liquides syn-tectoniques, minéraux métamorphiques dans la foliation) indiquent un mouvement entre 2000 et 2020 Ma.

La zone plissée

La partie intérieure de la CZ est plissée et présente une structure très complexe, avec à la fois des plis d'axes verticaux, et des plis fermés (plis en fourreau?) d'axe horizontal. Il existe peu d'analyses structurales intégrant ces plis dans un contexte géodynamique ou régional.

L'âge des plis est mal connu. La plupart des travaux s'accordent à leur donner le même âge que celui de la foliation syn-métamorphique qui les forme, soit aux alentours de 2.0 Ga. Mais Boshoff et al. (2006) rapporte, dans la structure d'Avoca à l'Ouest de Musina, des liquides granitiques (de type Singelele) qu'elle interprète comme syn-tectonique par rapport à la formation de ce pli (d'axe vertical), et vieux de 2630 Ma environ. Elle propose donc que les plis d'axes verticaux soient des reliques des structures archéennes, formées lors du métamorphisme granulitique tardi-archéen (conduisant à l'anatexie des gneiss de Singelele).

3.3 Problèmes de chronologie

On le voit, les données géochronologiques disponibles suggèrent toutes un épisode orogénique principal vers 2.0 Ga, accompagné de métamorphisme en faciès granulitique, d'anatexie et de jeu décrochant le long des zones de cisaillement.

Mais le métamorphisme granulitique paléoprotérozoïque affecte des roches qui, à la fin de l'Archéen (2.65–2.57 Ga), avaient déjà subi un épisode de métamorphisme dans des conditions similaires, comme en témoignent les xénolithes de migmatites granulitiques (gneiss de Singelele) dans le pluton de Bulai (2572 ± 4 Ma). Le pluton de Bulai lui-même semble avoir largement échappé au métamorphisme granulitique paléoprotérozoïque.

Si l'existence de deux épisodes géologiques (l'un à 2.6, l'autre à 2.0 Ga) semble donc indiscutable, l'importance relative des deux est moins claire. On peut en particulier se demander

- Si le métamorphisme archéen est un phénomène de grande extension géographique, ou si il ne s'agit que d'une petite relique autour du pluton de Bulai.
- Si les structures de la CZ sont toutes paléoprotérozoïques, ou si il reste des éléments

structuraux archéens préservés. phase de collision majeure entre les deux
– Lequel des deux épisodes correspond à la continents.

4 Modèles d'évolution de la ceinture du Limpopo

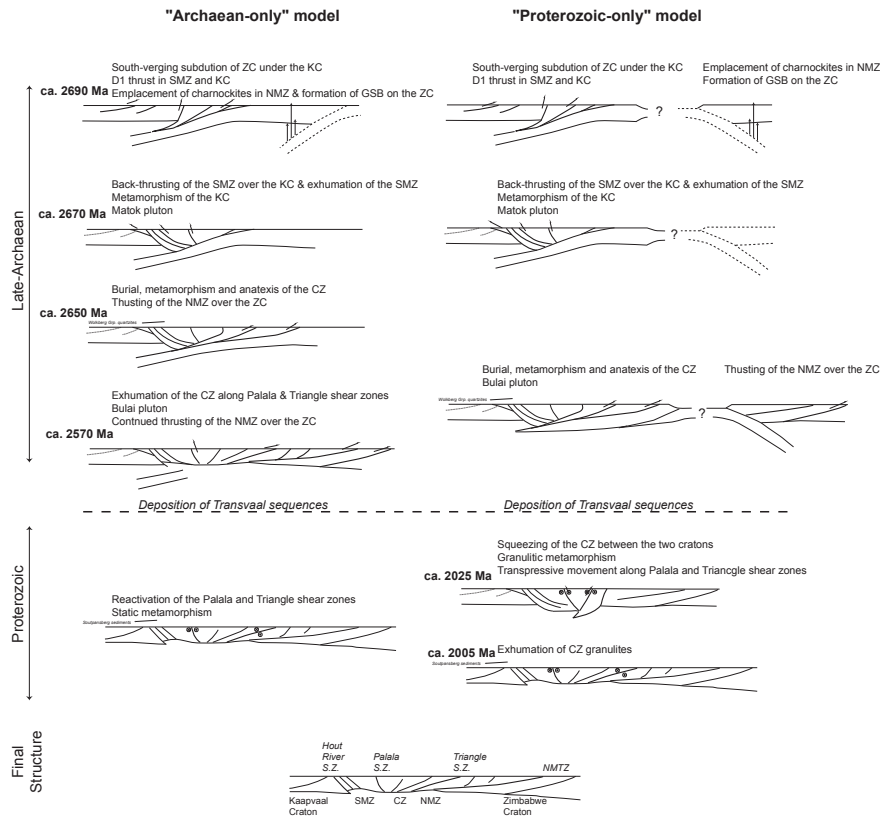


Fig. 3.9: Deux modèles d'évolution pour la ceinture du Limpopo, principalement sur la base du débat chronologique quant aux événements de la CZ. A gauche, histoire "Archéen surtout". A droite, histoire "Protérozoïque surtout".

Si l'évolution des zones marginales Nord et Sud ne pose pas trop de problèmes, il n'en est pas de même de celle de la Zone Centrale. Selon l'importance qu'on donne à l'un ou l'autre des deux événements reconnus (2.6 et 2.0 Ga), on peut opposer, schématiquement, deux modèles (ou deux familles de modèles) :

4.1 Modèle "archéen surtout" : le collage des deux cratons a lieu à 2.6 Ga

Dans ce modèle, lequel la collision entre les deux cratons s'est déroulée vers 2.65 Ga, selon

les modalités discutées pour la SMZ.

Une première hypothèse attribue le métamorphisme à 2.0 Ga à un métamorphisme statique, lié à un réchauffement de la lithosphère (par exemple lors de la mise en place du complexe du Bushveldt à 2060 Ma). Les structures seraient donc principalement archéennes, ce qui expliquerait la nature relativement peu déformée du pluton de Bulai. Ce modèle semble peu crédible, dans la mesure où il est maintenant démontré qu'une partie au moins du complexe de Beit Bridge est protérozoïque.

Dans une seconde hypothèse, le métamorphisme à 2.0 Ga correspondrait à une orogé-

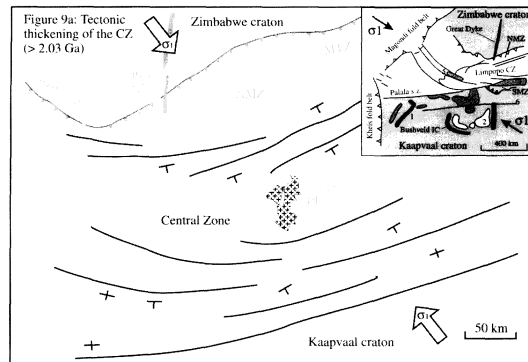
nène transpressive, intracontinentale (type pyrénéen). Dans ces conditions il est évidemment possible de déformer des roches paléo-protérozoïques. Les structures observées resteraient largement archéennes, à l'exception des zones de cisaillement verticales (D3) qui seraient protérozoïques, ainsi que certains plis.

Le modèle "archéen surtout" souffre de deux critiques principales, le fait que des roches paléo-protérozoïques soient métamorphisées, et l'absence ou la rareté des données géochronologiques pour l'appuyer. Enfin, l'âge du métamorphisme archéen varie quand même considérablement entre la SMZ (2690 Ma), la CZ (2650–2620 Ma) et la NMZ (2610–2570 Ma).

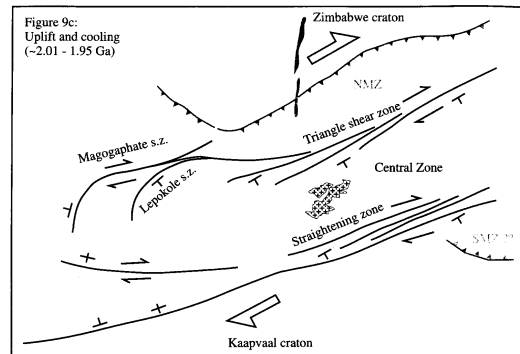
4.2 Modèle "protérozoïque surtout" : la collision a lieu à 2.0 Ga

La collision entre les deux cratons se serait déroulée au Protérozoïque (2.0 Ga). La convergence entre les deux cratons aurait été oblique, résultant en un épaississement crustal accompagné de la formation des granulites, puis de leur exhumation le long des décrochements tardifs. Dans ce modèle, toutes les structures sont protérozoïques, ainsi que l'essentiel du métamorphisme — même si il peut exister ça et là des reliques d'une croûte archéenne qui, étant similaire à celle de la SMZ, était déjà granulitique.

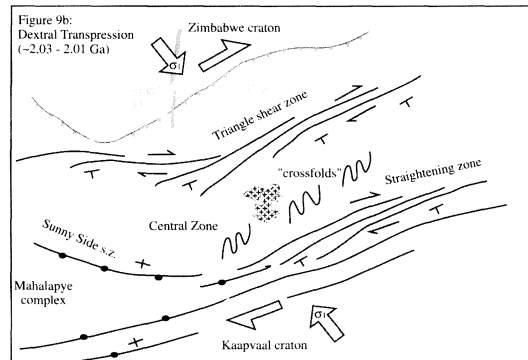
Dans ce modèle, avant 2.0 Ga les cratons du Kaapvaal et du Zimbabwe auraient évolué séparément. On peut alors se demander la raison pour laquelle les deux ont connu à la fin de l'Archéen un épisode de type orogénique ; et quel était le "vis à vis" de la SMZ lors de la collision continentale qui l'a affectée, si ce n'était pas le craton du Zimbabwe ?



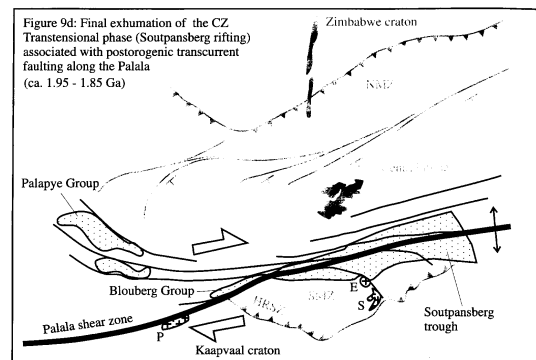
(a)



(c)



(b)



(d)

Fig. 3.10: Evolution de la CZ au Protérozoïque (Holzer et al., 1998), dans un modèle où toutes les structures observées sont d'âge protérozoïque.

Fig. 3.11: Suite de la figure 3.10

Bibliographie

- Jr Barton, J.M. Pb-isotopic evidence for the age of the Messina Layered Intrusion, central zone, Limpopo mobile belt. In W.J. van Biljon and J.H. Legg, editors, *The Limpopo belt*, pages 39–41. Geological society of South Africa, Johannesburg, 1983.
- Jr Barton, J.M. and Dirk Van Reenen. When was the Limpopo orogeny? *Precambrian Research*, 55 :7–16, 1992.
- Jr Barton, J.M., L. Holzer, B.S. Kamber, R. Doig, J.D. Kramers, and D. Nyfeler. Discrete metamorphic events in the Limpopo belt, southern Africa : implications for the application of P-T paths in complex metamorphic terrains. *Geology*, 22 :1035–1038, 1994.
- Jr Barton, J.M., R. Barnett, E.S. Barton, M. Barnett, A. Doorgapershad, C. Twigg, R. Klemd, L. Martin, L. Mellonig, and R. Zenglein. The geology of the area surrounding the Venetia kimberlite pipe, Limpopo Belt, South Africa : a complex interplay of nappe tectonics and granite magmatism. *South African Journal of Geology*, 106 :109–128, 2003.
- M. Berger, J.D. Kramers, and T.F. Nägler. Geochemistry and geochronology of charnoenderbites in the Northern Marginal Zone of the Limpopo Belt, Southern Arica, and genetic models. *Schweiz.Mineral.Petrogr.Mitt.*, 75 :17–42, 1995.
- R. Boshoff, Dirk van Reenen, C.A. Smit, L.L. Perchuk, J.D. Kramers, and R.A. Armstrong. Geologic History of the Central Zone of the Limpopo Complex : The West Alldays Area. *Journal of Geology*, 114 :699–716, 2006.
- G. Brandl. Geology and geochemistry of various supracrustal rocks of the Beit Bridge Complex east of Messina. In W.J. Van Biljon and J.G. Legg, editors, *The Limpopo Mobile Belt*, Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr, pages 103–1121. 1983.
- I.S. Buick, I.S. Williams, R.L. Gibson, I. Cartwright, and J.A. Miller. 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 of London*, 160 :601–612, 2003.
- M. J. De Wit, M.G. Jones, and D.L. Buchanan. The geology and tectonic evolution of the Pietersburg greenstone belt, South Africa. *Precambrian Research*, 55 :123–153, 1992.
- P. Dirks and H.A. Jelsma. Horizontal accretion and the stabilization of the Archaean Zimbabwe craton. *Geology*, 26 :11–14, 1998.
- I.M. Frei, T.G. Blenkinsop, and R. Schönberg. Geochronology of late Archaean Razi and Chimanzu suite of granites in Zimbabwe : implications for the late-Archaean tectonics of the Limpopo Belt and Zimbabwe Craton. *South African Journal of Geology*, 102 :55–63, 1999.
- R.E.P. Fripp. The precambrian geology of the area around the Sand River near Messina, central zone, Limpopo belt. In W.J. van Biljon and J.H. Legg, editors, *The Limpopo belt*, pages 89–102. Geological society of South Africa, Johannesburg, 1983.
- T.V. Gerya, L.L. Perchuk, Dirk Van Reenen, and C.A. Smit. Two-dimensional numerical modeling of pressure-temperature-time paths for the exhumation of some granulite facies terrains in the Precambrian. *Journal of Geodynamics*, 30 :17–35, 2000.
- L. Holzer, I.M. Frei, Jr Barton, J.M., and J.D. Kramers. Unravelling 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*, 87 :87–115, 1998.

- P. Jaeckel, A. Kröner, S. L. Kamo, G. Brandl, and J.I. Wendt. Late Archaean to Early Proterozoic granitoid magmatism and high grade metamorphism in the central Limpopo belt, South Africa. *Journal of the Geological Society of London*, 154 :25–44, 1997.
- H.A. Jelsma, M.L. Vinyu, P.J. Valbracht, G.R. Davies, J.R. Wijbrans, and E.A.T. Verdmurmen. Constraints on Archaean crustal evolution of the Zimbabwe craton : a U-Pb, Sm-Nd and Pb-Pb whole rock isotope study. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 124 :55–70, 1996.
- B.S. Kamber and G.G. Biino. The evolution of high T -low-granulites in the Northern Marginal Zone sensu stricto, Limpopo Belt, Zimbabwe – the case for petrography. *Schweizer Mineralogisch Petrographische Mitteilungen*, 75 :427–454, 1995.
- B.S. Kamber, G.G. Biino, J.R. Wijbrans, G.R. Davies, and I.M. Villa. Archean granulites of the Limpopo belt, Zimbabwe : one slow exhumation or two rapid events? *Tectonics*, 15 : 1414–1430, 1996.
- K. Kreissig, T.F. Nägler, J.D. Kramers, Dirk Van Reenen, and C.A. Smit. An isotopic and geochemical study of the northern Kaapvaal Craton and the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt : are they juxtaposed terranes? *Lithos*, 50 :1–25, 2000.
- K. Kreissig, L. Holzer, I.M. Frei, J.D. Kramers, A. Kröner, C.A. Smit, and Dirk Van Reenen. Geochronology of the Hout River Shear Zone and the metamorphism in the Southern Marginal Zone of the Limpopo belt, Southern Africa. *Precambrian Research*, 109 :145–173, 2001.
- A. Kröner, P. Jaeckel, G. Brandl, A. Nemchin, and R. Pidgeon. Single zircon ages for granitoid gneisses in the Central Zone of the Limpopo belt, Souther Africa and geodynamic significance. *Precambrian Research*, 93 :299–337, 1999.
- A. Kröner, P. Jaeckel, and G. Brandl. Single zircon ages for felsic to intermediate rocks from the Pietersburg and Giyani greenstone belts and bordering granitoid orthogneisses, northern Kaapvaal Craton, South Africa. *South African Journal of Geology*, 30(4) :773–793, 2000.
- S. McCourt and R.A. Armstrong. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of granites from the Central Zone, Limpopo Belt, southern Africa : Implications for the age of the Limpopo Orogeny. *South African Journal of Geology*, 101(4) :329–338, 1998.
- S. Mkweli, B.S. Kamber, and M. Berger. Westward continuation of the Craton-Limpopo Belt break in Zimbabwe and new age constraints on the timing of the thrusting. *Journal of the Geological Society of London*, 152 :77–83, 1995.
- Jean-François Moyen. *Le magmatisme granitique à la transition Archéen-Protérozoïque : Exemple du craton de Dharwar, Inde du sud (Granite de Closepet et intrusions associées)*. Phd, 2000.
- Marc Poujol, L.J. Robb, C.R. Anhaeusser, and B. Gericke. A review of the geochronological constraints on the evolution of the Kaapvaal craton, South Africa. *Precambrian Research*, 127 :181–213, 2003.
- C. Roering, Dirk Van Reenen, C.A. Smit, Jr Barton, J.M., J.H. De Beer, M. J. De Wit, E.H. Stettler, J.F. Van Schalkwyk, Gary Stevens, and S. Pretorius. Tectonic model for the evolution of the Limpopo belt. *Precambrian Research*, 55 :539–552, 1992.
- H. Rollinson. Garnet-orthopyroxene thermobarometry of granulites from the northern marginal zone of the Limpopo Belt, Zimbabwe. In F.S. Daley, R.A. Cliff, and B.W.D. Yardley, editors, *Evolution of Metamorphic Belts.*, Spec. Publ. Geol. Soc. London., pages 331–335. Geological Society, London, 1989.

- M. Schaller, O. Steiner, I. Studer, L. Holzer, M. Herwegh, and J.D. Kramers. Exhumation of Limpopo Central Zone granulites and dextral continent-scale transcurrent movement at 2000 Ma along the Palala shear zone, Northern Province, South Africa. *Precambrian Research*, 96 : 263–288, 1999.
- Gary Stevens. Melting, carbonic fluids and water recycling in the deep crust : an example from the Limpopo belt. *Journal of Metamorphic Geology*, 15 :141–154, 1997.
- R. van den Berg and J.M. Huizenga. Fluids in granulites of the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, South Africa. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 141(5) :529–545, 2001.
- Dirk Van Reenen, Jr Barton, J.M., C. Roering, C.A. Smit, and J.F. Van Schalkwyk. Deep crustal response to continental collision : The Limpopo Belt of Southern Africa. *Geology*, 105 :11–14, 1987.
- Dirk Van Reenen, L.L. Perchuk, C.A. Smit, D.A. Varlamov, R. Boshoff, J.M. Huizenga, and T.V. Gerya. Structural and P–T Evolution of a Major Cross Fold in the Central Zone of the Limpopo High-Grade Terrain, South Africa. *Journal of Petrology*, 45(7) :1413–1439, 2005.
- J.F. Van Schalkwyk. *Metamorphism of ultramafic rocks during the Limpopo Orogeny : evidence for the timing and significance of CO₂ rich fluids*. PhD thesis, Rand Afrikaans University (now University of Johannesburg), 1991.

4

Le complexe du Bushveldt

1	Présentation générale	84
1.1	Extension géographique	84
1.2	La Province magmatique du Bushveld	84
1.3	Contexte et conditions de mise en place	85
2	Stratigraphie des unités basiques litées	87
2.1	La Zone Marginale	89
2.2	La Zone Inférieure (Lower Zone, LZ)	90
2.3	La Zone Critique (Critical Zone, CZ)	92
2.4	La Zone Principale (Main Zone, MZ)	93
2.5	La Zone Supérieure (Upper Zone, UZ)	93
2.6	Corps discordants	93
3	Evolution magmatique de la partie basique du Complexe	94
3.1	Cristallisation fractionnée	94
3.2	Réalimentations magmatiques	96
3.3	Formation des chromites	101
3.4	Le remplissage de l'intrusion du Bushveld	103
4	Les litages magmatiques à l'échelle de l'affleurement	107
4.1	Différents types de litages	107
4.2	L'origine des litages	107
5	Les niveaux minéralisés	112
5.1	Platinoïdes	112
5.2	Vanadium	113

Le complexe du Bushveld est peut-être le plus étonnant des objets géologiques Sud-Africains. C'est le plus grand complexe basique lité du monde ; le plus grand gisement de platinoïdes du monde. On y observe des phénomènes magmatiques (cristallisation fractionnée, mélange, litages, etc.) qu'on ne peut le plus

souvent que déduire par des arguments indirects. L'ensemble s'est formé dans un temps très bref, de l'ordre de 5 Ma pour l'ensemble de la Province magmatique, sans doute moins de 1 Ma pour la partie basique il y a environ 2053 Ma¹.

¹Ce texte est essentiellement écrit à partir de divers documents publiés par le Groupe de Recherche sur le Bushveld de l'Université du Witswatersrand, à Johannesburg. Toutes les données ne sont pas publiées dans la littérature internationale ; mais les documents en question sont disponibles sur le web :

- Kinnaird (2006) se trouve à <http://www.largeigneousprovinces.org/Downloads/BushveldLIP.pdf> ;
- Krüger (2004) et Kinnaird et al. (2002) se trouvent à <http://www.wits.ac.za/geosciences/Research/EGRI/Circulars/EGRIInformationCirculars.htm> rapports 377 et 369 respectivement) ;
- Par ailleurs, le guide de "l'excursion virtuelle" dans le Bushveld (Cawthorn, 2003) se trouve à http://www.wits.ac.za/geosciences/Research/Bushveld/bush_vft_home.htm

1 Présentation générale

1.1 Extension géographique

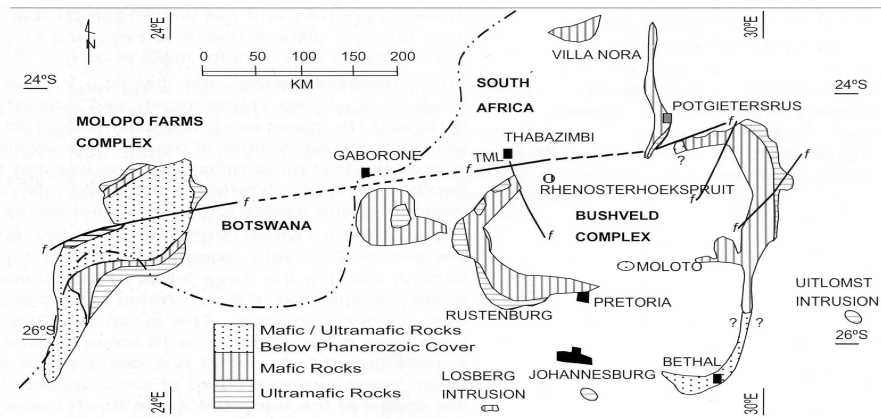


Fig. 4.1: Le Bushveld et ses intrusions périphériques (Source inconnue)

Le complexe occupe 65 000 km². Il s'étend sur 300 km d'Est en Ouest, et 200 km du Nord au Sud. Son épaisseur totale est de 15 km environ. Diverses intrusions, dites "satellites", sont également des complexes basiques lités, formés au même moment : il s'agit en particulier du complexes de Molopo farms (13 000 km², au Sud du Botswana ; 2044 ± 24 Ma, Krüger (1989)).

Il est d'usage de différencier trois "lobes" dans le complexe. Le lobe Ouest est un arc de 300 km de long, de Pretoria à Thabazimbi, en passant par Rustenburg et l'intrusion plus récente du Pilanesberg. Le lobe Est, plus linéaire, est disposé selon une orientation Nord-Sud au Nord-Est de Middleburg, sur environ 100 km. Le lobe Nord, le plus petit des trois, s'étend sur une petite centaine de kilomètres au Nord de Mookopane (Potgietersrus). Il présente une "stratigraphie" légèrement différente des deux autres lobes, plus condensée.

Une grande partie du complexe du Bushveld n'affleure pas, et n'est connu que par géophysique ; elle est recouverte de sédiments et laves

plus récents.

1.2 La Province magmatique du Bushveld

La Province magmatique du Bushveld² est formé de trois grandes unités, qui sont par ordre chronologique :

- Les rhyolites du Groupe de Rooiberg, ainsi que des filons de "microgranites" associés (Granophyre de Rashoop). Elles se sont mises en place entre 2061.8 ± 5.5 et 2057.3 ± 2.8 Ma (Harmer and Armstrong, 2000). Leur extension originale n'est pas connue, mais elles recouvraient probablement une zone deux à trois fois plus grande que l'actuel Complexe. Leur épaisseur maximum est de 3 km. C'est en fait une série complète, sub-alkaline et tholéitique, allant de basaltes à des dacites et rhyolites s.s.
- La "Suite Litée de Rustenburg" (Rustenburg Layered suite) représente la partie principale

²La terminologie "officielle" Sud-Africaine définit le "Complexe du Bushveld" comme étant formé de trois unités principales : le groupe de Rooiberg, la Suite litée de Rustenburg et les granites de Lebowa. Mais la plupart des géologues utilisent ce terme pour désigner la seule partie basique, et parlent par exemple de "Province magmatique du Bushveld" pour décrire l'ensemble des formations associées ; c'est la terminologie qui sera utilisée ici (Krüger, 2004).

du Complexe. C'est un sill de 8 km d'épaisseur de roches basiques et ultrabasiques ; souvent, c'est à cette unité qu'il est fait allusion quand on parle du 'Complexe du Bushveldt³'. Son âge est de 2054.5 ± 1.5 Ma (Harmer and Armstrong, 2000).

- Les granites de la Suite de Lebowa sont des granites roses, à grain fin à moyen. C'est un ensemble de sills, formant au total 1.5 à 3.5 km d'épaisseur. Différents sills ont donné des âges entre 5057.5 ± 4.2 et 2053.4 ± 3.9

Ma (Harmer and Armstrong, 2000). Ils recourent clairement les roches de la Suite de Rustenburg, et sont donc plus jeunes. Ce sont des granites alcalins (type A).

La Province magmatique est plissée, avec des plis de grande envergure qui le font légèrement onduler. Les pendages ne dépassent guère des valeurs de plus d'une trentaine de degrés. Il est enfin recouvert de sédiments plus récents, appartenant aux Supergroupes du Waterberg et du Karoo.

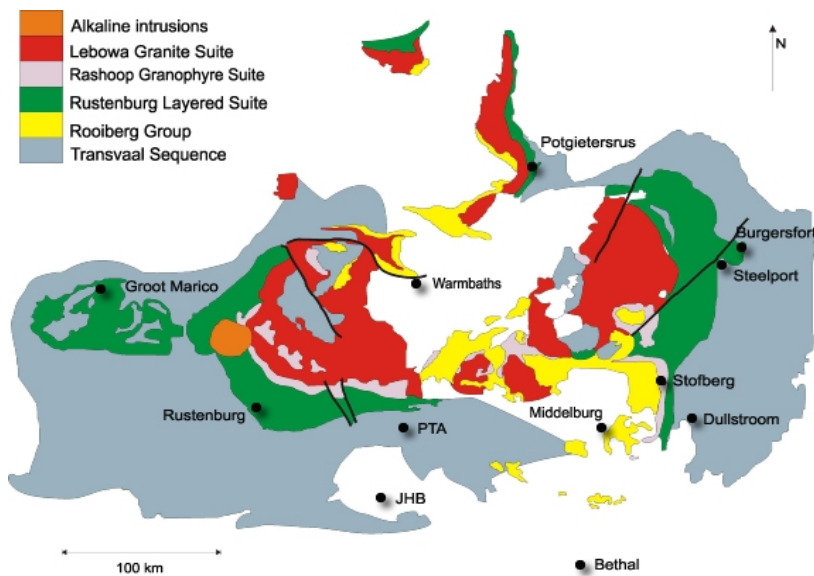


Fig. 4.2: Carte simplifiée de la Province du Bushveld (Kinnaird, 2006).

1.3 Contexte et conditions de mise en place

a. Relations intrusives

Le Complexe du Bushveld affleure de façon discontinue, dans les lobes évoqués plus haut. Il semble néanmoins probable qu'il s'agisse d'une

intrusion continue en profondeur, c'est à dire que les lobes ne soient que la partie affleurante d'un complexe encore plus grand, formant un sill, plat et arrondi (9 km d'épaisseur sur 300 de long et 200 de large). Mais cette idée n'est pas confirmée par la géophysique, qui n'arrive à "voir" que des fragments allongés, aussi larges que profonds, correspondant aux affleurements actuels (Krüger, 2004).

³Dans le reste de ce texte, "complexe du Bushveld" sans autre précision désignera les seules unités basiques, la "suite litée de Rustenburg"

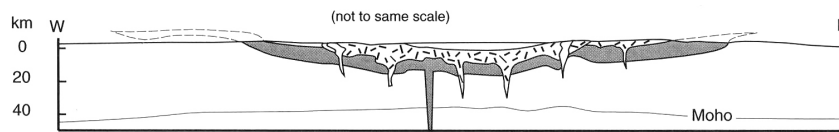


Fig. 4.3: Coupe schématique dans la Province du Bushveld (Winter, 2002).

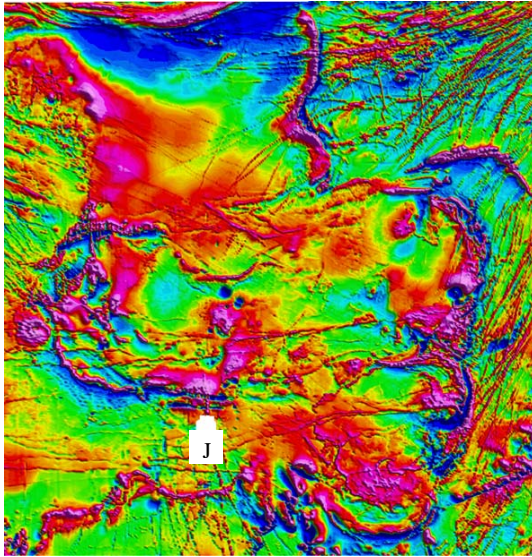


Fig. 4.4: Carte gravimétrique du Complexe du Bushveld (J : Johannesburg). Kinnaird (2006)

On en observe souvent le contact basal, mais rarement le sommet. Il est intrusif dans le contact entre les sédiments du Supergroupe du Transvaal (plus rarement directement dans le socle archéen), et les Rhyolites de Rooiberg; cette interface lithologique a probablement joué un rôle majeur dans le piégeage des magmas à l'origine du Complexe, et en particulier, en empêchant leur éruption, a permis de former un complexe plutonique plutôt que des trapps basaltiques. Le métamorphisme de contact à la base du Complexe, dans les roches du Supergroupe du Transvaal, s'est déroulé dans des conditions de relativement basse pression, entre 2 et 4 kbar (e.g. Johnson et al., 2003); comme l'épaisseur totale de la partie basique est de 8 km, on voit que son sommet ne devait pas être très loin de la surface.

Des sillons de dolérite ou de norite, d'épaissier

métrique, s'observent sous la base du complexe lui-même. Ils indiquent que l'on a en fait affaire à un essaim de sillons, dont l'un (bien situé dans une interface lithologique) a pris une importance démesurée et a plus ou moins absorbé les autres.

b. Contexte tectonique

Des grands "linéaments" (des alignements, sans doute d'origine tectonique), à peu près Est-Ouest, découpent les roches basiques du Complexe en plusieurs unités, aux caractéristiques et à l'épaisseur légèrement différentes. Il s'agit probablement de failles, actives lors de la mise en place de l'intrusion. Au Nord, le Complexe est limité par la zone de cisaillement de Palala (qui sépare les zones centrale et marginale Sud de la ceinture du Limpopo). Plus au Sud, le lobe Nord est séparé de la partie principale du complexe par le "linéament de Thabazimbi-Murchison"; un autre linéament parallèle borde le complexe au Sud. Le lobe Nord présente une stratigraphie un peu différente (plus mince) de celle des deux lobes Est et Ouest.

L'époque de la formation du Bushveld correspond à celle du développement de la ceinture du Kheis, au paléo-protérozoïque. Cette ceinture résulte probablement de la fermeture d'un bassin océanique entre les cratons du Kaapvaal (\pm Zimbabwe, cf. chapitre 3) et du Congo, le long d'une zone de subduction orientée à peu près NE-SW. Les linéaments qui guident la mise en place du Complexe sont donc obliques par rapport à cette subduction, et peuvent s'interpréter comme des fractures ouvertes dans le continent en réponse à cette convergence (Cf. chapitre "introduction à la géologie Sud-Africaine").

Ceci étant, le Bushveld se situe à près d'un millier de kilomètres de la zone de subduction. Il n'est donc pas probable qu'il s'agisse

de magmatisme directement associé. L'hypothèse la plus fréquemment admise pour son origine propose qu'il s'agisse d'un magmatisme de point chaud, associé à la remontée d'un diapir de manteau. La remontée du diapir provoque sa fusion par décompression, ainsi que l'érosion thermique de la lithosphère, et la fusion du manteau lithosphérique, voire de la croûte inférieure. L'ensemble de ces magmas se mettent en

place de façon à peu près synchrone pour former d'abord les Rhyolites du groupe de Rooiberg (fusion de la base de la croûte ?), puis immédiatement après le Complexe du Bushveld s.s. Le réchauffement de l'ensemble de la croûte, sous l'effet en particulier de la mise en place de grands volumes de magmas, permet sa fusion et la formation des granites de Lebowa.

2 Stratigraphie des unités basiques litées

La stratigraphie du Complexe du Bushveld est étonnamment continue; on retrouve les mêmes unités sur des centaines de kilomètres, même d'un lobe à l'autre. Seul le lobe Nord est un peu différent (globalement plus mince). Cette continuité implique une évolution concomitante dans l'ensemble du Complexe, qui fonctionne donc partout de la même manière, au même moment.

Le complexe du Bushveld est la partie à la fois la plus spectaculaire, la plus importante et la

mieux connue de l'ensemble de la Province. Il s'agit de roches ultrabasiques à basiques, sur une épaisseur de 8 km. L'essentiel des roches présentent une texture cumulative : il ne s'agit pas tant de liquides magmatiques "gelés" sur place, que de cristaux précipités au fond d'une grande chambre magmatique.

Il est d'usage de découper le Complexe en cinq zones, sur des bases pétrographiques et minéralogiques. Elles sont présentées de bas en haut.

Encadré 3: La nomenclature des roches basiques et ultrabasiques

La plupart des roches des unités litées du complexe du Bushveld sont soit des roches ultramafiques, soit des roches dont le seul minéral clair est le plagioclase; dans la classification des roches magmatiques (classification de Streckesein), elles sont donc dans le champ en bas à gauche (gabbros et diorites).

Les roches gabbroïques et ultramafiques bénéficient de leur propre nomenclature :

Roches gabbroïques

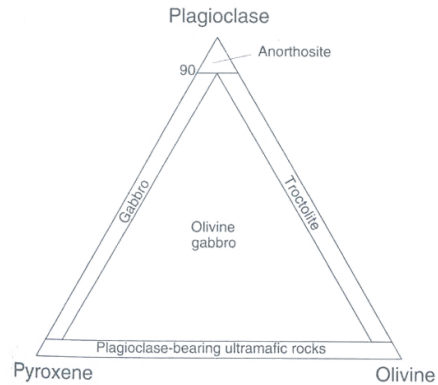
Les roches qui se situent dans le champ des gabbros et diorites du diagramme QAP, et qui répondent à un de ces critères (par ordre de priorité en principe) :

1. Teneur en An du plagioclase > 50% ;
2. Proportion de minéraux sombres > 35% ;
3. Le minéral sombre dominant est le pyroxène (et pas l'amphibole) ;
4. $\text{SiO}_2 < 52\%$.

sont des gabbros (dans le cas contraire, ce sont des diorites).

Le nom à attribuer à un gabbro peut être précisé en utilisant un diagramme modal pyroxène-plagioclase-olivine :

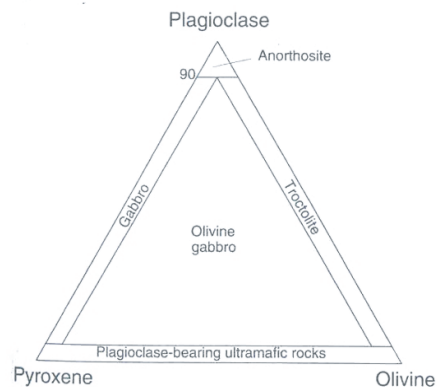
La nomenclature des roches basiques et ultrabasiqes : suite



Les "gabbros", au sens du diagramme ci-dessus, peuvent à nouveau être subdivisés en fonction de la nature du pyroxène présent. Si c'est de l'orthopyroxène uniquement, on parle de norite ; du clinopyroxène uniquement, de gabbro (s.s.) ; les deux, de gabbro-norite.

Roches ultra-basiques

Les roches qui contiennent moins de 10 % de minéraux clairs sont des roches ultramafiques. Si elles contiennent plus de 40 % d'olivine, ce sont des péridotites ; dans le cas contraire, ce sont des pyroxénites. Les deux sont nommées en utilisant un triangle olivine-orthopyroxène-clinopyroxène :



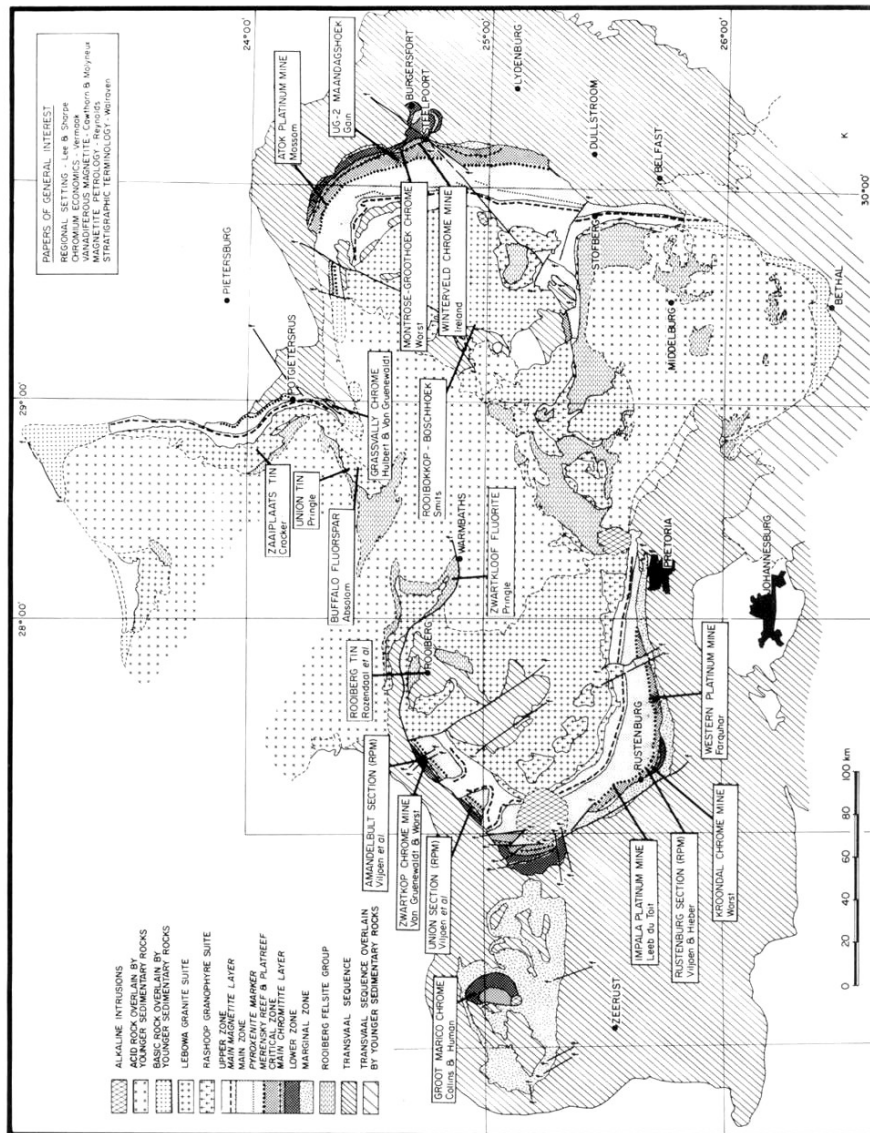


Fig. 4.5: Carte géologique du Complexe, montrant les différentes zones (Référence inconnue)

2.1 La Zone Marginale

Cette zone n'est pas systématiquement présente, mais peut atteindre 800 m d'épaisseur. C'est une zone formée de norites à grain moyen (plus fin que la majeure partie du complexe), non litées. La zone marginale est composite, et on peut par endroits reconnaître différentes intrusions successives; elle est de nature assez similaire aux sills mineurs que l'on trouve en-

dessous, dans le Supergroupe du Transvaal. Elle représente probablement une zone formée de différents sills périphériques, parfois avec une texture cumulative liée à une cristallisation in-situ; ces sills étaient suffisamment rapprochés pour finir par ne former qu'une seule, même couche. En partie, la zone marginale représente peut-être aussi des magmas de l'intrusion principale, figés contre l'encaissant froid lors de leur mise en place.

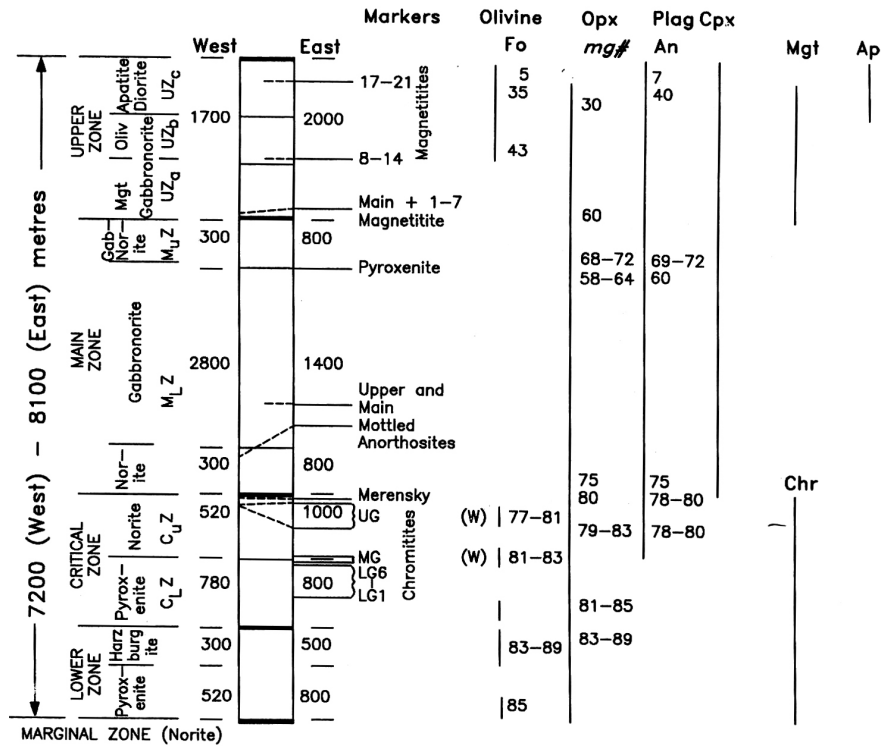


Fig. 4.6: Stratigraphie générale du Complexe du Bushveld (Eales and Cawthorn, 1996), et composition des principales phases minérales.

2.2 La Zone Inférieure (Lower Zone, LZ)

Cette zone se compose de cumulats ultramafiques ; le plagioclase y est absent ou très rare. Sa limite supérieure correspond à la disparition de l'olivine, et l'apparition du plagioclase. Elle se compose d'un niveau inférieur d'orthopyroxénite ; un niveau intermédiaire de dunite et de harzburgite (plus ou moins continu, avec

des intercalations de pyroxénites) ; et un niveau supérieur d'orthopyroxénite.

L'épaisseur de la LZ est assez variable. Elle est totalement absente par endroits ; ailleurs, elle peut atteindre jusqu'à 1300 m. Ces variations d'épaisseur reflètent probablement une topographie ondulée de la base de l'intrusion ; la zone inférieure ne s'est déposée⁴ que dans les "vallées" de cette surface.

⁴Le terme peut surprendre, parlant de roches magmatiques ; mais il ne faut pas perdre de vue qu'il s'agit surtout de cumulats, formés par précipitation de minéraux à la base d'une chambre magmatique ! Ils se sont donc bien "déposés".



Fig. 4.7: Photo aérienne de la Zone Inférieure dans le Nord du lobe Est (Olifants Through), en regardant vers l'Ouest; les collines allongées correspondent à des niveaux de pyroxénite, séparées par des dunités (dépressions). Les reliefs au fond et à droite de la photo sont les dolimites de l'encaissant.

