



Caractérisation et distribution de l'évènement « Or » dans la ceinture de roches vertes de Barberton (Afrique du Sud).



Laurine Travers

M2 Géologie de l'Exploration et des Réservoirs

Responsable de stage : **Alain Chauvet**, directeur de recherche CNRS - Géosciences Montpellier

Laboratoire d'accueil : UMR Géosciences Montpellier

Rapporteur 1 : Emilien Oliot, enseignant chercheur - Géosciences Montpellier, Université de Montpellier

Rapporteur 2 : Benoît Gibert, enseignant chercheur - Géosciences Montpellier, Université de Montpellier

SOMMAIRE

INTRODUCTION :	1
1. CONTEXTE GEOLOGIQUE :	2
1.1. LA CEINTURE DE ROCHES VERTES DE BARBERTON	2
1.1. SYNFORME DE MALOLOTJA	7
2. METHODES	8
2.1. ANALYSES DE TERRAIN	8
2.2. MICROSCOPIE.....	8
3. ÉTUDE STRUCTURALE DE TERRAIN :	10
3.1. DEFORMATION REGIONALE	10
3.1.1. L'ÉVÈNEMENT PRECOCE S0/S1	10
3.1.1. L'ÉVÈNEMENT S2.....	12
3.2. LE SYSTEME MINERALISE	13
3.2.1. <i>Le système quartz précoce</i>	13
3.2.2. <i>Le système quartz tardif et minéralisé</i>	14
3.2.3. <i>Altérations</i>	17
3. ÉTUDE MICROSCOPIQUE :	19
3.1. PETROGRAPHIE	19
3.2. MICROSTRUCTURE	23
3.2.1. MICROSTRUCTURE ET MINERALOGIE DES ROCHES ENCAISSANTES.....	23
3.2.2. LES VEINES DE QUARTZ.....	24
3.2.3. LES MINERAUX D'ALTERATION	27
3.3. MEB	28
4. INTERPRETATION – DISCUSSION :.....	31
4.1. PRINCIPAUX RESULTATS DE L'ÉTUDE	31
4.2. MODELE.....	33
5.1. DISCUSSION	35
CONCLUSION :	36
REMERCIEMENTS :	36
RÉFÉRENCES :	37
LISTES DES FIGURES.....	41
DEROULEMENT DU STAGE :.....	44
RESUME :	45

INTRODUCTION :

L'Archéen est une période de l'histoire de la Terre qui s'étend de 4 à 2,5 milliards d'année. Cette période est marquée tout d'abord par son intense activité magmatique qui a permis de former environ 70% du volume de la croûte continentale par fusion du manteau (*Belousova et al., 2010*). Les terrains archéens sont principalement composés de socle granito-gneissique appelé TTG (tonalite-trondhémite-granodiorite), de roches volcano-sédimentaires appelées ceintures de roches vertes et de batholithes tardifs (*Anhaeusser, 2014*). La différence de densité entre les ceintures de roches vertes (très denses) et les granites (peu denses) crée une tectonique caractéristique de l'Archéen expliquant la structuration particulière de ces domaines en dômes et bassins (*Gorman et al., 1978*). Les termes sagduction ou de tectonique verticale, traduisant l'enfoncement des ceintures et la remontée de diapirs plutoniques ont aussi été utilisés. Ces modèles restent très discutés dans un débat où la question essentielle est l'existence ou non de tectonique similaire à l'actuel à l'Archéen (*Cawood et al., 2018 ; Lenardic, 2018*).

Les domaines archéens ont une autre particularité, celle d'être très enrichis en métaux, on peut citer l'exemple des gisements d'or de classe mondiale qui se distribuent préférentiellement dans des roches d'âges archéens (*Goldfarb et al., 2001*). On peut dès lors se demander s'il existe une relation entre l'importance du magmatisme et des systèmes minéralisés à l'archéens, ainsi que son rôle sur les minéralisations. Dans de nombreuses études, le rôle du magmatisme sur les systèmes minéralisés archéens est encore largement sous-estimé tant au niveau du rôle structural que d'un point de vu minéralogique.