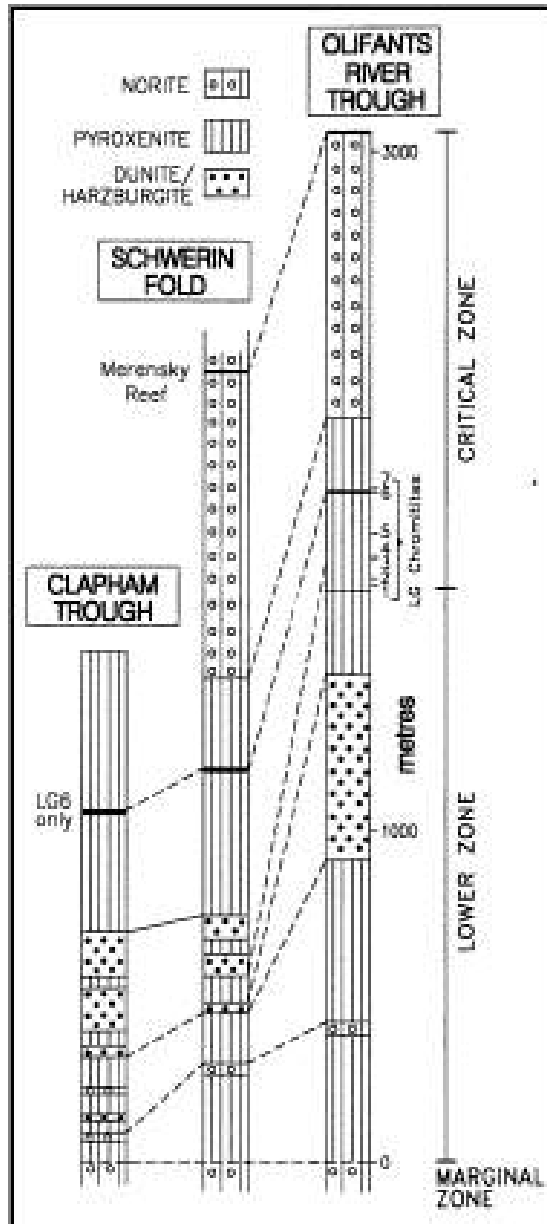


Fig. 4.8: Log dans la Zone Inférieure à différents endroits du lobe Est, montrant les différences d'épaisseur de cette unité (Cawthorn, 2003)

2.3 La Zone Critique (Critical Zone, CZ)

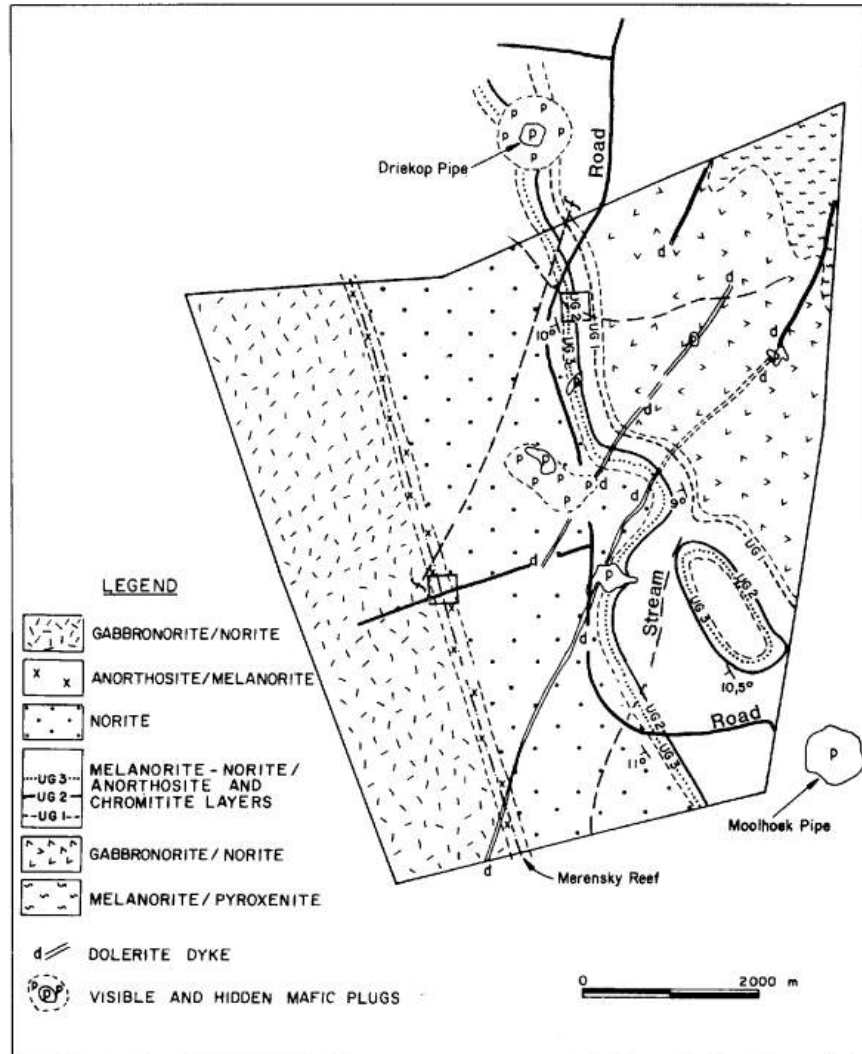


Fig. 4.9: Carte géologique sur la ferme Mandaagshoek, dans la zone critique et jusqu'au Merensky Reef (jour 11 de l'itinéraire). Le haut stratigraphique est à l'Ouest (gauche), les gabbro-norites au-dessus du Merensky Reef appartiennent à la Zone Principale (Cawthorn, 2003).

La Zone Critique (1500 m) est continue, présente dans la plus grande partie du complexe et spectaculairement litée. Sa partie inférieure (C_LZ, env. 500 m) est assez similaire à la Zone Inférieure, et se compose essentiellement de cumulats d'orthopyroxénite. Sa partie supérieure (C_UZ, env. 1000 m) est formés de "cycles" (8

sont identifiés), plus ou moins complets, formés de cumulats répétant la même séquence depuis des roches ultramafiques (chromitites, harzburgite, pyroxénite), passant à des norites, puis des anorthosites.

La définition de la limite supérieure de la CZ a

quelque peu changé dans la littérature des 20 dernières années; on admet maintenant qu'elle se situe à la base du "Merensky Reef" (qui est donc rattaché à la Zone Principale).

2.4 La Zone Principale (Main Zone, MZ)

La zone principale est la plus épaisse (3000 m) du Complexe. On l'observe presque partout. Elle se compose principalement de gabbronorites⁵, avec des éléments de pyroxénite et d'anorthosite. La Zone Principale est mal litée. L'entrée dans la Zone Principale correspond à un "saut" important dans les compositions isotopiques du Sr, traduisant l'arrivée d'un nouveau magma dans le sill. On distingue une Zone Principale Inférieure (2200 m), et une Zone Principale Supérieure (800 m), séparées par un "niveau-repère" de pyroxénite.

A la base de la Zone Principale se trouve le "Merensky Reef". Le terme est à l'origine un terme minier, qui désigne la partie économiquement intéressante (minéralisée en platinoïdes) d'un ensemble de roches formant la base de la MZ. C'est un niveau de 0.1 à 4 m d'épaisseur, extraordinairement continu, présent à la fois dans le lobe Est et le lobe Ouest; il peut être tracé sur environ 140 km, en continu, dans chacun des deux lobes. Un réflecteur sismique qui semble lui correspondre peut s'observer par encroissements jusqu'à 50 km "en aval" de l'affleurement. Le Reef lui-même est formé de cumulats porphyroïdes d'orthopyroxénite, avec du plagioclase intercumulus; et de petits niveaux de chromitite, qui sont les zones les plus riches. Il est "discordant" sur le litage de la Zone Critique.

Dans le lobe Nord, les zones inférieures et critiques sont manquantes. La base du Complexe, directement en contact avec le Supergroupe du Transvaal, est connu sous le nom de "Platreef". Le Platreef est hétérogène (pyroxénite dominante, péridotite, norite), sans doute formé de plusieurs venues magmatiques; il pourrait être une sorte de "série condensée", équivalente des

zones inférieures et critiques dans le reste du complexe. Le Platreef, lui aussi, est une source de platinoïdes.

2.5 La Zone Supérieure (Upper Zone, UZ)

La Zone Supérieure (2000 m) est présente dans tout le complexe, et est formée des roches les plus différenciées: gabbronorites, leucogabbros, anorthosites puis diorites près du sommet. Environ 25 couches de magnétites (la plus épaisse atteignant 6 m d'épaisseur) sont présentes dans les gabbronorites de la Zone Supérieure. La base de la Zone Supérieure est définie par la première apparition de magnétite cumulative (elle est presque confondue avec le premier niveau de magnétite, la "Main Magnetite Layer", une couche de 2 m d'épaisseur de magnétite riche en vanadium: 1.3 % en poids d'oxyde).

Cette définition, purement descriptive, est un peu insatisfaisante; les données isotopiques en particulier suggèrent que le changement important soit au niveau du marqueur pyroxénitique situé vers la fin de la Zone Principale. En d'autres termes, pétrogénétiquement le haut de la Zone Principale serait à rattacher à la Zone Supérieure.

2.6 Corps discordants

Des pipes de 10-100 m de diamètre recoupent le litage du Complexe. Ils sont formés de roches très diverses (allant de dunites à des anorthosites), mais les deux types les plus communs sont (1) des dunites et wehrlites souvent pegmatoïdes, riches en fer (Iron-Rich Ultramafic Pipes, IRUP), dans la Zone Critique et la base de la Zone Principale; (2) des pipes riches en oxydes (sommet de la Zone Principale et Zone Supérieure). Ces pipes représentent des circulations tardives de liquides et/ou de fluides, qui souvent réagissent avec leur enciassant; ils sont parfois minéralisés.

⁵ parfois exploité comme pierres ornementales: c'est alors un gabbro de couleur noire, où même les plagioclases sont d'allure noire brillante

3 Evolution magmatique de la partie basique du Complexe

La séquence décrite ci-dessus est le produit des interactions entre deux processus principaux : la cristallisation fractionnée des liquides magmatiques, et l'apport de magmas "frais" dans le système, qui se mélangent aux magmas plus ou moins différenciés déjà en place.

3.1 Cristallisation fractionnée

Les grands complexes basiques lités, comme le Bushveld, sont un des rares exemples pour lesquels des diagrammes de phase suffisamment simples pour être relativement faciles à comprendre et à représenter ont une réelle valeur explicative.

a. Une première approximation : un système à 3 composants

Les compositions des roches du Bushveld peuvent à peu près se décrire par 3 composants principaux :

- Le plagioclase (Anorthite), $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$;
- L'olivine (Forstérite), Mg_2SiO_4 ;
- La silice (sous forme d'un quelconque de ses polymorphes), SiO_2 .

Selon les cas, de 80 à 90 % en poids de la roche est formé par ces constituants ; approximer les magmas du Bushveld à un système à 3 composants (An-Fo-SiO_2) est donc assez raisonnable. Cependant, les limitations de cette simplification sont très vite évidentes :

- Le calcium et l'aluminium apparaissent comme liés ensemble (dans le plagioclase). Le modèle ne prend pas en compte le cas d'un excès d'aluminium (qui n'a en réalité jamais lieu), ni de calcium (on forme dans ce cas du clinopyroxène, qui s'observe en particulier dans les norites de la Zone Principale).
- Le fer n'est pas pris en compte (en fait, il est plus ou moins implicitement supposé qu'il peut se substituer librement pour du Mg dans l'olivine ou le pyroxène). L'existence de niveaux à magnétite montre que cette approximation devient invalide, en particulier dans la Zone Supérieure.

- Le chrome n'apparaît pas non plus, si bien que ce système simple n'est pas à même d'expliquer la formation de niveaux à chromite.

Pour bien faire, il faudrait donc ajouter deux à trois composants (fer, chrome, et calcium non lié au plagioclase ; ou des dérivés les prenant en compte). Mais il est malheureusement impossible de représenter un système à 5 ou 6 composants de façon simple. . .

b. Evolution des magmas dans le système An-Fo-SiO_2

Ce système n'est pas le plus simple des systèmes ternaires, car il n'est pas formé de trois binaires "simples" avec eutectique ; le binaire Fo-SiO_2 présente un composé intermédiaire, l'enstatite (orthopyroxène, MgSiO_3). Ce composé intermédiaire définit un "joint péritectique" ; le long de cette ligne, les réactions qui se déroulent (lors de la cristallisation) impliquent la résorption de phases solides déjà présentes. Mais dans le cas de cristallisation fractionnée, ou les minéraux sont extraits du système au fur et à mesure de leur formation, le problème est un peu simplifié.

Le (ou les) liquides primitifs du Bushveld ont des compositions basaltiques, relativement proches du pôle Fo (par exemple composition *a* dans le diagramme de la figure 4.10). Quand ils se refroidissent, ils atteignent donc le liquidus dans le champ de l'olivine, c'est à dire que la réaction qui se déroule est $\text{Liq} \rightarrow \text{Fo} + \text{Liq}_{\text{nouveau}}$. Cette réaction forme des cristaux de forstérite ; la composition du liquide résiduel s'appauvrit donc en forstérite, c'est à dire, graphiquement, s'éloigne du coin "Fo" dans le triangle. On forme alors un cumulat à olivine, qui est une dunite.

Quand la composition du liquide atteint le point *b*, le liquide est en équilibre à la fois avec de la forstérite, et de l'enstatite. "Normalement", il devrait se dérouler une réaction péritectique impliquant les trois composants ($\text{Liq} + \text{Fo} \rightarrow \text{En}$), et la composition du liquide évoluerait le long du joint péritectique jusqu'à ce que l'olivine soit épuisée. Mais en

l'occurrence, dans le cas de cristallisation fractionnée les cristaux sont retirés au fur et à mesure de leur formation : l'olivine n'est donc plus présente pour réagir. La seule chose qui se passe

alors est que l'enstatite commence à précipiter : $Liq \rightarrow En + Liq_{nouveau}$. On forme des cumulats d'orthopyroxénite.

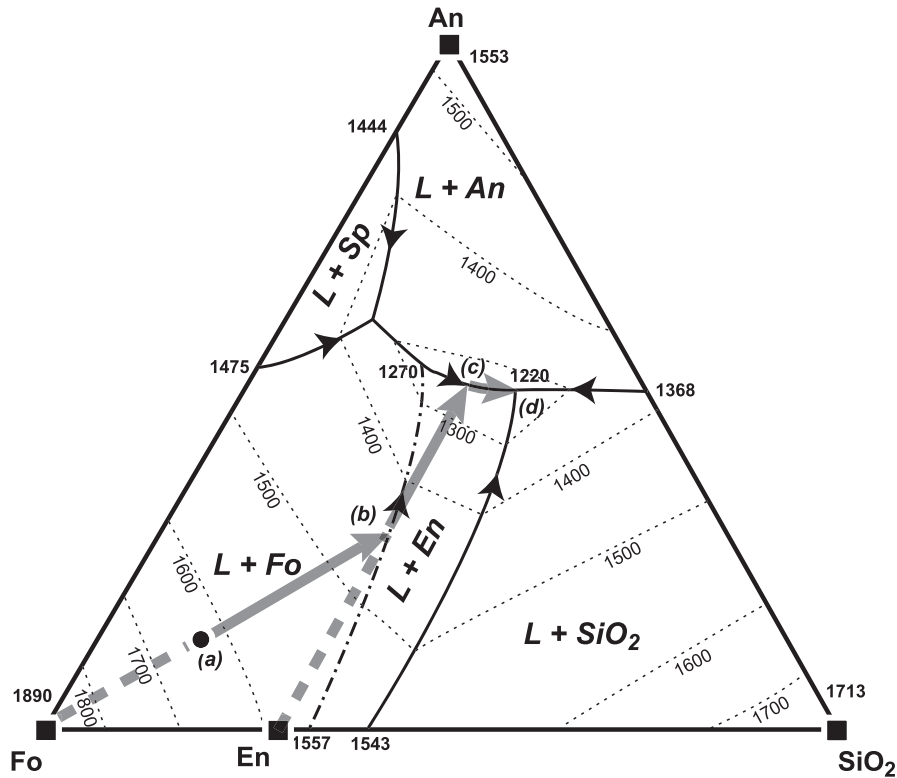


Fig. 4.10: Diagramme de phase dans le système An–Fo–SiO₂. Les flèches grises et les points a à d correspondent à l'évolution décrite dans le texte.

Quand la composition du liquide résiduel atteint le point *c*, un nouveau changement a lieu ; le liquide est maintenant en équilibre avec l'enstatite et l'anorthite. Ici, il s'agit d'un joint cotectique normal, on forme donc ces deux minéraux par une réaction : $Liq \rightarrow En + An + Liq_{nouveau}$. Les cumulats sont formés d'enstatite et de plagioclase, et sont donc des gabbros (au sens large).

En théorie, cette dernière réaction devrait se dérouler jusqu'à l'arrivée à l'eutectique *d*, et

à ce moment le reste du liquide, en équilibre avec l'enstatite, l'anorthite et la silice, devrait cristalliser suivant la réaction $Liq \rightarrow En + An + SiO_2$. En réalité, quand on arrive dans cette partie du diagramme, la simplification à trois composants commence à ne plus être valide ; les composants "mineurs" (fer, chrome, calcium...) ne le sont plus, et l'approximation ne tient plus. Selon les cas, on va former de la magnétite, de la chromite, ou du plagioclase (seul), donnant des cumulats de magnétite, de chromite ou d'anorthosite.

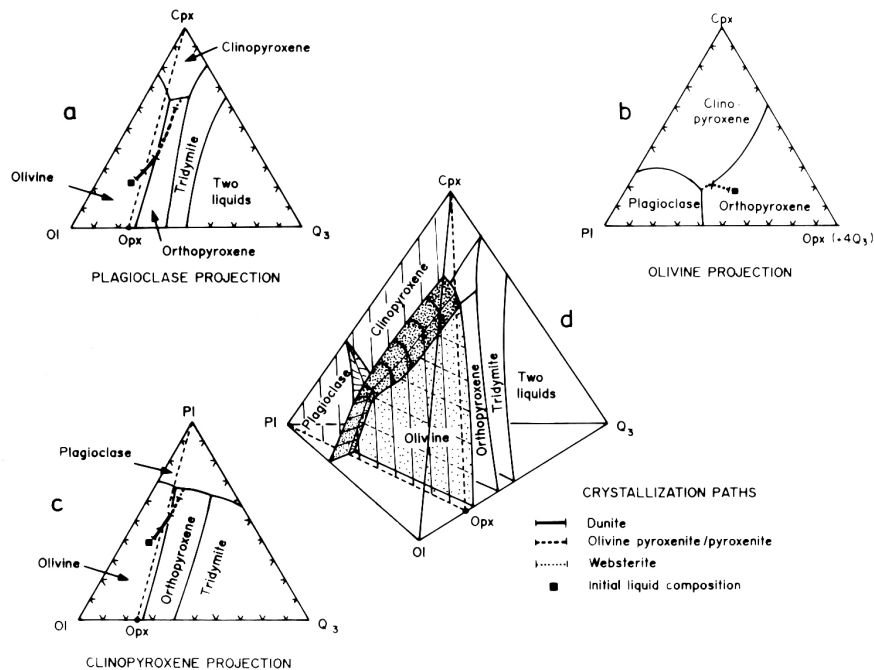


Fig. 4.11: Système quaternaire Fo-En-Di-SiO₂ (Wilson, 1996). Quand on ajoute un quatrième composant (le clinopyroxène) au système, il faut une représentation en 3 dimensions (au centre, avec 3 projections différentes autour). Les trajets sont plus difficiles à suivre ; le diagramme de la figure 4.10 est à la base du tétraèdre ; les liquides évoluent vers le "haut" (vers le pôle Cpx) au fur et à mesure de leur différenciation, et finissent donc par atteindre une région où le Cpx ne peut plus être ignoré.

En dépit de sa simplicité, cette approximation à trois composants prédit relativement bien l'évolution observée :

- A l'échelle de l'ensemble du complexe, on observe bien une base formée de dunites, puis d'orthopyroxénites, passant à des gabbros (puis des anorthosites) ;
- A l'échelle de chacun des cycles de la Zone Critique par exemple, c'est aussi une succession similaire qui s'observe.

Empiriquement, on constate que la séquence typique d'évolution est la suivante :

- Péridotite (harzburgite, parfois dunite) ;
- Orthopyroxénite ;
- Norite ou anorthosite ;
- Gabbro-norite ;
- Gabbro (surtout) ;
- Diorite (seulement dans la zone supérieure).

3.2 Réalimentations magmatiques

L'autre processus important qui contribue à l'évolution du Complexe est la réalimentation périodique de la chambre magmatique. L'apport de magmas frais (soit identiques au magma primitif déjà présent, soit différent) permet de modifier la composition du liquide (en mélangeant le magma frais avec le liquide résiduel déjà présent), ou simplement de "remettre à zéro" l'histoire de différenciation, et donc de se déplacer dans le champ des compositions chimiques et de cristalliser un nouvel ensemble de minéraux.

Dans le Complexe du Bushveldt, la réalimentation de l'intrusion en magmas frais est particulièrement bien mise en évidence par les données chimiques (figures 4.12 et 4.13).

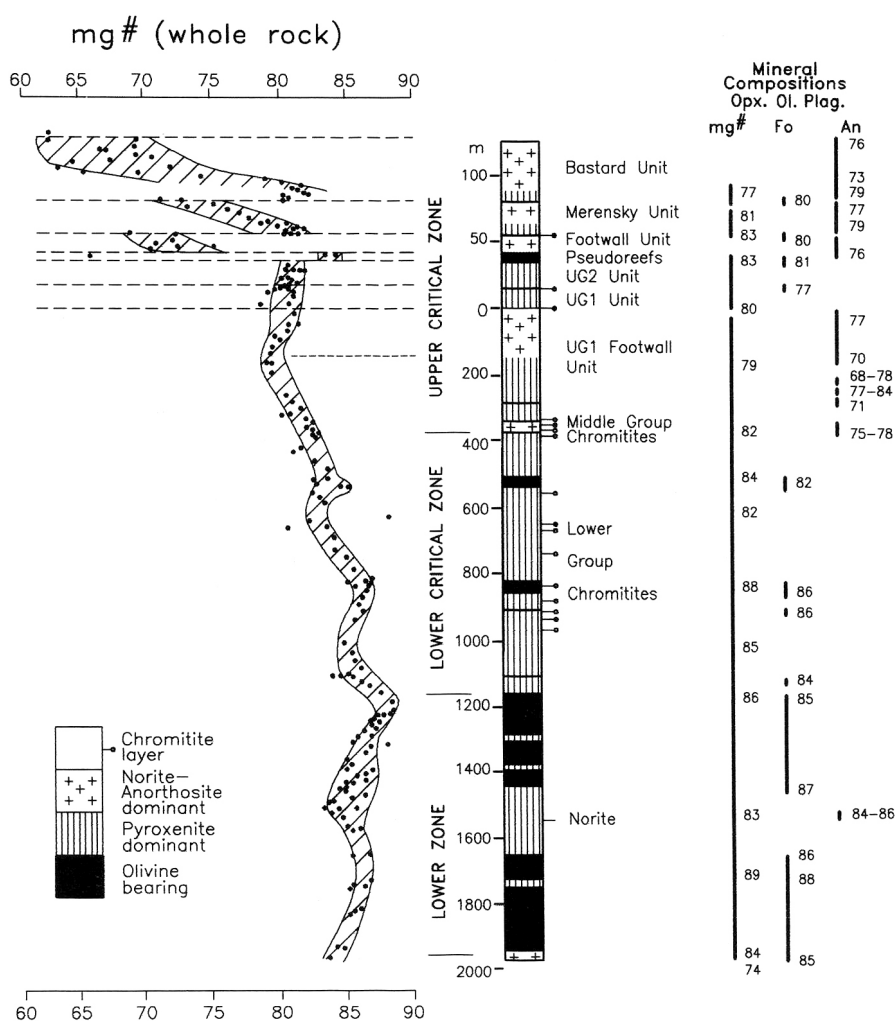


Fig. 4.12: Evolutions des rapports Mg# dans les Zones Inférieure et Critique (Eales and Cawthorn, 1996).
Commentaire dans le texte

a. Apports périodiques de magmas de composition constante

Le rapport Mg# (c'est le rapport $Mg/(Mg + Fe)$, ou Mg et Fe sont exprimés en proportions atomiques et non pas massiques) diminue habituellement avec la différenciation : les liquides différenciés sont plus riches ferreux que les liquides primitifs⁶ ; les cumulats sont toujours plus magnésiens que les liquides, mais suivent une évolution parallèle. Dans la Zone

Critique en particulier, on observe une évolution cyclique de ce rapport (figure 4.12), avec un Mg# qui diminue régulièrement dans les unités de pyroxénite, avant d'augmenter brutalement dans les niveaux à olivine. Chaque niveau (de cumulat) à olivine témoigne donc d'un nouvel afflux de magma primitif, plus magnésien et plus riche en composant olivine ; il précipite des cumulats à olivine, puis à pyroxène (selon le processus discuté plus haut), à Mg# de plus en plus faible ; puis du nouveau magma est injecté, et le processus recommence.

⁶Ce qui ne veut pas dire qu'ils soient, dans l'absolu, plus riches en fer ; mais plutôt que la teneur en Mg diminue plus vite que la teneur en Fe

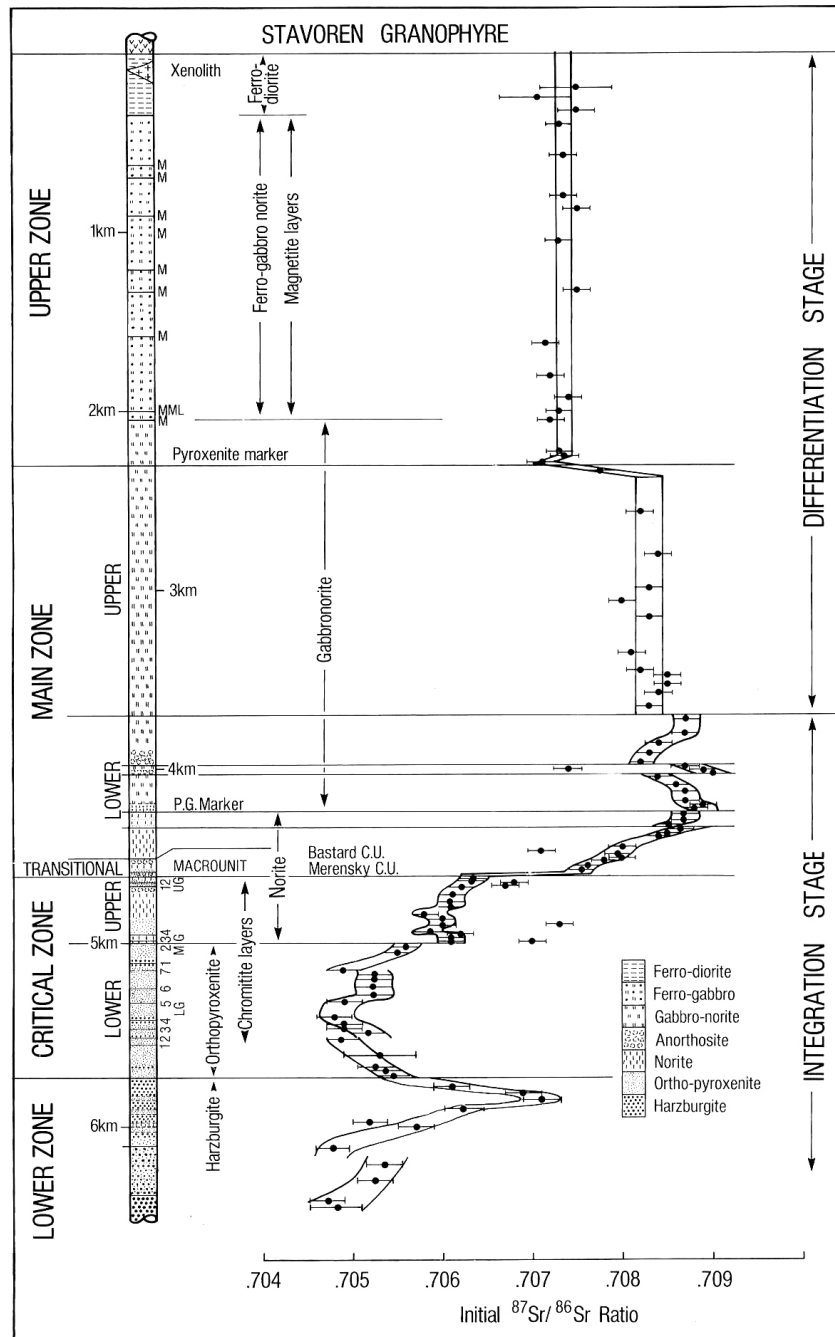


Fig. 4.13: Evolution de Sr_i dans le Bushveld (Eales and Cawthorn, 1996). Commentaires dans le texte.

b. Changement de la composition des magmas

L'argument le plus convainquant en faveur d'une telle évolution est fourni par la géochimie isotopique. Sur une section verticale, on observe en effet des variations significatives du rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ (noté aussi Sr_i). Or, ce rapport n'est pas modifié par les processus de cristallisation fractionnée : toutes les roches dérivant du même magma initial devraient avoir le même rapport Sr_i , et inversement, des rapports Sr_i différents témoignent de magmas d'origines différentes.

Dans le Bushveld (figure 4.13), on observe une évolution complexe de ce rapport de bas en haut. Dans les Zones Inférieure et Critique, le rapport Sr_i est assez variable, mais globalement faible (0.705). Dans les Zones Principale et Supérieure, il est plus élevé (0.709) et très constant. Il y a donc au moins deux types de magmas différents (LZ et CZ d'une part, MZ et UZ d'autre part); et il est possible que les Zones Inférieure et Critique soient elles-mêmes composites, formées de l'aggrégation de différents paquets de magma.

Il est possible de calculer (en faisant différentes hypothèses) la composition des liquides primitifs ayant formé les différents cumulats. Les compositions ainsi prédites sont globalement basaltiques (50–55 % SiO_2), mais de plus en plus différenciées (ferreuses et riches en Ca) vers le sommet de l'intrusion. Ceci suggère que l'évolution “de premier ordre” entre une base plutôt ultrabasique, et un sommet plus acide, correspond à un changement progressif des apports en magmas plutôt qu'à une évolution in-situ. Ceci pourrait refléter, soit la fusion de sources progressivement de plus en plus enrichies (ce qui est aussi cohérent avec l'évolution des signatures isotopiques du Sr), soit l'existence d'un autre réservoir magmatique profond, dans lequel les magmas parentaux se seraient déjà différenciés.

	Lower Zone	Critical Zone	Main Zone	Upper Zone
SiO_2	55.70	48.50	50.70	49.32
TiO_2	0.36	0.75	0.41	0.81
$\text{FeO}_{(\text{T})}$	8.80	12.41	9.14	12.77
MnO	0.09	0.19	0.17	0.19
MgO	12.44	7.57	9.21	6.08
CaO	6.96	11.15	11.14	10.83
Na_2O	2.02	2.17	2.52	2.94
K_2O	1.03	0.14	0.23	0.25
P_2O_5	0.10	0.18	0.08	0.07
<i>mg#</i>	71.5	52.1	64.2	45.9
Cr	970	226	205	111
Ni	292	93	162	77
Sr	195	359	324	350

Composition des différents liquides primitifs du Bushveld (Eales and Cawthorn, 1996, compilation d'après différentes sources)

La nature des magmas calculés ne correspond pas à des basaltes typiques (ils sont plutôt trop magnésiens, et souvent trop acides); elle évoquerait plutôt, soit des magmas d'affinité komatiitiques, soit boninitique (les boninites sont des magmas siliceux et magnésiens, pauvres en TiO_2 , qui sont probablement associés à des zones de subduction; or, une subduction était bien active sur la marge du craton, quoiqu'un peu loin (cf. page 86), à cette période.

c. Un exemple de discordance majeure dans le Complexe : le Merensky Reef

On observe des discordances internes dans la chambre magmatique du Bushveld; il n'est pas rare que des niveaux supérieurs tronquent le litage de parties inférieures. Ces figures suggèrent elles aussi des réalimentations magmatiques; la nouvelle venue de magmas érode les cumulats solides, par des effets mécaniques — courants intra-chambre —, thermo-chimiques — les cristaux formés sont remis en solution par les magmas chauds —. Un bon exemple de ces relations s'observe au niveau du Merensky Reef, à la base de la zone principale, qui correspond à une discordance majeure.

Le liquide formant la Zone Principale est plus primitif que le liquide résiduel présent à ce moment dans la chambre magmatique; il est donc

plus dense, et ne peut pas ou difficilement monter au travers du liquide résiduel. Initialement, ce liquide est donc piégé entre des cumulats, à la base ; et un liquide différencié, au sommet.

Le liquide primitif s'insinue à sa base dans les cumulats ; ils les érode et réagit avec eux. A son sommet, il réagit avec les liquides différenciés déjà présents (probablement des gabbros), pour former des orthopyroxènes (et des chro-

mites, voir plus bas). L'ensemble forme donc une couche d'orthopyroxènes et de chromites, qui précipite et drapé le niveau de cumulats précédents.

L'influx de magmas de la Zone Principale se poursuit ; les nouveaux magmas finissent par se mélanger et diluer les magmas résiduels, et la séquence de précipitation reprend, d'abord des orthopyroxènes, puis divers gabbros.

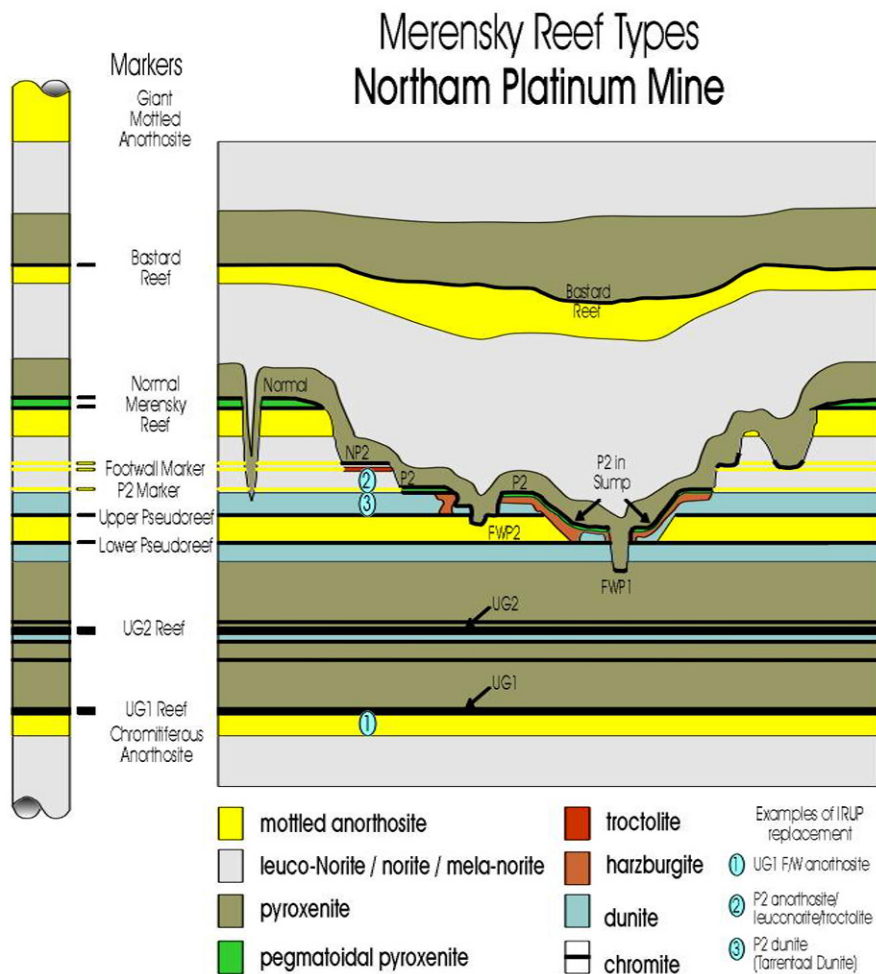


Fig. 4.14: Le Merensky Reef tronque les couches sous-jacentes – Wing and Cowell 1999 (Northam mine, Merensky Reef)

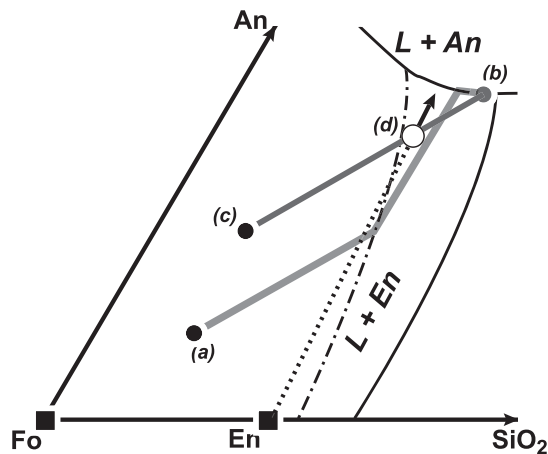


Fig. 4.15: Précipitation de pyroxénite par mélange de magmas : agrandissement du diagramme de la figure 4.10. Un magma de composition *a* (type Zone Critique) évolue comme dans la figure 4.10 le long du trajet gris clair jusqu'en *b*. Il se mélange alors avec un nouveau magma, *c*, de composition "Zone Principale"; le mélange a la composition *d*, qui se trouve dans le champ de l'orthopyroxène (et potentiellement à des températures assez froides pour être sous le liquidus du mélange). De l'orthopyroxène précipite donc immédiatement.

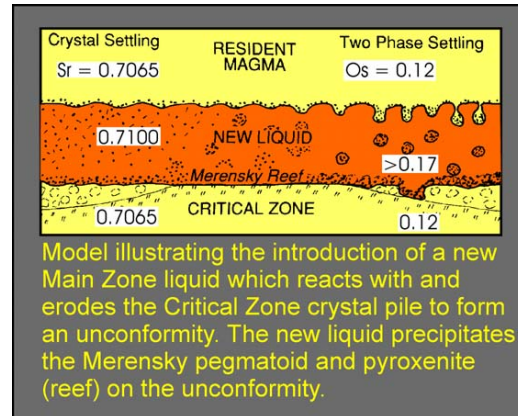


Fig. 4.16: Formation du Merensky Reef par apport de nouveaux magmas (Kinnaird, 2006).

3.3 Formation des chromites

Les niveaux de chromitite, qu'on trouve principalement dans la Zone Critique, semblent correspondre assez systématiquement à des rapports Sr_i substantiellement plus élevés que ceux observés dans les roches voisines (Kinnaird et al., 2002), impliquant donc des réalimentations en magmas. Ces niveaux sont donc liés à des phénomènes de mélanges de magmas.

La solubilité de la chromite dans un magma dépend de sa nature : ce minéral est relativement soluble dans des liquides basiques, et moins solubles dans des liquides acides. Lors d'une réalimentation de la chambre magmatique, de nouveaux magmas riches en Cr sont injectés dans le magma résiduel, relativement acide. Les deux magmas se mélangent ; on obtient donc un magma intermédiaire, mais saturé en Cr ; de la chromite précipite (Irvine, 1977).

Un modèle plus récent (Kinnaird et al., 2002) propose une variante de cette idée. Il repose sur la nécessité d'un composant très felsique, et aux rapports Sr_i très élevés (signature crustale) pour former les chromitites ; et sur la contemporanéité de certains des magmas acides associés aux rhyolites de Rooiberg (les granophyres de Rashoop) et du Complexe du Bushveld. Enfin, on observe que les couches de chromitite sont souvent "discordantes" sur les niveaux inférieurs ; ils les tronquent (érodent ?) et les recouvrent obliquement.

Dans ce modèle, un "couvercle" de magmas acides, crustaux (granophyres de Rashoop) aurait stagné au dessus des magmas basiques du Complexe pendant sa formation, maintenu à l'état liquide en raison de sa nature plus acide (liquidus et solidus plus bas), et ne se mélangeant que peu avec les magmas basiques en raison de sa faible densité et de sa viscosité différente. Lors de l'injection de nouveaux magmas primitifs dans la chambre magmatique, des

“fontaines” de magmas intra-chambre auraient fonctionnées, un peu comme les fontaines magmatiques que l’on observe dans des volcans actifs ; les magmas primitifs auraient pu de cette façon monter à travers le niveau de liquides basiques différenciés et atteindre le couvercle acide.

Là, le mélange de magmas acides, et de magmas basiques riches en Cr auraient amené à la saturation locale en Cr, et à la précipitation de chromite dans le haut de la fontaine ; les cristaux denses, et le magma intersticiel, seraient alors redescendus dans la chambre sous forme de courant denses (“turbidites”), érodant les couches de cumulats précédentes et déposant un niveau de chromitite plus ou moins continu.

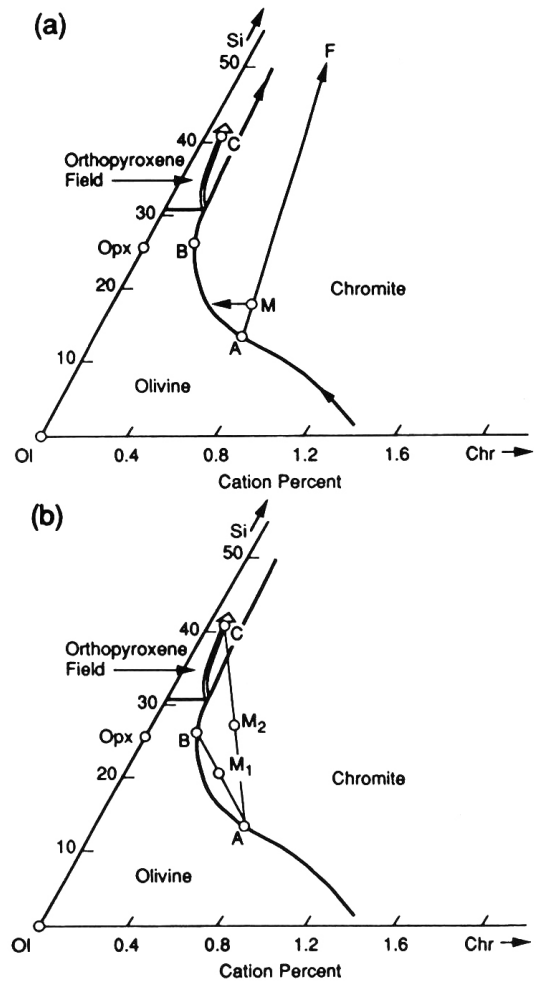


Fig. 4.17: Précipitation de chromite lors de mélanges de magmas (Naslund and McBirney, 1996). Dans un diagramme SiO₂–Olivine–Chromite (notez les différences d’échelle sur les deux axes!), le champ de la chromite s’élargit vers le pôle SiO₂, traduisant sa plus faible solubilité dans les magmas acides. Un magma *A* à gauche évolue sur le cotectique Ol–Cr, formant des péridotites à chromite. Si on le mélange à un magma felsique *F*, la composition *M* du mélange se trouve dans le domaine où la chromite est la phase au liquidus ; on précipite donc de la chromite, jusqu’à ce qu’on rejoigne le cotectique olivine–chromite et qu’on recommence à former des péridotites chromifères. On continue ensuite jusqu’au champ de l’orthopyroxène. On devrait alors suivre le cotectique orthopyroxène–chromite et former ces deux minéraux ; en réalité, on peut incorporer un peu de Cr dans le pyroxène, si bien qu’on se retrouve plutôt au point *C*.

A droite, la même chose se passe si on mélange le magma primitif *A* avec du magma différencié *C*, ou même *B* : le mélange *M1* ou *M2* se situe dans le champ de la chromite.

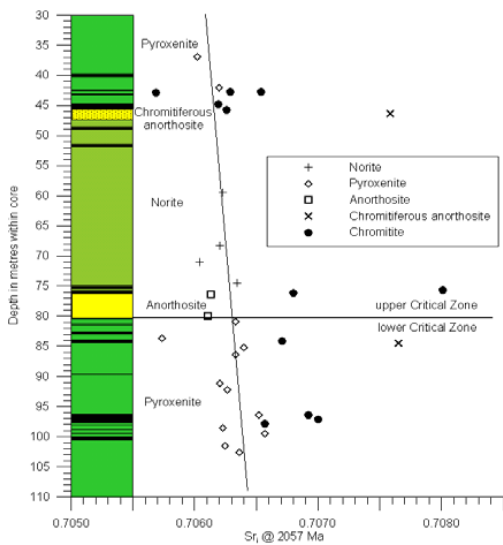


Fig. 4.18: Rapports Sr_i dans les chromites de la Zone Critique (Kinnaird, 2006) : ils sont toujours plus élevés que dans les autres roches, pour lesquelles ces rapports évoluent lentement le long de la colonne stratigraphique.

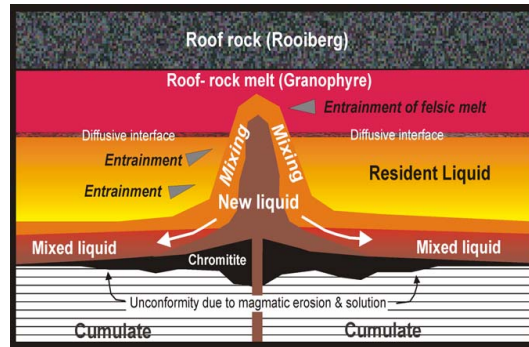


Fig. 4.19: "Fontaine magmatique" et formation des chromitites (Kinnaird et al., 2002).

3.4 Le remplissage de l'intrusion du Bushveld

Le complexe du Bushveld s'est construit par l'injection et l'évolution de plusieurs venues magmatiques successives, qui gonflent progressivement l'intrusion. Les données présentées ci-dessus permettent de proposer le modèle suivant (Krüger, 2004) :

a. Magmatisme acide

Les premiers magmas mis en place sont les rhyolites de Rooiberg, et les granophyres (de Rashoop) associés. La mise en place de ces laves aboutit au développement d'une couche de magma acide, coincée sous une carapace de rhyolites.

b. Premiers magmas basiques : Zones inférieure et Critique

Les premiers magmas basiques injectés dans le système sont des magmas assez primitifs (ca-

pables de précipiter de l'olivine et de l'orthopyroxène), aux rapports Sr_i bas, et sans doute riches en Cr. Ils correspondent à la Zone Inférieure et à la base de la Zone Critique ; leurs interactions avec les magmas acides présents au sommet de la chambre permettent la précipitation de niveaux de chromitite. Le magma suivant est légèrement plus différencié (noritique, il précipite orthopyroxène et plagioclase), mais encore assez riche en Cr ; il forme la partie supérieure de la Zone Critique, qui présente encore de nombreux niveaux de chromitite.

Cette partie du complexe est relativement moins étendue que le reste ; en particulier, elle n'existe pas dans le lobe Nord, mais elle est à son maximum immédiatement au Sud du linéament qui sépare le lobe Nord des deux autres (Thamazimbi–Murchison Lineament), ce qui suggère une géométrie en demi-graben, avec une faille majeure séparant le lobe Nord des deux lobes Est et Ouest.

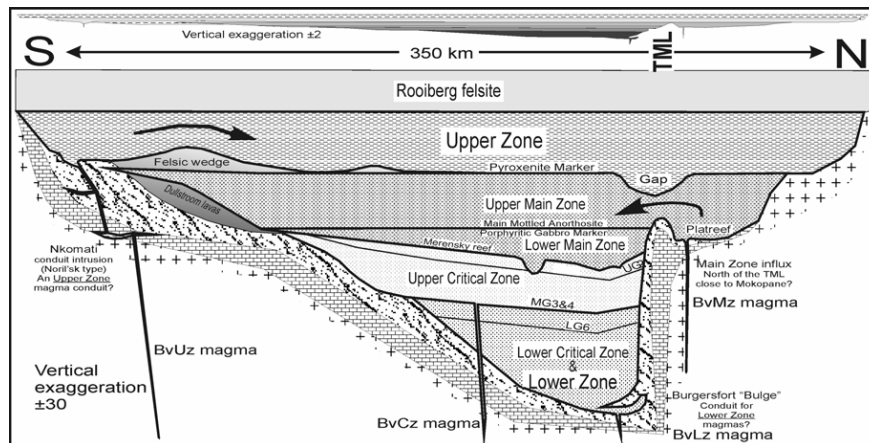


Fig. 4.20: Coupe schématique montrant les relations entre les différentes zones du Complexe (Krüger, 2004). La géométrie d'ensemble est un demi-graben limité par le linéament de Thabazimbi-Murchison (TML). Notez les discordances internes.

Pendant cette période, le complexe se construit par l'ajout de nombreuses venues magmatiques successives, probablement avec plusieurs centres d'alimentation. Il est possible que à cette époque, on ait eu affaire à plusieurs petites intrusions séparées, qui n'ont fusionné que plus tard. Ces magmas successifs interagissent entre eux, cristallisent, etc., donnant naissance à une stratigraphie complexe, avec de multiples discordances internes. La tendance globale est quand même à l'évolution vers des magmas plus différenciés vers le sommet (on passe de péridotites et pyroxénites dans la zone inférieure, à des norites à la base de la zone critique, à des anorthosites à son sommet), témoignage d'un tarissement progressif des sources de magma.

c. Un afflux magmatique majeur : la Zone Principale

La formation de la Zone Principale se fait de façon sensiblement différente. Cette zone est "transgressive" et discordante sur les zones précédentes : elle les recouvre et s'étend plus largement (lobe Nord en particulier). Sa base correspond à une discordance majeure, accompagnée de mélanges de magmas, marquée par le Merensky Reef.

Le magma de la Zone Principale est plus différencié que les précédents. Il est gabbro-noritique, a des rapports Sr_1 élevés (0.708) et est plus pauvre en Cr. A l'exception de sa base (Merensky Reef et alentours), marqués par des réactions complexes, la Zone Principale est assez homogène, formée de gabbro-norites faiblement litées.

Il n'y a donc à cette période pas ou peu d'indices de réalimentations multiples et d'évolution complexe, comme on pouvait l'observer plus bas. Ici, il semble qu'il s'agisse simplement d'un grand volume de magmas, mis en place en une seule fois, et cristallisant in-situ en ne se différenciant qu'assez peu.

d. Les derniers magmas : sommet de la Zone Principale et Zone Supérieure

Le dernier apport de magmas dans le Complexe est à nouveau transgressif sur les cumulats précédents, et s'étend à son tour un peu plus loin vers le Sud et le Nord. Sa base correspond au marqueur pyroxénitique, vers le haut de la Zone Principale.

Le magma qui se forme à ce moment est plus évolué que les précédents (ferro-gabbros) ; il est pauvre en Cr, plus riches en incompatibles, mais son rapport Sr_1 est un peu plus faible

(0.707) que dans la Zone précédente. La réapparition de pyroxénites à la base de cette venue magmatique s'explique probablement de nouveau par des réactions entre magmas, comme présenté plus haut pour le Merensky Reef.

La Zone Supérieure est litée, avec un litage marqué en particulier par de gros niveaux de

magnétite. Il semble possible d'expliquer ce litage par des phénomènes purement internes, liés à la différenciation (Krüger and Smart, 1987) et la diffusion dans le magma (cf. plus loin, section 4). Globalement, elle évolue vers le haut vers des magmas plus différenciés (diorites).

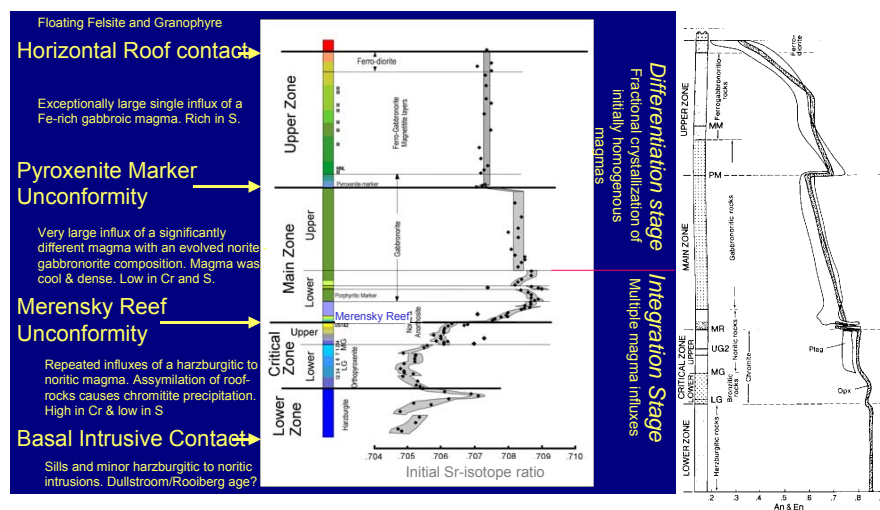
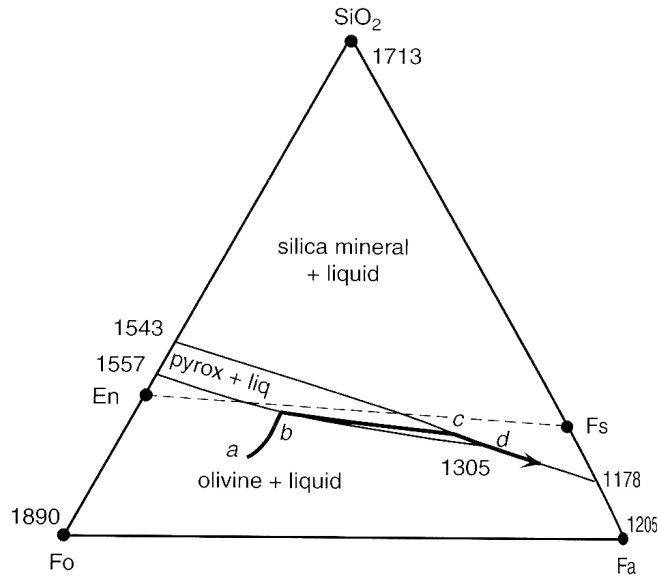


Fig. 4.21: Schéma résumant l'histoire de remplissage de la chambre magmatique du Bushveld (Krüger, 2004). A droite, diagrammes résumant les teneurs en composant Enstatite (magnésien) dans les pyroxènes, et en composant Anorthite (calcique) dans les plagioclases : l'un comme l'autre sont des indicateurs de différenciation, et mettent bien en évidence le contraste entre la partie basse du complexe (multiples arrivées de magmas peu différenciés) et la partie haute (différenciation in-situ de grands apports magmatiques).

Encadré 4: La réapparition de l'olivine dans la Zone Supérieure : la beauté des diagrammes de phase. . .

Le lecteur astucieux aura remarqué que, vers le haut de la Zone Supérieure, l'olivine refait son apparition (figure 4.6). Il s'agit d'olivine riche en fer, très différente de l'olivine magnésienne présente dans la Zone Inférieure.

Les amateurs de diagrammes de phase (si la matière vous donne des boutons, passez votre chemin!) apprécieront l'élégance de l'explication :



Si on considère un diagramme de phase qui sépare le fer et le magnésium, par exemple le diagramme SiO₂-Forstérite-Fayalite (les deux composants de l'olivine), représenté au-dessus, on constate que le champ de l'orthopyroxène se pince du côté riche en fer. Un liquide *a* évoluera donc en cristallisant de l'olivine (dont la composition change, ce qui explique le trajet courbe — mais qui reste proche du pôle forstérite), jusqu'à atteindre le joint Ol-Opx au point *b*. Là, le magma cristallisera à la place de l'orthopyroxène (pour les raisons expliquées plus haut, l'olivine étant retirée du magma). Le liquide s'éloigne donc de l'enstatite, jusqu'à atteindre le point *c*, sur le joint pyroxène+silice, et forme alors ces deux minéraux ; avant d'atteindre le point *d* et d'évoluer sur le joint olivine-silice ! On forme donc à ce moment de l'olivine (ferreuse), qui co-existe avec du quartz : exception à la "règle" selon laquelle ces deux minéraux ne peuvent coexister.

Il est donc relativement facile d'expliquer la réapparition de l'olivine (fayalite) à la fin de la cristallisation, après les stades pyroxénite et gabbros.

4 Les litages magmatiques à l'échelle de l'affleurement



Fig. 4.22: Deux types de litage magmatique. A gauche : litage uniforme (anorthosite et chromitite) à Dwars River, E. Bushveld (jour 11, itinéraire géologique). A droite : litage gradationnel. Les deux photos reprises par Winter (2002).

Si les variations minéralogiques à grande échelle peuvent sans doute s'expliquer par l'ensemble de processus décrits précédemment, les roches du Complexe présentent des litages beaucoup plus fins, d'échelle centimétrique ou métrique.

4.1 Différents types de litages

Le terme de litage magmatique est très général ; il recouvre en fait une grande variété de situations. Les litages peuvent être plus ou moins continus ou discontinus, et se définir par différents éléments.

Les lits magmatiques peuvent être uniformes, ou au contraire progressifs. A l'intérieur de lits uniformes, on trouve partout (verticalement et horizontalement) les mêmes minéraux, avec la même taille (ou répartition de tailles). Le passage d'une couche à la suivante est abrupt. A l'inverse, des litages "gradationnels" montrent des changements progressifs (de minéralogie, de taille de grain...) à l'intérieur d'une couche, au point qu'on peut parfois passer insensiblement d'une couche à la suivante. On peut aussi ob-

server au sein de chaque couche une évolution, répétée couche après couche.

Un litage peut être défini par

- Des variations modales (minéralogiques) : ce sont les proportions des différents minéraux qui changent (litage modal)
- Des variations texturales (taille des grains).
- Des variations de composition des minéraux, qui ne sont pas forcément visibles à l'œil nu (par exemple, Mg# dans des minéraux ferromagnésiens) (litage cryptique).

Enfin, le litage peut être rythmique (à différents échelles), ou intermittent (plus ou moins aléatoire).

4.2 L'origine des litages

La formation des litages magmatiques reste un phénomène assez mal compris. Si des variations de composition à grande échelle peuvent être facilement expliquées par les processus décrits plus haut (cristallisation fractionnée, réalimentation et mélange de magmas), il est plus difficile d'expliquer de la même façon des litages réguliers centimétriques ou métriques (il est déli-

cat d'invoquer des centaines de venues magmatiques successives, toutes identiques en volume et en composition. . .).

a. Mélanges de magmas

Ce type de processus a été largement évoqué dans la partie précédente pour expliquer au moins une partie des litages (en particulier, la formation des couches de chromitite); il n'est rappelé ici que pour mémoire.

b. Processus mécaniques

Ce sont des processus qui affectent un mélange liquide-cristaux, une fois que la cristallisation a commencé. Différents mécanismes peuvent, soit séparer les cristaux du liquide (et donc former une couche de cristaux, au-dessus de laquelle on trouve du liquide différencié qui à son tour cristallise) —c'est implicitement le mécanisme évoqué pour former les cumulats décrits dans la section précédente; soit séparer entre eux des cristaux de nature différente.

Dans le premier cas, les niveaux de cumulats doivent avoir une composition cotectique, c'est à dire avec des proportions minérales qui peuvent être formées lors d'un des épisodes de cristallisation du magma (dans l'exemple développé plus haut, ce serait olivine, ou enstatite, ou enstatite + plagioclase dans des proportions définies). C'est un bon test de la faisabilité de ce mécanisme.

Séparation gravitaire

C'est le mécanisme le plus simple possible. Les cristaux, généralement plus denses que le magma où ils se sont formés, coulent au fond de la chambre magmatique et s'accumulent. On peut remarquer que dans ce cas, des minéraux légers (feldspaths) devraient au contraire flotter sur le liquide, et former non pas un cumulat basal, mais plutôt un "flottat".

Compaction

Une variante du mécanisme précédent invoque un liquide partiellement cristallisé dans lequel les cristaux seraient peu à peu tassés, expulsant ainsi le liquide interstitiel vers le haut pour former des niveaux de solides (avec éventuellement un peu de liquide piégé) surplombés de liquide. On observe parfois en effet des structures de perte de liquide ("dewatering pipes") dans des cumulats.

Courants magmatiques

Il a été proposé que la chambre magmatique soit affectée de courants de magmas (en particulier, des courants denses de mélange liquide + cristaux, ou simplement des courants de convection). Dans ce cas, il est apparemment possible de séparer mécaniquement les cristaux (qui vont être plaqués dans les zones à plus faible vitesse) des liquides (qui vont rester dans le cœur des courants).

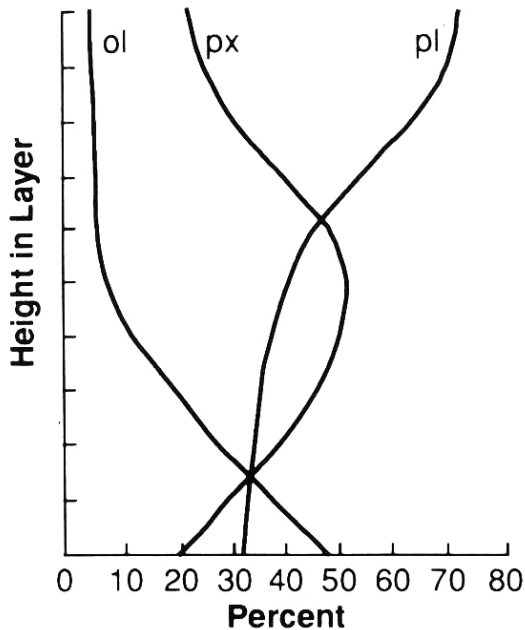
Tri gravitaire

Fig. 4.23: Tri gravitaire dans un liquide avec un mélange de cristaux en suspension (olivine, orthopyroxène et plagioclase). Les différences de densité créent une stratification verticale (elle dépend en fait également de facteurs comme la taille des grains). [Naslund and McBirney \(1996\)](#).

Alors que les processus précédents ne séparent pas les différents cristaux déjà formés (on doit donc obtenir des couches de proportions cotectiques), il est possible de séparer les différents minéraux en suspension dans un magma ; c'est un simple effet de leur densités différentes, qui résulte en des vitesses de chute différentes dans le magma. On peut de cette façon trier les minéraux en fonction de leur densité, les plus denses vers le bas.

c. Processus chimiques

Les processus chimiques affectent non plus la séparation de minéraux déjà formés, mais leur croissance elle-même. Différents mécanismes peuvent conduire à des vitesses de croissance différentes dans différentes parties d'un magma.

Gradient thermique

L'existence d'un gradient thermique vertical (le plus souvent) dans un volume de magma fait que les parties les plus froides vont cristalliser plus de cristaux. Dans un système avec un eutectique, les cristaux sont de nature différente du magma, on forme donc des couches enrichies en un minéral dans certaines parties (froides).

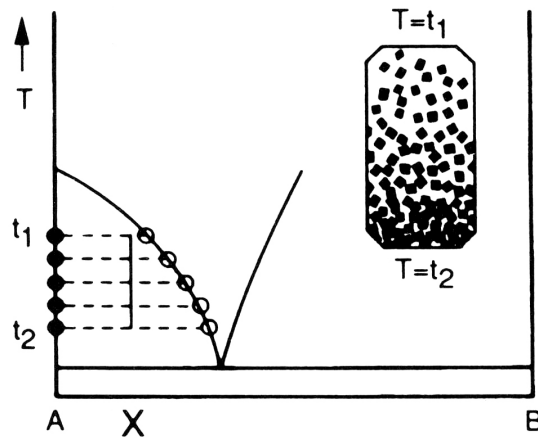


Fig. 4.24: Effets d'un gradient thermique sur la formation de litages magmatiques ([Naslund and McBirney, 1996](#)). La partie basse du système (schématisée dans le coin des diagrammes) est à plus basse température que la partie haute, et forme donc plus de cristaux du composant A.

Variations de conditions redox

La variation d'autres paramètres (conditions redox, pression...) peut avoir des effets analogues. La figure 4.25 montre comment, selon le degré d'oxydation, on peut à partir d'un magma de la même composition cristalliser soit un assemblage eutectique (olivine+orthopyroxène+anorthite), soit de la magnétite. On peut de cette façon créer des niveaux de magnétite pure dans un magma, à condition de créer des différences redox ; elles pourraient, par exemple, se former par l'expulsion d'eau d'un magma en voie de cristallisation (si les minéraux sont tous anhydres, l'eau se concentre dans le liquide résiduel jusqu'à excéder sa solubilité ; elle est alors expulsée du

système).

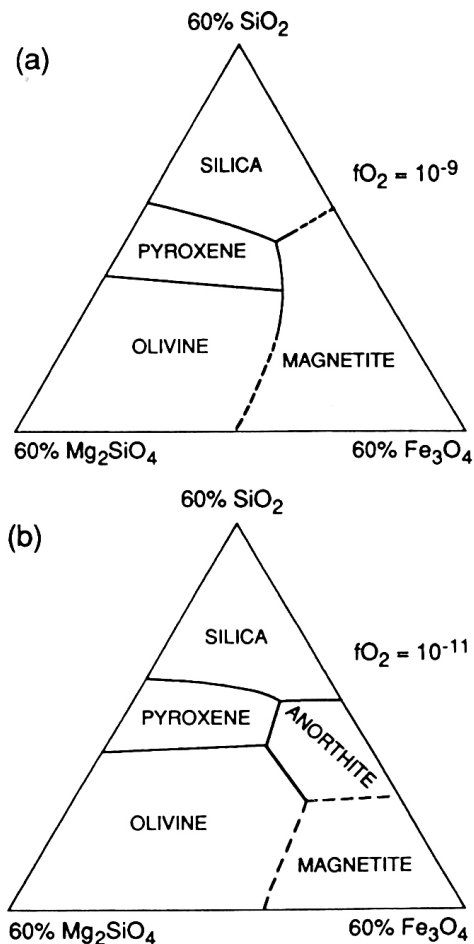


Fig. 4.25: Effet des conditions redox sur la stabilité de la magnétite. En haut, conditions oxydantes ; en bas, conditions réductrices. Un magma réduit au point eutectique anorthite–pyroxène–olivine (en bas) se trouve dans le champ de la magnétite si il passe en conditions oxydantes (en haut). [Naslund and McBirney \(1996\)](#).

Etablissement d'une stratification chimique par double convection

Le concept de “double convection” thermo-chimique, assez populaire dans les années 80 et

90, montre comment il est possible de découper un corps de magma initialement homogène en une série de couches de compositions différentes.

Un tel processus est facile à mettre en évidence de façon expérimentale, par exemple en faisant convecter un réservoir d'eau salée. Dans le réservoir au repos, un gradient de densité s'établit, avec de l'eau plus salée, plus dense à la base. Les couches denses étant en bas, la stratification de densité est stable, et rien ne se passe.

Si on chauffe le système par la base, les couches chaudes du bas s'allègent. Elles ont donc tendance à remonter. Mais au fur et à mesure qu'elles remontent, elles rencontrent de l'eau de moins en moins salée, de plus en plus légère, si bien que très vite, il n'y a plus de différence de densité entre les péricules d'eau qui remontent, et leur environnement : le mouvement s'arrête là. Il se forme donc une petite couche convective, à la base du réservoir.

La chaleur diffuse assez bien dans l'eau. Elle quitte donc, *par conduction*, la couche convective, et pénètre plus haut dans le réservoir : le même processus se reproduit. On arrive à découper le réservoir d'eau salée en une superposition de petites couches indépendantes, chacune avec son propre système de convection, mais chimiquement parfaitement isolée de ses voisines.

Chacune de ces couches individuelles peut ensuite créer son propre litage (par un des processus évoqués plus haut), créant ainsi une série avec un litage rythmique (le même motif se répète), évoluant lentement vers le haut (les couches évoluent progressivement). Dans le Bushveldt, ce mécanisme a été proposé pour expliquer le litage et les niveaux de magnétite de la Zone Supérieure ([Krüger and Smart, 1987](#)).

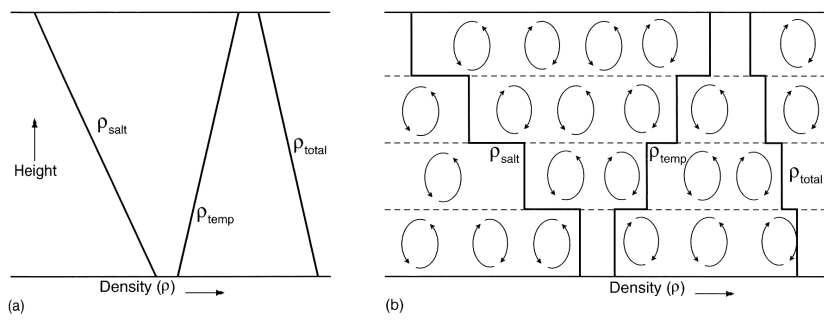


Fig. 4.26: Etablissement d'un système de double convection thermo-chimique (Winter, 2002).

5 Les niveaux minéralisés

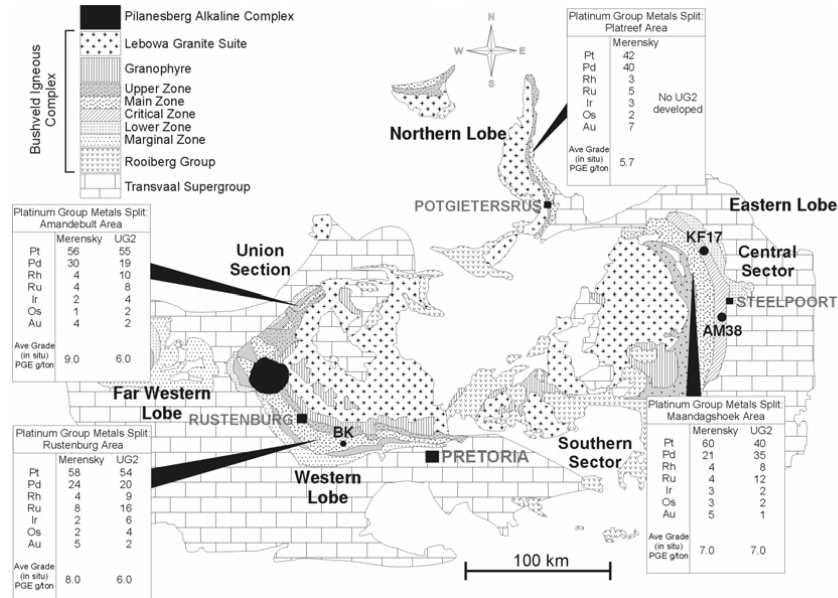


Fig. 4.27: Variations des teneurs en platinoïdes et des proportions des différents éléments dans le Bushveld (Kinnaid et al., 2002).

Le Complexe du Bushveld est la plus importante source du monde de platinoïdes (PGE, Platinum-Group Elements); c'est aussi une source importante de vanadium, nickel, chrome, et même de cuivre et d'or, qui sont des sous-produits de l'exploitation des platinoïdes.

5.1 Platinoïdes

Les platinoïdes sont exploités dans les niveaux de chromitite de la Zone Inférieure, et surtout de la Zone Critique (UG2) et du Merensky Reef. Si le Merensky Reef a été, historiquement, le plus gros producteur de platinoïdes du monde, c'est le niveau UG2 qui contient les réserves les plus importantes, quoique les teneurs y soient légèrement plus faibles. Dans

le lobe Nord, où les Zones Inférieure et Critique sont manquantes, les minéralisations s'observent dans le Platreef, à la base de la Zone Principale (donc un équivalent du Merensky Reef, sauf que les magmas de la Zone Principale ont probablement interagi directement avec l'encaissant plutôt qu'avec des cumulats pré-existants).

Les teneurs en platinoïdes sont de quelques grammes par tonne (entre 4 et 10).

Les platinoïdes sont présent dans des sulfides⁷ (de cuivre, plomb, zinc, etc⁸.): pyrrhotite, pyrite, pentlandite, etc. associés aux chromites, parfois aux pyroxénites. L'association sulfides-platinoïdes est observée partout dans le monde, mais sa signification et ses implications sont discutés.

⁷ Quoique des analyses plus fines remettent en cause cette hypothèse : il se pourrait qu'une part importante des platinoïdes soit sous forme de micro-inclusions dans les grains de chromite ;

⁸ Ces métaux sont donc exploités comme sous-produits de l'exploitation des platinoïdes — en plus, évidemment, du chrome des chromitites.

Les platinoïdes sont des éléments incompatibles dans la plupart des minéraux ; il n'y a que pour le soufre (liquides, ou minéraux de soufre) qu'il ait une affinité significative. On peut dès lors envisager deux façons de concentrer les platinoïdes :

- Par le biais de fluides hydrothermaux, riches en S, qui auraient donc le pouvoir de dissoudre les platinoïdes présents dans toute la pile de cumulats traversée par ces liquides. Les liquides riches en S sont immiscibles avec les liquides silicatés ; en arrivant à l'interface entre les cumulats et les magmas, les sulfites pourraient donc précipiter, avec leur contenu en platinoïde.
- En formant des micro-gouttes de magmas riches en soufre par démixion d'un magma silicaté contenant des traces de cet élément. Dès l'apparition de ces gouttelettes, on peut

s'attendre à ce qu'elles absorbent les platinoïdes, à forte affinité pour le soufre. Elles seraient ensuite entraînées, comme les chromites, et piégées dans les niveaux de chromitite.

5.2 Vanadium

Le Vanadium est un élément qui se substitue pour le Fe^{3+} dans les minéraux ; il se concentre donc tout naturellement dans les magnétites $\text{Fe}^{2+}0.\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_3$, où on peut en trouver plus de 1 %. Il a le comportement d'un élément compatible, piégé dans les premiers solides (magnétite) retirés du liquide, et devient donc de plus en plus rare vers le sommet de la pile magmatique. Le Vanadium est donc exploité dans les couches de magnétite de la base de la Zone Principale⁹.

Bibliographie

- R.G. Cawthorn. A virtual field trip in the Eastern Bushveld complex, 2003.
- H.V. Eales and R.G. Cawthorn. The Bushveld complex. In R.G. Cawthorn, editor, *Layered intrusions*, pages 181–229. Elsevier Science B.V., 1996.
- R.E. Harmer and R.A. Armstrong. Duration of Bushveld Complex (sensu lato) magmatism : constraints from new SHRIMP zircon chronology., 18th-21st November 2000 2000.
- T.N. Irvine. Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions : a new interpretation. *Geology*, 5 :273–277, 1977.
- T. Johnson, M. Brown, R.L. Gibson, I.S. Buick, and I. Cartwright. Partial melting of metapelitic rocks beneath the Bushveld Complex, South Africa. *Journal of Petrology*, 44 :789–813, 2003.
- J. Kinnaird. The Bushveld Large Igneous Province. Technical report, University of the Witwatersrand, 2006.
- J. Kinnaird, F.J. Krüger, P.A.M. Nex, and R.G. Cawthorn. Chromitites of the Bushveld Complex - Processes of formation and PGE enrichment. Technical report, University of the Witwatersrand, December 2002 2002.
- F.J. Krüger. The geochronology and Sr-isotopes geochemistry of the Molopo Farms Complex, Bushveld magmatic province : a preliminary report. Technical report, Geological Survey of Botswana, 1989.
- F.J. Krüger. Filling the Bushveld complex magma chamber : lateral expansion, roof and floor interaction, magmatic unconformities, and the formation of giant chromites, PGE and Ti-V magnetite deposits. Technical report, University of the Witwatersrand, 34 2004.

⁹Et le fer est un sous-produit évident de cette exploitation !

- F.J. Krüger and R. Smart. Diffusion of trace elements during bottom crystallization of double-diffusive convection systems : the magnetite layers of the Bushveld Complex. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 34 :133–142, 1987.
- H.R. Naslund and A.R. McBirney. Mechanisms of formation of igneous layering. In R.G. Cawthorn, editor, *Layered intrusions*, pages 1–44. Elsevier Science B.V., 1996.
- A.H. Wilson. The great dyke of Zimbabwe. In R.G. Cawthorn, editor, *Layered intrusions*, pages 365–402. Elsevier Science B.V., 1996.
- J.D. Winter. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, 1st edition, 2002.

5

L'impact de Vredefort

1	La structure de Vredefort	115
1.1	Géologie	115
1.2	Géophysique	115
1.3	Métamorphisme	116
2	Les preuves d'impact	117
2.1	Métamorphisme d'impact et structures de choc	117
2.2	Brèches d'impact s.l.	118
2.3	Isotopes de l'Osmium	118
3	L'extension de la structure	120
3.1	Indices dispersés et taille réelle de la structure d'impact	120
3.2	Le cratère et son dôme central	120
3.3	Le cratère et la préservation du Supergroupe du Witswatersrand	121

Une centaine de kilomètres au sud de Johannesburg, la structure circulaire¹ située autour du village de Vredefort a longtemps intrigué les géologues. Après des années de

controverses, il est admis depuis une dizaine d'années que cette structure représente la trace d'un impact météoritique majeur, il y a 2023 Ma.

1 La structure de Vredefort

1.1 Géologie

La structure de Vredefort proprement dite est un dôme, d'une cinquantaine de kilomètres de diamètre. Seule sa moitié Nord affleure, mais la totalité de la structure est assez bien connue par géophysique et sondages. Le coeur du dôme (figure 5.1) est composée de granitoïdes Archéens, environ 3070 Ma – ils composent la plaine agricole qui occupe le centre de la structure, autour de la ville de Parys.

Autour, les reliefs en arc de cercle, au Nord, sont des sédiments du Supergroupe du Witswatersrand, très fracturés et verticalisés. L'ensemble de ce dispositif forme un dôme anti-forme. Encore au-delà, les sédiments du Supergroupe du Transvaal forment un synclinal semi-

circulaire, qui se moule autour du dôme (synclinal de Potchefstroom).

1.2 Géophysique

La géophysique (gravimétrie et magnétisme) permet de mieux délimiter la forme du complexe, et de mettre en évidence son prolongement vers le sud, sous la couverture Phanérozoïque.

Elle montre aussi qu'il n'y a pas de masses de matière dense et/ou magnétique sous le dôme, ce qui exclut une origine volcanique (intrusion de laves basiques provoquant une explosion) pour ce complexe.

¹Mais sa moitié sud est couverte par les sédiments du supergroupe du Karoo, Cf. chapitre "introduction à la géologie Sud-Africaine"

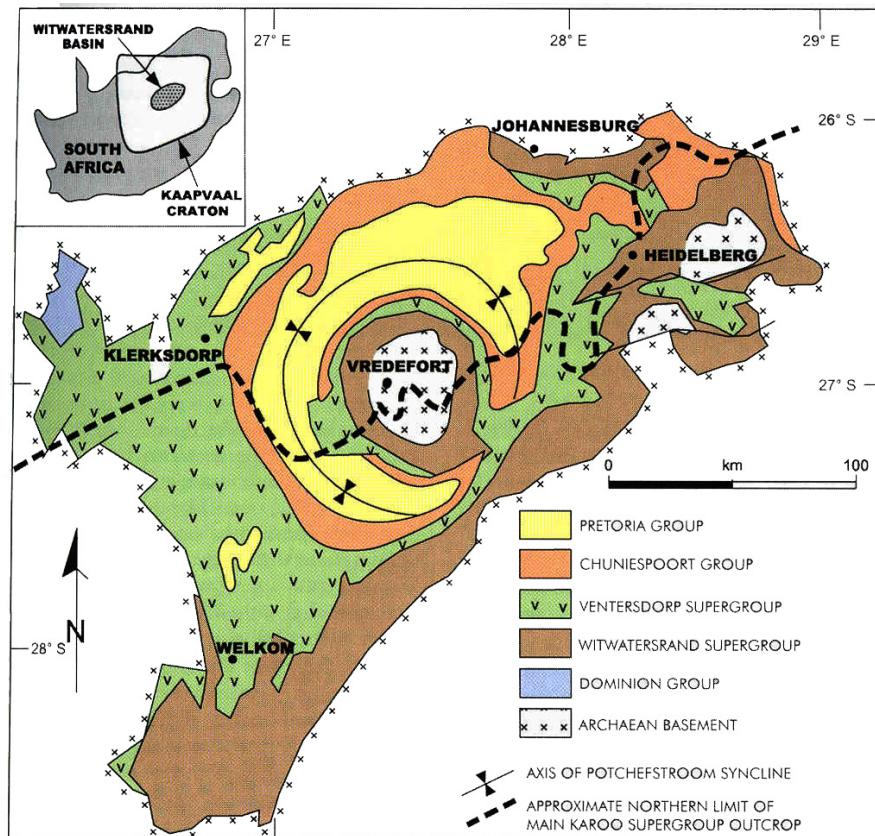


Fig. 5.1: Carte géologique du dôme de Vredefort et du bassin du Witwatersrand (Reimold and Gibson, 2005). La ligne pointillée est la limite Nord du Supergroupe du Karoo ; au sud de cette ligne, la géologie précambrienne est connue par géophysique et sondages.

1.3 Métamorphisme

Dans les metapelites du Supergroupe de Witwatersrand, on peut mettre en évidence deux épisodes métamorphiques successifs :

- Le premier (env. 5 kbar et 550–600 °) a duré suffisamment longtemps pour permettre le développement de textures à gros grains, bien équilibrées. C'est un métamorphisme régional, affecté par la fracturation et les pseudotachylites de l'impact ; il est probablement lié au réchauffement de la croûte lors de la mise en place des magmas du Bushveldt.

- Le second n'enregistre que des températures de 500–525 °, pour des pressions de 2–3 kbar ; il forme des minéraux plus fins et des textures moins équilibrées, mais affecte aussi les pseudotachylites. Il s'agit probablement de métamorphisme enregistrant les conditions lors de la remontée du dôme, après l'impact.

Le métamorphisme anté-impact n'a pas dépassé des pressions de l'ordre de 5 kbar (15 km), ce qui indique qu'il ne s'agit pas de croûte très profonde, mais de la croûte moyenne : la remontée n'a pas pu excéder cette valeur.

2 Les preuves d'impact

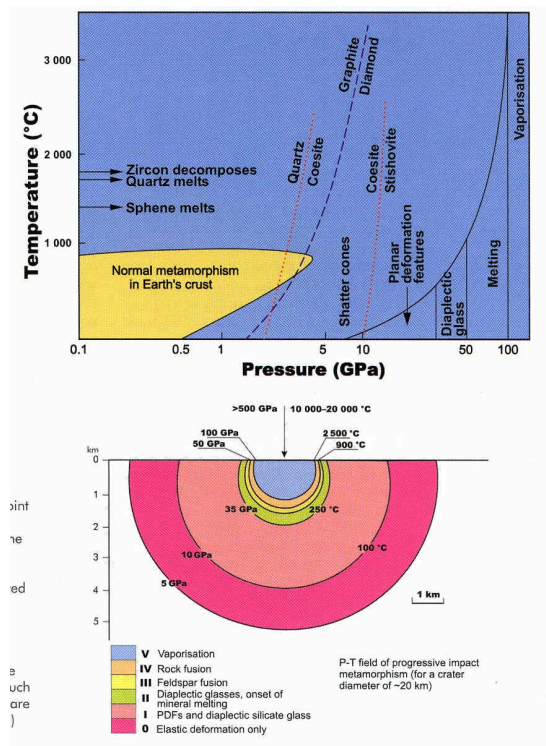


Fig. 5.2: Effets métamorphiques d'un impact de météorite (Reimold and Gibson, 2005). En bas : répartition des pressions autour de l'impact, pour un cratère de 20 km — un dixième de celui de Vredefort. En haut : effets d'un métamorphisme de choc extrême. Notez que, contrairement à l'usage des pétrologues, la température est en ordonnée et la pression en abscisse.

Dans la structure de Vredefort, on observe de nombreuses preuves géologiques d'un impact météoritique, sous la forme de roches qui ont

enregistré des preuves de choc ou de fusion. En effet, un impact de cette taille induit des pressions considérables (dues au choc proprement dit), et libère des quantités énormes d'énergie (de nature à faire fondre de larges volumes de roche, figure 5.2).

2.1 Métamorphisme d'impact et structures de choc

a. Polymorphes de haute pression

Le métamorphisme d'impact se traduit par des transformations minéralogiques, par exemple la formation de formes de haute pression de la silice (quartz et stishovite).

b. "Shatter-cones"

Les "shatter-cones" sont des structures causées par l'onde de choc ; ce sont des fractures coniques, qui pointent plus ou moins vers le centre de l'impact. A Vredefort, on les trouve dans l'ensemble du dôme.

c. Minéraux choqués

Enfin, une des preuves considérées comme les plus concluantes est représentée par des minéraux "choqués", qui présentent des fractures d'un type se développant seulement à très haute pression (PDF : Plane deformation features). De tels minéraux ont été reconnus à Vredefort (figure 5.4).



Fig. 5.3: Shatter-cones dans la région de Vredefort (Reimold and Gibson, 2005)

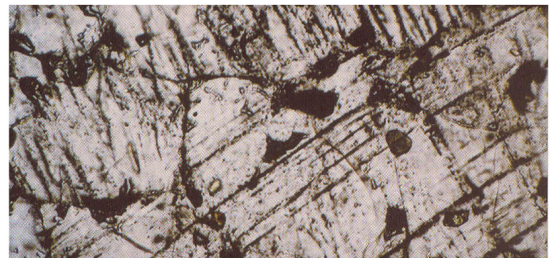
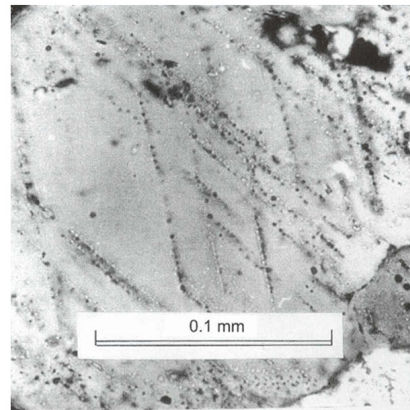


Fig. 5.4: Quartz choqués de Vredefort, présentant des structures dites "PDF" (planar deformation features), Reimold and Gibson (2005).

2.2 Brèches d'impact s.l.

Un des effets les plus spectaculaires de l'impact est la bréchification des roches, associée ou non à leur fusion. Selon la proportion de liquide, on peut observer des roches qui seront décrites comme (figure 5.5)

- Des *brèches*, si il n'y a pas de liquide ;
- Des *pseudotachylites*, si les fragments brisés sont entourés de films plus ou moins épais de liquide issu de la fusion des roches impactées ;
- Des magmas enfin, plus ou moins riches en fragments non fondus (à Vredefort, ce sont des *granophyres*).

Il existe naturellement un continuum entre ces structures (figure 5.5)

2.3 Isotopes de l'Osmium

De façon étonnante, les granophyres (pourtant formés lors de l'impact) n'enregistrent pas ou peu de traces géochimiques de la météorite. Pourtant, un tel objet devrait avoir une composition distincte de celle de la croûte (en particulier plus riche en Ni, Cr, etc.). Il a fallu attendre les années 90 et les analyses isotopiques de l'Osmium (Os) pour réaliser que les granophyres ont une signature isotopique distincte de celle de la croûte, impliquant la participation d'un petit composant d'origine externe. Mais la quantité de matière "non-crustale" ne dépasse pas le pour-cent — ce qui explique qu'elle ait été difficile à mettre en évidence.

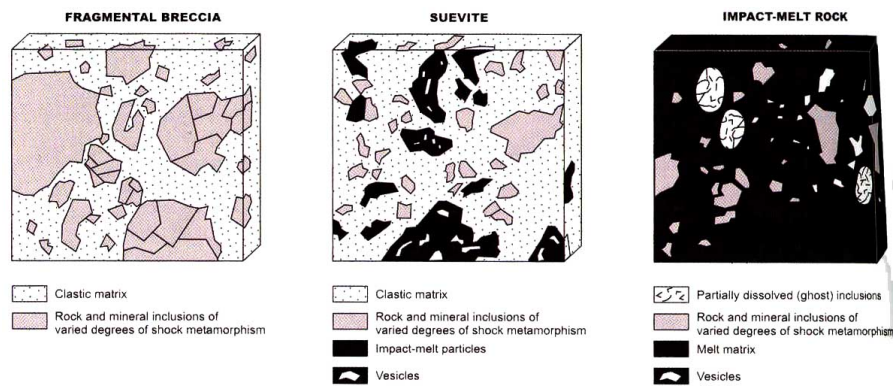


Fig. 5.5: Différents types de brèches d'impact (et types de roches associées), d'après [Reimold and Gibson \(2005\)](#).

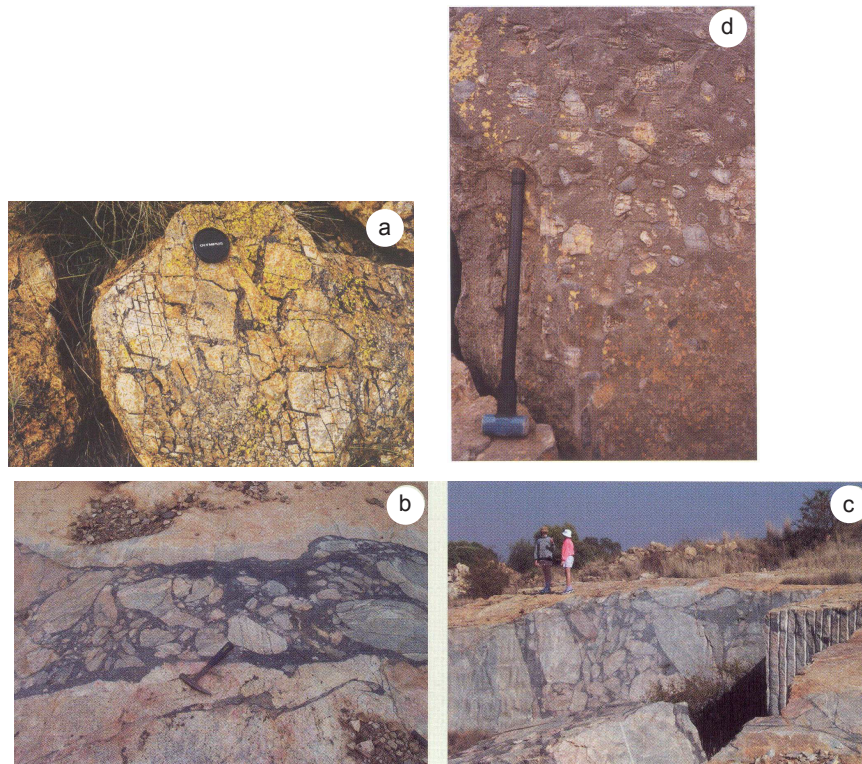


Fig. 5.6: Quelques exemples de brèches (et roches similaires) d'impact à Vredefort ([Reimold and Gibson, 2005](#)). (a) Brèche à fragments, sans liquide. (b) et (c) : Pseudotachylite, avec films de liquides entre les clastes. (d) Granophyre à inclusions de matériel non-fondu.

3 L'extension de la structure

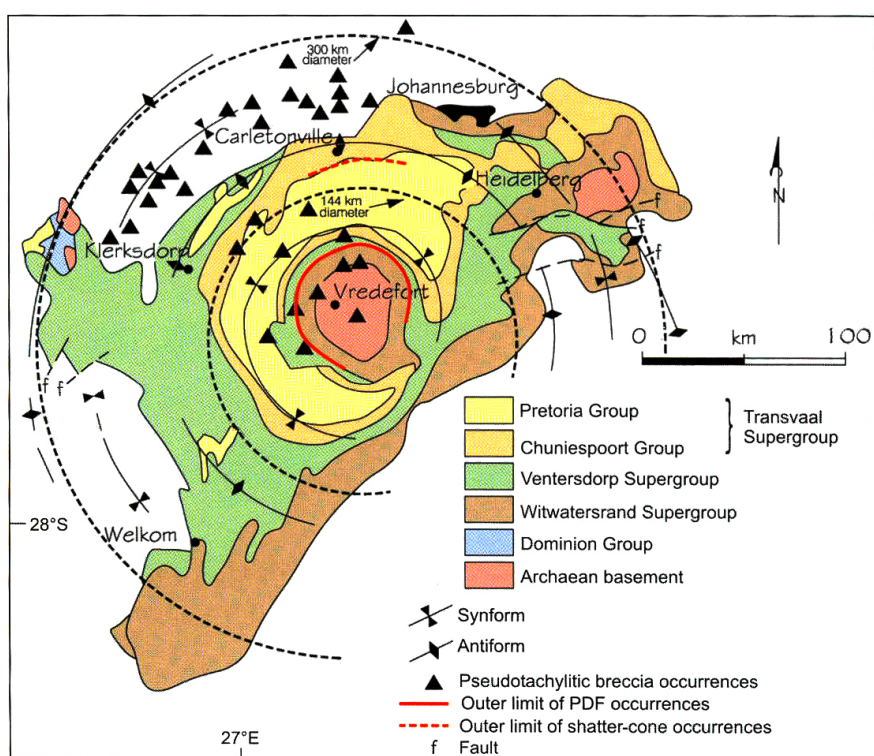


Fig. 5.7: Extension géographique des indices d'impact autour du dôme de Vredefort : ils sont observés jusqu'au-delà de Johannesburg (Reimold and Gibson, 2005).