On propose dans ce rapport d'étudier le contrôle structural de la formation des indices aurifères de la Ceinture de Roches Vertes de Barberton (CRVB) et plus précisément dans le synforme de Malolotja au Sud-Est de la ceinture, en Eswatini. Le but de cette étude est de comprendre la place de l'évènement aurifère dans l'évolution de la CRVB, et son lien avec le magmatisme. La finalité est de voir si on peut en dégager des conséquences sur la géodynamique archéenne qui est au cœur de discussions scientifiques actuelles (*cf. ci-dessus*). Pour se faire, et dans le cadre de l'activité de l'IRP BuCOMO (IRP = International Research Project, anciennement LIA – Laboratoire Internationaux Associés ; BuCOMO = Building Continents - from Mantle to Ore), une mission de terrain de trois semaines a été réalisée sur la zone d'étude afin d'observer, de mesurer et d'échantillonner les minéralisations, leurs altérations et leurs encaissants. Avec les échantillons collectés sur le terrain, une étude microstructurale et minéralogique a été effectuée pour voir les relations entre la cristallisation et la déformation. L'analyse s'est terminée par une analyse au Microscope Électronique à Balayage qui a permis d'affiner les observations microscopiques et tout particulièrement d'obtenir des informations sur la chimie des minéraux de nos échantillons. Un modèle préliminaire de formation des indices aurifères du secteur de Malolotja sera proposé et discuté en conclusion de ce travail. Il sera ensuite intégré dans le débat sur la géodynamique à l'Archéen.

1. CONTEXTE GEOLOGIQUE :

1.1. LA CEINTURE DE ROCHES VERTES DE BARBERTON

Encart sur les ceintures de roche vertes :

Les terrains archéens sont classiquement composés de socle granito-gneissique (série TTG -Tonalite, Trondhjemite, Granodiorite), avec quelques plutons calco-alcalins tardifs et des ceintures de roches vertes. En effet 5 à 10% du volume des domaines archéens est composé de ceintures correspondant à grandes échelles à des synformes allongés, déposés sur du socle granito-gneissique. Leur lithologie est couramment composée, de la base vers le sommet, de laves ultrabasiques (et notamment de komatiites), de laves basiques et de sédiments (roches détritiques et formation siliceuse dont des cherts et des BIFs). Ces roches sont métamorphosées dans le faciès schiste vert à amphibolite et la forte abondance de minéraux verts tels que de la serpentinite, de la chlorite, de l'épidote, de l'actinolite et de la hornblende ainsi que leur structure étroite et linéaire leur valent le nom de ceinture de roches vertes (Anhaeusser, 2014 ; Furnes et al., 2014). Ces domaines sont le site d'importantes minéralisations aurifères mais aussi polymétalliques. Une des plus réputée, plus grande et plus riche est celle d'Abitibi au Canada (Fryer et al., 1979).



Figure A : Illustration de ce à quoi le Terre primitive aurait pu ressembler à environ 3,6 Ga (d'après Anhaeusser, 2014, géo-artiste Maggie Newman).

La ceinture de roches vertes de Barberton (CRVB), se situe sur le bord Est du craton de Kaapvaal lui-même localisé sur le quart Nord-Est de l'Afrique du Sud (fig. 1A). Mesurant 120 km de long et 50 km de large (Gloyn-Jones et Kisters, 2019), elle est classiquement composée d'unités volcano-sédimentaires déposées sur des roches intrusives de type TTG (Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite) et juxtaposées à des batholites (Moyen et al., 2007 ; Westraat et al., 2004). La succession stratigraphique de la CRVB montre trois unités nommées, de la plus ancienne à la plus récente : Onverwacht, Fig Tree et Moodies (Jackson et al., 1987). Le groupe Onverwacht âgé d'environ 3,55 à 3,29 Ga (Kröner et al., 1996 ; Byerly et al. 1996 ; Poujol et al., 2003) est une série principalement méta-volcano-sédimentaire basique à ultrabasique (Jackson et al., 1987 ; Anhaeusser, 1976 ; Lowe et Byerly, 2007).

Le groupe Fig Tree daté de 3,26 à 3,22 Ga (De Ronde et De Wit, 1994 ; Byerly et al., 1996 ; Kröner et al., 1996 ; Poujol et al., 2003) est formé de lave calco-alcaline et de roches détritiques (Byerly et al., 1996 ; Hofmann, 2005). Enfin, le groupe Moodies daté de 3,22 à 3,21 Ga (Heubeck et Lowe, 1994 ; Kamo et Davis, 1994) représente la série détritique sommitale (Heubeck et Lowe, 1994) (fig. 1B).