Le dôme de Vredefort proprement dit ne représente qu'une partie d'une structure d'impact plus large, qui s'étend sur près de 500 km de diamètre.

3.1 Indices dispersés et taille réelle de la structure d'impact

Dans tout le bassin du Witwatersrand, on trouve des indices d'impact, sous la forme de diverses brèches, shatter-cones, minéraux choqués, etc. Ces indices s'étendent jusqu'à plus de

200 km du cœur du dôme (figure 5.7).

3.2 Le cratère et son dôme central

En réalité, les grands ou très grands cratères (comme on peut en observer sur la lune, figure 5.8) sont des structures composites, souvent avec un bombement central, entouré par le cratère proprement dit. Le bombement s'est formé par "rebond" suite à l'impact, et son diamètre peut être le quart du diamètre total, ou moins.

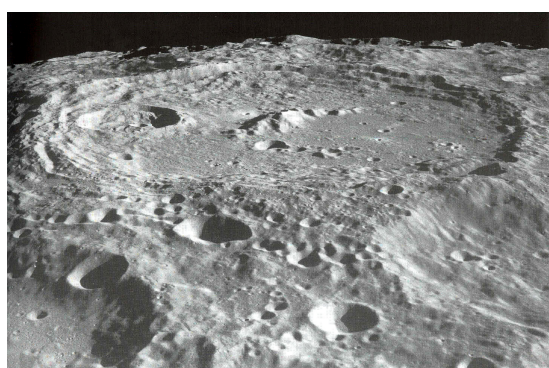


Fig. 5.8: Cratère complexe sur la face cachée de la Lune (Reimold and Gibson, 2005). Ce cratère montre l'allure typique d'un cratère complexe, avec son bombement central et les effondrements sur les lèvres du cratère le long de failles normales circulaires. Ici, un autre cratère, plus simple (une simple dépression sphérique) s'est superposée sur le cratère principal, à gauche de la photo.

Les lèvres du cratère sont en général effondrées, avec des glissements le long de failles normales circulaires.

On interprète maintenant la structure de Vredefort comme le bombement central d'un cratère bien plus grand, dont l'extension d'origine correspond à peu près à la zone de répartition des différents indices d'impact (figure 5.7).

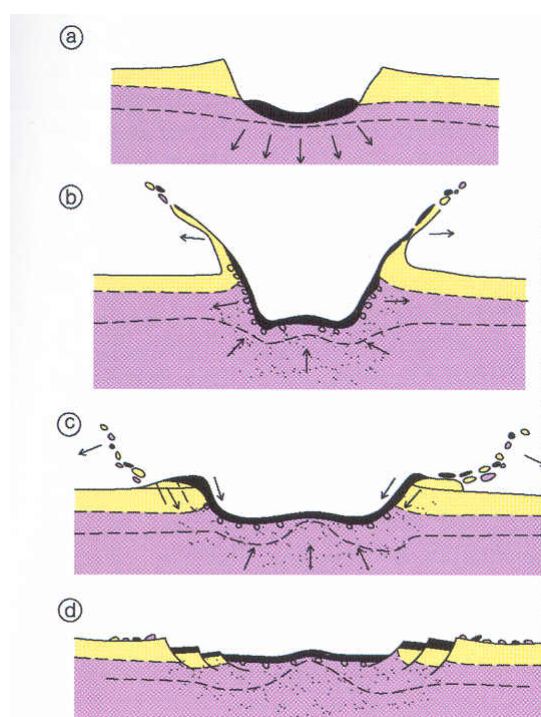


Fig. 5.9: Formation d'un cratère complexe (Reimold and Gibson, 2005). (a) Creusement du cratère "transitoire" et formation des liquides d'impact. (b) Rebond et projection d'ejectas. (c) Rebond, formation du bombement central, et dépôt de la couverture d'ejectas et de liquides autour du cratère. (d) Effondrement des lèvres du cratère. L'ensemble de la séquence ne dure pas plus de quelques minutes. La structure de Vredefort correspond au seul bombement central.

3.3 Le cratère et la préservation du Supergroupe du Witswatersrand

Il a été proposé que la structure de Vredefort (au sens large) soit la cause de la préservation du bassin du Witswatersrand, et de ses dépôts aurifères. En effet, en les cachant dans une grande dépression (le cratère), l'impact météoritique aurait pu contribuer à les protéger de l'érosion ultérieure. A l'heure actuelle, le Bassin du Witswatersrand forme effectivement un synforme ovoïde, centré autour de l'impact de Vredefort [figure 5.10].

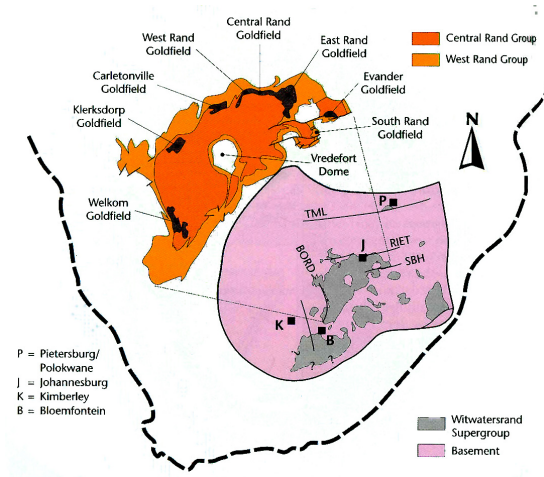


Fig. 5.10: Répartition des niveaux aurifères dans le Bassin du Witwatersrand (McCarthy and Rubidge, 2005). Notez leur disposition concentrique autour de la structure d'impact de Vredefort.

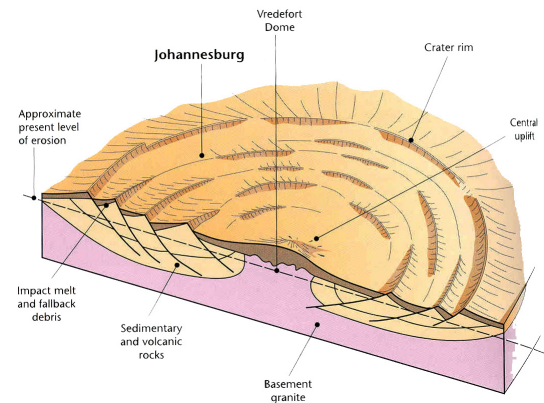


Fig. 5.11: Taille originale du cratère de Vredefort : il correspond en réalité à l'ensemble du bassin du Witwatersrand, dont il occupe le centre (McCarthy and Rubidge, 2005)

Encadré 5: L'impact de Vredefort : quelques chiffres

Age :	2023 Ma (le plus ancien impact météoritique connu)
Diamètre du cratère original :	250 – 300 km (un des trois plus grands au monde)
Profondeur du cratère :	Transitoirement, 50 km avant son effondrement Peut-être 15 km à la fin de l'épisode
Volume excavé :	environ 70 000 km ³
Distribution des ejectas :	Epaisseur encore supérieure à 1 m à 350–500 km de l'impact
Durée de l'impact :	2 – 4 mn pour le cratère transitoire 10 – 15 mn au total
Taille du projectile :	Entre 5 et 15 km
Sismicité associée :	Magnitude 14 sur l'échelle de Richter (le plus grand séisme observé a atteint 9.2 — et cette échelle est logarithmique)

D'après Reimold and Gibson (2005)

Bibliographie

T.S. McCarthy and B. Rubidge. *The story of Earth and life – a southern african perspective.* Struik publishers, Cape Town, 2005.

W. U. Reimold and R.L. Gibson. *Meteorite impact! The danger from space and South Africa's mega-impact, the Vredefort structure.* van Rensburg publications pty, Johannesburg, second edition, 2005.

Troisième partie
Itinéraire géologique

Jour 0 : Samedi 25 Octobre

Journée de voyage

Décollage de CDG à 20h10, vol LX645 pour Zürich.

Départ de Zürich à 22h45, LX288.



En arrivant dans l'aéroport, regardez autour de vous les différentes roches qui forment les dallages et les ornements des murs. Vous y verrez de nombreuses roches que nous allons visiter dans les prochains jours! De mémoire, le dallage de la salle où l'on fait la queue pour le contrôle d'immigration est formé de gneiss migmatitiques avec des grenats, qui doivent être les Gneiss de Baviaanskloof, de la Zone Marginale Sud de la Ceinture du Limpopo (cf. chapitre 3). Les roches noires que l'on voit sur les piliers et les murs un peu partout dans l'aéroport sont des gabbros ("Pyramid gabbro-norite") de la "Zone Principale" du Complexe du Bushveld (chapitre 7, fascicule "géologie régionale").



Jour 1: Dimanche 26 octobre

Voir carte 1, page xii.

Arrivée à Johannesburg à 9h10. Location de voiture à l'aéroport, et route vers l'Est en direction de **Badplaas**.

Quitter l'aéroport de Johannesburg vers le Sud, en direction de Boksburg. Après environ 4 km, tourner vers l'Est dans un échangeur autoroutier sur la N12, direction Benoni, East Rand, Witbank, Nelspruit. La route traverse alors les banlieues Est de Johannesburg (East Rand); vous y verrez ça et là des grands "terrils" jaune pâle, qui sont les stériles des mines d'or du Witwatersrand.

Suivre la N12, qui rejoint la N4 à Witbank, ou Emalahleni (135 km depuis l'aéroport). Nous ferons probablement un arrêt logistique au "High Veld mall" juste après Witbank. 15 km plus loin, on passe au péage de Middleburg. Depuis que nous nous sommes dégagés de l'agglomération de Johannesburg, et jusque vers Belfast, la route traverse principalement les sédiments du Supergroupe du Karoo, ici riches en charbon, comme en témoignent les quelques mines que l'on peut apercevoir, les centrales électriques (thermique à charbon) et... les poids lourds sur la route.

100 km après le péage, tourner à droite vers Machadodorp; traverser le village et continuer sur la R36 en direction de Badplaas. Nous sommes

maintenant sur les grès et les dolomies du Supergroupe du Transvaal, qui commencent à affleurer. Ces roches résistantes "arment" l'escarpement qui, dans cette région, borde le plateau du Transvaal et sépare le "high Veld" du "low Veld". Au col de Skurwerberg, la route descend dans la vallée de la Komatii; on voit bien ici les couches horizontales du Supergroupe du Transvaal. Une douzaine de kilomètres après le col, la vallée s'élargit en une petite plaine alluviale; on est toujours dominé par les sédiments du Supergroupe du Transvaal, mais sur la droite de la vallée on voit apparaître des collines formées de roches plus sombres, plus massives, qui marquent le début du terrain Archéen (petit lambeau de CRV de **Kalkkloof**, voir panneau sur la droite \pm 20 km après le col). La route est maintenant sur les gneiss Archéens (pluton de Nelshoogte), tandis que les montagnes droit devant correspondent à la CRV de Barberton proprement dite.

Parcourir 60 km depuis Machadodorp. La route rejoint une "T-junction", tourner encore à droite en direction de Badplaas. A l'entrée de Badplaas (5 km plus loin), prendre à gauche direction Lochiel sur la R541.

Arrêt n° 1.1	S25.99173 ; E 30.66297
Panorama sur la C.R.V. de Barberton	
Introduction à la géologie locale	
Accès : Environ 11 km après Badplaas, la route traverse un ruisseau et monte une longue côte. Au sommet de celle-ci, prendre une piste sableuse sur la droite ; stopper environ 500m plus loin.	
Trajet total : 12 km depuis Badplaas	
Temps sur l’affleurement : 20 mn	

Contexte : *Ce panorama permet de repérer les principaux éléments qui forment le terrain de Barberton : la ceinture de roches vertes (3.5–3.2 Ga), les gneiss qui l’entourent (3.4–3.2 Ga), les plutons “récents” (3.1 Ga) et la couverture sédimentaire du groupe du Transvaal (2.4 – 2.1 Ga). On se situe ici sur la zone de cisaillement d’Inyoni, où nous reviendrons (jour 3) ; elle sépare les gneiss entourant la CRV en deux blocs, un bloc plus ancien (3.4 Ga) à l’Est et un bloc plus récent (3.2 Ga) à l’Ouest.*

Description : Faisant face au Nord (la direction de la route principale), on peut observer, de gauche à droite :

- Les sommets plats qui dominent l’horizon sur la gauche (Ouest), au-dessus de Badplaas, correspondent à l’escarpement du rebord du high-Veld, d’où nous venons : ce sont les sédiments du Supergroupe du Transvaal.
- Les montagnes plus irrégulières, en face de nous plein Nord et sur la droite, correspondent aux laves et sédiments de la CRV de Barberton proprement dite (on voit surtout les laves ultrabasiques du groupe d’Onverwacht dans cette partie ; le “Buck Reef Chert” correspond à la crête principale dans le paysage.).

– au premier plan et sur la droite (Est), la plaine herbeuse avec peu d’affleurements, d’où émergent quelques “tors” (amas de boules granitiques) est sous-tendue par les gneiss (TTG) du pluton de Stolzburg (3.45 Ga) à droite (Est), de Badplaas (3.29–3.22 Ga) à gauche (Ouest).

En se tournant vers le Sud, on peut maintenant observer :

- Droit devant nous, des petites collines arrondies, formées de roches sombres, qui sont des petits fragments de sédiments et d’amphibolites coincés dans la zone de cisaillement d’Inyoni ;
- De nouveau, l’essentiel du paysage et de la topographie plane est formée par les gneiss TTG, Stolzburg à l’Est (gauche) et Badplaas à l’Ouest (droite) ;
- Les reliefs les plus importants sont formés par les plutons à 3.1 Ga : au fond, les grands affleurements arrondis sur le rebord d’un plateau correspondent au batholithe de Mpu-luzi, tandis que à gauche le sommet proche, triangulaire est le pluton syénitique de Boesmanskop.

Arrêt n° 1.2	S25.97217 ; E30.83744
Vallée de la Komati Coulées de komatiites (pillow-lavas et texture spinifex), proche de l'endroit où elles ont été définies. Cet affleurement est un affleurement de référence — merci de ne pas utiliser de marteaux !	
Accès : Regagner la R541 et la poursuivre sur environ 2 km. Tourner à gauche vers Tjakastad, et continuer encore 12 km environ. Traverser Tjakastad, continuer sur la piste qui se dirige vers le pont sur la Komatii. Tourner à droite une centaine de mètres après le pont, continuer 1400 m avant de s'arrêter. L'affleurement se situe dans le lit du ruisseau, une centaine de mètres à droite (Est) de la route. Environ 4 km plus loin sur la même route, il est possible d'échantillonner dans des blocs éboulés.	
Trajet total : 15 km, 30 mn Temps sur l'affleurement : 1h30	

Contexte : Cet affleurement se situe à environ 1 km du site où les komatiites ont été définies pour la première fois, en 1969 (Viljoen and Viljoen, 1969). Les komatiites sont des laves ultramafiques, riches en MgO ; leur composition est proche de celle d'une olivine, qui en est le minéral dominant. L'olivine forme souvent de grands cristaux (croissance rapide dans un milieu en surfusion), ce qui cause le développement de textures typiques, dites "spinifex", du nom d'une graminée australienne.

Dans le contexte géologique local, on se trouve ici à la base du groupe d'Onverwacht, dans des roches probablement vieilles de 3500 Ma environ.

Cet affleurement se situe au Nord de la faille de la Komatii, qui passe entre nous et le château d'eau de Tjakastad, que l'on peut voir en aval. Les roches sont en faciès schiste vert ($350 \pm 50^\circ$ et 2.6 ± 0.6 kbar, (Cloete, 1999)) ; au château d'eau, on trouve des schistes à grenat-disthène, en faciès amphibolite (7.4 ± 1 kbar et $560 \pm 20^\circ$ (Diener et al., 2005)). La faille de la Komatii apparaît donc comme un contact

géologique majeur, une limite sur laquelle plusieurs kilomètres de croûte manquent...

Description : Il est possible de faire ici les observations suivantes :

1. Dans le lit de la rivière, proche du gué : On observe une superposition de coulées fines (environ 1 m) de komatiites. La plus jolie permet de voir de bas en haut une succession de zone cumulative à olivine, zone à texture spinifex, et brèche de sommet de coulée. Le (paléo-)haut est vers l'amont.
2. Une centaine de mètres en amont : de jolis pillows (avec de nouveau des critères de polarité très nets indiquant la direction du haut, vers l'amont) de komatiite.
3. Dans le talus de route, 4 km plus loin : nombreux blocs déchaussés de komatiite à texture spinifex, avec des cristaux pouvant atteindre une dizaine de centimètres. Notez les différents types de texture : spinifex orientés ou à disposition aléatoire. On trouve aussi quelques blocs à olivine cumulative.

Hébergement	S25.95174 ; E30.56437
Aventura Resort, Badplaas	
Accès : Revenir sur la route de terre jusqu'à Tjakastad ; puis suivre la même route que à l'aller jusqu'à Badplaas. L'Aventura se situe sur la droite, juste avant le garage B.P. (on ne peut pas le manquer).	
Trajet total : 26 km, 30 mn	

Chalets “self-catering” confortables dans un grand camp de vacances. Ne pas manquer les piscines chaudes, soit celle à l'extérieur (accès libre), soit celles du “hydro spa” dans la boutique au-dessus de la piscine (entrée 10 R par

personne, ferme à 20h45).

Les repas et petits déjeuners seront servis au restaurant de l'hôtel (“Badplaas Hotel”, près de la route) ; en venant des chalets, il se trouve de l'autre coté de la piscine.



Aventura Badplaas

Bibliographie

- M. Cloete. *Aspects of volcanism and metamorphism of the Onverwacht group lavas in the south-western portion of the Barberton greenstone belt*, volume 84 of *Memoir of the Geological Survey of South Africa*. 1999.
- Johann Diener, Gary Stevens, Alex F.M. Kisters, and Marc Poujol. Metamorphism and exhumation of the basal parts of the Barberton greenstone belt, South Africa : Constraining the rates of mid-Archaeon tectonism. *Precambrian Research*, 143 :87–112, 2005.
- M.J. Viljoen and R.P. Viljoen. 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*, 2 :55–86, 1969.

Jour 2: Lundi 27 Octobre

Voir carte II, page xiii.

Arrêt n° 2.1	S26.04249 ; E31.00382
<p>Coupe le long de la Komati, Songimvelo reserve Coupe dans le groupe d'Onverwacht (formations d'Hooggenoeg et de Kromberg), montrant les lithologies typiques : laves basiques/ultrabasiques altérées et cherts</p>	
<p>Accès : Tourner à gauche en sortant de l'Aventura, puis à droite sur la route de Lochiel (R541). Traverser la zone commerciale d'eLukwatini après 25 km. La route traverse des grands affleurements de trondhjemitite du pluton de Theespruit (3.44 Ga). Au bout d'une dizaine de kilomètres, tourner à gauche dans Mooiplaas pour passer au bureau de la Réserve de Songimvelo ; puis regagner la même route et la poursuivre en direction de l'Est sur encore 15 km, au travers du pluton de Dalmein (3.215 Ga). La route devient non-goudronnée ; tourner à gauche vers eKulindeni, longer le village ; suivre les panneaux "Songimvelo Nature Reserve" et entrer dans la réserve. Le camp principal se situe à 3 km de la grille. Rejoindre le pont sur la Komatii, à 800 m au NW du camp, et remonter la rivière sur environ 1800 m en rive droite (Sud), jusqu'à un rétrécissement</p>	
<p>Trajet total : 55 km, 1 h Temps sur l'affleurement : 4 h + repas</p>	

Contexte :

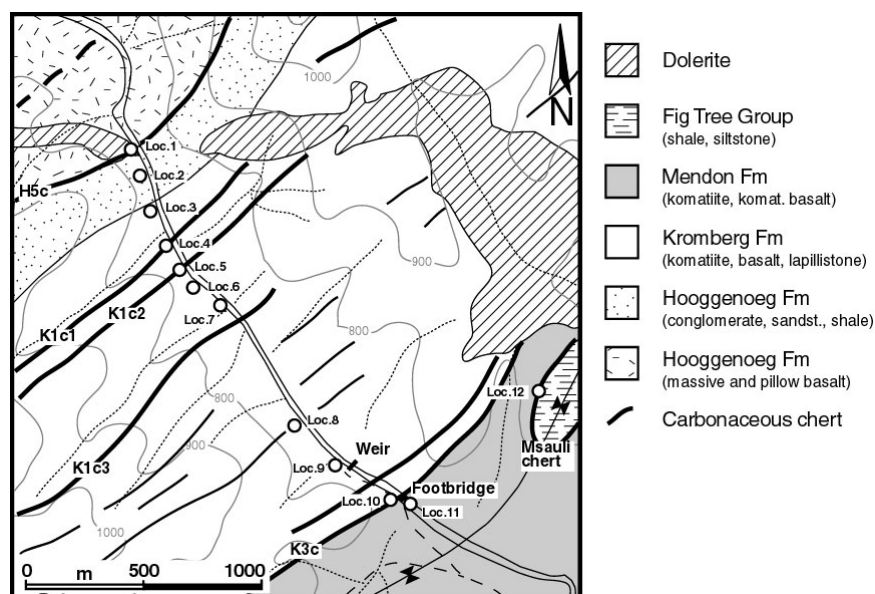


Fig. 7.1: Carte géologique détaillée le long de la Komatii dans la réserve de Songimvelo (Hofmann et al., 2004)

Le groupe d'Onverwacht représente la partie inférieure de la CRV de Barberton. Il est principalement formé de laves basiques et ultrabasiques (dont les komatiites, que nous avons vues hier), avec des intercalations mineures de différentes autres lithologies : de rares grès et conglomérats, et surtout des cherts (sédiments chimiques siliceux), dont certains contiennent des structures interprétées comme des microfossiles (Walsh, 1992, cyanobactéries)

Description : La carte détaillée et le log correspondant (Hofmann et al., 2004) indiquent les principaux sites d'intérêt le long de la coupe, et sont brièvement repris ici :

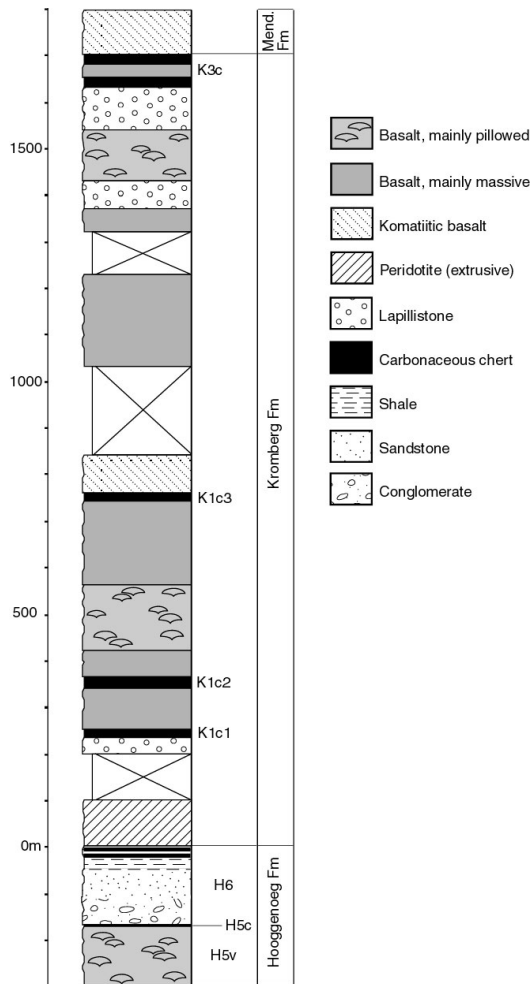


Fig. 7.2: Log dans le groupe d'Onverwacht (formations de Hooggenoeg, Kromberg et Mendon), correspondant à la coupe le long de la Komatiï dans la réserve de Songimvelo (Hofmann et al., 2004)

Loc. 1 (S26.02303 ; E30.98765) : Un épais niveau de basaltes en pillows. Observer les critères de polarité, les vacuoles albitisées, ainsi que des veines de cherts recoupant les pillows. Ici et là, on peut trouver des traces d'altération hydrothermale des laves (fuschite, vert vif).

Loc. 2 (S26.02423 ; E30.98813) : L'unité "H6" est un des niveaux de cherts et de conglomérats (bien échantillonnés ici, par M. de Wit et son équipe — University of Cape Town) intercalés dans la séquence de laves basaltiques et komatiitiques. Les cherts sont ici, en partie, des grès silicifiés. Cette unité est un bon marqueur chronologique et est datée à 3450 Ma.

Loc. 3 et 4 : Roches ultrabasiques (petit niveau de komatiites) de la base de la formation de Kromberg, avec des intercalations de chert. Les roches ultrabasiques sont très altérées, silicifiées et riches en fuschite.

Loc. 5 (S26.02851 ; E30.99031) : Unité de chert dite "K1c2" (équivalent latéral du "Buck Reef Chert"). Les niveaux noirs ("black cherts") sont riches en carbone, sans doute de l'ancienne matière organique, et contiennent des structures interprétées comme des cyanobactéries. Le sommet du Buck Reef chert plus à l'Ouest est daté à 3415 Ma.

Loc. 6 (S26.02892 ; E30.99074) : Jolis pillows basaltiques.

Loc. 7 (S26.03109 ; E30.99295) : Pillows silicifiés.

Loc. 8 et 9 : Unités ultramafiques altérées, assez mal exposée.

Loc. 10 : Cherts ("Footbridge chert", K3c). Ce chert contient des laves felsiques silicifiées, qui ont été datées à 3334 Ma.

Loc. 11 : basaltes komatiitiques et cherts.

Arrêt n° 2.2	S25.90487 ; E31.09307
Coupe en bord de route	
Le groupe de Fig Tree : "banded iron formations", grès et milieux de dépôt	
Accès : Rejoindre les véhicules ; quitter le camp de Kromdraai et retraverser eKulindeni. Tourner à gauche sur la route principale (en terre et assez mauvaise) en direction de Josefsdal et Barberton. Traverser le village de Msauli (ancienne mine d'amiante) ; la route commence à s'élever sur des pentes raides principalement dans le groupe d'Onverwacht, dont on voit des éléments (laves basiques/ultrabasiques et cherts) dans les talus. Au bout de 20 km, on rejoint la R40 ; la prendre à gauche en direction de Barberton (travaux de goudronnage en cours en Septembre 2008, prudence). Poursuivre 8 km en direction de Barberton et s'arrêter dans un élargissement immédiatement après une épingle à cheveux sur la droite.	
Trajet total : 28 km, 45 mn	
Temps sur l'affleurement : 30 mn	

Contexte : Le groupe de Fig Tree (env. 3.25 Ga) est un ensemble assez hétérogène, latéralement variable, composé pour l'essentiel de sédiments volcano-détritiques (des grès peu matures) et de sédiments chimiques, allant des cherts aux BIFs. Ici, on observe des BIFs assez altérés ; des roches similaires sont exploitées pour le fer à Ngwane, au Swaziland, juste de l'autre côté de la frontière.

Les formations de fer rubané sont un groupe de roches typique du Précambrien. On en trouve de petits fragments à l'Archéen ("type Supérieur"), en général dans des milieux profonds ; et des grandes accumulations dans des bassins intracratoniques au Protérozoïque ("type Algoma"). Dans tout les cas, on observe des alternances de niveaux siliceux et de niveaux ferri-fères. On peut distinguer trois types principaux :

- "Banded Iron Formation" : les niveaux siliceux sont du jaspe rouge ; les niveaux ferri-fères sont formés d'oxydes de fer (hématite).
- "Banded Ferruginous Cherts" : les niveaux siliceux sont des cherts blancs ; les niveaux ferri-fères sont formés de sidérite ($FeCO_3$) oxydée en goethite.
- Faciès sulfurés (comme dans les dépôts de type VMS, associés aux fumeurs noirs). Les niveaux ferri-fères sont des sulfures de fer.

Dans tout les cas, la silice (chert) provient sans doute du remplacement (hydrothermal) des roches d'origine au fond de l'océan. Le fer provient d'ions en solution dans l'eau de mer

(sans doute rechargée par une activité hydrothermale intense). Le composant carbonate (sidérite) des BFC est la trace d'une atmosphère primitive riche en CO_2 ; l'oxygène est un composant plus étonnant, qui correspond peut-être à des "oasis oxydantes", formés par des cyanophycées photosynthétiques (stromatolithes), ou par photolyse dans l'atmosphère.

Par ailleurs, le téléphérique que nous croisons à plusieurs reprises sert à transporter de l'amiante (produit de l'altération des roches ultramafiques du groupe d'Onverwacht) depuis la mine de Havelock au Swaziland, jusqu'à la ville de Barberton.

Description : On peut effectuer une coupe le long de la route (en revenant vers le Sud) ; elle permet de montrer un changement progressif dans les conditions de dépôt du groupe de Fig Tree.

- A la base, on observe une brèche formée de fragments plats de cherts ; c'est sans doute le résultat de la destruction in-situ (courant sous-marin ?) d'un fond océanique silicifié.
- On passe au dessus à des BIF assez massifs, qui témoignent d'une sédimentation sans composante détritique, purement chimique ;
- Progressivement, on voit apparaître des petits bancs de sable (grès immatures, volcano-détritiques) ;
- Puis on arrive à des bancs de grès massifs, parfois granoclassés, correspondant à des courants de type turbidites.

Arrêt n° 2.3	S25.87811 ; E31.08814
Carrière de Schoonoord BIFs et grès volcanodétritiques.	
Accès : Continuer la R40 en direction de Barberton sur 4 km ; stopper dans une petite carrière, face à un panneau indiquant "Schoonoord depot".	
Trajet total : 4 km, 10 mn	
Temps sur l'affleurement : 30 mn	

Contexte : *Cette petite carrière se situe elle aussi dans le groupe de Fig Tree. Ici les BIF sont très altérés, c'est peut être une ancienne tranchée d'exploration (prospection pour le fer). On observe ici encore les grès volcanodétritiques qui constituent la majeure partie du Groupe de Fig Tree*

Description : Sur la droite de la carrière, on retrouve des BIF, très fortement plissés. A gauche (sans doute en contact faillé), on trouve des grès fins, assez riches en minéraux ferro-magnésiens ; il s'agit encore des grès volcano-détritiques qui composent l'essentiel du groupe de Fig Tree

Arrêt n° 2.4	S25.87217, E31.05972
Panorama structural sur la CRV Style structural dans la CRV, souligné par les grès du groupe de Moodies : synclinaux resserrés	
Accès : Poursuivre la R40 en direction de Barberton. La route contourne le haut de la vallée de la Lomati (sur la droite) ; au moment où elle tourne à droite sur l'autre flanc de la vallée (ancienne ferme Heemsteede, S25.86484 ; E31.06115), la quitter pour une route forestière sur la gauche, à 7 heures. Suivre la route sur 800 m (à pied ou en voiture) pour atteindre un petit élargissement face au sommet appelé "Maid of the Mist"	
Trajet total : 4.5 km, 30 mn	
Temps sur l'affleurement : 45 mn	

Contexte : *La structure de la CRV de Barberton est assez complexe ; elle se compose essentiellement d'un empilement de synclinaux très serrés, les anticlinaux sont manquants. D'un synclinal à l'autre, il n'est pas toujours possible*

de corréler les détails stratigraphiques ; certains des failles longitudinales qui séparent les synclinaux (comme la faille d'Inyoka) sont des limites importantes qui délimitent des blocs distincts, peut-être à l'échelle crustale.

Description : On peut voir ici 4 synclinaux resserrés, séparés par des failles qui suppriment les anticlinaux : de gauche à droite, les synclinaux de Maid of the Mist (sommet principal) ; de Little sister et de Heemsteede (près de la chute

d'eau) ; et, à droite de la faille d'Inyoka qui passe dans un ravin boisé, synclinal de Saddleback (que nous allons traverser en suivant la route, dans les 10 km qui suivent).

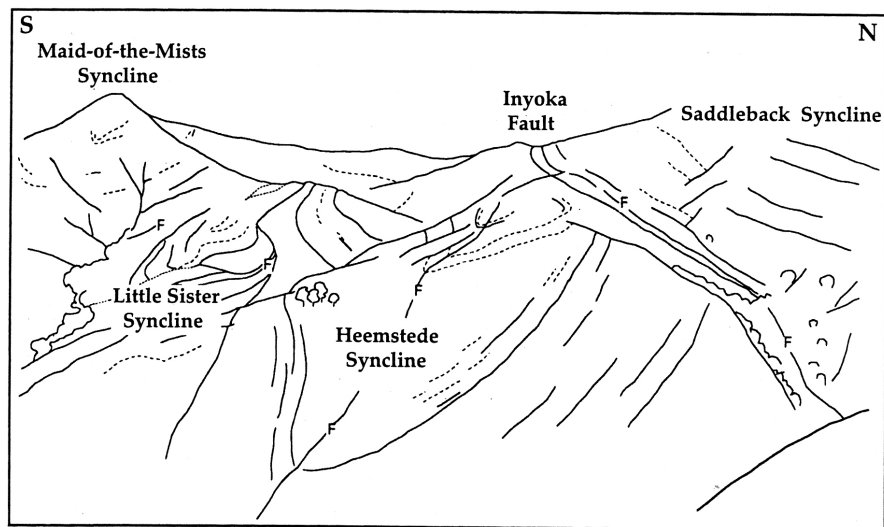


Fig. 7.3: Interprétation du panorama de Maid of the Mist (Heubeck and Lowe, 1994)

Hébergement	S25.95174 ; E30.56437
Aventura Resort, Badplaas	
<p>Accès : Continuer la R40 vers l'Ouest. La route traverse un secteur forestier, puis passe le col de Saddleback (embranchement sur la droite vers Shiyalongubo dam après 10 km) avant de descendre vers la vallée du Kaap où se niche Barberton ; le creux topographique correspond au pluton de Kaap Valley (Kamo and Davis, 1994, 3227 Ma). Nous passons devant deux affleurements dans le groupe de Moodies, que nous visiterons après-demain (sauf si nous sommes très en avance aujourd'hui, qui sait ?). La descente devient très raide ; 8 km après Saddleback Pass, on atteint la plaine et le pluton de Kaap Valley. 2 km plus loin, laisser sur la droite la route de Kaapmuiden, que nous prendront après-demain ; encore 7 km plus loin, prendre la R38 sur la gauche vers Badplaas. Au bout d'une quinzaine de kilomètres, la route s'élève dans la forêt, atteint un plateau, puis (\pm 33 km après le carrefour) franchit le petit fragment de C.R.V. qui forme la limite entre les plutons de Baplaas et de Nelshoogte (Kamo and Davis, 1994, 3212 Ma). Après 19 km, nous retrouvons sur la droite l'embranchement de Machadodorp par où nous sommes arrivés hier ; 6 km plus loin et la route entre dans Badplaas.</p>	
Trajet total : 78 km, environ 1h15	

Comme hier.

Bibliographie

- C. Heubeck and D. R. Lowe. Late Syn depositional Deformation and Detachment Tectonics in the Barberton Greenstone-Belt, South-Africa. *Tectonics*, 13(6) :1514–1536, 1994.
- A. Hofmann, C. R. Anhaeusser, K.A. Eriksson, and A. Dziggel. Excursion guide to the geology of the Barberton greenstone belt. Technical report, Economic Geology Research Institute, University of the Witwatersrand, Johannesburg, 2004.
- S. L. Kamo and D. W. Davis. Reassessment of Archean Crustal Development in the Barberton Mountain Land, South-Africa, Based on U-Pb Dating. *Tectonics*, 13(1) :167–192, 1994.
- M. M. Walsh. Microfossils and Possible Microfossils from the Early Archean Onverwacht Group, Barberton Mountain Land, South-Africa. *Precambrian Research*, 54(2-4) :271–293, 1992.

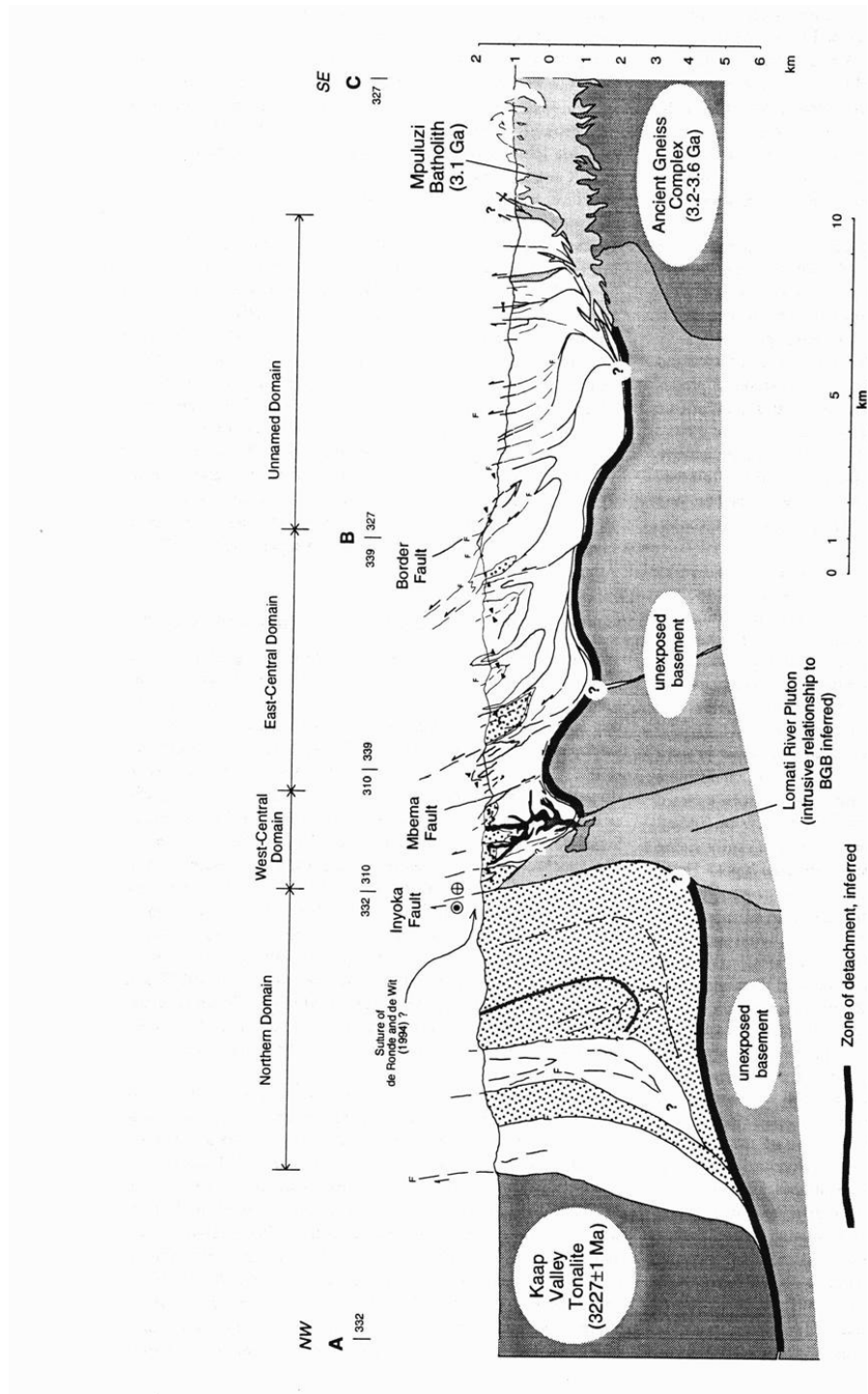


Fig. 7.4: Coupe dans la CRV de Barberton, le long de la R40, de Josefsdal à Barberton (itinéraire du jour 2) (Heubeck and Lowe, 1994).

Jour 3: Mardi 28 Octobre

Voir carte II, page xiii.

Arrêt n° 3.1	S26.15361, E30.95524
Contact du pluton de Steynsdorp Contact tectonique entre le pluton de Steynsdorp et les roches de la base de la CRV	
Accès : Reprendre la même route que hier matin, par eLukwatini et Mooiplaas, jusqu'à la fin du goudron (50 km) ; tourner alors à droite en direction de Oshoek. 5 km plus loin, quitter la route en prenant une piste sur la droite qui longe au Nord le village de Vlakplats ; la suivre sur env. 3.5 km (la piste devient assez mauvaise et traverse plusieurs ruisseaux, mais était carrossable jusqu'au bout en Septembre — et devrait l'être encore, sauf si les pluies ont été mauvaises). Laisser les véhicules après le dernier ruisseau et poursuivre à pied en visant les collines au Sud	
Trajet total : 58 km, 1h15 Temps sur l'affleurement : 2 h	

Contexte : La CRV de Barberton est entourée de roches plutoniques (gneiss TTG), formés lors de plusieurs épisodes successifs. Le plus ancien, le pluton de Steynsdorp, date de 3509 Ma (Kröner et al., 1996) ; il est en contact avec les roches contemporaines de la formation de Theespruit (schistes et roches basiques).

Le contact est pour l'essentiel tectonique, et toutes les roches sont mylonitisées. Une étroite auréole (quelques centaines de mètres) autour du pluton préserve des roches métamorphiques de relativement haut degré (8–9 kbar), qui contrastent fortement avec les roches non métamorphiques que l'on a pu voir hier à Songim-

velo, à quelques kilomètres : le contact est ici une faille majeure, qui juxtapose des niveaux crustaux très différents.

Description : En remontant le ruisseau, on peut faire plusieurs observations :

- D'abord, on marche sur des schistes et des roches basiques métamorphisées. A un endroit (env. S26.15295, E30.95649), on trouve un petit boudin à clinopyroxène et grenat, témoin des conditions de relativement haute pression ;
- Ensuite, le ruisseau tourne sur la droite et suit le contact entre le pluton et les roches du groupe de Theespruit.

Arrêt n° 3.2	S26.09808, E30.95982
Contact du pluton de Dalmein Un important marqueur chronologique	
Accès : Rejoindre les véhicules, revenir à Vlakplats et prendre la route sur la gauche, puis de nouveau à gauche quand on rejoint le goudron. Poursuivre sur 4 km jusqu'à un petit ruisseau (Dalmeinspruit).	
Trajet total : 12km, 25mn Temps sur l'affleurement : 20 mn + repas	

Contexte : Le pluton de Dalmein (3215 Ma Kamo and Davis, 1994) est un marqueur chronologique important dans la CRV de Barberton : il recoupe nettement les structures sans

être déformé, ce qui donne une limite supérieure à l'âge de la déformation "principale"

Description : Dans le lit du ruisseau, on peut

observer des affleurements de granite légèrement porphyroïde, non déformé. Le contact lui-même n'est pas visible, mais on peut trouver

des amphibolites (formation d'Hooggenoeg) à quelques mètres sur le flanc de la colline à l'Est (rive droite).

Arrêt n° 3.3	S26.03612, E30.80248
Contact intrusif du pluton de Theespruit Brèches intrusives déformées	
Accès : Parcourir 18 km jusqu'à l'entrée de eLukwatini ; environ 100 m avant le pont, prendre à droite dans un réseau de routes de terre, en essayant de viser le lit du ruisseau. L'affleurement est à env. 800 m au Nord de la route.	
Trajet total : 18 km, 15 mn Temps sur l'affleurement : 1h	

Contexte : On se situe ici sur la marge Ouest du pluton de Theespruit (3445 Ma, (Kamo and Davis, 1994)) ; il est intrusif dans des amphibolites appartenant à un petit lambeau discontinu de "ceinture de roches vertes" (ici large de quelques centaines de mètres avant d'arriver, à l'Ouest, de nouveau dans des roches plutoniques). L'ensemble a été déformé ultérieurement (lors de l'épisode à 3.2 Ga et du métamorphisme amphibolitique), et l'essentiel de cette déformation correspond à un étirement vertical, si bien que les surfaces horizontales apparaissent quasiment non-déformées, et pré-

servent des relations intrusives nettes, évoquant plutôt une mise en place assez superficielle en conditions cassantes. L'ensemble est assez typique des relations dans le domaine de haut-degré du Sud ("Stolzburg terrane")

Description : L'affleurement consiste en une spectaculaire brèche intrusive où les roches plutoniques (trondhjémites) du pluton de Theespruit fragmentent et injectent les amphibolites. Mais si on observe des surfaces verticales, on constate que l'ensemble est en réalité très déformé, avec une fabrique linéaire très marquée.

Arrêt n° 3.4	S25.97824, E30.79787 et alentours
La faille de la Komati Faille majeure entre des terrains de degré métamorphique différent	
Accès : Regagner la route et poursuivre vers l'Ouest. Tourner à droite au carrefour de eLukwatini (1.3 km) vers Tjakastad ; traverser Tjakastad et à la sortie du village, prendre à droite une route de terre sur 500 m.	
Trajet total : 10 km, 15 mn Temps sur l'affleurement : 1h30	

Contexte : Nous avons observé à plusieurs reprises aujourd'hui et hier le contraste entre les roches très peu métamorphiques de la CRV, et les roches de relativement haut degré autour (dans les plutons). Le contact entre les deux "blocs" correspond en gros à la limite plutons - CRV ; mais en détail, une partie des roches de la CRV sont en faciès amphibolite. La limite entre les deux correspond à une faille majeure, la faille de la Komati.

Description : Les véhicules sont garés à la li-

mite Nord du pluton de Theespruit, que l'on peut voir un peu au Sud. Les roches près de nous sont des roches basiques, à la limite schiste vert / amphibolite. Marcher vers le Nord ; on franchit un filon de dolérite très net dans le paysage, puis on atteint des roches ultrabasi-ques très déformées avec des veines de quartz (S25.97432, E30.79855) et enfin des roches ultrabasi-ques peu déformées où on peut encore observer une texture spinifex (S25.97302, E30.79853) : nous venons de franchir la faille de la Komati.

Arrêt n° 3.5	S25.9967 ; E30.66331
Inyoni Shear Zone	
La zone de contact entre le terrain à 3.4 Ga et le terrain à 3.2 Ga : la plus ancienne limite de plaques connue, avec roches métamorphiques de haute pression	
Accès : Regagner les véhicules. Reprendre la route de Badplaas vers l'Ouest et atteindre la R541 (12.5 km). 2.5 km plus loin, tourner à gauche (Sud) sur une piste sableuse. Stopper après 1200 m face à un portillon dans la clotûre. Rentrer dans le champ à droite (Ouest) ; plusieurs sites intéressants sont présent dans un rayon de 500 m autour du portillon.	
Trajet total : 16 km, 15 mn	
Temps sur l'affleurement : 2h30	

Contexte : La zone de cisaillement d’Inyoni représente la frontière entre un terrain ancien (le bloc de Stolzburg, > 3.45 Ga) à l’Est, et un terrain plus récent (ca. 3.2 Ga, en fait sans doute un “arc plutonique”) à l’Ouest. C’est essentiellement une zone très déformée, qui enregistre plusieurs épisodes de déformation successive, le dernier et le mieux observable correspondant à l’exhumation du terrain de Stolzburg. Les roches observables ici sont principalement des éléments très déformés du terrain de Stolzburg : gneiss (équivalents des plutons) et éléments de CRV (comme à l’arrêt précédent) ; l’ensemble a été déformé, fondu, et métamorphosé dans des conditions de relativement haute pression et basse température.

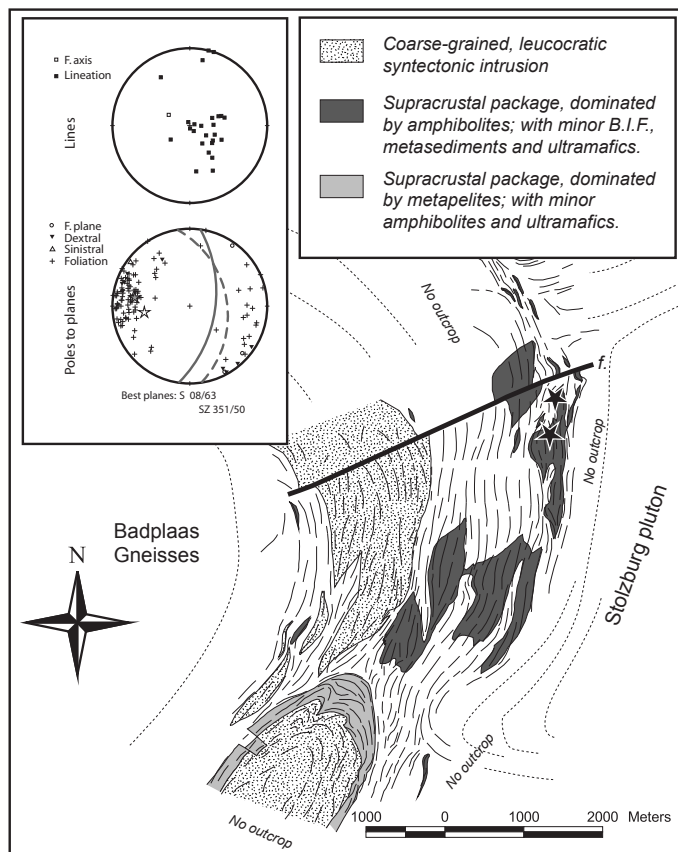


Fig. 8.1: Carte géologique de la zone de cisaillement d’Inyoni. Les étoiles sont les sites d’amphibolites de haute pression

Description :

Diverses observations intéressantes sont faisables dans cette zone : les gneiss déformés de la zone de cisaillement d'Inyoni ; les amphibolites fondues associées ; les roches métamorphiques présentes.

3.5.a (S25.99726 ; E30.66355) : Descendre vers un arbre isolé en haut d'une petite ravine, à 200m du portail. Sous cet arbre, on observe des granites injectant (lit par lit) des amphibolites ; il s'agit sans doute de filons tardifs lors de la fin de l'exhumation.

3.5.b (S25.99671 ; E30.66331) : Partir vers la droite ; à quelques dizaines de mètres sur la pente on observe des éléments dispersés de roches métamorphiques, qui correspondent à des fragments métamorphisés de ceinture de roches vertes (groupe d'Onverwacht) : métasédiments, roches ultrabasiques, BIFs. Ces roches donnent des conditions métamorphiques de 8–11 kbar et 650–700 ° (Dziggel et al., 2002), que nous interprétons maintenant comme correspondant au début de l'exhumation.

3.5.c (S25.99520 ; E30.66286) : Proche d'un petit bosquet, observer des blocs d'amphibolite fondue in-situ, et des "poches" d'une étrange roche blanche à gros cristaux (jusqu'à plusieurs cm.) d'amphibole automorphe : nous interprétons ce "mush" comme le produit d'une réaction de fusion incongruente d'amphibolite en présence d'eau, formant liquide + amphiboles de seconde génération.

3.5.d (S25.99584 ; E30.66165) : Sur la rupture de pente à peu près en dessous, de grands affleurements arrondis sont formés de gneiss déformé. On y observe plusieurs phases, dont au moins un faciès à gros grain assez déformé (sans doute des gneiss de type "Stolzberg" déformés) et un faciès à grain plus fin, en filons syn-tectoniques. Ces filons ont donné un âge de 3229 ± 5 Ma (Dziggel et al., 2005), interprété comme l'âge de la déformation. On peut aussi trouver quelques éléments d'amphibolite (que nous verrons mieux au point suivant), et un gros filon sécant de granite blanc, sans doute de l'épisode à 3.1 Ga. La déformation est caractérisée par une foliation verticale, replissée par des plis ouverts aux axes verticaux, et parallèles à la linéation.

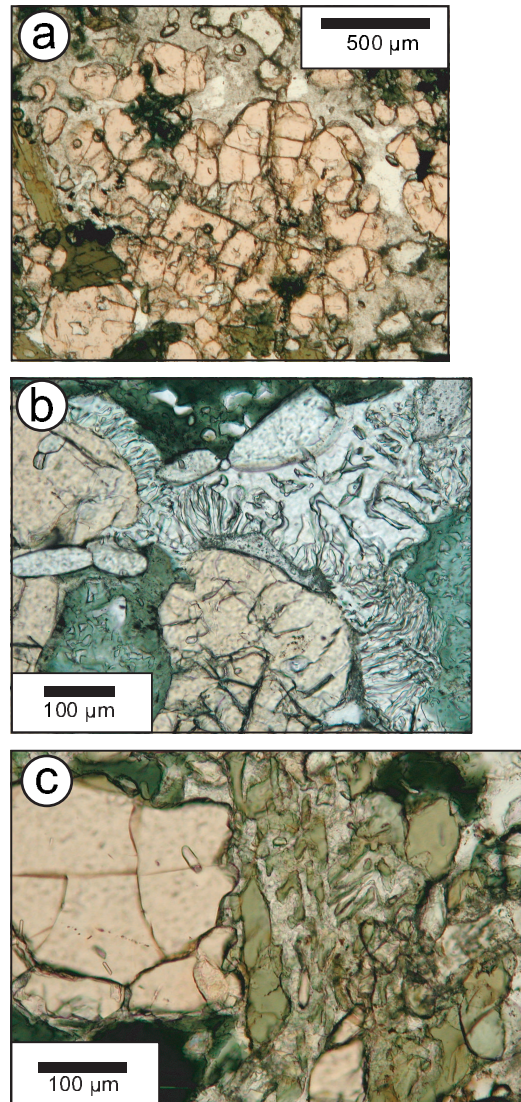


Fig. 8.2: Textures dans les amphibolites de la zone de cisaillement d'Inyoni. A : Croissance de grenats autochtones entourés d'albite. B : symplectites (amphibole - quartz) autour des grenats : textures de destruction du grenat. C : Reliques d'amphibole (sodique) dans les sites de croissance des grenats. Les photos A et C viennent d'échantillons prélevés environ 800 m au Sud de ce site ; la photo B vient d'un échantillon au Nord de cette localité (près du site 5.c).

3.5.e (S25.99827 ; E30.66121) : Revenir sur la gauche et traverser le vallon. Les gros affleurements qui le dominent en rive gauche sont de nouveau formés de ce gneiss complexe. Il

contient ici des enclaves d'amphibolites à grenat (dont certaines ont été échantillonnées par nos soins en Août 2005). Des enclaves analogues 500 m plus au Sud ont montré des textures de croissance simultanée de grenat et d'albite, qui témoignent de conditions métamorphiques de l'ordre de 12–15 kbar et 600–700 ° (Moyen et al., 2006), les plus hautes pressions et les géothermes les plus froids enregistrés dans des roches Archéennes in-situ.

3.5.f (S25.99978 ; E30.66163) : Remonter vers la piste (Est). Sur le replat, on trouve de nombreux petits affleurements de roches métamor-

phiques variées. Noter en particulier un boudin métrique d'une amphibolite très riche en grenat, qui semble apparaître dans le coeur d'un pli (P1) d'axe horizontal. Les coeurs de ces grenats contiennent des inclusions qui définissent elles aussi des conditions métamorphiques de l'ordre de 12–15 kbar et 600–700 ° (Moyen et al., 2006, échantillon INY21). Ce sont les premiers indices concluant de haute pression (> 12 kbar) que nous avons trouvé dans le secteur, en Juillet 2004. **Merci de ne pas casser cet affleurement déjà bien petit !**

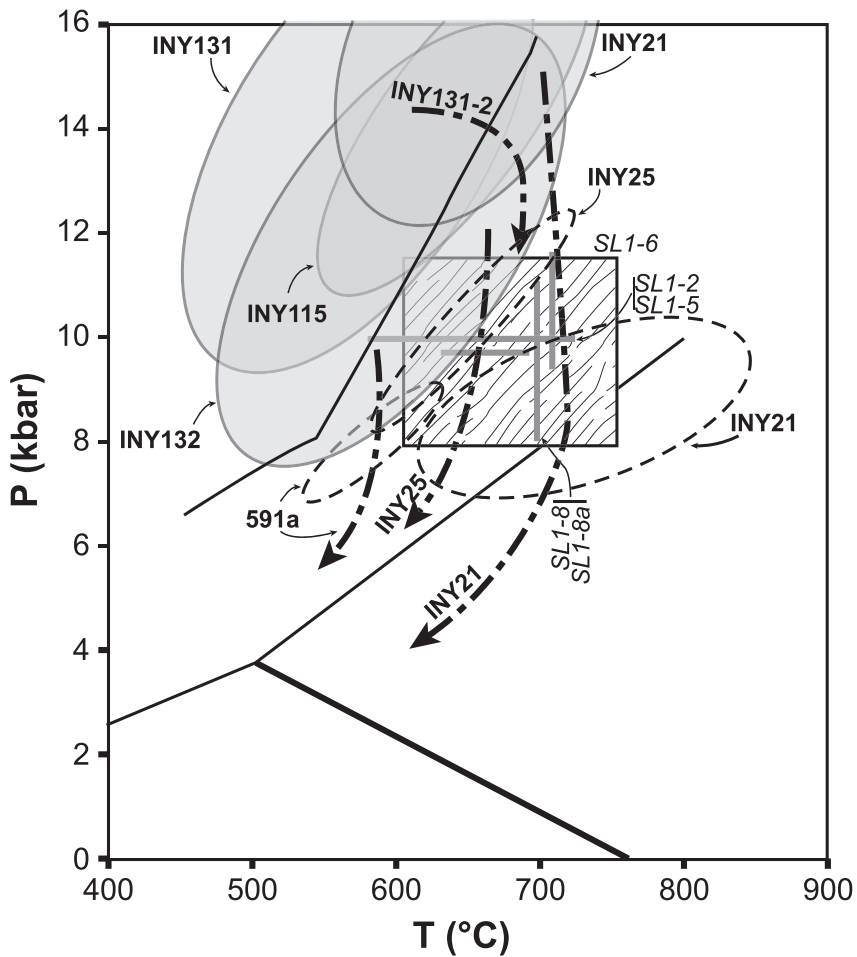


Fig. 8.3: Résumé des estimations P–T dans la zone de cisaillement d'Inyoni (Dziggel et al., 2002; Moyen et al., 2006). Les hachures indiquent les estimations sur les métasédiments, les ellipses grisées sur les amphibolites.

Hébergement	S25.95174 ; E30.56437
Aventura Resort, Badplaas	
Accès : Regagner les véhicules, et suivre la piste jusqu'à la route. Prendre à gauche la route vers Badplaas, sur environ 12 km ; à gauche dans Badplaas vers Carolina, et à droite pour rentrer dans l'Aventura.	
Trajet total : 15 km, 15 mn	

Comme hier

Bibliographie

- A. Dziggel, Gary Stevens, Marc Poujol, C.R. Anhaeusser, and R.A. Armstrong. 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, 2002.
- A. Dziggel, R.A. Armstrong, Gary Stevens, and L. Nasdala. 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, 2005.
- S. L. Kamo and D. W. Davis. Reassessment of Archean Crustal Development in the Barberton Mountain Land, South-Africa, Based on U-Pb Dating. *Tectonics*, 13(1) :167–192, 1994.
- A. Kröner, E. Hegner, J.I. Wendt, and G.R. Byerly. The oldest part of the Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa : evidence for crust formation between 3.5 and 3.7 Ga. *Precambrian Research*, 78 :105–124, 1996.
- Jean-François Moyen, Gary Stevens, and Alex F.M. Kisters. Record of mid-Archaean subduction from metamorphism in the Barberton terrain, South Africa. *Nature*, 443 :559–562, 2006.

Jour 4: Mercredi 29 Octobre

Voir carte II, page xiii.

Arrêt n° 4.1	S25.79561, E31.08942
Saddleback pass Discordances internes dans le groupe de Moodies	
Accès : Quitter l'Aventura en tournant à gauche et prendre la route de Barberton. Passer le col de Nelshoogte, redescendre sur Barberton. Au carrefour après Barberton (73 km), continuer sur la R40 en direction de Josefsdal et remonter sur la route au flanc de la CRV. Environ 8 km après le carrefour, stopper dans un petit élargissement et regarder le paysage derrière (Ouest).	
Trajet total : 81 km, 1h30 Temps sur l'affleurement : 30 mn	

Contexte : Le groupe de Moodies (3.24 – 3.21 Ga) représente la troisième unité de la CRV. Il s'agit principalement de grès et de conglomérats, déposés de façon post- à syn-tectonique dans des petits bassins limités par des failles : ce sont en fait des molasses. Ce sont des dépôts détritiques de faible profondeur, qui préservent de superbes structures sédimentaires parmi les plus anciennes connues, ce qui témoigne de conditions de sédimentation —présence d'eau libre, en particulier— finalement peu exotiques...

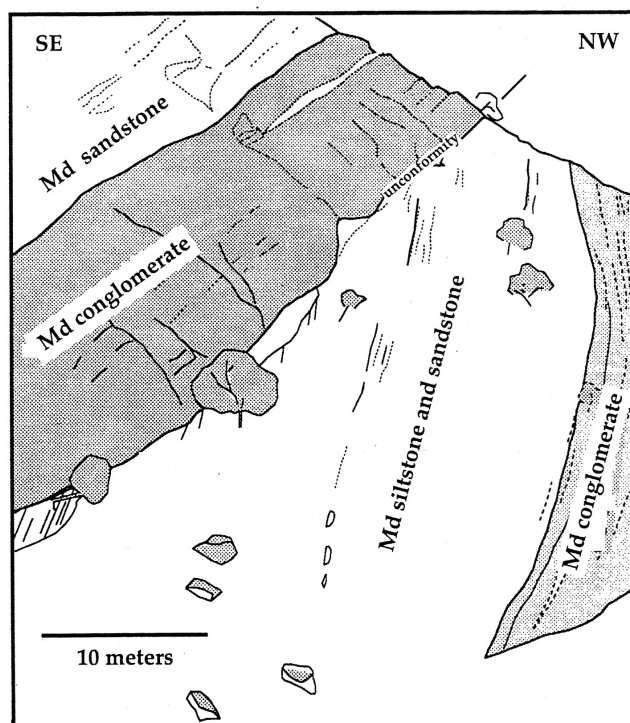


Fig. 9.1: Dessin interprétatif du panorama du site 4.1 (Heubeck and Lowe, 1994)

Description : Dans le flanc de la colline, on observe une discordance interne au groupe de Moodies; le gros banc de conglomérats (sur la gauche) recoupe des petits bancs de grès et d'autres lentilles conglomératiques qui s'ame-

nissent progressivement.

Dans le paysage à droite, on peut aussi voir la terminaison d'un pli (le synclinal de Dycedale qui se trouve de l'autre côté de la faille de Saddleback)

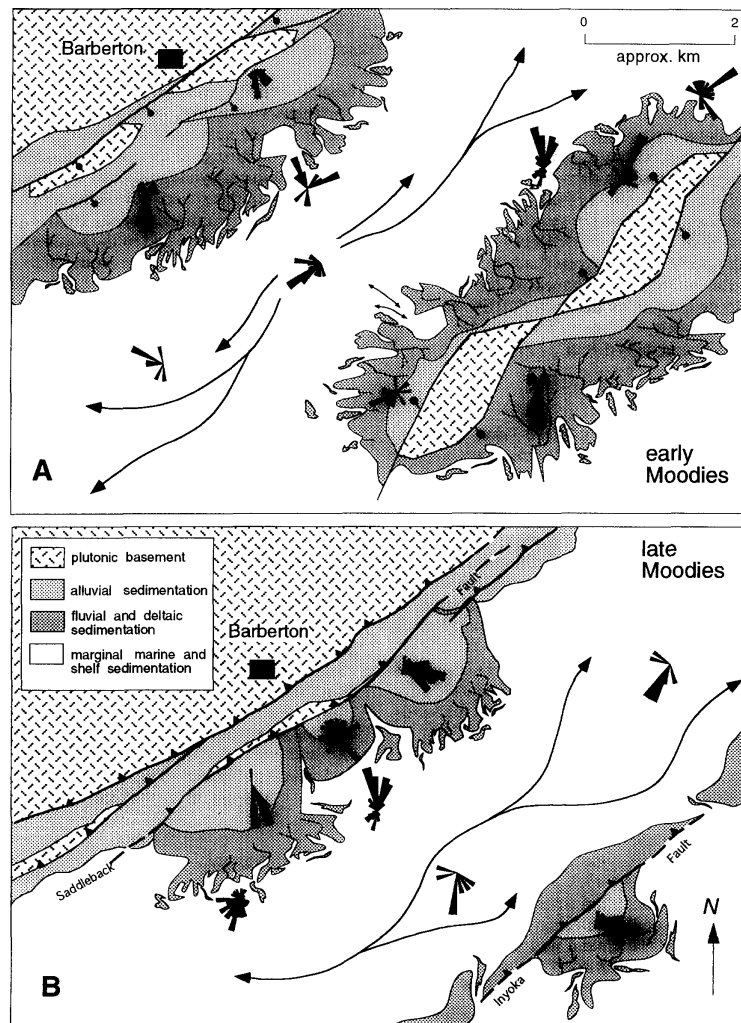


Fig. 9.2: Reconstitution paléogéographique des conditions de dépôt du groupe de Moodies (Heubeck and Lowe, 1994)

Arrêt n° 4.2	S25.79195 ; E31.08415
Groupe de Moodies en bord de route	
Sédiments détritiques classiques avec figures de sédimentation (3.22 Ga)	
Accès : Redescendre 1 km vers Barberton ; stopper après un virage à droite à 90° .	
Trajet total : 1 km, 2 mn	
Temps sur l'affleurement : 45 mn	

Contexte : Le groupe de Moodies se compose de plusieurs séquences, à la base desquelles on observe des conglomérats.

Description : L'affleurement montre une alternance de bancs gréseux et argileux. Chaque "doublet" grès-argile présente un granoclassement net, depuis la base conglomératique, jusqu'au sommet argileux.

L'ensemble de l'affleurement montre une évolution similaire, les niveaux conglomératiques prennent de plus en plus d'importance en allant vers la droite (Nord-Ouest).

On peut observer ici et là des stratifications oblique dans les bancs de grès ; sur les surfaces de banc, on voit des figures de dessiccation polygonales et des "ripple-marks".

Arrêt n° 4.3	S25.7112 ; E31.16034
Sheba Creek	
Contact faillé entre des conglomérats du groupe de Moodies, et le groupe de Fig Tree	
Accès : Redescendre vers Barberton ; tourner à droite sur la R38 vers Kaapmuiden. Parcourir 20 kilomètres ; noter les embranchements vers les mines d'or de Fairview, Clutha et New Consort. Passé le col de Ezzy's pass, tourner à droite vers "Sheba gold mine". La route serpente dans les collines (formées par le groupe de Moodies) ; au bout de 3.5 km elle tourne à droite dans une vallée latérale (celle du Sheba creek). Parcourir encore 500 m et stopper dans un élargissement juste avant un pont peu visible sur le Sheba Creek ; descendre sous le pont dans le lit de la rivière	
Trajet total : 30 km, 30 mn	
Temps sur l'affleurement : 1h00 + repas	

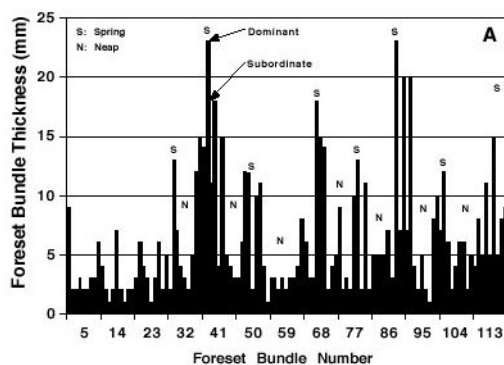
Contexte : On se trouve ici sur le flanc sud du synclinal de Eureka, dont le cœur est occupé par le groupe de Moodies. Le flanc sud est faillé, et la faille de Sheba met en contact le groupe de Moodies et celui de Fig Tree. Cette faille a drainé des fluides qui ont précipité des veines de quartz aurifère, exploitées dans la mine de Sheba voisine.

Description : La rive gauche de la rivière est formée de conglomérats du groupe de Moodies,

très photogéniques. Notez les galets de diverses origines : granitoïdes, cherts, fuschite, roches basiques... Les galets de granitoïdes de ces conglomérats sont en cours d'étude et se révèlent plein de surprises !

A droite du ruisseau, les petites falaises sont formées par des laves ou des roches volcanodétritiques appartenant au groupe de Fig Tree. Le contact se fait par faille, et on peut observer la zone broyée à peu près au fond de la vallée.

Arrêt n° 4.4	env. S25.70012 ; E31.16473
Grès et tidalites du groupe de Moodies Dépôts détritiques avec stratifications entrecroisées et litages tidaux.	
Accès : Revenir en direction de la R38 (route principale) sur env. 2.2 km et stopper peu avant le panneau "Elukwetini tavern". Suivre le sentier qui s'embranché à 50 m au Sud d'une pompe et rejoindre le lit du ruisseau (100 m).	
Trajet total : 2 km, 5mn	
Temps sur l'affleurement : 30 mn	

Contexte :

Les sédiments du groupe de Moodies (ca. 3.2 Ga) préservent des figures sédimentaires classiques : stratifications entrecroisées et litages rythmiques. Ces litages, formés d'un doublet (millimétrique) grès-argiles, sont interprétés comme des dépôts tidaux (de marée). Une analyse des fréquences de ces cycles conduit à la conclusion que le mois lunaire Archéen aurait seulement une vingtaine de jours (contre 28 à l'heure actuelle) (Eriksson and Simpson, 2000)

Description : Observer les figures de stratification et les litages dans les différents blocs.

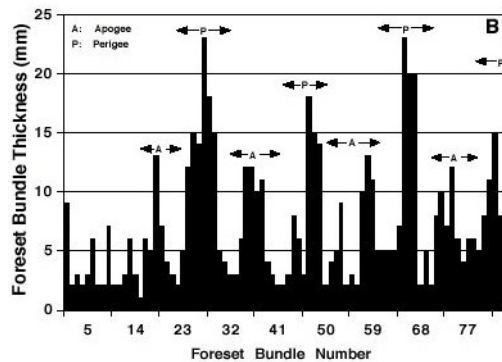


Fig. 9.3: Analyse des cyclicités dans les grès du Groupe de Moodies, d'après Lowe, repris par Hofmann et al. (2004). Les deux diagrammes représentent l'épaisseur de chaque lit en fonction de sa position "stratigraphique". En haut, données non filtrées ; on constate en particulier des paires de cycles 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.

Arrêt n° 4.5	S25.68402 ; E31.16666
Ezzy's pass Conglomérats déformés du groupe de Moodies	
Accès : Revenir à la route principale (R38), puis tourner à gauche. Stopper au pied des affleurements en talus coté gauche de la Route (Sud), 800 m après l'embranchement	
Trajet total : 3 km	
Temps sur l'affleurement : 30 mn	

Contexte : *On se situe ici sur le flanc Nord du synclinal d'Eureka. Ici, le conglomérat est très déformé et les galets sont étirés, définissant une* *linéation verticale*

Description : Comparer les galets étirés de ce conglomérat avec ceux de l'affleurement 4.3

Hébergement	S25.4259 ; E31.44756
Berg-en-Dal Rest Camp, Krüger National Park	
Accès : Poursuivre la R38 jusqu'à Kaapmuiden (28 km) ; prendre à droite la N4 vers Komatipoort et le Mozambique. Après Malelane, tourner à gauche vers Malelane Gate (26 km) ; pénétrer dans le Parc National et atteindre le camp de Berg-en-Dal (12 km), construit sur les granites potassiques du batholite de Nelspruit (3.1 Ga). Attention, la vitesse est strictement limitée à 50 km/h	
Trajet total : 66 km, 1h30 mn	

4 "family cottages" de 6 places (une chambre avec lit double, une chambre avec lit simple, deux lits supplémentaires dans le salon). Repas du soir : "bush braai".

Bibliographie

- K. A. Eriksson and E. L. Simpson. Quantifying the oldest tidal record : The 3.2 Ga Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Geology*, 28(9) :831–834, 2000.
- C. Heubeck and D. R. Lowe. Depositional and Tectonic Setting of the Archean Moodies Group, Barberton Greenstone-Belt, South-Africa. *Precambrian Research*, 68(3-4) :257–290, 1994.
- A. Hofmann, C. R. Anhaeusser, K.A. Eriksson, and A. Dziggel. Excursion guide to the geology of the Barberton greenstone belt. Technical report, Economic Geology Research Institute, University of the Witwatersrand, Johannesburg, 2004.

Jour 5: Jeudi 30 Octobre

Voir carte III, page xiv.

Journée de transit vers le Centre du Parc Krüger et de promenade faunistique.

Hébergement	S23.8536 ; E31.57484
Letaba Rest Camp, Parc National Krüger	
Accès : Trajet selon intérêt touristique.	
Trajet total : env. 230 km, 4h30 plus pauses, repas, etc.	

Chalets de 2 places dans le Parc Krüger. Repas au restaurant.

Jour 6: Vendredi 31 Octobre

Voir carte III, page xiv.

Le matin : promenade dans le bush avec les rangers du parc (5h30–8h00 probablement).

Arrêt n° 6.1	S23.99655 ; E31.11563
Mine de Cuivre de Phalaborwa Pipe de carbonatite, et roches associées	
Accès : Quitter Olifants Rest Camp en suivant la route jusque vers la porte de Phalaborwa (55 km). Traverser la ville de Phalaborwa (3 km) et tourner à gauche vers la mine de PMC. Traverser la mine et monter sur le "terril" (8 km) où se trouve un point de vue ouvert au public.	
Trajet total : 66 km, environ 2h	
Temps sur l'affleurement : 1h00 + repas	

Contexte : La mine de Phalaborwa est construite sur un pipe de carbonatites (associées à d'autres magmas alcalins et hyper-alcalins), vieux de 2050 Ma. Le complexe, d'environ 3 km sur 8, est principalement composé de pyroxénites; au centre, le pipe lui-même fait environ 1 km sur 2 et se compose d'un cœur de carbonatites, entouré d'une roche (sans doute formée par les réactions entre les carbonatites et les pyroxénites) appelée "foskorite", du nom de la compagnie qui exploitait la mine (FOSKOR), formée d'apatite et de magnétite. Aux alentours, des petits pipes secondaires (de syénites surtout) sont observés.

Le complexe de Phalaborwa contient une variété de minéraux exotiques, certains connus dans une poignée de localité au monde. Les carbonatites du cœur sont riches en cuivre; la foskorite est exploitée pour le phosphore. Un certain nombre d'autres minéraux sont des intéressants sous-produits de l'exploitation : de l'urano-thorianite (qui est aussi riche en terres rares) et de la baddeleyite (un oxyde de zirconium, utilisé comme abrasif). La magnétite est aussi potentiellement exploitable.

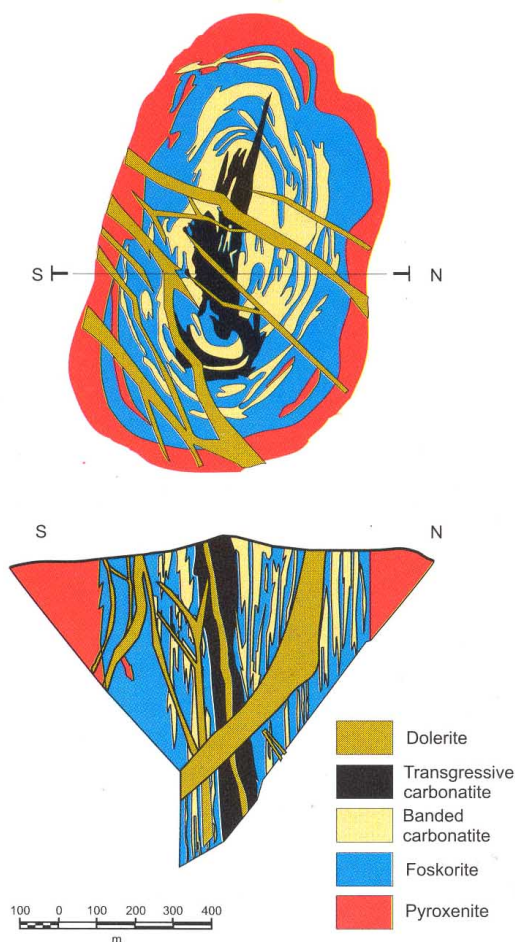


Fig. 11.1: Carte et coupe du pipe de carbonatite central du complexe de Phalaborwa (Viljoen and Reimold, 1999)

Le gisement de cuivre est connu depuis longtemps, il était probablement déjà exploité vers 800–1000. Les opérations modernes ont débuté dans les années 50, et la production en 1965. La carbonatite est exploitée par PMC (Palabora mining company, qui appartient au groupe international Rio Tinto) tandis que la foskorite, un “stérile” du point de vue du cuivre, est rachetée et traitée par FOSKOR, à l’origine une compagnie appartenant à l’état Sud-Africain. FOSKOR extrait aussi de l’apatite des pyroxénites, dans un autre puits, immédiatement au Nord.

De 1965 à 2000, le puits principal a atteint une profondeur de 760 m (et le pipe continue plus bas). Comme il est nécessaire, pour garantir la stabilité des parois, de ne pas dépasser un angle de pente de 50°, il est alors devenu plus rentable de continuer l’exploitation de façon souterraine.

Description : Il n’est pas possible de visiter la mine elle-même; on peut néanmoins échantillonner diverses lithologies dans les stériles et regarder le complexe minier.

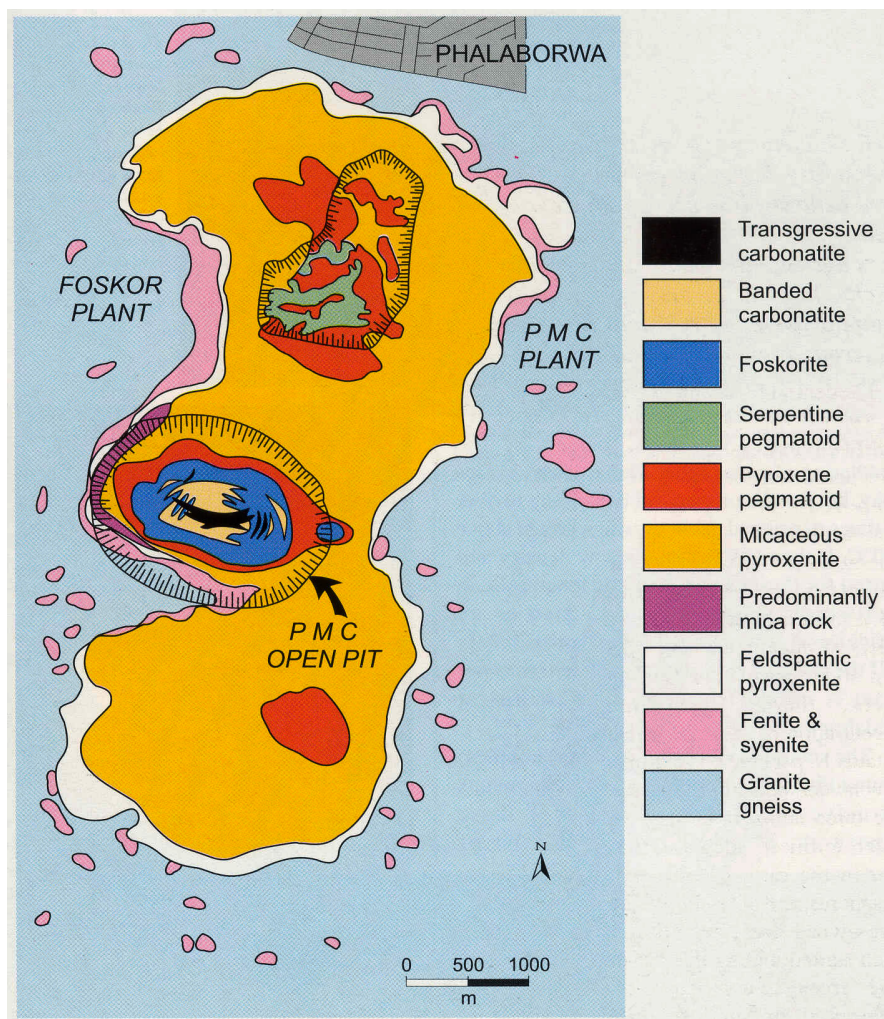


Fig. 11.2: Carte du complexe de Phalaborwa (Viljoen and Reimold, 1999)

Arrêt n° 6.2	S23.62692 ; E30.35946
Ga-Modjadji Cycad Reserve Réserve naturelle avec Cycas	
Accès : Rejoindre la route principale (R71) et la suivre vers l'Ouest en direction de Gravelotte (57 km) ; on traverse alors la CRV de Murchison et ses mines d'antimoine et d'or. Continuer à droite sur la R71 vers Tzaneen (47 km). Traverser le lac du barrage de Tzaneen et poursuivre vers le Nord en direction de Duiwelskloof/Modjadjiskloof (18 km) ; 5 km plus loin, quitter la R36 sur la droite sur une route goudronnée vers Leeudraai (?), Ga-Kgapane(?). Atteindre et traverser Ga-Kgapane. Prendre à nouveau à gauche au bout de 9 km, suivre la route (goudronnée) vers le Nord-Est sur 10 km et prendre à droite (non-goudronnée) vers Ga-Modjadji et à gauche dans la réserve (4 km).	
Trajet total : env. 150 km, 2h Temps sur place : 2h00	

Apparemment, réserve naturelle de cycadales (je ne connais pas).

Hébergement	S23.62118 ; E30.19795
Sunland Nursery, Modjadjiskloof	
Accès : Rejoindre Ga-Kgapane, tourner à droite sur une route de terre (vers Leeudraai ?) à la sortie du village puis à gauche vers Sunland après 700 m	
Trajet total : 20 km, 30 mn	

Hébergements en chalets et autres de tailles variées. La ferme se vante d'avoir un bar creusé dans le tronc d'un baobab géant.

Bibliographie

M.J. Viljoen and W. U. Reimold. *An introduction to South Africa's geological and mining heritage*. Geological Society of South Africa, Johannesburg, 1999.

Jour 7: Samedi 1 Novembre

Voir carte IV, page xv.

Arrêt n° 7.1	S23.44346 ; E29.74364
Carrière près du Tropique du Capricorne Les gneiss granulitiques de Baviaanskloof	
Accès : Rejoindre la R36; la prendre sur la droite vers Mooketsi (17 km). Poursuivre sur la R36 vers Soekmekaar (24 km), puis prendre à gauche (4 km) en direction de Ga-Ramokgopa. Traverser les villages, atteindre la N1 (20 km) et l'emprunter vers le Nord sur 4 km. Peu avant le monument du tropique du Capricorne, rentrer sur la droite dans un complexe de carrières abandonnées, entourées de blocs de pierres ornementales.	
Trajet total : 71 km, 1 h Temps sur l'affleurement : 45 mn	

Contexte : Les gneiss de Baviaanskloof, des gneiss TTG en faciès granulite, occupent la plus grande partie de la zone Sud du Limpopo. Ils sont ici exploités en pierre ornementale (vous regarderez les dallages à l'aéroport de Johannesburg!)

Description : Les blocs épars aux alentours de la carrière montrent différents aspects des gneiss de Baviaanskloof : un faciès gris, dominant, méta-tonalitique; des veines anatectiques; et des filons de pegmatites roses.

Arrêt n° 7.2	S23.43683 ; E29.7454
Capricorn Monument Contact entre le pluton de Matok et les gneiss de Baviaanskloof	
Accès : Reprendre les véhicules, traverser la N1 et suivre la route latérale jusqu'au monument du Tropique du Capricorne (... qui est un kilomètre trop au Nord, d'après les coordonnées GPS!)	
Trajet total : 1 km Temps sur l'affleurement : 45 mn	

Contexte : Le pluton de Matok (2.66 – 2.67 Ga) est un pluton tardi-collision magnésio-potassique, très similaire au pluton de Bulai de la zone centrale (que nous verrons demain). Il est à cheval sur la zone de cisaillement de NThabalala, qui sépare le cœur de la zone sud, de sa périphérie qui a été rétrogressé en faciès amphibolite. Ici, on se trouve dans la partie Nord, où le granite a cristallisé dans des condi-

tions profondes (faciès granulite)

Description : Le pluton de Matok est ici formé d'un granitoïde à grain moyen. Les minéraux ferro-magnésiens sont des amas de biotite, qui pseudomorphent des orthopyroxènes : ce granite est une charnockite rétrogressée.

Vous pouvez aussi chercher le contact avec les gneiss de Baviaanskloof!

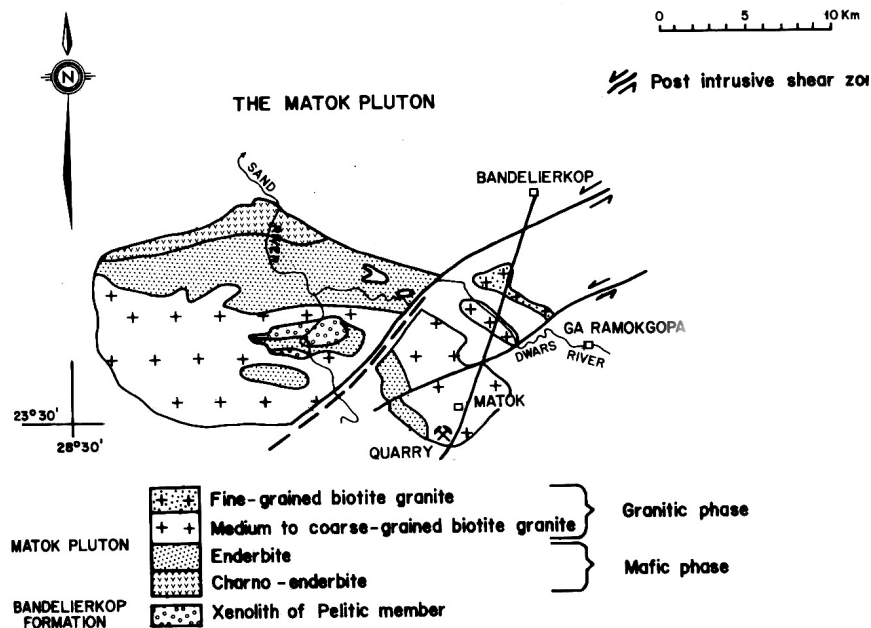


Fig. 12.1: Carte géologique du pluton de Matok (du Toit et al., 1983). L'affleurement 7.1 - 7.2 se situe sur le petit lobe isolé au Nord-Est du pluton, le site 9.3 au sud du pluton sur la N1

Arrêt n° 7.3	S23.29892 ; E29.93916
Lit de rivière près de GaMathule	
Métapelites granulitiques de la zone Sud et système de failles de NThabalala	
<p>Accès : Poursuivre la N1 vers le Nord, franchissant le péage du Capricorne (8 km). Tourner à droite vers Elim (au kilomètre 72.8) (13 km). Au bout d'une douzaine de kilomètres, la route pénètre dans les anciens "homelands", et traverse le village de Mailaskop. A la sortie du village, tourner à droite près d'un bouquet d'eucalyptus en direction de Tsitale (13.7 km depuis la nationale). La route de terre plonge dans une vallée, traverse le village de NThabalala et atteint un pont 9.2 km après l'embranchement. 2.1 km plus loin, la route tourne à gauche en épingle à cheveux en remontant sur le flanc Sud de la vallée, au niveau d'une école sur la gauche et d'un magasin ("Buffelshoek store"). Tourner à droite dans le village. Contourner la chapelle, descendre jusqu'au pont (300 m après l'école), remonter de l'autre côté dans le village. 800 m après le pont, rester à gauche à une patte d'oie, puis prendre immédiatement à droite et continuer sur environ 900 m jusqu'au cimetière. Contourner le cimetière par la droite, poursuivre sur encore 700 m, stopper au bord du lit de la rivière. Poursuivre à pied vers l'amont (gauche, Ouest) sur encore 500 m dans le lit de la rivière, en franchissant une clôture à mi-chemin.</p>	
Trajet total : 49 km, 1h	
Temps sur l'affleurement : 1h30 + repas	

Contexte : La zone marginale Sud du Limpopo est composée de lithologies qui sont sans doute des équivalents déformés et métamorphisés du craton du Kaapvaal; déformation et métamorphisme granulitique sont, ici, assez bien contraints aux alentours de 2.69–2.64 Ga.

Deux formations principales occupent la zone

Sud, les "gneiss de Baviaanskloof" (parfois Gneiss de Goudplaats), qui sont des gneiss de nature TTG, et les "gneiss de Bandelierkop", qui sont des métapelites.

Des zones de cisaillement ductiles définissent un système de décrochements et de chevauchements, correspondant à un chevauchement de

la zone marginale Sud sur le craton du Kaapvaal.

Description : Les métapelites granulitiques des gneiss de Bandelierkop sont, ici aussi, partiellement fondues. Notez les relations entre fusion, déformation et extraction de liquides (leucosomes dans les ombres de pression de gre-

nats, filons sécants à grenat, etc.). Vous pourrez observer les différences de fusion entre des zones sans doute de compositions d'origine un peu différentes. On observe aussi des mylonites, qui correspondent aux derniers mouvements de lu système de faille de NThabalala. Enfin, quelques éléments d'anorthosites se trouvent çà et là.

Hébergement	S22.29456 ; E29.84551
Klein Bolayi, près de Messina	
Accès : Rejoindre la N1 en suivant le même chemin que à l'aller (28 km). La prendre vers le Nord (droite) en direction de Louis Trichardt (26 km). Traverser les montagnes du Soutpansberg (grès protérozoïques, voir arrêt 9.2)(20 km). Passer le péage de "Baobab plaza" (36 km) et poursuivre jusqu'à Messina/Musina (34 km). A la sortie Nord de la ville (4 km), prendre à gauche la R572 et la suivre sur 19 km jusqu'à Klein Bolayi, au pied d'une colline granitique sur la droite.	
Trajet total : 167 km, 2h15	

Chalets de 4 places dans réserve naturelle privée, repas au restaurant de la réserve.



Bibliographie

M.C. du Toit, Dirk Van Reenen, and C. Roering. Some aspects of the geology, structure and metamorphism of the Southern Marginal Zone of the Limpopo metamorphic complex. In W.J. van Biljon and J.H. Legg, editors, *The Limpopo belt*, pages 121–142. Geological society of South Africa, Johannesburg, 1983.

Jour 8: Dimanche 2 Novembre

Voir carte IV, page xv.