La structuration actuelle de la CRVB est résumée sur la figure 2. Nous allons voir ci-dessous que cet état final résulte de la superposition de plusieurs événements à la fois sédimentaire, volcano-sédimentaire, tectonique mais aussi magmatique. L'histoire se résume globalement en 5 stades :

1. Le début de la mise en place de la ceinture de roches vertes de Barberton s'opère il y a 3,55 Ga via le dépôt du groupe Onverwacht dominé par des laves basiques à ultrabasiques (Anhaeusser, 1973 ; Lowe, 1994). Une période d'activité intra-océanique est probablement à l'origine de ces dépôts (Lowe, 1994). Contemporainement à ces premiers dépôts, le pluton de Steyndorp, réputé le plus ancien (numéro 3, fig. 1B), se met en place comme le résultat de la fusion d'un plateau continental à faible profondeur (Kröner et al., 1996 ; Moyen et al., 2007).

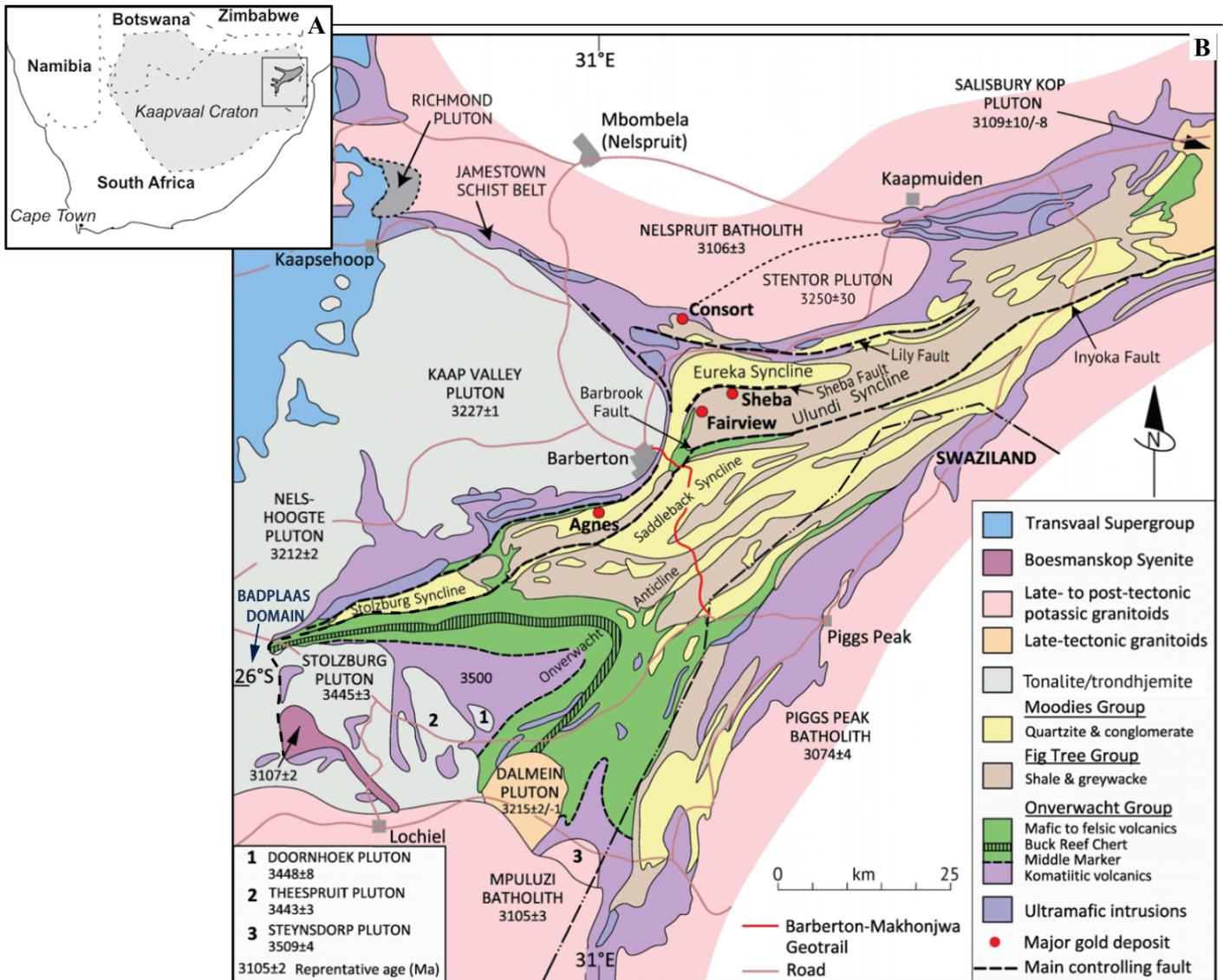


Figure 1: A : Localisation de la Ceinture de Roches Vertes sur le craton Kaapvaal (d'après Belcher et Kisters, 2006). B : Carte géologique de la région de Barberton (modifiée d'après Anhaeusser, 2019). Montrant les trois unités stratigraphiques (Moodies, Fig Tree et Onverwacht), les différentes unités granitiques avec les âges associés ainsi que les quatre gisements d'or majeurs de la Ceinture de Roches Vertes de Barberton.

2. L'événement majeur TTG précoces se forme ensuite à 3,4 Ga par fusion crustale à forte profondeur (Moyen et al., 2007). Ces roches constituent les plutons de Stolzburg, Theespruit et Doornhoek visible au Sud-Est de la ceinture (fig. 1B) (Kisters et Anhaeusser, 1995).
3. Vers 3,26 Ga débute la subduction d'un bloc SE sous un bloc NW (Moyen et al., 2006) à l'origine du magmatisme responsable des gneiss de Badplaas (Kisters et al., 2010) et des laves calco-alcalines de la formation Fig Tree (Armstrong et al., 1990 ; De Ronde et De Wit, 1994 ; Köhler et Anhaeusser, 2002). Les roches détritiques de cette unité sont le résultat de la création de bassins avant et arrière-arc pendant la subduction (Jackson et al., 1987 ; Köhler et Anhaeusser, 2002).
4. Le pluton de Stolzburg (partie du bloc SE, fig. 2) entre en subduction vers 3,2 Ga (De Ronde et De Wit, 1994), c'est le début de la collision et de la formation de la suture entre les deux bloc (Stevens et Moyen, 2007). Dans la ceinture de roches vertes le système de failles d'Inyoka correspond à des grands chevauchements qui mettent en contact la partie NW et la partie SE (Lowe, 1994) et dans la partie gneissique les failles d'Inyoka se prolongent en zone de déformation ductile mettant en contact le bloc Badplaas (NW) et le bloc Stolzburg (SE) (Moyen et al., 2006 ; Moyen et al., 2007 ; fig. 1B). Les sédiments du groupe Moodies sont interprétés comme

des dépôts de bassins syntectoniques lors de l'effondrement orogénique qui suit cet événement à 3,2 Ga (Heubeck et Lowe, 1994).

5. Une compression tardive globalement NW-SE forme de grands batholithes potassiques appelés GMS Suite (Granite, Monzogranite et Syénite) à environ 3,1 Ga (Lowe et Byerly, 2007 ; Poujol et al., 2003). Les principaux batholithes se formant ainsi sont : le granite de Nelspruit visible au Nord de la ceinture, ceux de Mpuluzi, de Heerenveen à l'Ouest ainsi que le batholithe de Piggs Peak à l'Est (Westraat et al., 2004 ; Belcher et Kisters, 2006) (fig. 1B).