Arrêt n° 8.1	S22.26352 ; E29.91983
Three Sisters Le pluton de Bulai (2.57 Ga)	
Accès : Reprendre la R572 vers Musina et tourner à gauche en direction de "Musina Agricultural Research Station" (7 km); l'arrêt se situe à l'Est de la station, à 7 km au Nord de la route goudronnée.	
Trajet total : 15 km, 25 mn Temps sur l'affleurement : 1h30	

Contexte : Le pluton de Bulai ($2572 \pm$ Ma (Barton et al., 1994)) est un pluton magnésio-potassique, typique des contextes post-collisionnels. Il contient des enclaves de pelites granulitiques partiellement fondues, ce qui implique bien l'existence d'une phase de métamorphisme atteignant l'anatexie à la fin de l'Archéen — et contredit, en partie, les âges obtenus à Sand River, où la géochronologie ne

permet pas de mettre en évidence d'épisode de cet âge.

Description : Sur le flanc Nord (rive gauche) d'une petite retenue d'eau, on observe un gros xénolithe (une dizaine de mètres) de métapelites granulitiques, très fondues. Observer aussi le granite lui-même, très porphyroïde, avec quelques amphiboles et de nombreuses enclaves microgrenues sombres.

Arrêt n° 8.2	S22.43764 ; E29.99985
Lit de la Sand River sur la ferme Verbraard Fusion partielle d'un protolithe hétérogène	
Accès : Regagner la route goudronnée et revenir à Musina. Tourner à droite sur la N1 vers le Sud. La route traverse la ville; après 15 km sur la N1, on atteint de nouveau la Sand River. Les affleurements, dans le lit de la rivière, sont à l'Ouest du pont.	
Trajet total : 37 km, 45 mn Temps sur l'affleurement : 1h00 + repas	

Contexte : Les lithologies ortho- et para-dérivées (gneiss de Sand River, et Beit Bridge Complex ainsi que ses produits de fusion, les gneiss de Singelele) sont intimement mêlées dans la région de Musina. Toutes deux ont connu un épisode de fusion partielle, dont l'âge est discuté; ici, les veines leucocrates et les gneiss de Singelele donnent des âges allant de 2.65 à 2.57 Ga

Description : Les blocs et rochers dans le lit de la rivière montrent un résumé des figures vues aujourd'hui :

- des gneiss TTG, type "Sand River", localement fondus; on observe souvent des veines leucocrates à pyroxènes.
- des gneiss métapelitiques, type "Beit Bridge Complex"; ils présentent des veines anatectiques à grenat et sont associés à des niveaux de gneiss de type Singelele.

Arrêt n° 8.3	S22.21761 ; E29.37653
Mapungubwe Parc national (optionnel)	
Accès : Rejoindre Musina ; tourner à gauche sur la R572. Repasser devant Klein Bolayi (38 km) et poursuivre sur encore 48 km jusqu'à l'entrée du parc, sur la droite	
Trajet total : 86 km, 1h	
Temps sur place : 3h00	

Visite du parc.

Hébergement	S22.29372 ; E29.84384
Klein Bolayi	
Accès : Rejoindre la R525 et retourner à Klein Bolayi via Chipise et Musina.	
Trajet total : 119 km, 1h30	

Comme hier

Bibliographie

Jr Barton, J.M., L. Holzer, B.S. Kamber, R. Doig, J.D. Kramers, and D. Nyfeler. Discrete metamorphic events in the Limpopo belt, southern Africa : implications for the application of P-T paths in complex metamorphic terrains. *Geology*, 22 :1035–1038, 1994.

Jour 9: Lundi 3 Novembre

Voir carte IV, page xv.

Arrêt n° 9.1	S22.40104 ; E30.09917
Causeway locality	
Gneiss TTG de Sand River, 3.1 Ga, enclaves et migmatites associées	
Accès : Quitter Klein Bolayi en direction de Musina. Après avoir demandé l'autorisation à la réserve naturelle, prendre la route de Chipise. Au bout de 8 km, la route traverse la "Sand River" ; stopper quelques centaines de mètres avant le pont, et pénétrer par la grille dans la réserve naturelle. Les affleurements se situent dans le lit de la rivière, en amont du pont.	
Trajet total : 30 km, 40 mn	
Temps sur l'affleurement : 3h00	

Contexte : La zone centrale de la ceinture du Limpopo est composée de plusieurs ensembles de roches, poly-déformés et métamorphisés. Les gneiss de Sand River sont un de ses composants ; il s'agit de gneiss TTG, vieux de 3180–3290 Ma. Ils contiennent des éléments de métapelites ("Complexe de Beit Bridge"), et de nombreux indices de fusion partielle.

Description : En dehors de sa qualité esthétique, on peut observer différents composants sur cet affleurement :

- Le plus commun est un orthogneiss migmatitique (partiellement fondu), de nature TTG : c'est le composant daté à ca. 3.2 Ga. Dans ce "paquet", les niveaux très blancs représentent sans doute des liquides, les niveaux gris sont les parties non fondues.
- On trouve aussi des éléments noirs de métasédiments (métapelites), elles mêmes partiellement fondues. Elles forment des enclaves dans les gneiss, ce qui suggère qu'elles correspondent à des vestiges de l'encaissant dans lequel s'est mis en place le protolithe des gneiss. Ceci leur conférerait un âge de plus de 3.2 Ga, qui n'est pas confirmé par la géochronologie.
- Ces migmatites sont plissées ; comme les niveaux de "liquide" sont eux-même clairement plissés, il s'agit bien d'une déformation plus récente que la fusion partielle.

- Mais par endroit, on constate aussi que les liquides (clairs) soulignent les plis et s'insinuent dans des petites fractures ("extrados") dans les flancs des plis, ou dans des zones de cisaillement ; Ou encore, dans des niveaux cassants boudinés : les liquides se sont regroupés entre les boudins, dans les "vides" créés par l'extension.
- L'âge de cette fusion partielle est discuté. Des niveaux de liquide associé aux métapelites ont été datés à 2030 Ma ; mais dans la région (à quelques kilomètres), des pelites partiellement fondues, apparemment analogues (gneiss de Singelele), donnent des âges autour de 2.6 Ga. Cet âge est donc un peu surprenant.
- Enfin, l'ensemble est recoupée par une seconde génération de liquides, qui se manifeste
 - soit par des petites veines centimétriques de leucosomes organisés autour d'amphiboles (peut être des pyroxènes rétro-morphosés), ce qui évoque une fusion incongruente suivant une réaction du type $Bt + Pg + Qz + H_2O \rightleftharpoons Liq + Px/Amp$
 - soit par des grosses poches de pegmatite (en l'occurrence avec des gros cristaux de biotite, ce qui leur confère un aspect assez spectaculaire)
- La chronologie reste donc discutable. En particulier, on peut se demander si toute la fusion partielle et la déformation datent de ca. 2.0 Ga, ou bien si il y a deux épisodes suc-

cessifs, à 2.5-2.6 puis 2.0 Ga. La chronologie relative est en tout cas la suivante :

1. Sédiments (précurseurs des enclaves pélitiques) > 3.2 Ga
2. Intrusion d'un granitoïde (le futur gneiss gris), dans un encaissant 3.2 Ga
3. Fusion partielle généralisée, formant

l'aspect global migmatitique, à peu près synchrone de la déformation (plis et boudins) 2.6 ou 2.0 Ga ?

4. Second épisode (ou continuation de l'épisode unique) de fusion, formant les veines à amphibole et les pegmatites 2.0 Ga

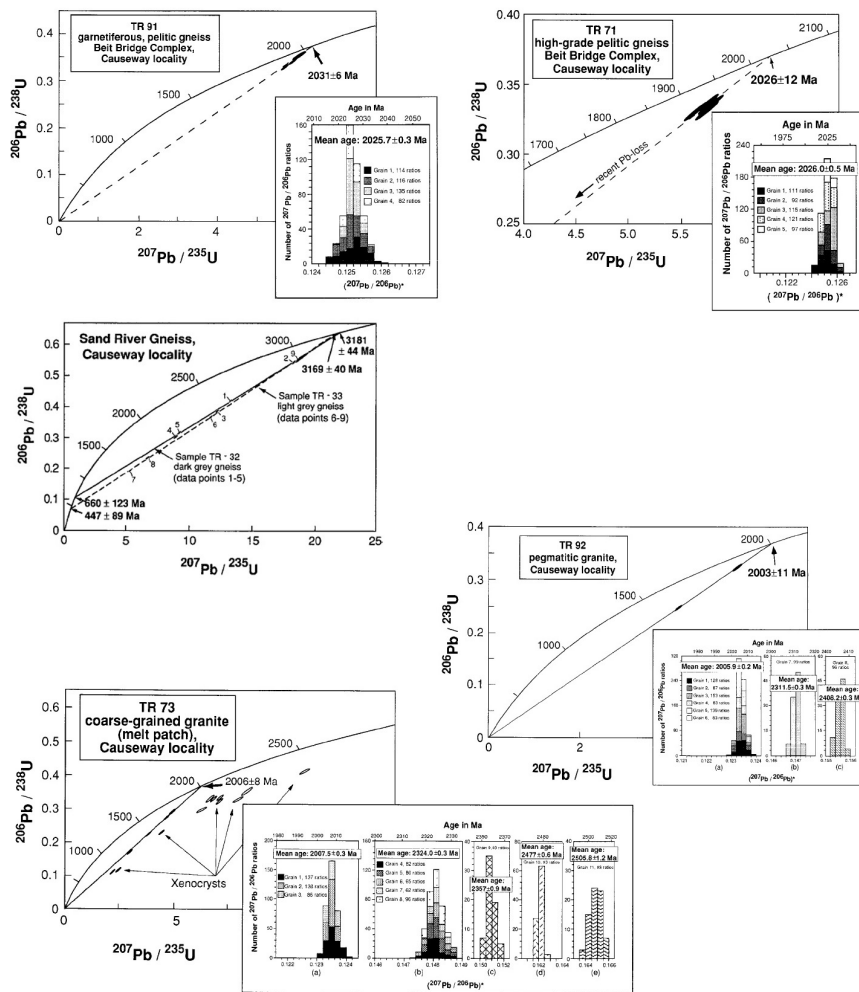


Fig. 14.1: Montage de diagrammes concordias obtenus sur différentes roches de Sand River (Jaekel et al., 1997, cette localité). De haut en bas : Pélites du complexe de Beit Bridge (gauche) et migmatites associées (droite); orthogneiss tonalitiques; veines à amphiboles; poches de pegmatite.

Arrêt n° 9.2	S22.91522 ; E29.92799
Hendrik-Verwoerd Tunnel	
Grès rouges protérozoïques du groupe du Soutpansberg	
<p>Accès : Revenir à Musina (8 km) et prendre la N1 vers le Sud. Les montagnes du Soutpansberg deviennent de plus en plus imposantes. On passe le péage de Baobab Plaza (35 km). Au bout de 18 km, on atteint un embanchement sur la gauche (Est) vers le barrage de Nzhelele; à ce niveau, un petit sommet de l'autre côté de la route (Castle Koppie) est formé de grès de la Clarens Formation (super-groupe du Karoo, mésozoïque), déposés dans des petits bassins bordés de failles (réactivées) dans le Soutpansberg. La route entre dans le Soutpansberg; au bout de 16 km, elle traverse le premier des deux tunnels. S'arrêter à l'aire aménagée entre les deux.</p>	
<p>Trajet total : 77 km, 45 mn Temps sur l'affleurement : 30 mn</p>	

Contexte :

Les sédiments du Soutpansberg correspondent à une séquence de rift (sédiments détritiques, associés à des basaltes), déposée il y a 1.8 Ga. Ils se sont certainement formés en périphérie d'une chaîne de montagnes, dite "Ubendian", représentée en Afrique du Sud par la "Kheis

Fold Belt" de la région d'Upington, et correspondant à une collision entre le craton du Congo, et le bloc Kaapvaal-Zimbabwe.

Ces sédiments sont les premiers grès rouges de la région, témoignant de la transition vers une atmosphère oxydante.

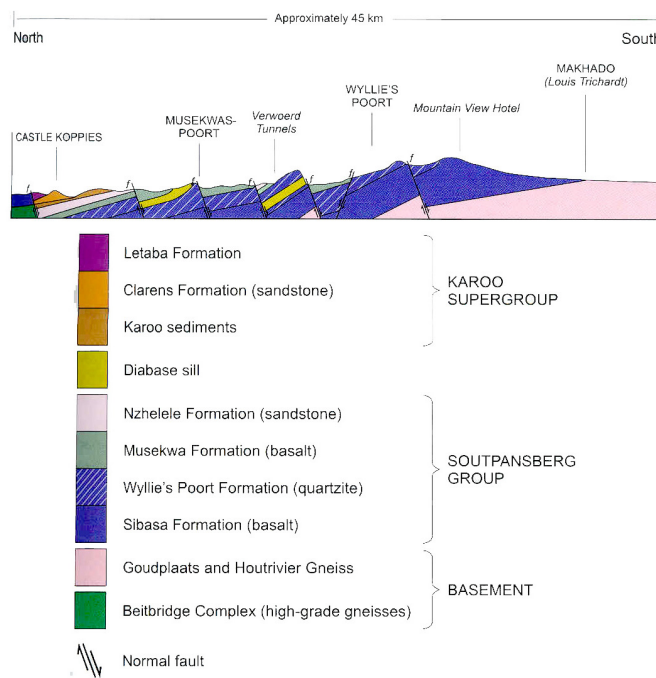


Fig. 14.2: Coupe le long de la N1 au travers du Soutpansberg (Norman and Whitfield, 2006). Les failles normales sont formées lors du dépôt initial des grès du Soutpansberg, vers 1.8 Ga, et réactivés lors du dépôt du groupe du Karoo au Paléozoïque.

Description : Observer les grès, et l'importance d'une des failles longitudinales qui hachent le Soutpansberg (cf. figure 14.2).

Arrêt n° 9.3	S23.52548 ; E29.70353
Motumo trading post Figures de mélange dans le pluton de Matok	
Accès : Reprendre la N1 vers le Sud, traverser Louis Trichardt/Makhado (20 km). Passer le péage de Capricorn Plaza (39 km) et continuer sur encore 19 km jusqu'au "Motumo trading post", à droite. Garer dans les parkings et contourner la colline pour atteindre une carrière abandonnée.	
Trajet total : 78 km, 1h Temps sur l'affleurement : 1 h	

Contexte : *On est ici dans la partie Sud (faciès amphibolite) du pluton de Matok, discuté auparavant. Comme souvent dans ce genre de magmatisme, on observe de très belles figures de mélange entre des magmas mantelliques (dioritiques) et des magmas crustaux (granitiques),*

formés par la fusion partielle des gneiss du socle (arrêt 7.1).

Description : On observe de nombreuses figures de mélange magmatique dans les blocs de la carrière, avec des contacts lobés et diffus, des minéraux partiellement résorbés, etc.

Hébergement	S24.16948 ; E29.01747
Hôtel Protea "the Park", Mokopane (Potgietersrus)	
Accès : Continuer la N1 vers le Sud. Au bout de 20 km, on traverse une ligne de collines ; elles correspondent à des petits fragments de CRV (Rhenosterkoppies), un élément de la CRV de Pietersburg (2.7 Ga environ). Polokwane se situe 30 km plus au Sud. Traverser la ville, poursuivre sur la N1 en direction du Sud, et sortir au péage de Zebedelia (env. 60 km). Rentrer dans Mokopane /Potgietersrus (7 km) ; le premier bâtiment sur la droite au entre Thabo Mbeki et Beitel Str. est l'hôtel (entrée par Beitel Str.)	
Trajet total : 110 km, 1h20 mn	

Chambres d'hôtel.

Bibliographie

- P. Jaekel, A. Kröner, S. L. Kamo, G. Brandl, and J.I. Wendt. Late Archaean to Early Proterozoic granitoid magmatism and high grade metamorphism in the central Limpopo belt, South Africa. *Journal of the Geological Society of London*, 154 :25–44, 1997.
- N. Norman and G. Whitfield. *Geological journeys – a traveller's guide to South Africa's rocks and landforms*. Struik publishers, Cape Town, 2006.

Jour 10: Mardi 4 Novembre

Voir carte V, page xvi.

Arrêt n° 10.1	S23.98575 ; E28.90652
PPRust mine, Potgietersrus (Mokopane) Mine de platine à ciel ouvert	
Accès : Aller vers le centre-ville de Mokopane ; au carrefour principal (1 km)), prendre à droite la N11 vers le Nord-Ouest. La suivre sur 25 km, puis prendre à gauche en direction de la mine, à 5 km de la nationale.	
Trajet total : 31 km, 20mn	
Temps sur l'affleurement : 3h00 ?	

Contexte : La mine de PPRust se situe dans les anciens homelands, et est un développement relativement récent (1993) de Anglo-platinum. Elle se compose pour le moment de deux zones d'extraction (Zwartfontein et Sandsloot), mais plusieurs autres sont prévues. La production annuelle des deux puits est autour de 200 000 onces (une once = 28 g) de platinoïdes par an (plus du nickel et du cuivre, comme sous-produits).

La mine de PPRust se situe dans le lobe Nord du Bushveld ; ici, la stratigraphie est incomplète, et les zones marginale, inférieure et critique sont manquantes — la zone principale est directement au contact de l'encaissant. Le niveau exploité ("Platreef") se situe environ à 200 m de profondeur ; il repose directement sur les sédiments du groupe du Transvaal et constitue la base de la zone principale.

Description : Visite guidée de la mine.

Encadré 6: Quelques mots de vocabulaire géologico-minier

Adit : Entrée de mine, tranchée (tranchée d'exploration en particulier).

Chuniespoort (groupe de) : Un des composants du Supergroupe du Transvaal, formé de dolomies essentiellement.

Footwall : Pour une faille, le bloc sous la faille. Utilisé par extension pour les "reefs".

Hangingwall : Pour une faille, le bloc au-dessus de la faille. Utilisé par extension pour les "reefs".

Ore : Minéral. Ore body : le corps minéralisé.

Ounce : Once. Une once (1 Oz.) = 28.35 g environ.

PGE : (prononcé un peu comme "pidjii") : Platinum-Group Elements, les platinoïdes.

Pit : Mine à ciel ouvert.

Platreef : Le "reef" exploité dans le lobe Nord du Bushveld, à la base de la zone principale (les zones inférieures et critiques sont absentes).

Reef : Littéralement, "récif". En géologie minière, désigne le niveau minéralisé, surtout quand il a une extension horizontale significative.

Shaft : Puits de mine (la partie verticale, avec les ascenseurs).

Stratabound (deposit) : Dépôt minéral limité à une couche donnée.

Arrêt n° 10.2	S24.27438 ; E29.75699
Au bord de la R37	
Point de vue sur le complexe du Bushveld	
<p>Accès : Rejoindre la N11, puis Potgietersrus (31 km). Traverser la ville à peu près tout droit et en sortir par la R518, vers le Sud(-Est). Après 43 km, on laisse sur la gauche la route 519 (qui revient vers Pietersburg/Polokwane). La route pénètre dans l'ancien homeland de Lebowa, et en traverse la "capitale" (Lebowakgomo) avant de rejoindre la R37 (28 km); on se trouve alors immédiatement au Sud de Chuniespoort, où a été défini un des groupes du Supergroupe du Transvaal. Continuer environ 25 km sur la R37. La route quitte les dolomies du Supergroupe du Transvaal et descend dans une plaine formée par les roches basiques du complexe du Bushveld. On atteint un carrefour avec des routes menant à Mafeke et Apel, ainsi qu'un arrêt de minibus. Stopper immédiatement après et regarder le panorama.</p>	
Trajet total : 127 km, 1h30	
Temps sur l'affleurement : 30 mn	

Contexte : Le complexe du Bushveld (2061 Ma) est une intrusion basique plate, large de 400 km mais ne dépassant pas quelques kilomètres d'épaisseur. Elle est intrusive dans les sédiments du Supergroupe du Transvaal (groupe de Chuniespoort). A l'intérieur de l'intrusion, la stratigraphie est étonnamment cohérente, et on peut suivre sur des centaines de kilomètres les mêmes unités.

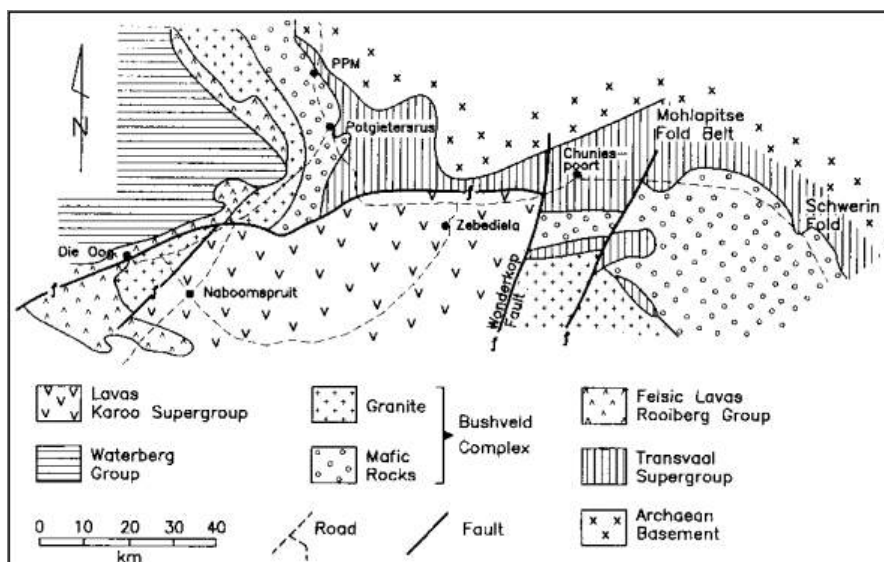


Fig. 15.1: Carte de la partie Nord-Est du complexe du Bushveld, autour de l'itinéraire entre Potgietersrus et les arrêts du jour 10 (Cawthorn, 2003)

Description :

Au Nord (à gauche), on peut voir les dolomies du groupe de Chuniespoort, pendant vers le Sud. La plaine et les petites collines allongées, de part et d'autre de la route, sont la zone in-

férieure ; les collines sont formées de pyroxénite et les creux de péridotite. Les collines plus élevées, nettement litées, un peu plus au Sud correspondent à la zone critique. La troisième ligne de collines, encore plus élevée, correspond à la zone principale.



Fig. 15.2: Panorama sur le complexe du Bushveld, pris des alentours de cet arrêt

Arrêt n° 10.3	S24.27438 ; E29.88457
La zone inférieure à Jagdlust Péridotites et pyroxénites litées	
Accès : Poursuivre sur la R37 pendant 9 km. S'engager entre deux lignes de collines : à gauche, des pyroxénites de la zone inférieure et à droite, des gabbros de la zone critique. Stopper dans un chemin vers la mine de Jagdlust, à droite de la route, et marcher vers les rides de pyroxénites au Nord sur environ 400 m	
Trajet total : 9 km, 10 mn	
Temps sur l'affleurement : 2h00	

Contexte : La zone inférieure du complexe du Bushveld est définie comme la partie ultrabasique du complexe, d'où le plagioclase est absent : c'est une alternance de péridotites (harzburgite) et de (ortho-)pyroxénites. La zone in-

férieure est épaisse de 1000 à 1500 m.

Le sommet de la zone inférieure est marquée par un niveau de chromitite; on passe ensuite à la zone critique, principalement composée de norites (gabbros à olivine).

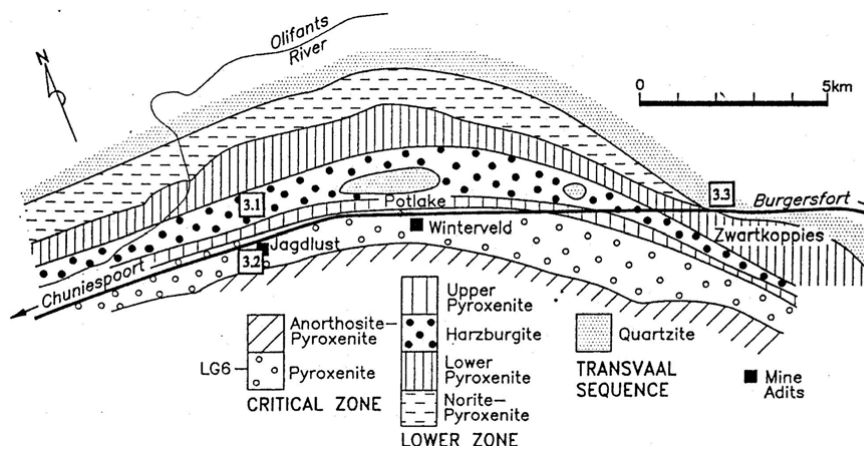


Fig. 15.3: Carte géologique de la zone inférieure autour de l'ancienne mine de Jagdlust (Cawthorn, 2003)

Description : Dans les déblais de la mine, près des véhicules, on peut échantillonner les norites et les chromitites. En marchant vers le Nord, en direction de la première ride, on trouve un lit

de rivière au fond duquel on observe de beaux affleurements de harzburgite litée; la crête elle-même correspond¹ à un niveau de pyroxénite

¹d'après la littérature!

Hébergement	S24.66937 ; E30.30991
Snowy Owl Guestlodge, Burgersfort	
<p>Accès : Continuer sur la R37, au travers des paysages de "homelands". La route est parallèle à la stratigraphie, et on reste surtout dans la zone inférieure, parfois critique. On dépasse quelques mines de platine (dans la zone critique); au bout de 56 km on rejoint un embranchement sur la droite vers Steelpoort. A cet endroit, on est presque sur des dolomies du groupe de Chuniespoort (qui forment les collines, à gauche / au nord, et qu'on voit affleurer parfois dans le talus); la zone inférieure est manquante et c'est la zone critique qui est à la base de la séquence. On quitte l'ancien "homeland", et on atteint 12 km après l'embranchement un autre carrefour, lui aussi en direction de Steelpoort, à l'entrée de Burgersfort. 300 m plus loin, tourner à droite juste avant la station "Engen", sur une route qui monte tout droit sur la colline. Ignorer les panneaux vous interdisant l'accès et continuer jusqu'à la guesthouse, à 700 m de la route principale.</p>	
Trajet total : 69 km, 1 h	

Maisons de 4 à 8 places dans un parc, autour d'un bâtiment central où se trouvent salle à manger, bar et piscine, le tout avec vue sur la plaine avoisinante.



Snowy Owl Guest Lodge, Burgersfort

Bibliographie

R.G. Cawthorn. A virtual field trip in the Eastern Bushveld complex, 2003.

Jour 11: Mercredi 5 Novembre

Voir carte V, page xvi.

Arrêt n° 11.1	S24.62274 ; E30.20044
Contact basal de l'intrusion du Bushveld Filons basiques et métamorphisme de contact	
Accès : Quitter "Snowy Owl", rejoindre la R37 et tourner à gauche en suivant la route prise hier sur 12.5 km. 200 m avant le (second) embranchement vers Steelpoort, stopper au niveau d'un lit de rivière remontant sur la droite (Nord) ; suivre le lit de la rivière sur quelques centaines de mètres.	
Trajet total : 13 km, 15 mn Temps sur l'affleurement : 1h00	

Contexte : Le complexe du Bushveld est intrusif dans les sédiments du groupe de Chuaniespoort, qui sont des dolomies et des quartzites ; ils occupent les collines immédiatement au Nord de l'affleurement. La zone inférieure est ici manquante, et c'est la zone critique est au contact. L'intrusion de grands volumes de magmas chauds ont, naturellement, induit des transformations métamorphiques et un peu de fusion partielle dans l'encaissant.

Description : Dans le lit de la rivière, il est possible d'observer :

– Des filons de dolérites (équivalent à grain fin

de gabbros) intrusifs dans les quartzites ;
– Dans les dolérites, des petits filons blancs, quartzo-feldspathiques, qui correspondent à des liquides de fusion des quartzites, qui se sont mélangées aux dolérites sans s'homogénéiser ;
– Des niveaux dolomitiques de l'encaissant, où l'augmentation de température a causé le développement de minéraux métamorphiques variés (diopside (clinopyroxène), monticellite ($CaMg(SiO_4)$), un nésosilicate à structure d'olivine), åkermanite ($Ca_2(MgSi_2O_7)$), du groupe de la mélilite), parfois olivine et spinelles).

Arrêt n° 11.2	S24.55915 ; E30.1033
Le niveau de chromitite UG2, sur la "ferme" Maandaagshoek Les niveaux minéralisés du Bushveld et leur signification	
Accès : Poursuivre la R37 sur 5.5 km ; tourner à gauche sur une route de terre, indiquant la direction des écoles de Phogale, Moruladilepe et Morokodieta. Suivre la route, qui serpente entre les maisons, sur 11.7 km. Stopper près d'un arbre isolé à l'embranchement, sur la droite, d'une piste secondaire, immédiatement avant la traversée d'un lit de rivière. Remonter le lit de la rivière sur 450 m.	
Trajet total : 16 km, 30 mn Temps sur l'affleurement : 3h00	

Contexte : La partie supérieure de la "zone critique", où nous nous trouvons, contient plusieurs niveaux minéralisés en platinoïdes : les niveaux de chromitite UG1 à UG3, et le "Merenski Reef", un ensemble de pyroxénites et pé-

ridotites qui représentent le plus riche dépôt de platinoïdes du monde.

Le "Merenski Reef" a été découvert par des associés du Docteur Hans Merenski, en 1924, bien que l'existence de platinoïdes dans le secteur ait

été reconnue dès 1906. Le site exact de la découverte se situe 3500 m au Sud-Ouest de cette localité (cf. encadré).

Les niveaux minéralisés (UG2, ici) semblent

souvent correspondre à des “discordances” internes dans le complexe, des réalimentations de magmas érodant les cumulats précédemment déposés.

Encadré 7: La découverte du Merensky Reef

Extrait de [Cawthorn \(2003\)](#),

http://www.wits.ac.za/geosciences/Research/Bushveld/bush_vft_home.htm

Contrary to what may be generally believed, Dr Hans Merensky was not the first person to discover platinum-group elements in the Bushveld Complex. Nor did he actually discover the reef which bears his name. The South African Mining and Engineering Journal of 19 November 1906, reported that a Mr William Bettel had assayed several samples of chrome-iron ore from an olivine gabbro, which contained up to 1.2 dwts of platinum. Two years later, A L Hall and W A Humphrey published a report in which they noted that certain chromite layers in the Rustenburg area and in Sekukuneland contained up to 1.5 dwts PGE per ton.

In 1923, Percy Wagner established the presence of palladium and rare sperrylite associated with the sulphide minerals of the Vlakfontein nickel pipes in the western Transvaal. In the same year, a prospector, Mr Adolph Erasmus, panned soil from termite mounds on the farm Welgevonden (to the west of Naboomspruit) and was rewarded with tailings of platinum. This led to the discovery of the so-called 'Waterberg-lode' deposits and ultimately to the opening of the first platinum mine in South Africa. The latter was operated by Transvaal Platinum Limited between the years 1924 and 1926. Considerable underground exploratory development was accomplished, but the mine was forced to close down in December 1926 because of the erratic distribution and grade of the platinum mineralization. Differences in ore types resulted in extremely variable metallurgical recoveries; another important factor contributing to the demise of this venture.

During June of 1924, Mr Andries Lombaard panned native platinum from stream sediment on his farm Maandagshoek. The greyish-white concentrate was sent to Merensky who had it analyzed and established that it was platinum. Merensky managed to persuade two friends, Becker and Baerecke, to finance an exploration scheme. In partnership with two other men, Baerveldt and Elkan, the Lydenburg Platinum Syndicate was formed, with each of the four men contributing £500.

In a report to the Syndicate, Merensky wrote that on 12 August 1924 he commenced his field work, assisted by Andries Lombaard and the brothers Schalk and Willem Schoeman. Within three days they succeeded in tracing the source of the platinum to small kopjes of pyroxenite and associated ultrabasic rocks on the farm Mooihoek to the east of Maandagshoek. The best values were found on a Mooihoek kopje — the Mooihoek dunite pipe, which was later opened up and started producing metallic concentrates during 1927. Willem Schoeman remembered that there was a similar kopje on the nearby farm of Driekop. Rock samples collected from this kopje proved to be identical to those from the Mooihoek pipe.

Merensky, along with Lombaard and the Schoeman brothers, extended their prospecting activities and on 25 August 1924, proved that the extensive alluvial gravel flats of the Steelpoort River, near Burgersfort, also carried platinum.

Merensky returned to Johannesburg where the assay results from the Mooihoek rock samples were so encouraging that the Lydenburg Platinum Syndicate was easily persuaded to increase its capital to £8,000 and changed its name to Lydenburg Platinum Limited.

La découverte du Merensky Reef : suite

Whilst Merensky was in Johannesburg during the first half of September 1924, Andries Lombaard made the discovery which was ultimately to make South Africa the foremost platinum producer in the world. In the words of Merensky himself, "... by far the most important discovery was, however a band of greyish-green norite varying in thickness up to 40 feet and carrying in its upper portion some gold, and above all, platinum. The first assay values ranged from 2 to 4 dwts of platinoids. This ore body proved so remarkably persistent that it could be followed within a few days through several farms north of Maandagshoek. In the first days of October, the continuity of the same ore-body was established to the south of the Steelpoort River". The reef outcrop discovered by Lombaard is exposed in a stream section close to the southern boundary of Maandagshoek. It is most likely from this outcrop that Merensky commenced his exploration of the reef, and led to his placing a 'discoverer's rights' notice on Maandagshoek. Initially, it was called the Lombaard Reef, but on the insistence of both Lombaard and the Schoemans, it was renamed the Merensky Reef.

Description : La description, et les figures suivantes sont reprises directement de [Cawthorn \(2003\)](#)¹.

The traverse begins at the eastern end (base of section) with an anorthosite layer which forms the hangingwall² of the UG1 unit. The contact

with the overlying pyroxenite is hidden but has a chromite layer only a few grains thick. From now on there is almost continuous exposure, often with too much detail to reproduce in Fig. 16.1, but the important relationships are shown and described below.

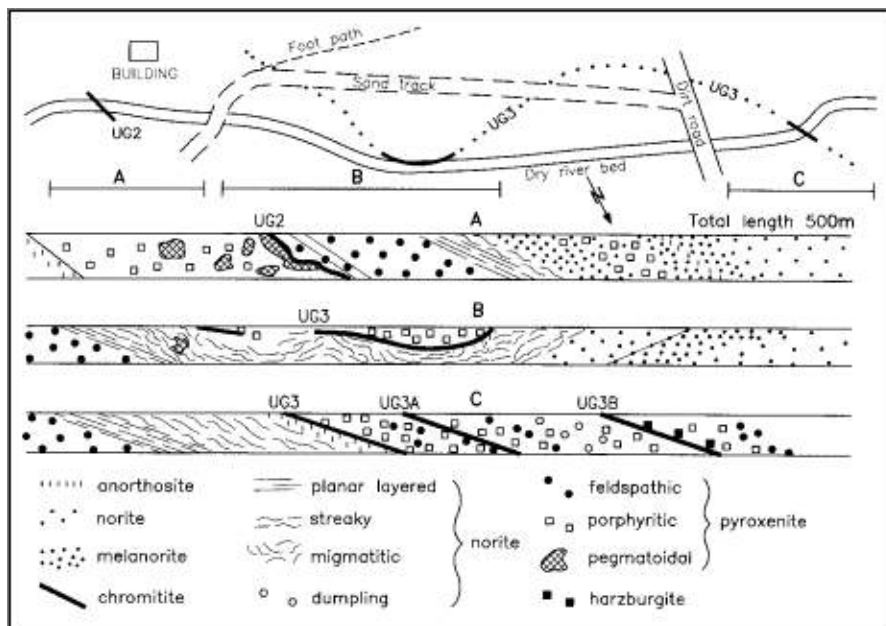


Fig. 16.1: Coupe de part et d'autre du niveau de chromite UG2 sur la ferme Maandagshoek ([Cawthorn, 2003](#)).

¹L'an dernier, nous avons à peu près réussi à tout retrouver...

²Footwall = ce qui est dessous, hanging wall = ce qui est au dessus. On utilise en principe ce vocabulaire pour une faille, mais dans le Bushveld on applique le même vocabulaire pour les "reefs"

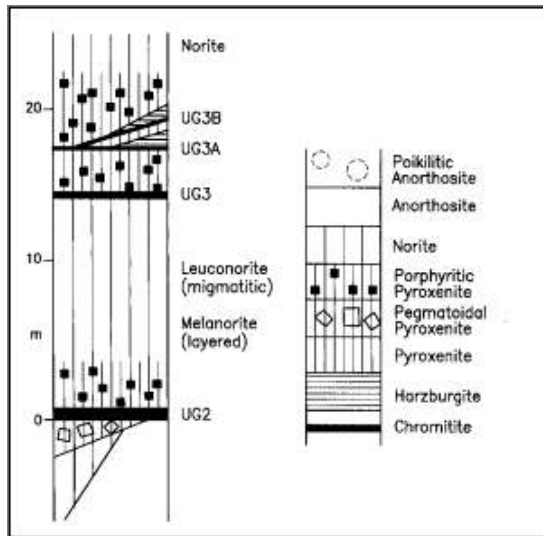


Fig. 16.2: Log correspondant à la coupe effectuée au voisinage de l'unité UG2 (Cawthorn, 2003).

The pyroxenite is porphyritic or poikilitic with up to 1 cm-sized euhedral crystals of clinopyroxene, which appears contradictory to the known crystallization sequence in which plagioclase should precede clinopyroxene. In thin section, however, the clinopyroxene contains inclusions of orthopyroxene suggesting that the clinopyroxene is poikilitic. However, if it is a late-forming mineral its very regular shape is hard to explain. Upwards in the sequence, irregular patches of pegmatoidal pyroxenite appear and ultimately coalesce into an almost complete but very irregular layer below the UG2 chromitite. Irregular patches of chromitite may be embedded in the pegmatoidal pyroxenite. The chromitite is about 50 cm thick and undulates markedly, often with strongly developed pegmatoid under the domes. Very rarely pegmatoidal lenses occur within the chromitite. The top half of the layer is often more oikocrystic than the lower half. Both contacts to the UG2 are very sharp.

The hangingwall pyroxenite is devoid of the large clinopyroxene grains, so prominent in the footwall rocks. There are two thin chromitite stringers in the immediate hangingwall above the UG2, and they form prominent parting horizons which make mining very dangerous. The overlying succession consists of streaky norite.

The bulk mineralogy is that of a norite, but there are very thin layers with sharp boundaries of contrasting mode. In the lower part the streakiness tends to be planar, but higher up it becomes deformed. There may be distinct inclusions of pyroxenite and rarely anorthosite within this package. Layers with such mineral proportions do not have analogues within the immediate footwall sequence. Hence, if they are xenoliths, their stratigraphic origin is not clear. In the more mafic layers clinopyroxene is a significant phase and these rocks should be termed gabbronorites.

Within and above this streaky norite a different texture is also developed, here termed a dumpling norite. (It is much more prominent above the UG3 chromitite seen at the end of this traverse.) Spheres of norite about 5–10 cm in diameter have rims which are much more pyroxenitic and coarser grained. They are smaller and less distinct at this level.

There is then a 5 cm layer of anorthosite, overlain by a relatively fine-grained gabbronorite, which is quite thick and continues to the sand track crossing the river.

West of the sand track the rocks are streaky norite again, but the degree of deformation is greater than in the lower package, and appear migmatitic. Lenses or xenoliths of more mafic material are common. There are also patches which become coarser grained and more pyroxenite, and ultimately discordant pegmatoid is locally developed. In one such body, on the west bank, modal and grain size layering is apparent. Upwards the mineralogy gradually becomes more mafic, but is still strongly layered to migmatitic.

At this point the dip steepens markedly and swings from west to northwest. The next 60 m reveal a double slump/basin/pothole. The streaky norite becomes more intensely deformed and pyroxenitic material displays a range of textures. Definite lens-shaped patches up to 1 m across lie within the general direction of layering. They have sharp boundaries, which tend to be rounded rather than angular. Other bodies develop a discordant relationship to the layering, but with very irregular shapes. It is

inferred that these bodies were part of the layering, but disrupted in various states of rigidity, which permitted either relatively brittle fracturing or highly ductile deformation. These are best seen where the dip steepens further to 25° and swings back to west (i.e. in the bottom of the slump). The strike continues to swing to the southwest at the other side of the slump. In the east bank of the stream the UG3 chromitite appears with its distinctive hangingwall of very porphyritic pyroxenite with disseminated chromite. It has a shallower dip and different strike from its footwall. Unfortunately sand covers the contact of the UG3 with its footwall in most places.

The second slump is similar to the first, with the hinge between them being very abrupt. An angular discordance between UG3 and footwall is again apparent in the east bank. Dips steepen to over 35° in the centre of the slump. The immediate footwall to the UG3 at the west end of this depression is an anorthosite. This is the typical footwall to the UG3 as will be seen later on the traverse. Over the next 100 m the strike and river direction are similar and so the same sequence of footwall streaky norite to the UG3 is exposed. The uppermost units are deformed and contorted, lower units less so and more mafic. We then reach the main dirt road.

Continuing west across the dirt main road is the same streaky norite, which abruptly becomes

more mafic upwards with wisps and lenses and occasional distinct angular fragments of rocks with varied modal proportions. This streaky mafic package is much thicker than previously seen in the basins. It has a sharp upper contact to anorthosite which is less than 1 m thick and is abruptly overlain by the UG3 chromitite. Small irregularities in the basal contact can be seen.

The hangingwall to the UG3 is porphyritic pyroxenite, within which is a rather diffuse chromitite layer referred to as UG3A and above that the sequence becomes less porphyritic. Upward it also becomes more feldspathic and develops the dumpling norite texture.

This is followed by the 5-cm thick UG3B chromitite overlain by a harzburgite, but it is heavily weathered and only the presence of magnesite indicates original olivine. The overlying porphyritic pyroxenite completes this traverse.

Lateral variations in this sequence are documented over the farm. For example, the UG3A and B elsewhere may be overlain by pyroxenite rather than harzburgite, and either or both of these layers may coalesce into each other or into the UG3 (Fig. 16.2). Hence, intervening silicate packages between chromitite layers vary in thickness. Whether this is due to erosion or non-deposition is debatable.

Arrêt n° 11.3	S24.911 ; E30.10331
Dwars River	
Alternances de chromitite (UG1) et d'anorthosite, zone principale	
Accès : Faire demi-tour et rejoindre la R37. Tourner à droite vers Steelpoort ; 14 km plus loin on rejoint la R555, qui vient de Burgersfort. Suivre la R555 sur la droite (Sud). Après environ 24 km, prendre à gauche vers Lydenburg ; après 8.8 km, on traverse un pont sur la Dwars River ; 400 m plus loin (borne 35.8), prendre une piste à droite qui emmène en 300 m vers un ancien pont sur la rivière. Descendre dans le lit de la rivière.	
Trajet total : 50 km, 1h	
Temps sur l'affleurement : 1h30 + repas	

Contexte : On se situe ici dans la partie supérieure de la zone critique, au même niveau que l'affleurement précédent.

Description :

Veillez noter :

- La localité de Dwars River est un site protégé. L'usage du marteau y est proscrit ;
- Prudence dans la gorge, qui est étroite et glissante.

La gorge de Dwars River présente, de façon spectaculaire, des alternances de chromitite (unité UG1 et niveaux avoisinants) et d'anorthosite. Les unités de chromitite ne sont pas aussi continues qu'elles le semblent, on peut les voir se bifurquer latéralement. Mais l'épaisseur complète de la chromitite reste à peu près constante. Ici et là, les niveaux de chromitites sont perturbés ou cassés par l'anorthosite, suggérant des mouvements de magma (ou de mélange magma + cristaux) après le dépôt de ces couches.

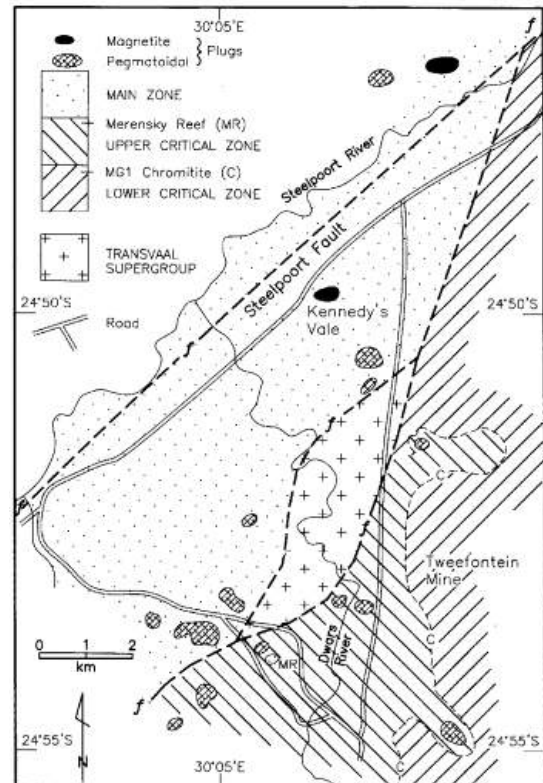


Fig. 16.3: Carte géologique du secteur de Dwars River et Tweefontein (Cawthorn, 2003)

Arrêt n° 11.4	S24.88689 ; E30.11776
“Pipe” de Tweefontein	
Magmas sécants sur la stratification du complexe	
Accès : Regagner la route, poursuivre dans la même direction (vers le Sud-Est) sur 500 m. Tourner à gauche vers Spitskop, passer l'entrée de mine (Tweefontein) et stopper 2.9 km plus loin à l'endroit où la route coupe une petite colline arrondie.	
Trajet total : 3.5 km	
Temps sur l'affleurement : 1h00	

Contexte : Par endroit, on observe des “pipes”, des cheminées de circulation de magmas. Dans ces structures, des magmas non différenciés ont circulé (percolé) au travers de la pile plus ou moins consolidée de cumulats du Bushveld. Par endroit, les magmas des pipes recourent clairement les structures anciennes, ailleurs ils per-

colent et réagissent avec les cristaux formés précédemment. Ces pipes sont souvent des zones minéralisées (pas celui-ci).