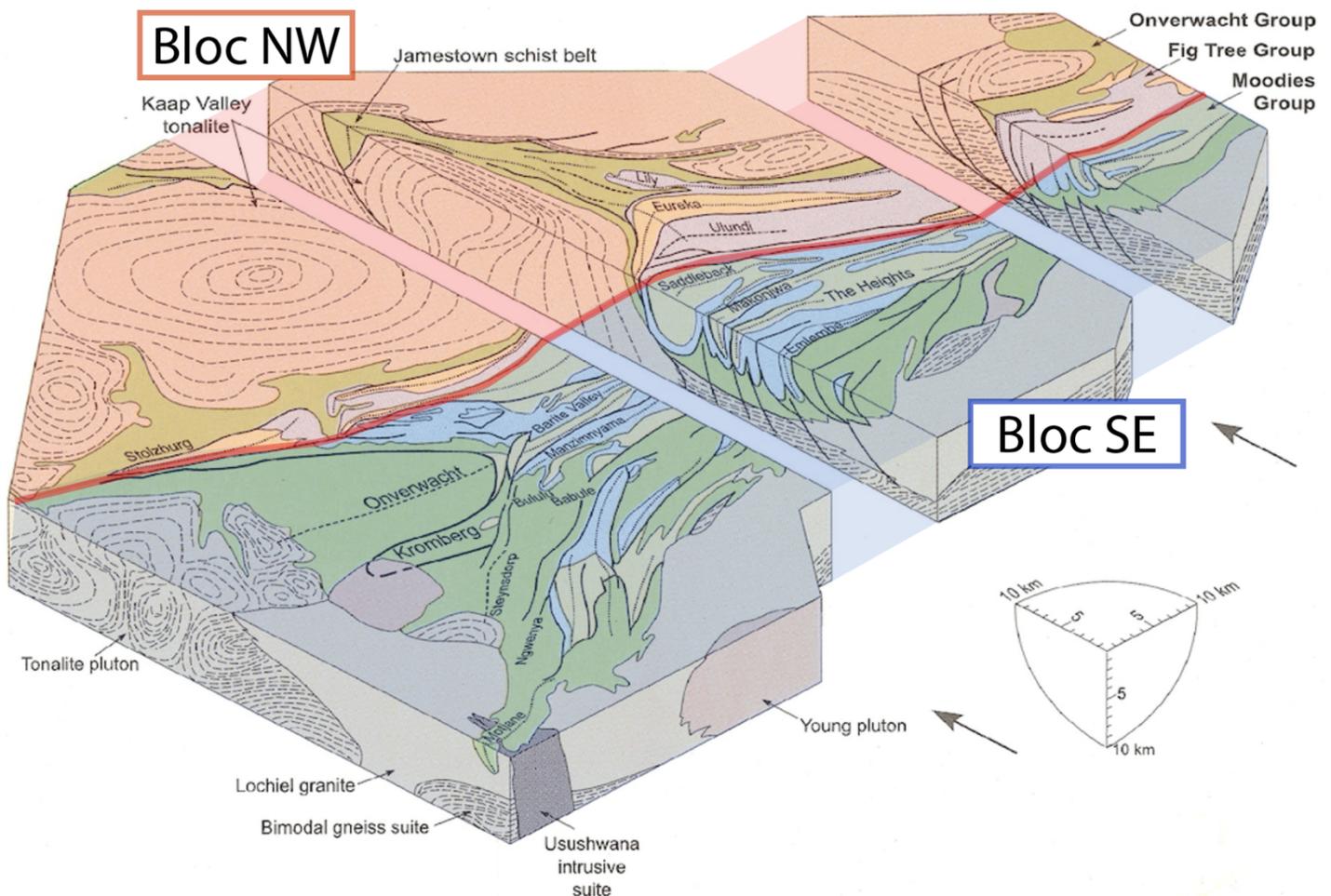


Figure 2: Bloc diagramme éclaté de la Ceinture de Roches Vertes de Barberton (modifié d'après Jackson et al., 1987).

La structuration de la CRVB apparaît donc comme le résultat d'une collision entre de grands blocs continentaux et la mise en place d'importants volumes magmatiques. Cette spécificité est au cœur du débat sur l'existence ou non de tectonique horizontale à l'archéen (analogue à la tectonique des plaques actuelles : subduction, collision, nappe de charriage...). Ainsi, si de nombreux auteurs ont appliqué le concept de tectonique horizontale à des terrains archéens (domaine archéen du Mozambique et du Limpopo : Shackleton, 1986 ; domaine archéen en général : Burke et al., 1976 ; Taira et al., 1992) d'autres domaines semblent aussi témoigner de la domination d'une tectonique verticale essentiellement associée à la mise en place d'importants volumes magmatiques (domaine archéen en général : Gorman et al., 1978 ; craton de Dherwar en Inde : Bouhallier, 1994 ; ceinture de Kolar en Inde : Chardon et al., 2002).

Cette controverse subsiste dans la CRVB avec la présence de nombreuses structures en dôme (*Kisters et Anhaeusser, 1995 ; Kisters et al., 2003 ; Lana et al., 2011*) visibles en carte (*fig. 1 et 2*). L'ambiguïté vient du fait que les instabilités gravitaires, créées par le magmatisme, induiraient des remontées qualifiées de « diapiriques » (*Jackson et al., 1987 ; Anhaeusser, 2001 ; Kisters et al., 2003*) de nombreux plutons (Stolzberg, Steyndorp...) et en parallèle des enfouissement de portions de croûte continentale (*Kisters et Anhaeusser, 1995 ; Anhaeusser, 2019*) d'où l'impression de subduction. À ce stade, l'incertitude est toujours d'actualité.

On dénombre dans la ceinture de roches vertes de Barberton plus de trois cents indices aurifères (*Dirks et al., 2009*) (*fig. 3*). La majeure partie de la production d'or provient de quatre mines principales (Sheba, 81.8t ; Consort, 61.21t ; Fairview, 37.5t ; Agnes, 22.5t, voir localisation *fig. 1B ; De Ronde et al., 1992*) situées au Nord de la ceinture, à l'Est du contact avec la tonalite de Kaap Valley (*fig. 1B*). Les mines actuelles de Sheba, Fairview et New Consort exploitent des gisements le long de grands chevauchements (*fig. 1B*), encaissés dans des minéralisations quartzo-carbonatées d'environ 3 Ga (*Dirks et al., 2009 ; Gloyn-Jones et Kisters, 2019*). Plusieurs théories s'opposent quant à leur modèle de formation, en particulier pour les gisements Sheba et Fairview. Ces gisements sont soit classés comme gisements orogéniques à tardi-orogéniques (*Otto et al., 2007*) créés par des cisaillements extensifs (*Gloyn-Jones et Kisters, 2019*) liés à l'effondrement de la chaîne (*De Ronde et al., 1992 ; Argapadmi et al., 2018*) ou bien comme des minéralisations associées à l'extension cratonique du Kaapvaal (*Dirks et al., 2009*). Ils apparaissent de toute manière en lien avec un contexte extensif.

La CRVB est donc caractérisée par un nombre assez restreint de mines en activité mais inversement, elle contient de très nombreux indices d'or ou d'anciennes petites exploitations dont peu ont fait l'objet d'études approfondies (*voir cartes de la figure 3*). Pour des raisons de facilités de terrain et parce que ce secteur contient de nombreux indices aurifères, ce travail de détail concerne le secteur de Malolotja, en Estwatini (ancien Swaziland).