Description : On observe ici des veines de clinopyroxénites, sécantes dans un encaissant formé surtout d'anorthosites. Au centre du pipe, on trouve des péridotites.

Arrêt n° 11.5	S24.81021 ; E29.97368
Magnet hill	
Niveau de magnétite dans la zone supérieure	
Accès : Regagner la R555 par Dwars River (12 km) ; prendre à gauche (Sud) sur 4 km et tourner à droite vers Sekukhune. Passer le pont ; après 12.6 km, la route atteint un ruisseau au pied d'une colline allongée.	
Trajet total : 29 km, 30mn	
Temps sur l'affleurement : 1h00	

Contexte : La magnétite fait son apparition dans la zone supérieure du Bushveld ; de nouveau, un contact important correspondant sans doute à des réalimentations en magma est marqué par une couche particulière, en l'occurrence de magnétite. Ce niveau est localement minéralisé en chrome et vanadium et exploité.

Description : La description est à nouveau reprise de [Cawthorn \(2003\)](#) :

The sequence consists of :

- Poikilitic anorthosite (top)
- Magnetite Layer 2, 0.3 m
- Poikilitic anorthosite, 2 m
- Magnetite Layer 1, 0.30 m
- Poikilitic anorthosite, 1.5 m ; hangingwall to MML³
- Main Magnetite Layer, 2 m,
- Poikilitic, sulphide-bearing, anorthosite ; footwall to MML (base).

Anorthosite is typically the footwall to most of the magnetite layers to which there is an

abrupt contact. The upper contact of magnetite layers is typically gradational into anorthosite. Sulphides (pyrrhotite > chalcopyrite > pentlandite and pyrite) are present in the footwall to the MML and may grade up to 1 % Cu, 0.2 % Ni and 2 ppm PGE in 5 modal per cent sulphides. They are not uniformly distributed but produce large brown stains 20 cm in diameter, 50 cm apart on the rock. The plagioclase composition in this footwall anorthosite is constant at An₅₈₋₆₀ along 30 km of strike.

The following features can be noted in this river section :

- The basal contact of the MML is not planar, but there are irregularities on a scale of mm and also of m reminiscent of diapirs. As 2 m of magnetite (density 4.8) overlies several meters of anorthosite (density (2.8) evidence of gravitational stability might be expected to be even more prominent. Its rarity suggests very high kinematic viscosities, im-

³Main Magnetite Layer

- plying little interstitial liquid as these layers formed.
- In the middle of the MML is an horizon known as the “feldspar parting”. It consists of cumulus plagioclase grains and small anorthosite fragments set in the pure magnetitite about 30 cm thick. The plagioclase is very erratically distributed, but this same feature can be traced for over 100 km along strike.
 - Xenoliths of anorthosite are common in the magnetitite layers. As they should be less dense than the inferred iron-rich liquid they should be incapable of sinking under gravity. They could either have grown on the floor or been deposited by currents if the latter impinge on the floor. Evidence for the latter can be found in reversals in Cr contents of magnetitite layers coincident with these fragments.
 - Sub-angular fragments of fine-grained gabbro or metamorphosed Dullstroom Basalt from the Transvaal Supergroup are present in the footwall anorthosite, and are especially prominent beneath the diapir. Two models for their origin exist ; either they are fragments of either marginal zone material or metabasalt, or they are discontinuous feeders. Their shape argues against the latter possibility, whereas xenoliths of country rock are not infrequent in association with both chromitite and magnetitite layers.
 - A far more convincing example of a xenolith (originally about 30 m long) also of fine-grained gabbro is seen immediately below magnetitite layer 1. The magnetitite layer is seen to drape over the xenolith, which lies on top of the anorthosite.
 - The upper contacts of layers are gradational with increasing proportion of plagioclase. The feldspar may display an imbrication or tiling effect, which may define a flow direction within convection currents. As with the silicate partings in the UG1 and LG6 chromitite layers, so too are there anorthosite lenses found at a uniform height within the magnetitite layers. Very detailed vertical sampling in these layers and analyses for Cr, which is an extremely compatible element in magnetite, has been undertaken. These profiles show that the apparently thick layers may be composed of several layers, each of which shows a differentiation sequence, prior to being overlain by more magnetite formed from a replenished magma resulting from convection cells within the chamber.

Hébergement	S24.66937 ; E30.30991
Snowy Owl Guesthouse, Burgersfort	
Accès : Revenir vers la R555 et la prendre à gauche vers Steelpoort (26 km); continuer sur la R555 sur encore 15 km, prendre à droite dans Burgersfort puis à droite à la station Engen pour remonter jusqu'à la guesthouse.	
Trajet total : 54 km, environ 45 mn	

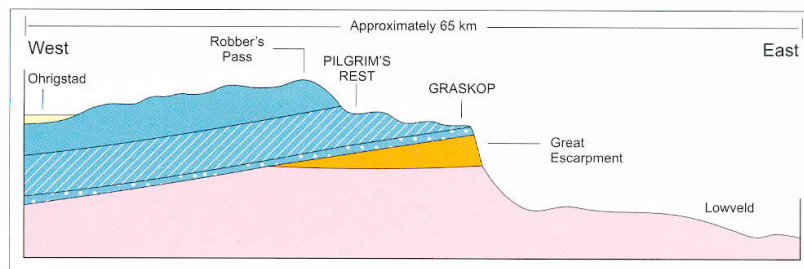
Comme hier.

Bibliographie

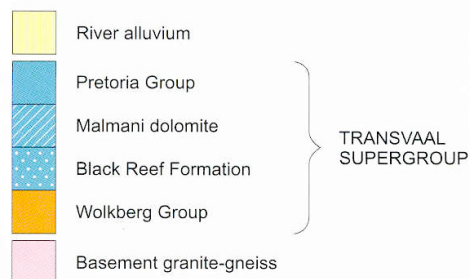
R.G. Cawthorn. A virtual field trip in the Eastern Bushveld complex, 2003.

Jour 12: Jeudi 6 Novembre

Voir carte VI, page xvii.



This region of panoramic scenery owes its existence to a fortuitous combination of geology and climate. At the escarpment edge hard, resistant and almost flat-lying quartzites of the Transvaal sequence overlie more easily weathered Archaean Basement granites and gneisses of the Lowveld. Millions of years of rain from moisture-laden air coming off the Indian Ocean have rapidly eroded the Basement rocks, leaving a spectacular retreating scarp. West of Pilgrim's Rest, gently west-dipping resistant quartzite beds of the Pretoria Group have acted in a similar manner, forming the elevated terrain.



From God's Window looking south along the edge of the Great Escarpment, the flat-lying quartzite formation is part of the Wolkberg Group.

Fig. 17.1: Coupe de l'escarpement du Mpumalanga, dans la région de Graskop (Norman and Whitfield, 2006).

Arrêt n° 12.1	S24.57401 ; E30.79813
Three Rondavels Célèbre point de vue sur le canyon de Blyde River	
Accès : Quitter Burgersfort par la R555, cette fois vers l'Est (Ohrigstad). Rejoindre la R36 près de cette localité (33 km) ; prendre à gauche (Nord) la R36 vers Hoedspruit. Après 19 km, prendre à droite la R532 et poursuivre sur 27 km jusqu'à l'entrée du site touristique, bien signalé, des "Three Rondavels"	
Trajet total : 79 km, 1h00	
Temps sur l'affleurement : 1h00	

Contexte : Arrêt touristique-panoramique. Le supergroupe du Transvaal (ca. 2.6 – 2.2 Ga) représente un bassin intracratonique qui recouvre une bonne part du craton du Kaapvaal. Il témoigne de la stabilisation du continent à la fin de l'Archéen. Sa base est formée de quartzites et de conglomérats (groupe de Wolkberg) ; on passe ensuite à des formations chimiques (dolomies et BIFs), intracratoniques (groupe de Chuniespoort), puis on revient à des associa-

tions de marge passive (sédiments détritiques et basaltes du groupe de Pretoria).

Description :

Point de vue sur le canyon, ici entaillé principalement dans le groupe de Wolkberg : les quartzites du sommet forment les falaises, les shales de la base correspondent aux pentes plus molles en pied de falaise.

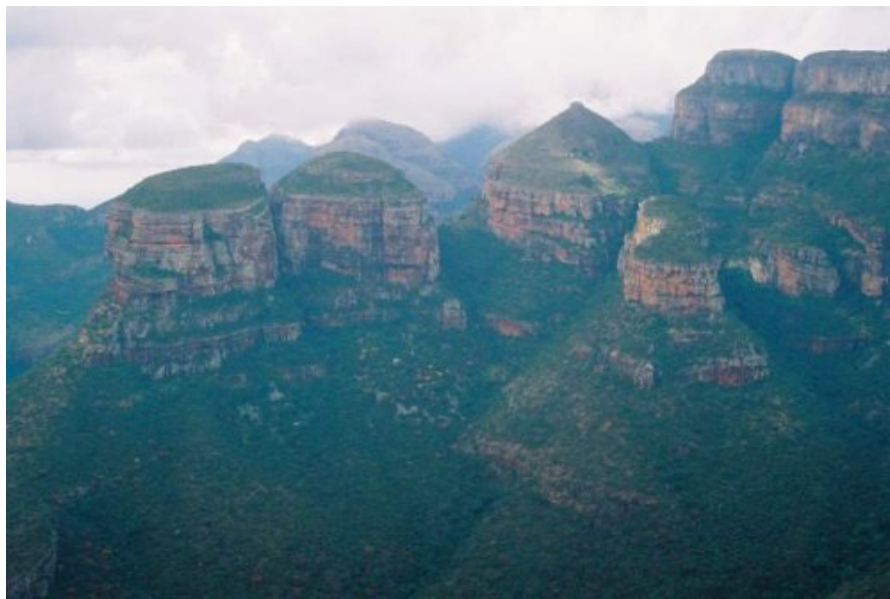


Fig. 17.2: The "Three Rondavels", Blyde River Canyon

Arrêt n° 12.2	S24.67135 ; E30.81412
Bourke luck's potholes	
Erosion en "marmites de géant" dans les quartzites du groupe de Wolkberg ("black reef quartzites")	
Accès : Poursuivre sur la R532 vers le Sud jusqu'au site touristique des "Bourke Luck's Potholes", signalés sur la route (9 km).	
Trajet total : 9 km, 10mn	
Temps sur l'affleurement : 2h00 dont repas	

Contexte : Les quartzites du groupe de Wolkberg sont à la base du Supergroupe du Transvaal, et témoignent probablement d'une période de rifting vers 2.6 Ga, sans doute à rapprocher de la fin de l'orogénèse du Limpopo.

L'érosion de ces roches par des galets, entraînés dans des tourbillons dans le courant de la rivière, crée ces "marmites de géant".

Description :

Site touristique assez fréquenté. Parcourir les sentiers et les ponts au-dessus de la gorge et admirer les "potholes".



Fig. 17.3: Bourke luck's Potholes.

Arrêt n° 12.3	S24.87677 ; E30.88838
God's window	
Panorama sur le Low-Veldt depuis l'escarpement	
Accès : Poursuivre vers le Sud sur 27 km, puis tourner à gauche sur la R534 (route panoramique) et s'arrêter après 8 km à "God's Window".	
Trajet total : 35 km, 30 mn	
Temps sur l'affleurement : 1h00	

Contexte : Le grand escarpement d'Afrique du Sud sépare le plateau central du Haut-Veldt (l'ancien Transvaal) des plaines du Bas-Veldt. C'est principalement un effet du rifting de l'Océan Indien et des phénomènes associés à la rupture du Gondwana; mais à l'échelle locale,

la position et la forme de l'escarpement sont clairement liés à des couches résistantes, ici les quartzites du groupe de Wolkberg qui soutiennent l'escarpement dans toute la région.

Description : Admirez le panorama, si le temps n'est pas trop brumeux...

Arrêt n° 12.4	S25.37362 ; E30.71413
Sudwala pass Stromatolithes dans le groupe du Transvaal	
Accès : Poursuivre jusqu'à Gtraskop par la R534, puis la R532 (9 km). Continuer sur la R532 vers le Sud. Traverser Sabie (26 km) ; rejoindre la R37 (8 km) et l'emprunter en direction du Sud jusqu'à Rosehaugh (18 km). Prendre à droite la R539 vers Sudwala Caves. S'arrêter au niveaux de grands affleurements dans le talus routier en haut du col (13 km).	
Trajet total : 74 km, 1h00 Temps sur l'affleurement : 45 mn	

Contexte : L'affleurement se trouve ici dans les dolomies du sous-groupe de Malmani, Groupe de Chuniespoort du Supergroupe du Transvaal

Les stromatolithes sont des précipitations de carbonates dues à l'activité photosynthétique de cyanobactéries ($CO_2 + H_2O \rightleftharpoons (CH_2O) + O_2$). Le prélèvement de CO_2 déplace l'équilibre des carbonates ($Ca^{2+} + 2HCO_3^- \rightleftharpoons CaCO_3 + CO_2 + H_2O$) vers la droite et induit la précipitation de carbonates, $CaCO_3$. Le voile bac-

térien se retrouve "étouffé" par le film de carbonates, et de nouvelles cyanobactéries s'installent sur la surface, créant une structure formée de couches concentriques.

L'activité photosynthétique des cyanobactéries, en libérant de l'oxygène dans l'atmosphère, a permis la transition vers une atmosphère oxydante aux alentours de 2.0 Ga.

Description : On observe ici dans le talus routier des immenses dômes stromatolithiques.

Hébergement	S25.60701° ; E30.03319
Lakenvlei Forest Lodge, Belfast	
Accès : Poursuivre la R539 vers le sud et rejoindre la N4 (8 km). La prendre vers la droite (Ouest) et remonter sur l'escarpement, via Waterval Boven (58 km) et Machadodorp (15 km) ; tourner à droite dans Belfast (22 km), en sortir par le Nord sur la R540 (vers Dullstroom et Lydenburg). Tourner à gauche après 10 km et suivre la route de terre jusqu'à Lakenvlei (6 km).	
Trajet total : 106 km, 1h00	

Chalets de 4 places. Repas au restaurant principal de la lodge. En principe, le petit observatoire privé des lieux nous est réservé pour une soirée astronomique.

Bibliographie

N. Norman and G. Whitfield. *Geological journeys – a traveller's guide to South Africa's rocks and landforms*. Struik publishers, Cape Town, 2006.

Jour 13: Vendredi 7 Novembre

Voir cartes VI et VII, pages xvii et xviii.

Transfert vers Vredefort. Installez vous bien pour une longue route...

Retourner sur la N4 par la R540 (18 km) ; prendre à droite vers le Gauteng (Pretoria, Johannesburg). A l'embranchement de Witbank (87 km), rester à gauche sur la N12 (Johannesburg). La quitter après 64 km en prenant sur la gauche la R42 vers Delmas (7 km). Traverser Delmas et rester sur la R42 vers Nigel (42 km), Heidelberg (14 km) et Vereeniging (47 km). Continuer sur la R59 vers Sasolburg (14 km) et Parys (43 km).

Total : 336 km, 3h30 + pauses.

Arrêt n° 13.1	S26.88013 ; E27.25184
Rooderand Shatter-cones dans des argilites.	
Accès : Depuis Parys, prendre la R500/R53 vers le Nord (Potchefstroom) ; traverser la rivière Vaal, prendre à gauche la R53 à l'embranchement (2.7 km), puis à nouveau à gauche (2.3 km) vers Venterskroon. La route devient non goudronnée et se dirige vers les collines formées de quartzites ; on les atteint après environ 5 km. La route traverse ensuite des intrusions de granites et de syénites à népheline, intrusives dans les quartzites, également avec des veines de pseudotachylites. On atteint ensuite une autre route non goudronnée, que l'on prend vers la gauche en direction de Venterskroon (11 km depuis la R53). Continuer encore 13 km jusqu'à Venterskroon (où de l'or, du Supergroupe du Witswatersrand, a été exploité dans les années 30 et prospecté jusqu'à ce que la région ait été déclarée "World heritage site" de l'UNESCO). La route effectue alors plusieurs virages ; stopper dans l'un d'entre eux à 2 km de Venterskroon.	
Trajet total : 31 km, 30 mn Temps sur l'affleurement : 30 mn	

Contexte : Le dôme de Vredefort (un demi-dôme, en réalité, dont la moitié Sud est cachée par les sédiments du Supergroupe du Karoo) est composé d'un coeur de "socle" archéen (gneiss et ceintures de roches vertes), entouré d'un anneau de sédiments des Supergroupe du Witswatersrand, de Ventersdorp et du Transvaal. L'ensemble est une structure antiforme (donc, avec les terrains les plus profonds au centre), localement inversé.

Cette structure a été acquise lors de l'impact météoritique qui a affecté la structure il y a 2023 Ma.

On se trouve ici dans des argilites appartenant au Supergroupe du Witswatersrand ; elles sont

fracturées et définissent des "shatter-cones", des structures de fracturation radiales formées par l'impact. Les sommets des cônes pointent, en principe, en direction du point d'impact — mais ici, les couches ayant été "plissées" lors du soulèvement post-cratère, cet argument n'est pas facile à exploiter.

Description : Attention à la circulation dans ces virages sans visibilité — les locaux ont tendance à rouler vite sur les routes non goudronnées. Merci de ne pas tenter d'échantillonner cet affleurement unique et fragile.

Les shatter-cones s'observent dans le talus routier, avec des failles à faible pendage.

Arrêt n° 13.2	GPS
Witkop Métamorphisme dans les pelites du dôme de Vredefort	
Accès : Revenir en direction de Parys par la même route. Au bout de 21 km environ, rentrer sur la gauche dans une propriété (camp de vacances); stopper 350 m plus loin au pied d'une ride nette à gauche, et grimper entre les buissons	
Trajet total : 21 km, 25 mn Temps sur l'affleurement : 1h00	

Contexte : On observe ici des pelites métamorphisées, à grenat, cordiérite, andalousite. On peut mettre en évidence deux épisodes métamorphiques successifs dans ces roches :

- Le premier (env. 5 kbar et 550–600 °) a duré suffisamment longtemps pour permettre le développement de textures à gros grains, bien équilibrées. C'est un métamorphisme régional, probablement lié au réchauffement de la croûte lors de la mise en place des magmas du Bushveldt.
- Le second n'enregistre que des températures de 500–525 °, pour des pressions de 2–3 kbar; il forme des minéraux plus fins et des

textures moins équilibrées, mais affecte aussi les pseudotachylites. Il s'agit probablement de métamorphisme enregistrant les conditions lors de la remontée du dôme, après l'impact.

Description : Les blocs éboulés dans les buissons sont des métapelites, qui présentent encore des structures sédimentaires primaires (grano-classement...); on y observe facilement la cordiérite (qui forme surtout des dépressions altérées) et des cristaux rectangulaires d'andalousite, orangés. Parfois, la seconde génération de minéraux métamorphiques est présente, et forme une fine auréole autour des gros cristaux de la première génération.

Hébergement	S26.83499; E27.51084
Smilin'thru resort, Parys	
Accès : Continuer sur la même route jusqu'à la R53, la prendre à droite sur 2 km et tourner à gauche sur la R500. L'entrée du "resort" est 8 km sur la droite, le bâtiment principal est environ à 2 km de la R500 au bord de la Vaal.	
Trajet total : 20 km, 25 mn	

Chalets de 4 lits, repas au restaurant



Jour 14: Samedi 8 Novembre

Voir carte VII, page xviii.

Arrêt n° 14.1	S26.83016 ; E27.49883
Bobbejaanrant, Smilin' Thru resort Quartzites du Supergroupe du Witswatersrand fracturées, et pseudotachylites	
Accès : Revenir vers la route et stopper 1650 m avant de sortir de la propriété	
Trajet total : 2 km, 5 mn	
Temps sur l'affleurement : 30 mn	

Contexte : Dans la partie relativement périphérique de l'impact, la fracturation est superposée aux roches du socle et se manifeste de façon relativement discrète, avec surtout des cassures et quelques veines de pseudotachylites (liquides de friction).

Description : On observe ici des quartzites appartenant à la base du Supergroupe du Witswatersrand. Elles sont fracturées et broyées. Par endroit, on observe des veines de pseudotachylites.

Arrêt n° 14.2	Inconnu
Kopjeskraal Filon de granophyre	
Accès : Reprendre la R500 sur 8 km en direction de Parys ; tourner à droite vers Potchefstroom (R53) ; après 2 km prendre de nouveau à gauche vers Venterskroon. Stopper après 3 km à la ferme Kopjeskraal (Iniekom).	
Trajet total : 13 km, 15 mn	
Temps sur l'affleurement : 1h mn	

Contexte : Les granophyres de la région de Vredefort sont des liquides d'impact, en réalité des mélanges entre différentes roches fondues ; leur composition chimique est assez étrange.

Description : Affleurement inconnu de moi... On verra si j'arrive à en dire des choses intelligentes.

Arrêt n° 14.3	S26.88846 ; E27.4096
Carrière de Salvamento Brèches pseudo-tachylitiques	
Accès : Prendre une piste vers le Sud depuis la route de Venterskroon. Entrer dans la carrière, à 300 m sur la piste.	
Trajet total : 5 km, 10 mn Temps sur l'affleurement : 1h00	

Contexte : *En progressant vers le centre du dôme, l'impact se caractérise par le développement de brèches pseudotachylitiques, dans lesquelles des fragments anguleux (ici, de granitoïdes archéens) "flottent" dans une matrice de*

liquide d'impact.

Description : Carrière abandonnée. Examiner les faces de blocs où les différentes terrasses, avec de spectaculaires exemples de brèches.

Arrêt n° 14.4	S26.90083 ; E27.40412
Carrière de Leeukop Brèches pseudo-tachylitiques dans des granitoïdes archéens	
Accès : Prendre à gauche sur la route, puis à nouveau à gauche. 500 m plus loin, on atteint l'entrée de la carrière de Leeukop, encore sur la gauche	
Trajet total : 1 km Temps sur l'affleurement : 1h00	

Contexte : *Comme arrêt précédent*

Description : Spectaculaire affleurement de brèche pseudotachylitique.

Hébergement	S26.13365 ; E28.23
Avion	
Accès : Rejoindre Parys (8 km), prendre la R59 vers l'Est (Sasolburg) sur 20 km jusqu'à la N1 (Vaal Toll Plaza). Prendre la N1 vers le Nord (Johannesburg) sur 75 km, jusqu'à l'échangeur de Diepkloof, où l'on prend vers l'Est la N12 (direction Witbank). Suivre le contournement Sud puis Est sur 27 km, le quitter à l'échangeur 113 par la R24/N12 vers la droite (Est), direction Witbank / OR Tambo airport. Après environ 2 km, sortir sur la gauche (R24, direction OR Tambo airport) et atteindre l'aéroport en 8 km. Essayer de retrouver le parking des loueurs de voitures sans se perdre. . .	
Trajet total : 140 km, 1h30 mn à 2h selon trafic	

Siège inconfortable de classe économique. . .

Départ de Johannesburg à 20h20, vol LX289. Arrivée à Zürich à 6h10 et départ pour Paris à 7h30, LX632.



Bon voyage !

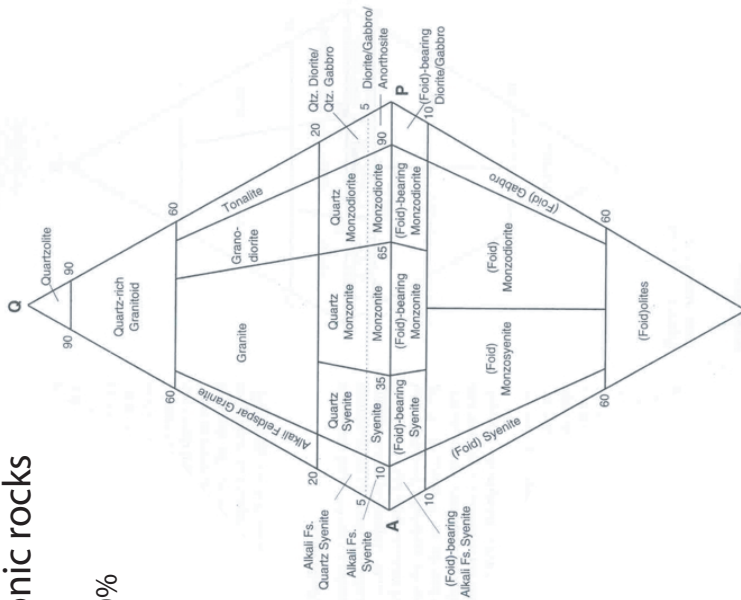
Quatrième partie

Documents

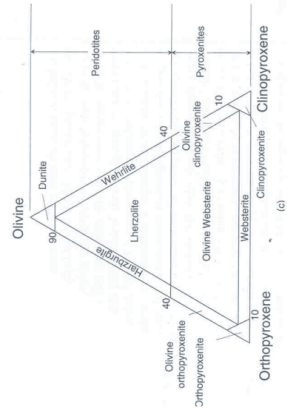
IUGS modal classification

1) Plutonic rocks

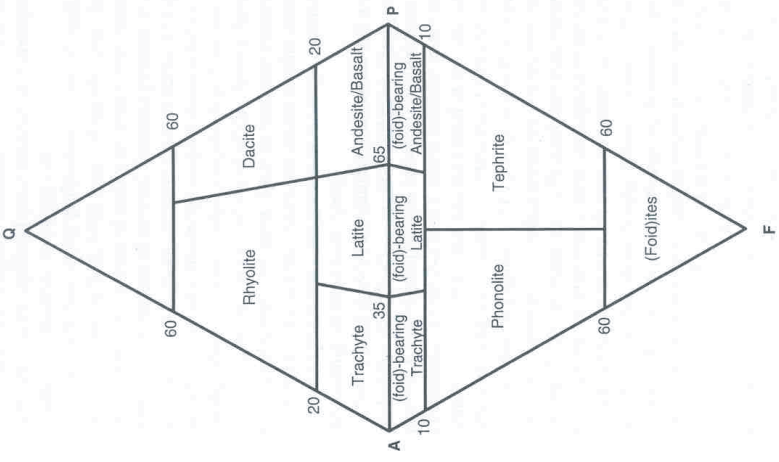
a) M < 90%



b) M > 90%



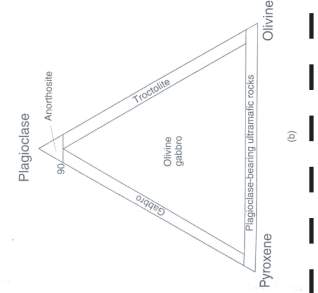
2) Volcanic rocks



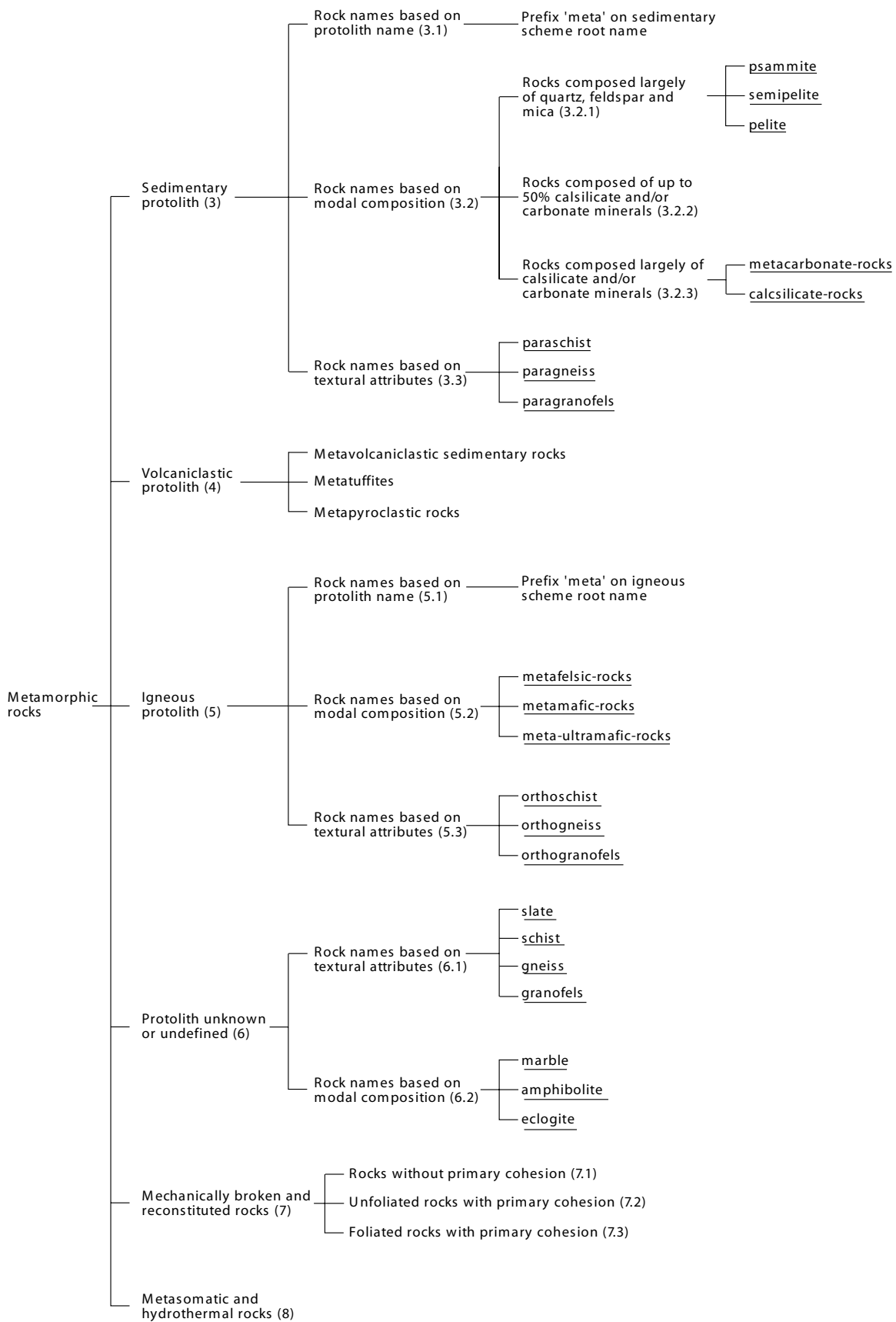
Basalt/andesite
 Basalt if:
SiO₂ < 52%
 or
An% > 50
M > 35
 Pyroxene (not amphibole)

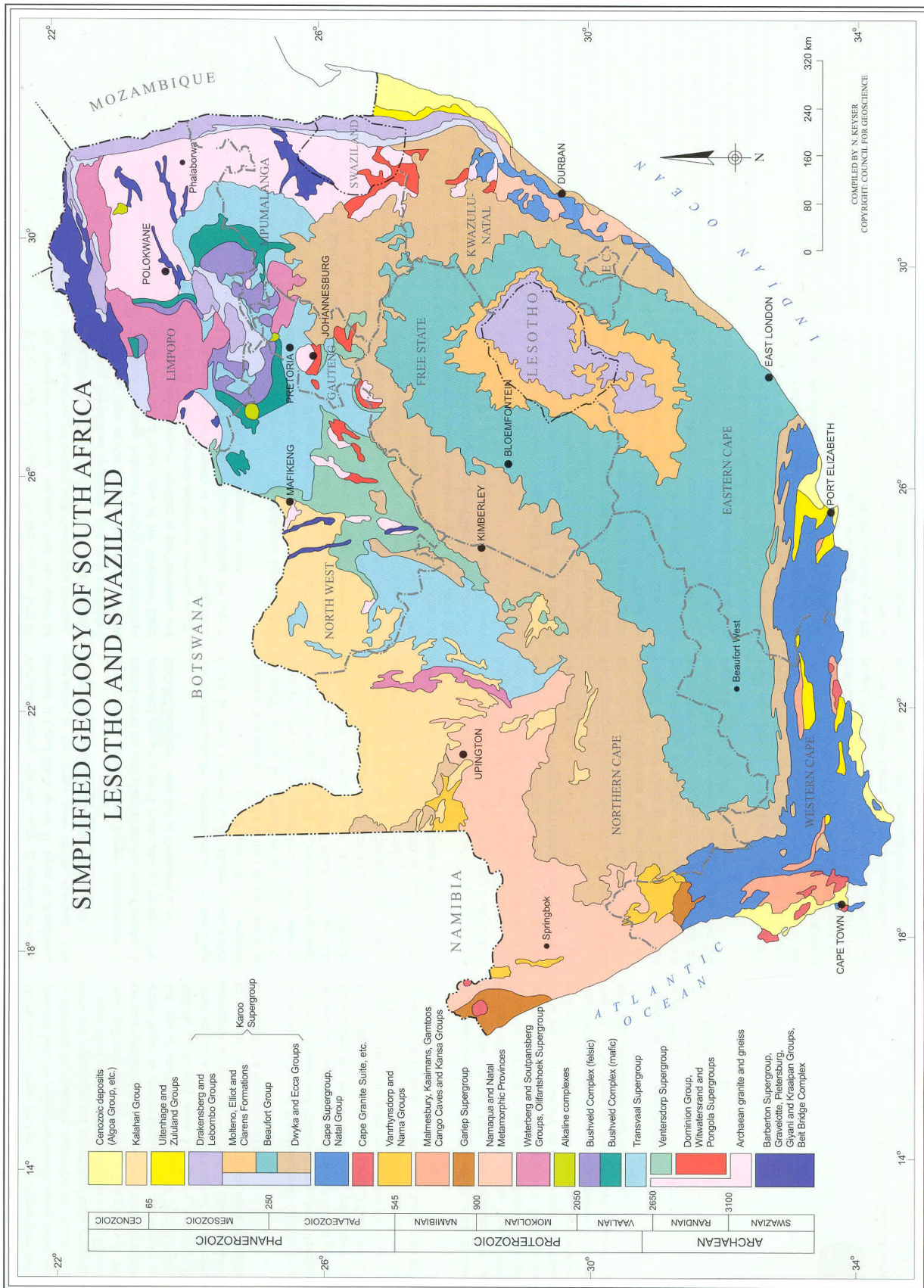
Gabbro/diorites:
 Gabbro if:
An% > 50
 or
M > 35
 Pyroxene (not amphibole)
SiO₂ < 52%

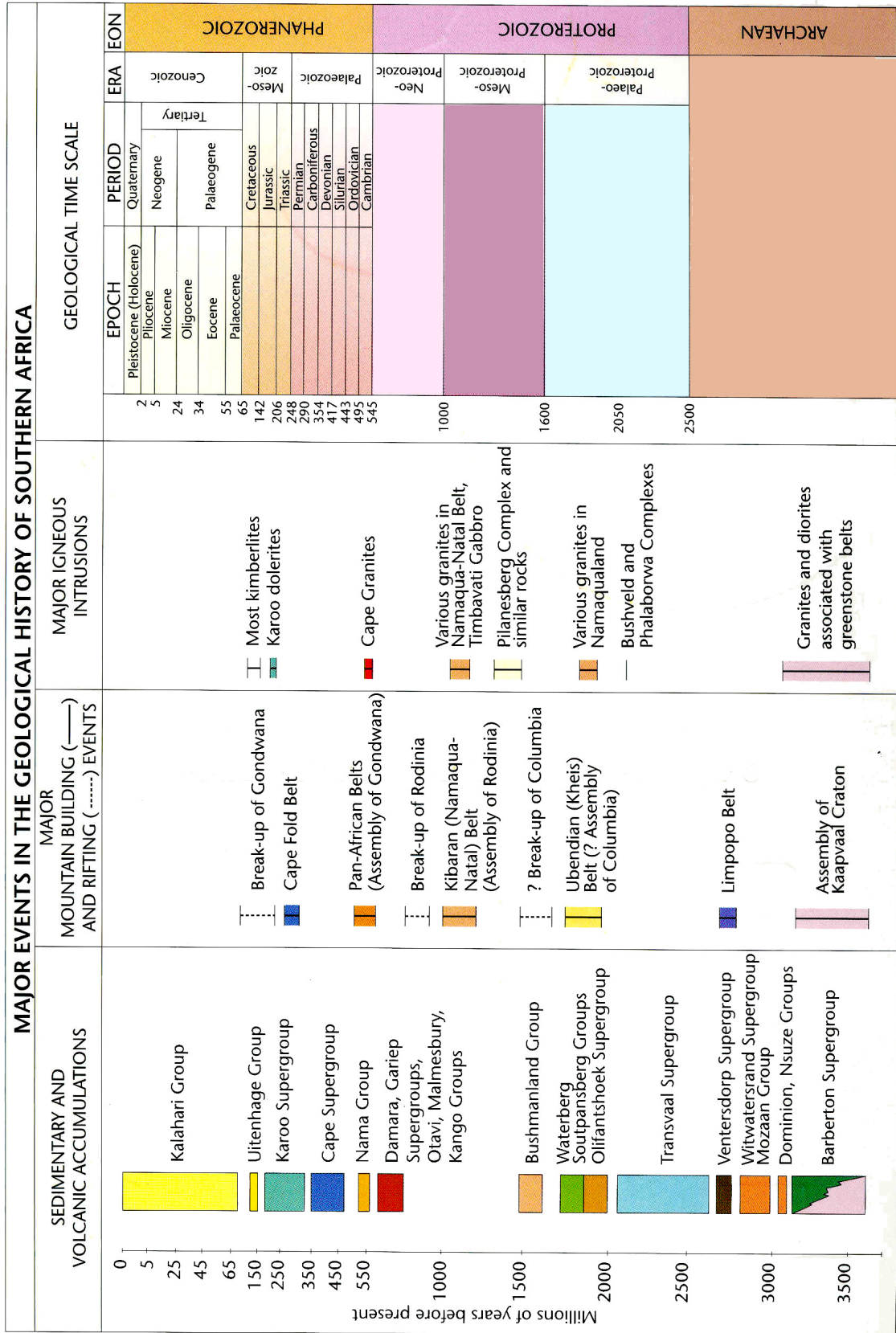
Sub-classification for gabbros



"Classification" des roches métamorphiques





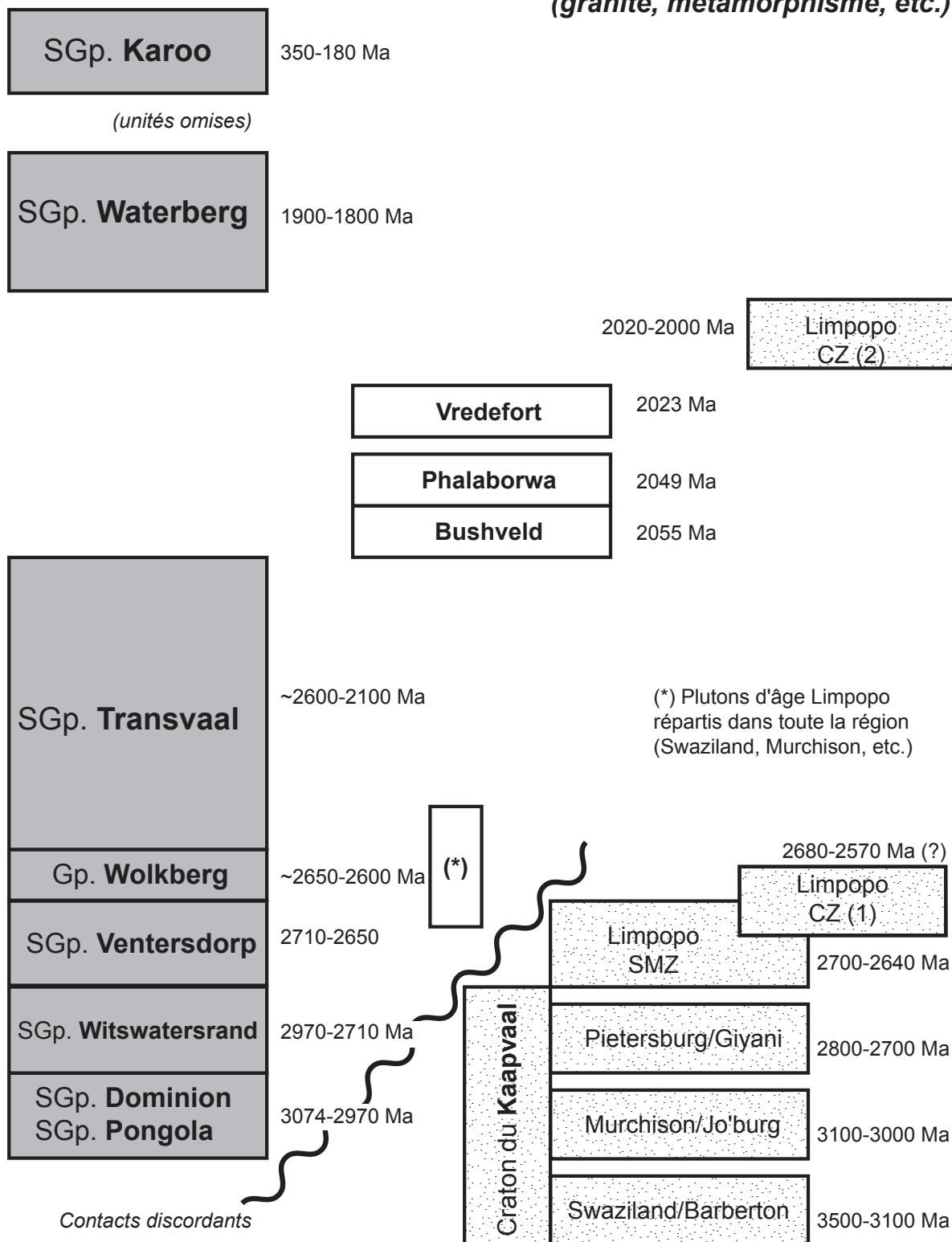


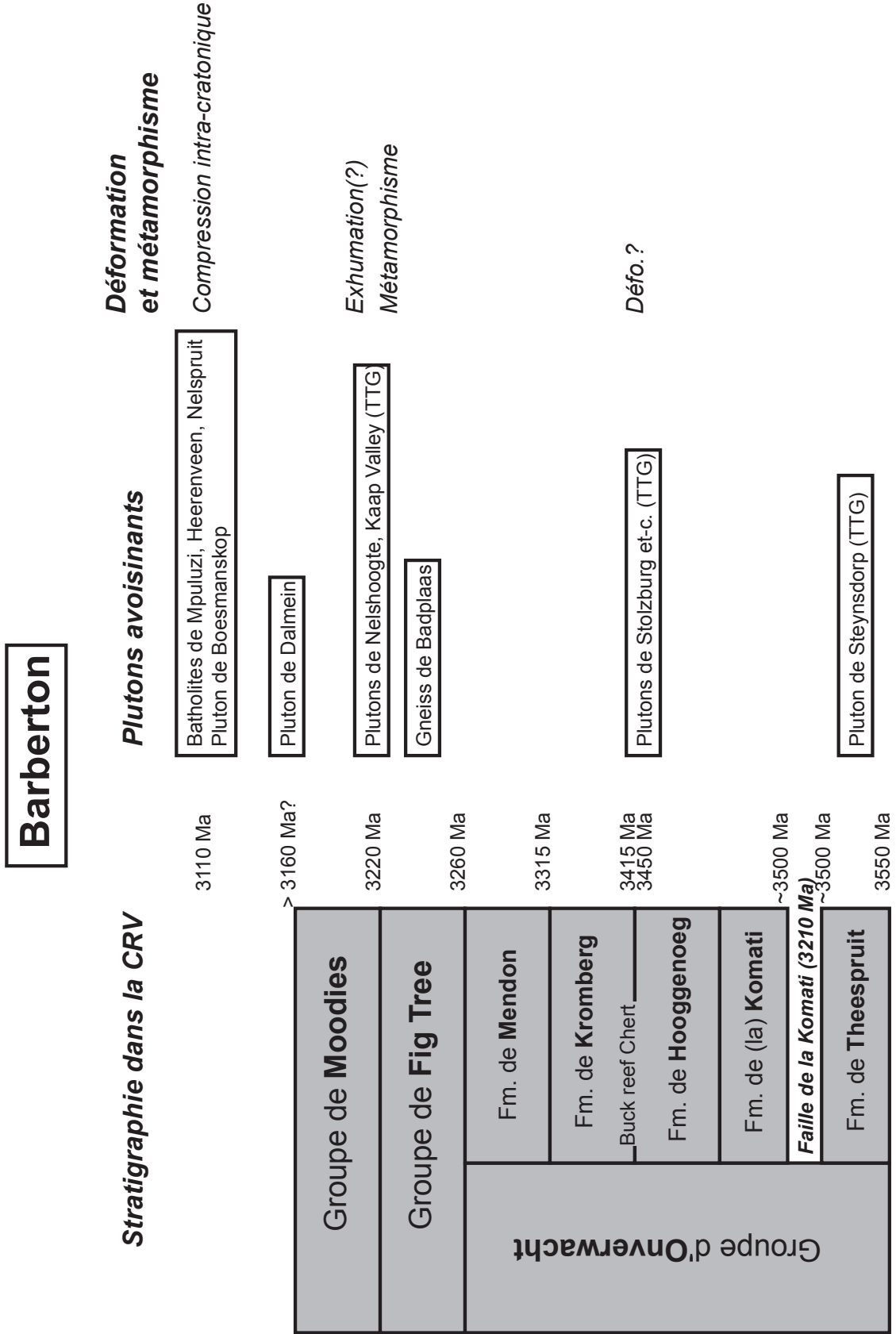
Le craton du Kaapvaal et sa couverture

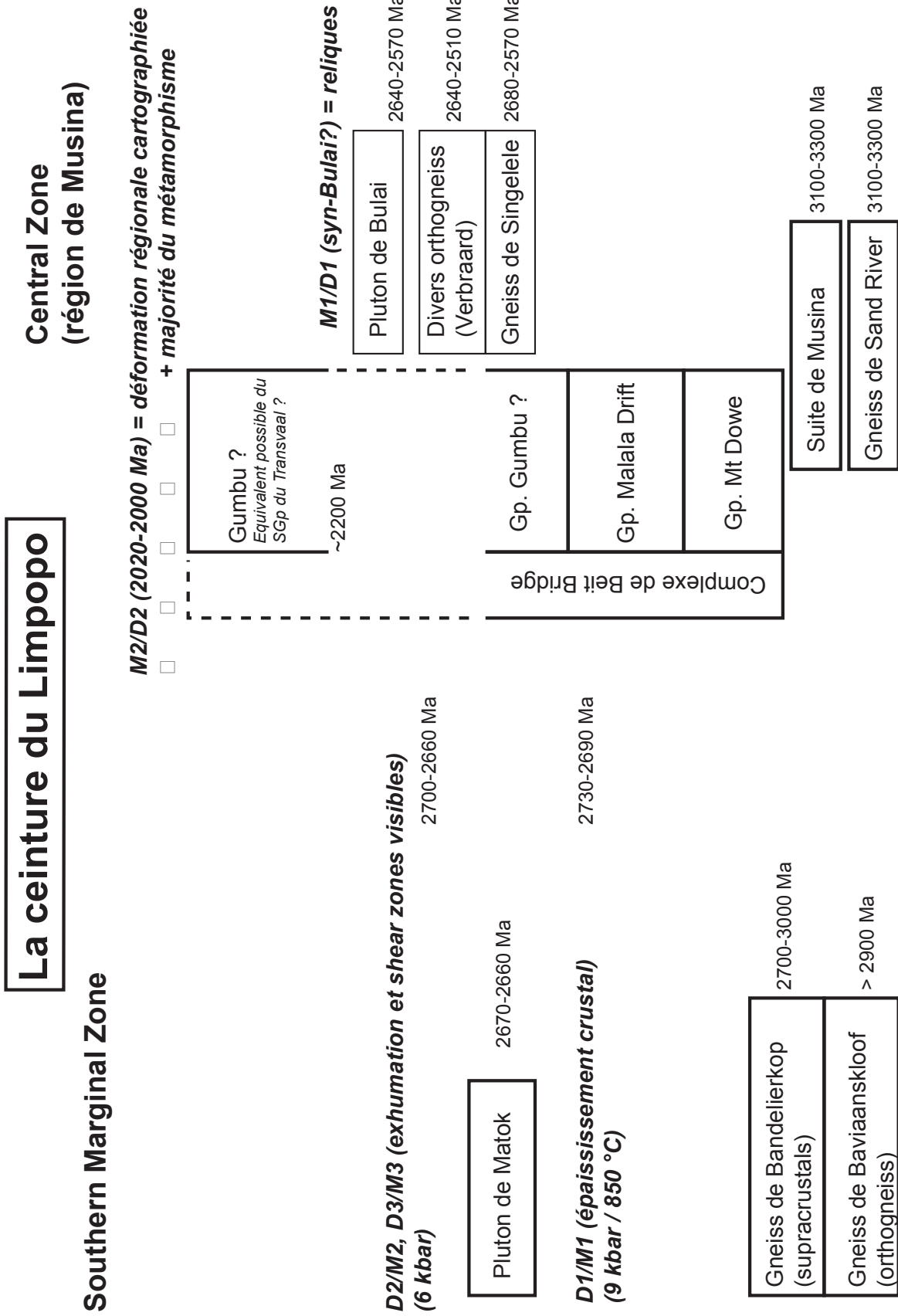
Séries sédimentaires

**Intrusions
(et impact)**

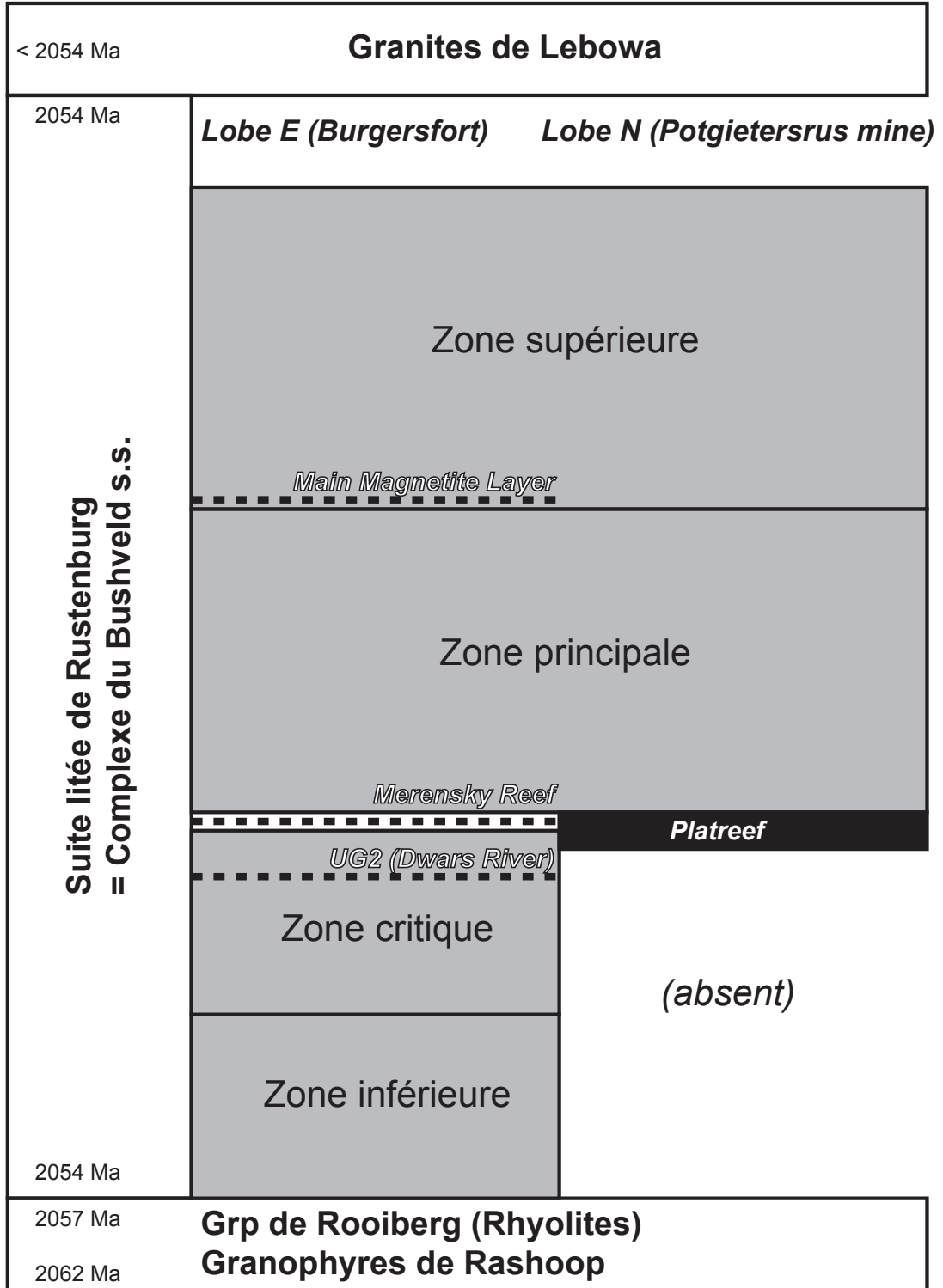
**Construction crustale
Ceintures mobiles
(granite, métamorphisme, etc.)**



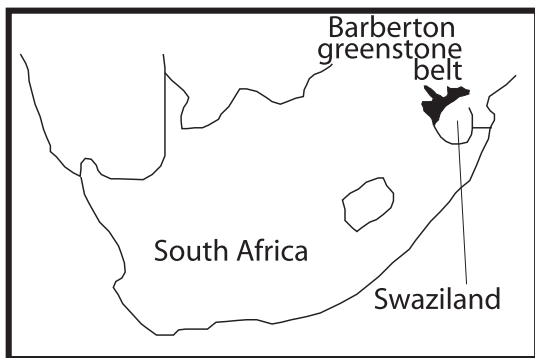
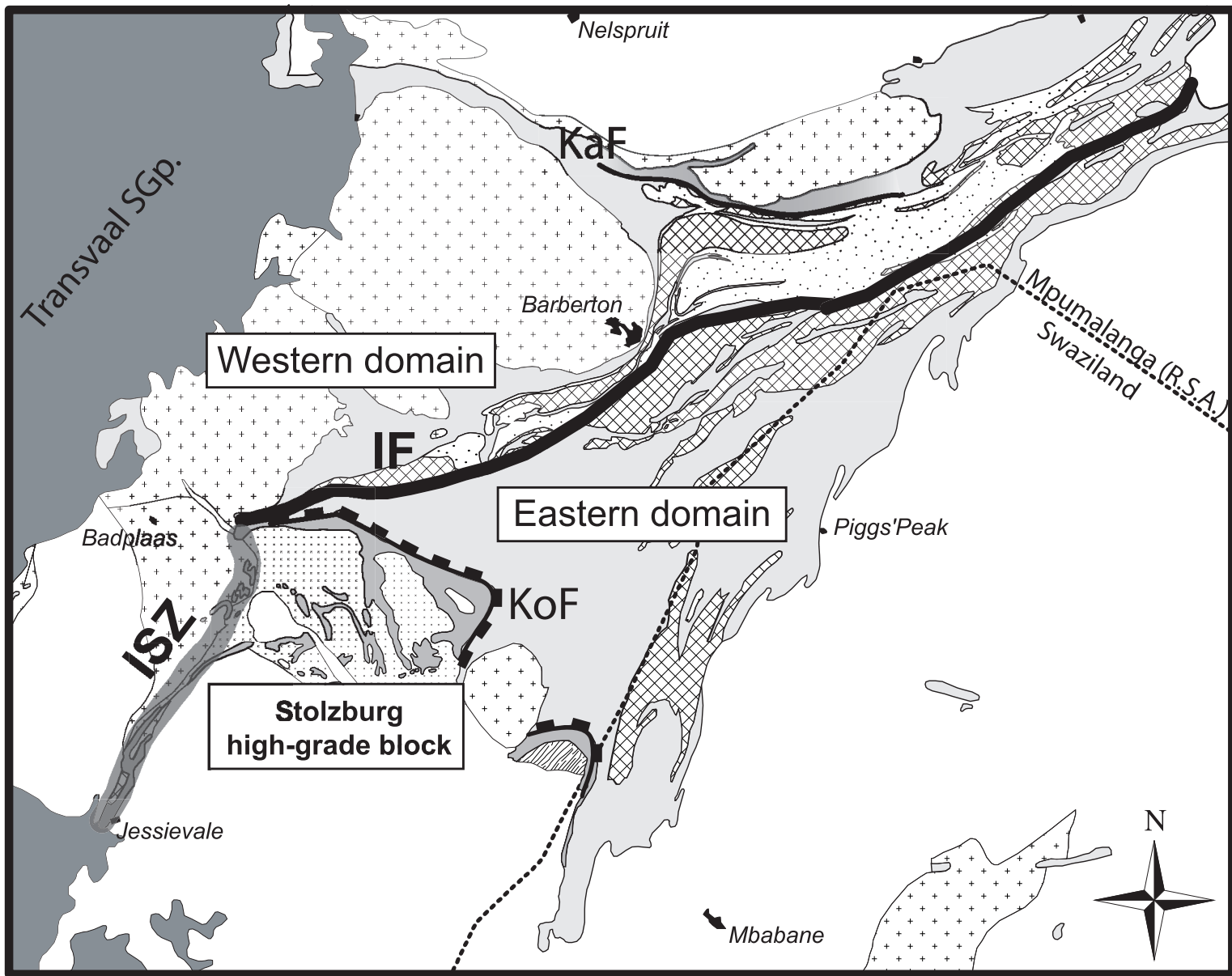








Le complexe du Bushveld



Encaissant : SGp Transvaal, Socle Archéen...






Greenstone belt

-  Moodies
-  Fig Tree
-  Onverwacht
-  Onverwacht (amphib. facies)

0 20 40 km



Plutonic rocks

-  3.23 - 3.21 Ga
-  ca. 3.45 Ga
-  3.55 - 3.50 Ga

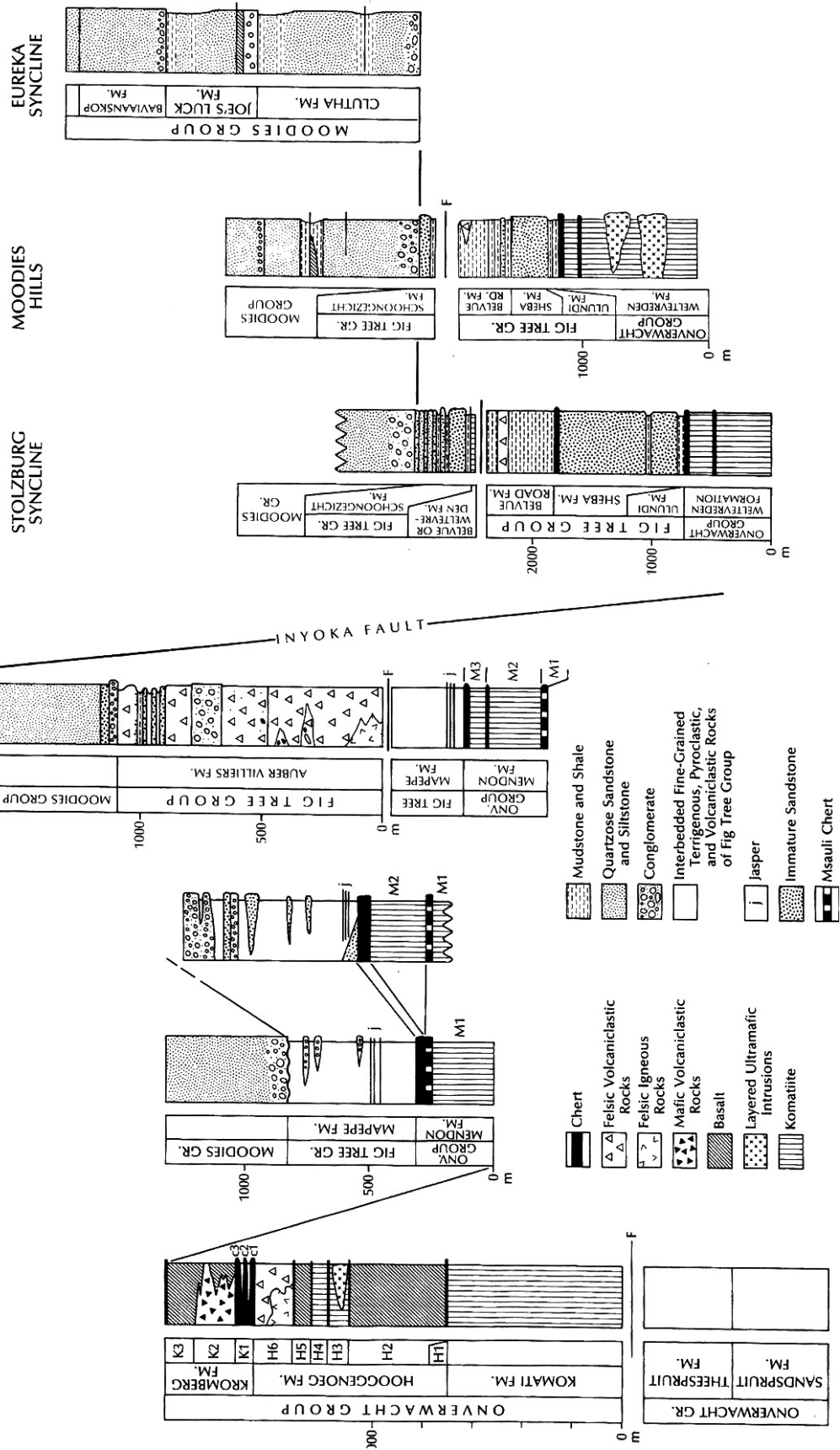
NORTHERN FACIES

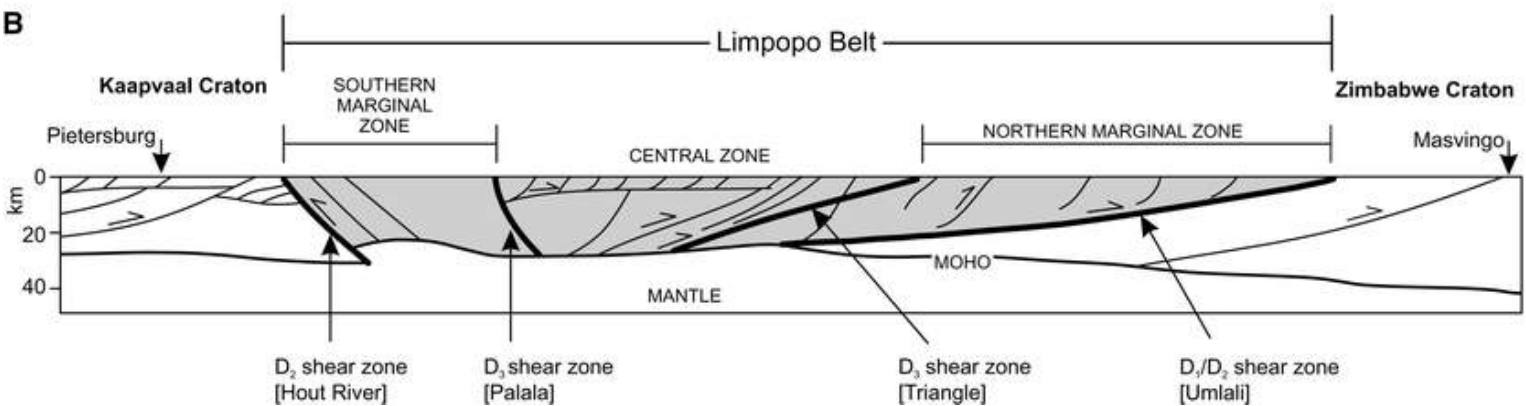
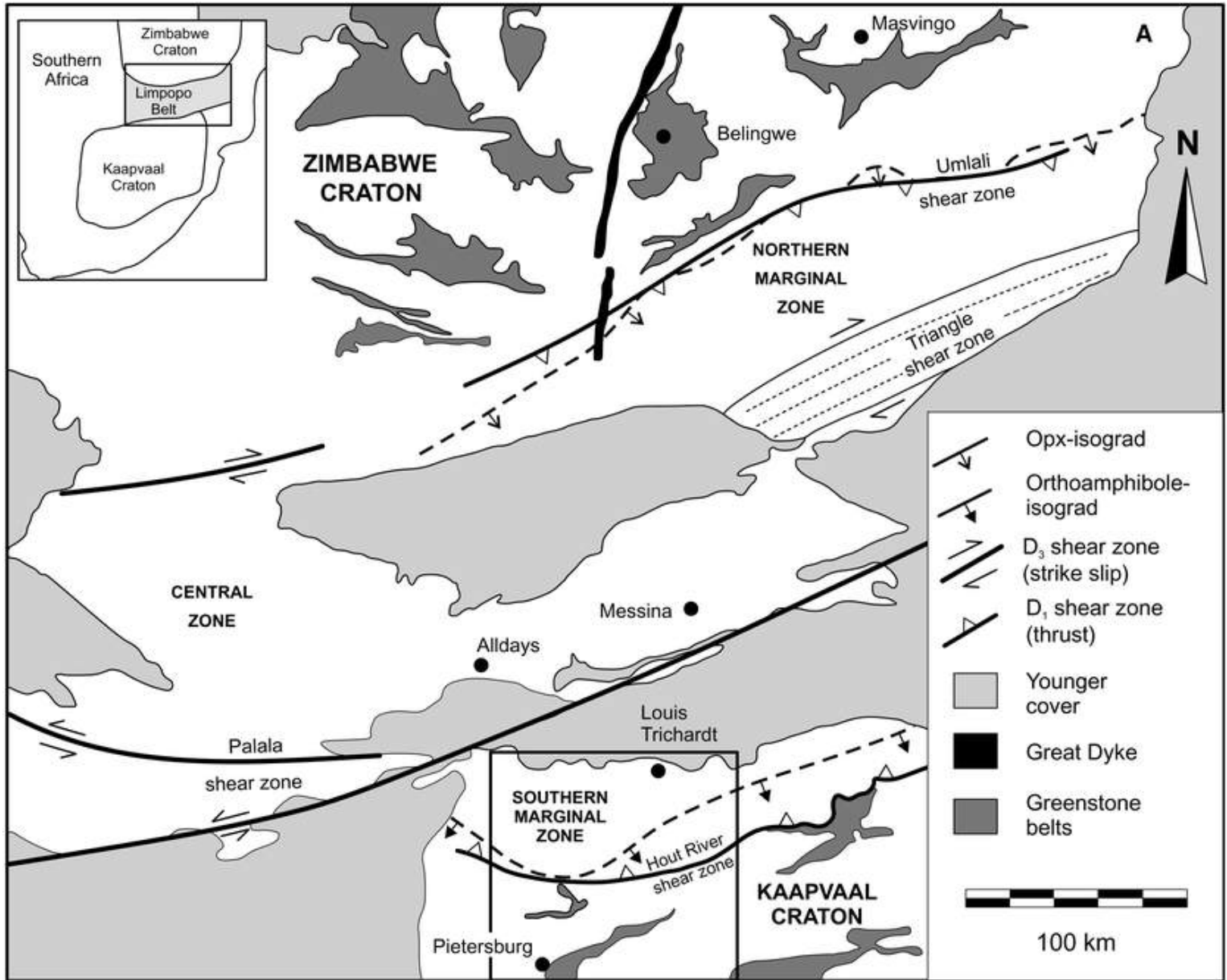
SOUTHERN FACIES

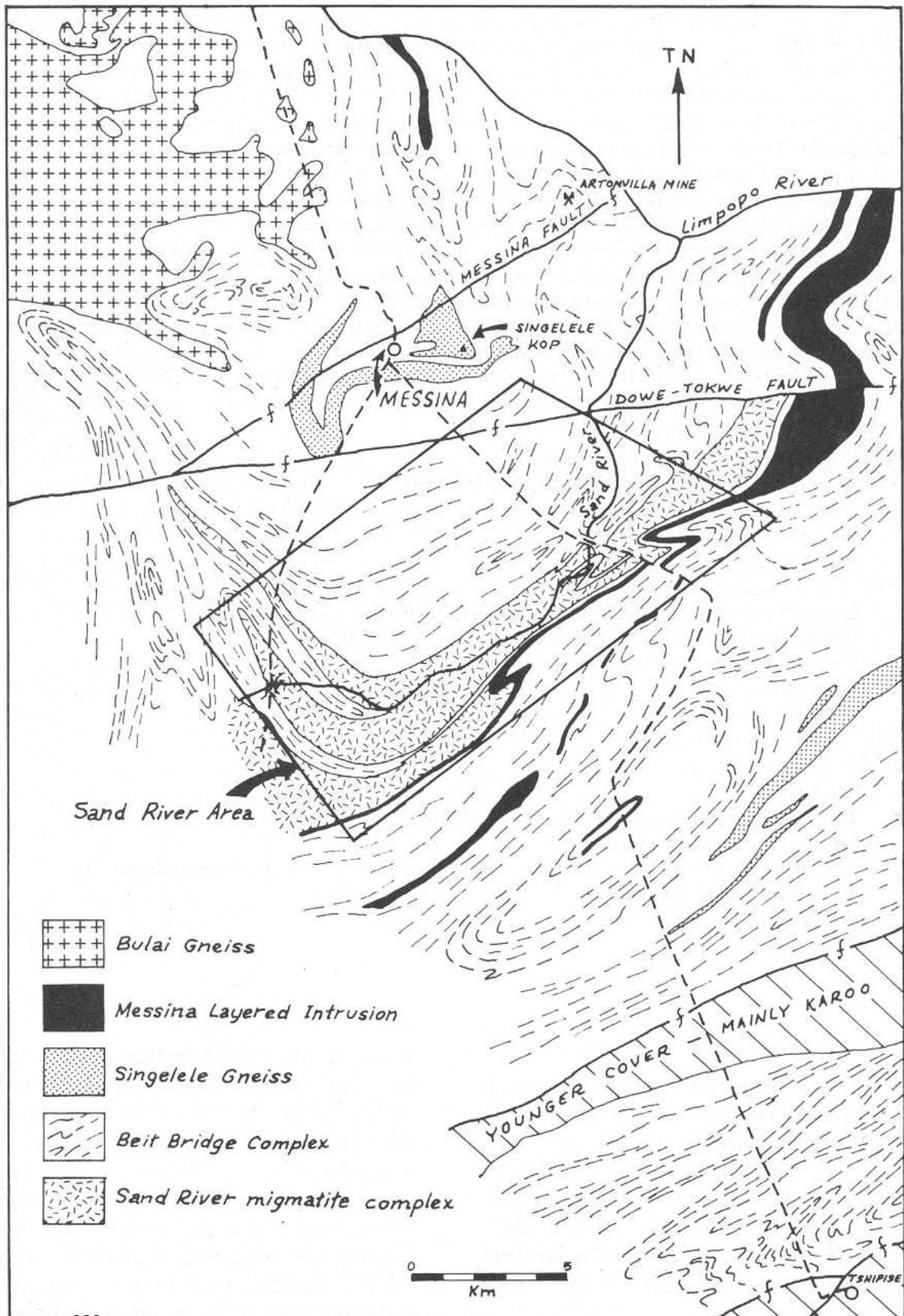
NORTHERN DOMAIN

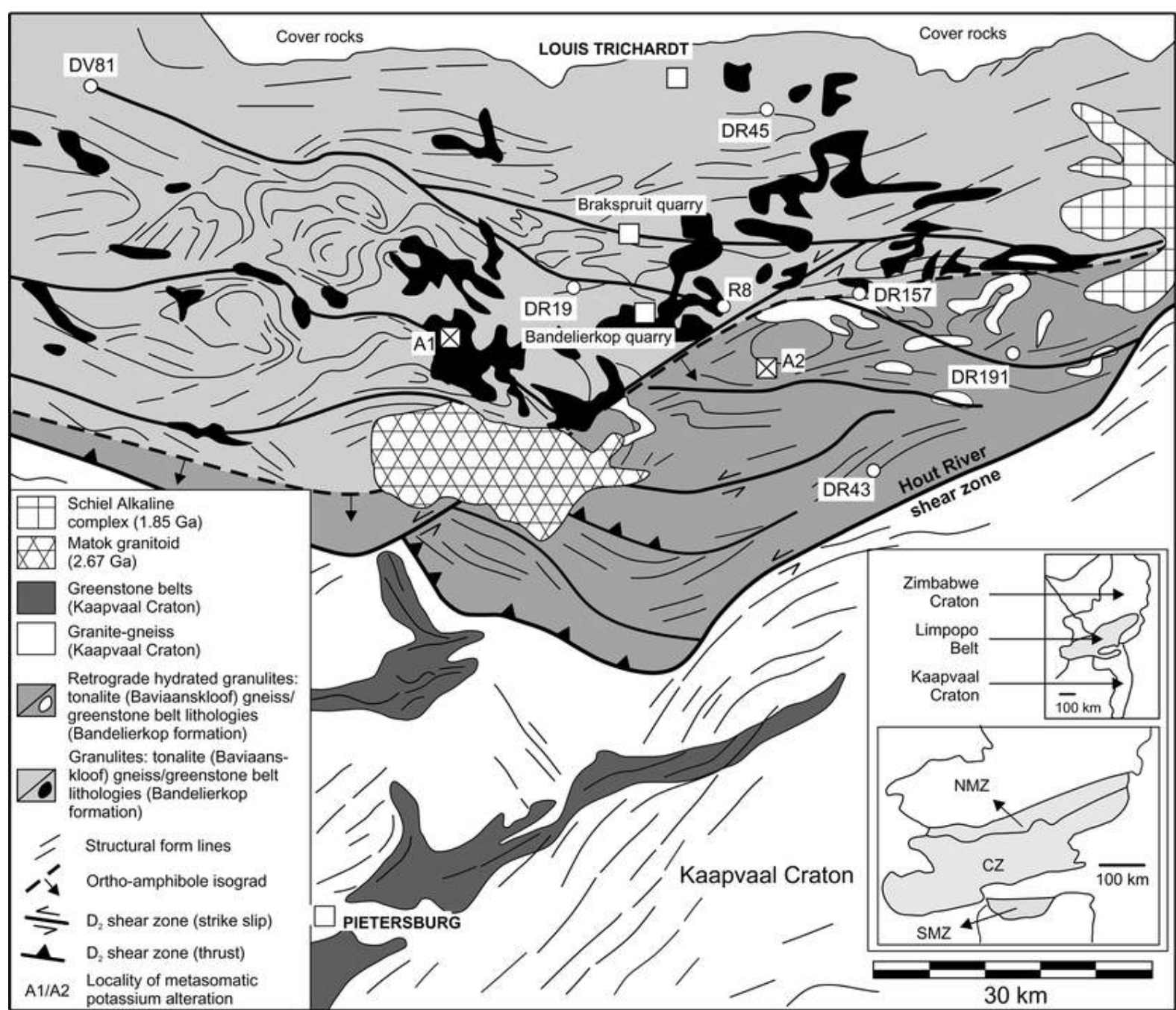
WEST CENTRAL DOMAIN

SOUTHERN DOMAIN









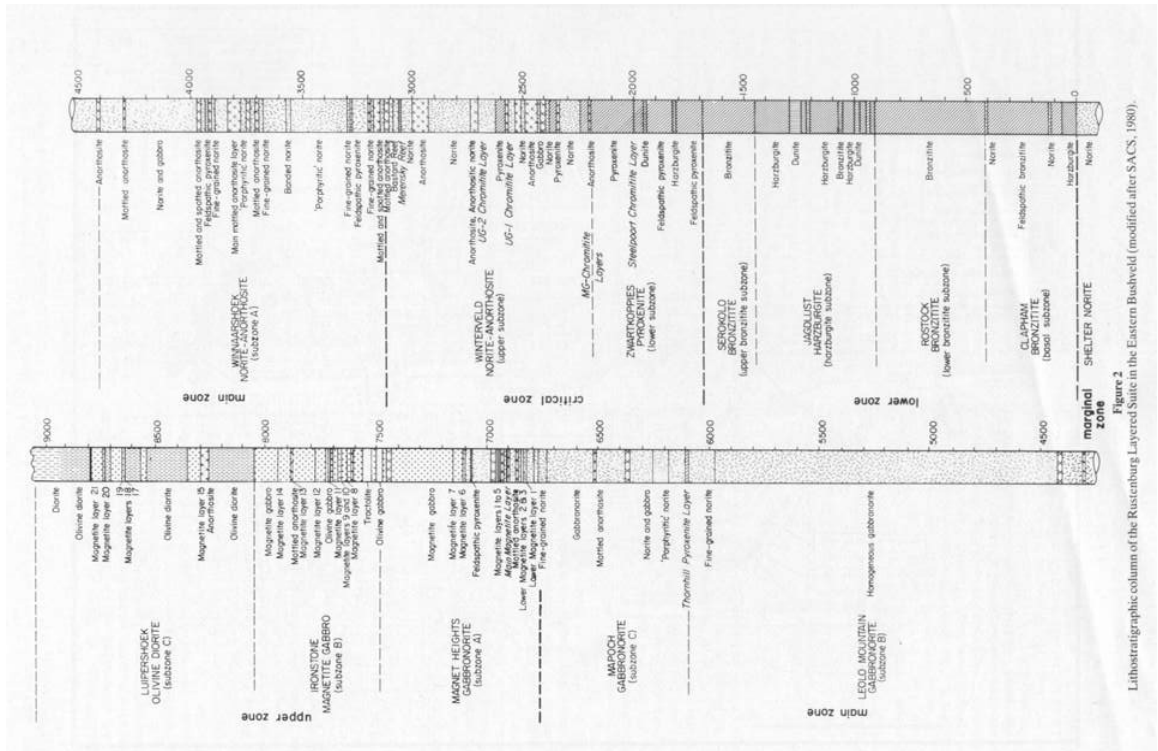
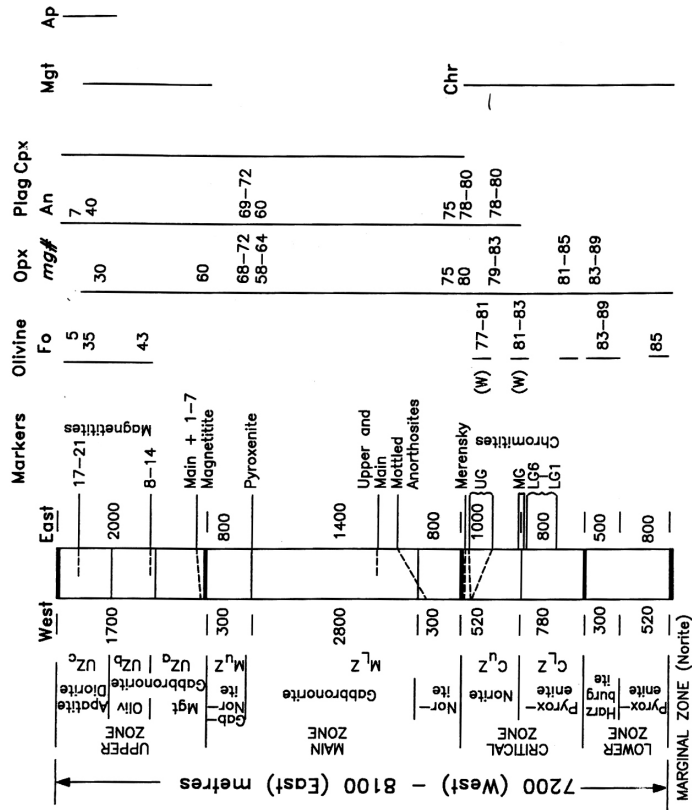
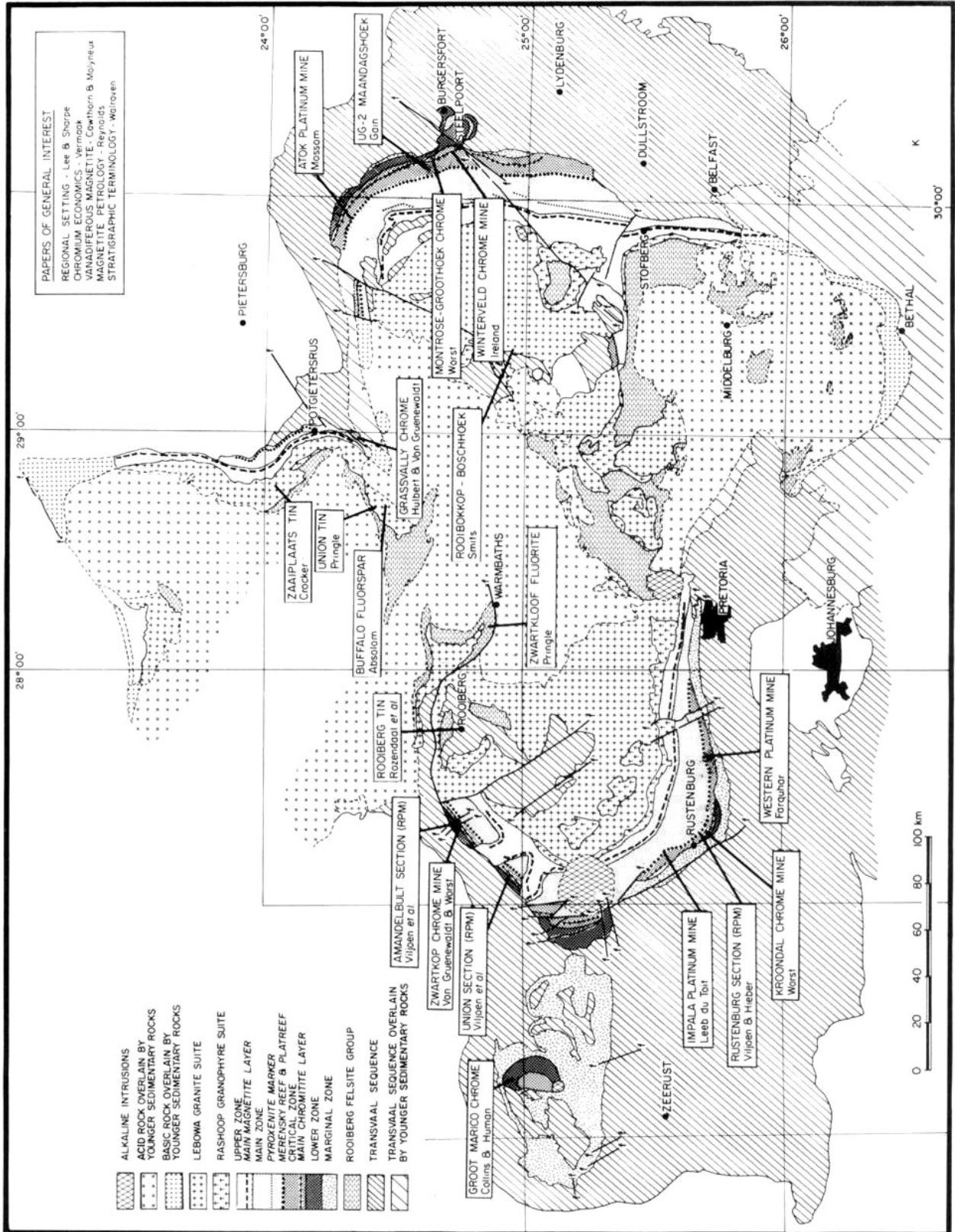
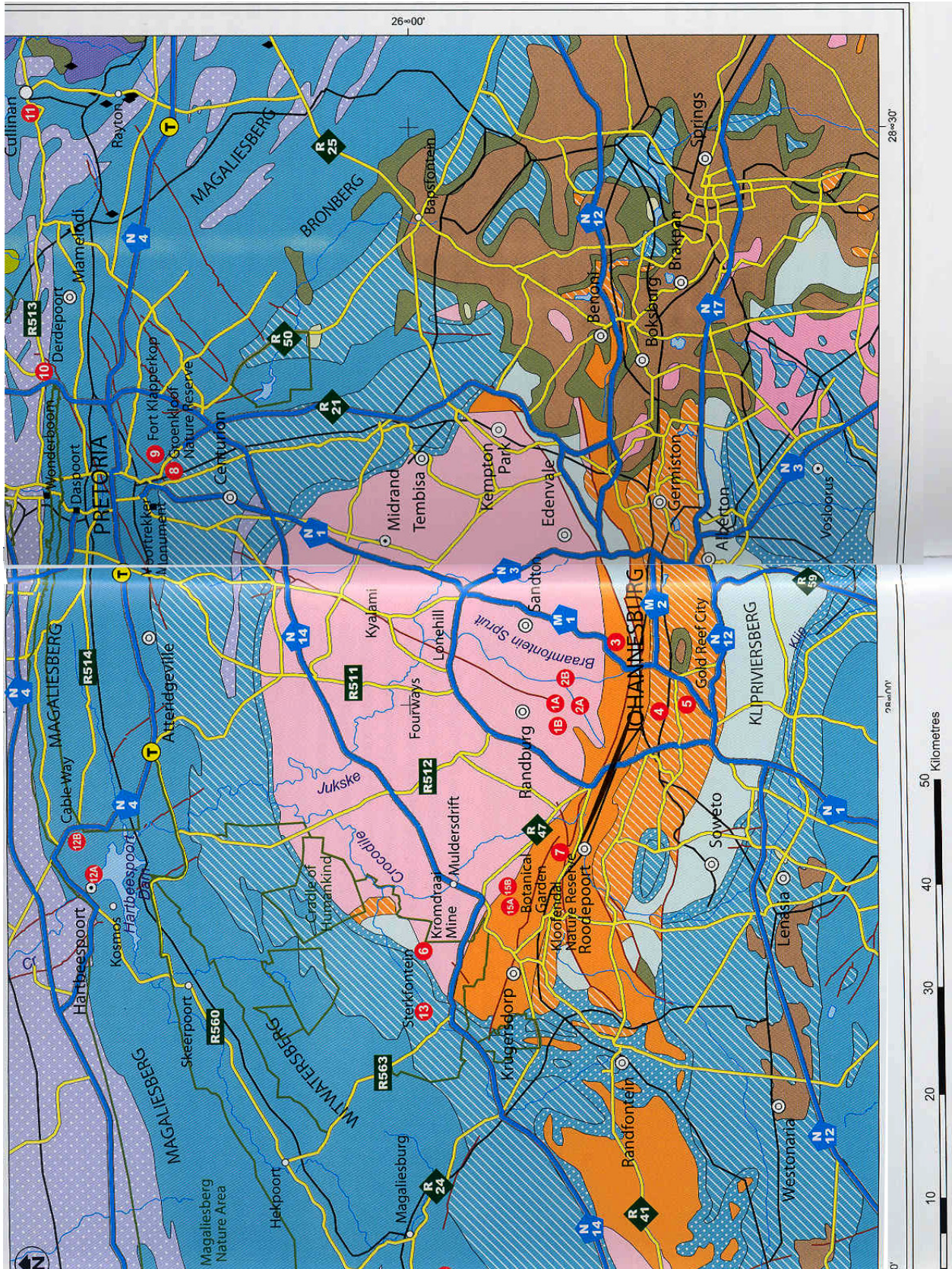
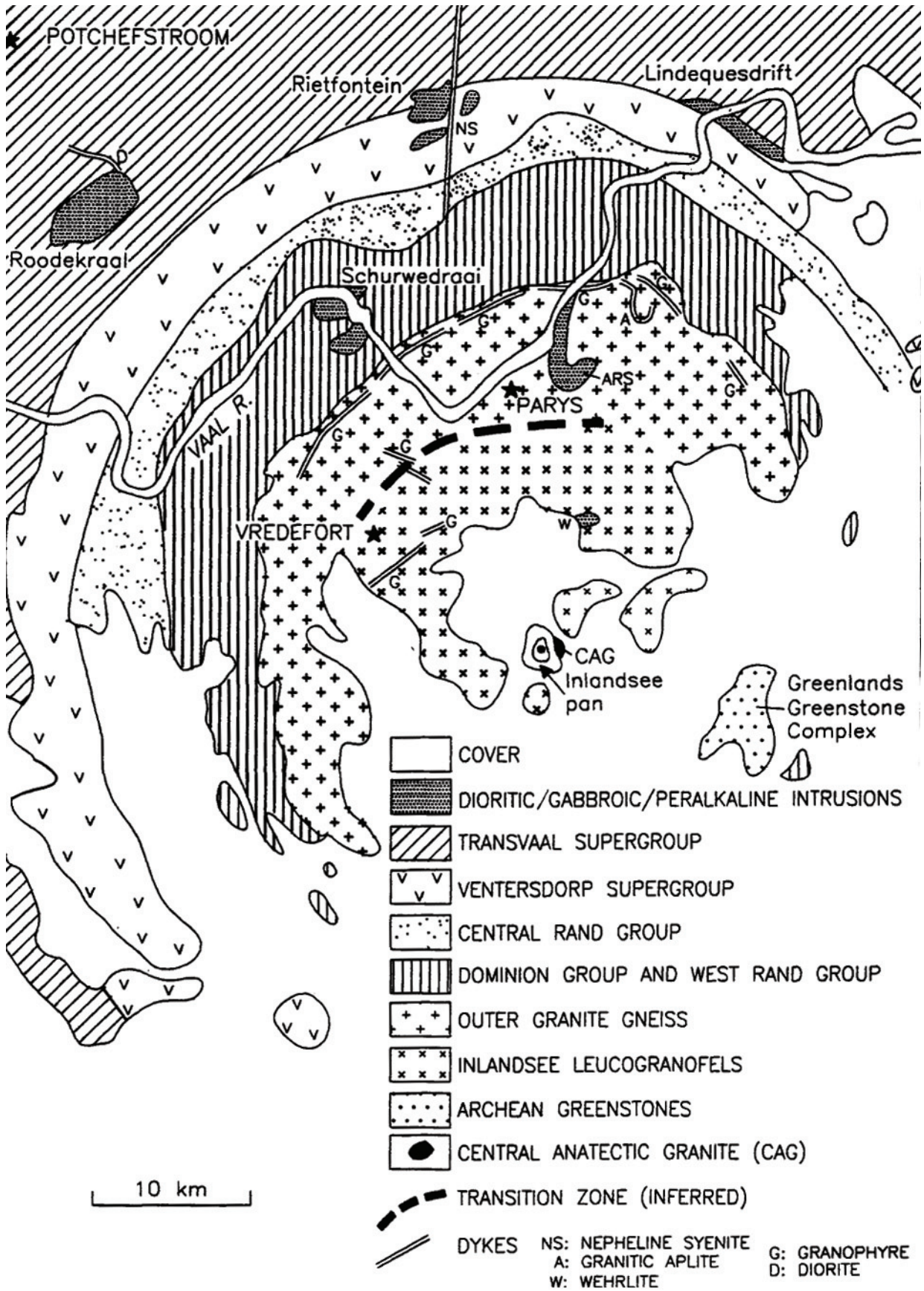


Figure 2 Lithostratigraphic column of the Rustenburg Layered Suite in the Eastern Bushveld (modified after SACS, 1980).









Bibliographie

- R.E.P. Fripp. The precambrian geology of the area around the Sand River near Messina, central zone, Limpopo belt. In W.J. van Biljon and J.H. Legg, editors, *The Limpopo belt*, pages 89–102. Geological society of South Africa, Johannesburg, 1983.
- D.R. Lowe and G.R. Byerly. Stratigraphy of the west-central part of the Barberton greenstone belt, South Africa. *Geological Society of America Special Paper*, 329 :1–36, 1999.
- N. Norman and G. Whitfield. *Geological journeys – a traveller’s guide to South Africa’s rocks and landforms*. Struik publishers, Cape Town, 2006.