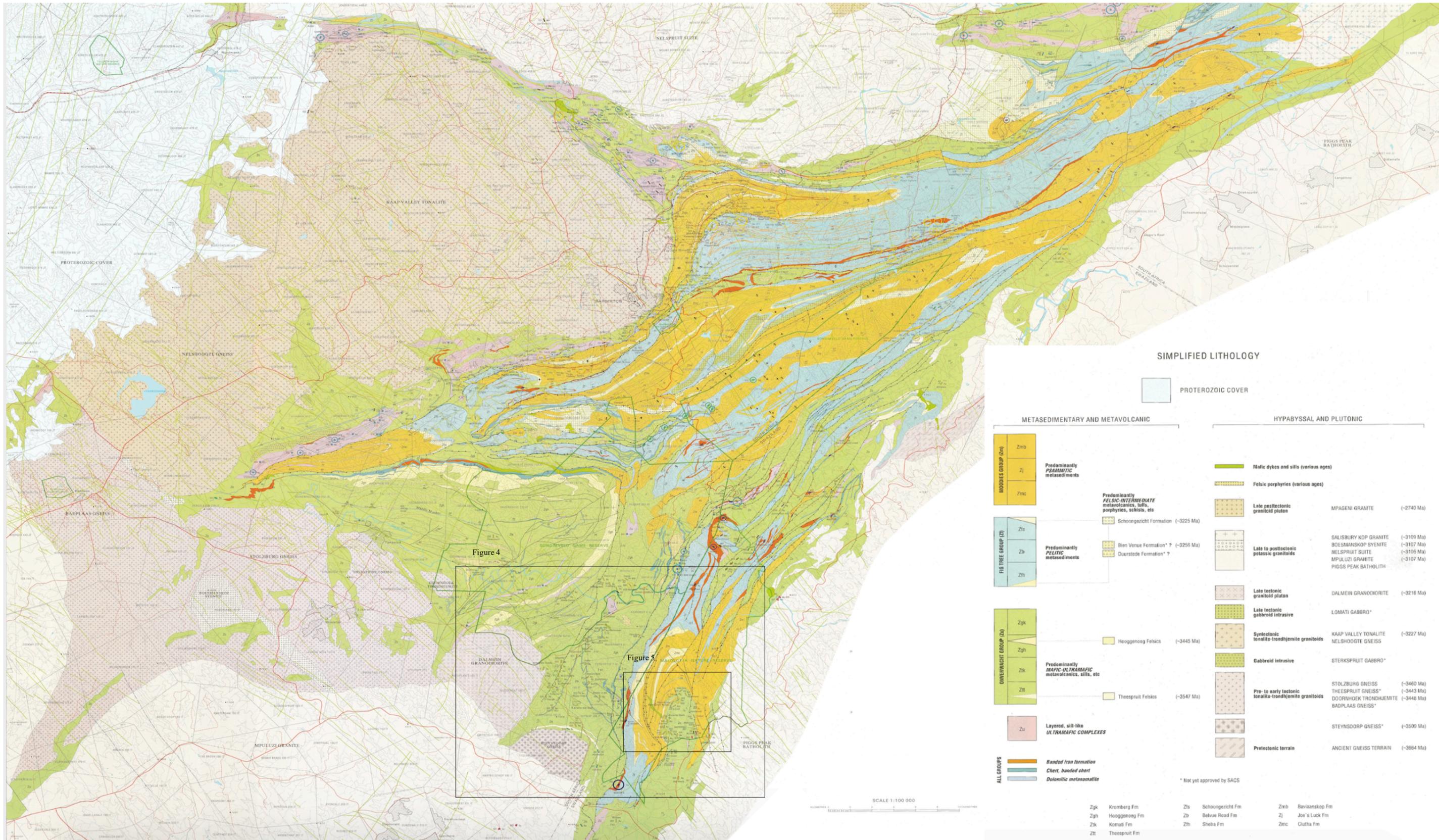


Figure 3 : Carte metallogenique de la Ceinture de Roches Vertes de Barberton et localisation de la figure 4 et 5.

1.1. SYNFORME DE MALLOTJA

La zone d'étude se situe dans la réserve naturelle de Malolotja au SW de la ceinture de Roches vertes de Barberton côté Estwatini (fig. 3). Ce secteur présente une structure synforme qui fait partie, à plus grande échelle, de la succession de plis verticaux orientés globalement NNE-SSW qui caractérise la CRVB (fig. 2 et 4), tels que le synforme et l'antiforme de Ngwenya ou l'antiforme de Steynsdorp (Lamb, 1984 ; Kisters et Anhaeusser, 1995).

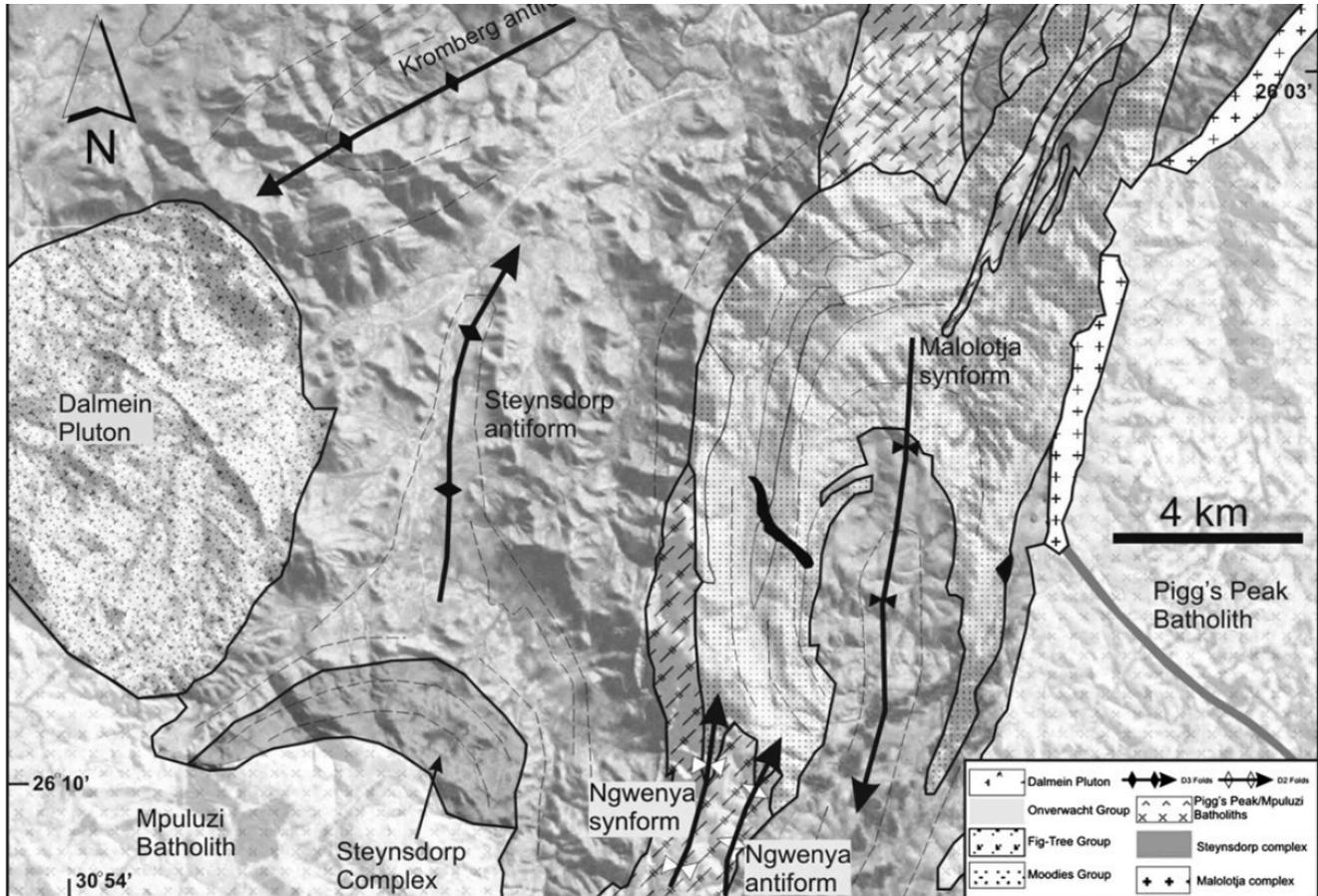


Figure 4 : Carte géologique et structurale de la partie Sud-Est de la ceinture de roches vertes de Barberton avec une image Landsat en arrière-plan (d'après Lana et al., 2011).

Le synforme de Malolotja est un pli dont l'axe plonge vers le S de 8 km de large et 20 km de long situé entre l'antiforme de Steynsdorp et le batholite de Pigg's Peak (Lamb, 1984). La zone d'étude est stratigraphiquement constituée en son centre du groupe ancien Onverwacht composé de schiste talqueux et à ses bordure la série Moodies, plus jeune, représentée par des conglomérats et des grès grossiers (Lamb, 1984 ; Lana et al., 2011).

Trois phases principales de déformation ont été décrites et sont résumées ci-dessous (Lamb, 1984) :

- une première déformation précoce synsédimentaire ;
- une rampe frontale transportée jusqu'à 10 km provoquant une inversion stratigraphique en plaçant le groupe Onverwacht sur le groupe de Moodies (tectonique de nappe) ;
- un raccourcissement final qui replie la nappe sur elle-même et forme le synforme de Malolotja.

Plus d'une vingtaine d'indices d'or sont présents dans le synforme de Malolotja et la majorité d'entre eux sont décrits dans la carte métallogénique de la figure 3 comme des zones de cisaillements minéralisés (fig. 3). La plupart de ces objets forment l'intérêt principal de ce travail. Parmi eux, nous avons pu étudier en détail les indices minéralisés de Primrose, Rosehill, Welcome, Waterfall et She. Nous avons pu plus rapidement regarder les indices de Gitshams, Hazelmere, Forbes Reef et Red Reefs. Et nous n'avons pas eu accès lors de cette première mission aux indices d'Avalanche, d'Ivanhoe, de Waverley Reefs, de Jim's Luck, de Buckingham, d'Oban, de She East, de Kenilworth, d'Evelyn, d'Art Union et d'Albino (fig. 5).

2. METHODES

Afin de décrypter le modèle structural de formation des indices aurifères du secteur de Malolotja, une approche pluridisciplinaire et multi-échelle a été nécessaire. L'étude a débuté par une analyse de terrain, qui s'est poursuivie par une analyse microscopique (microscopie classique et électronique à balayage) des échantillons collectés sur le terrain.

2.1. ANALYSES DE TERRAIN

Une mission de terrain de trois semaines a été effectuée dans le secteur de Malolotja en Eswatini, dans la partie Sud-Ouest de la CRVB afin d'effectuer l'analyse structurale des minéralisations, des altérations et de leurs encaissants. Cette mission a été le cœur central de cette étude, elle a permis de poser les bases du travail et d'avoir un meilleur point de vue de ce qu'il reste à approfondir. La campagne de terrain a surtout été consacrée à l'observation, l'étude et la compréhension des indices minéralisés en or indiqués sur la carte métallogénique de Barberton (*fig. 5*). En parallèle, quelques affleurements non minéralisés ont également été étudiés. Plus de 51 affleurements ont été analysés lors de cette mission avec plus de 230 mesures effectuées (*fig. 5*). Un échantillonnage précis et minutieux a permis de collecter 45 échantillons dont 39 ont été orientés.

2.2. MICROSCOPIE

Les échantillons récoltés sur le terrain (*fig. 5*) ont été découpés en sucre selon les axes d'intérêt, puis confiés à l'atelier de litholamellage de Géosciences Montpellier afin de réaliser des lames minces. Il y a eu 54 lames minces de réalisées dont 45 orientées. Les lames minces ont été réalisées le plus souvent dans le plan XZ de la déformation. Dans le cas des veines, les sucres ont été faits dans un plan perpendiculaire à la veine ou bien parfois dans deux plans perpendiculaires, en fonction des objectifs visés.

L'étude microscopique de ces lames minces a permis de comprendre les relations entre la déformation (analyse microstructurale) et la minéralogie. Les lames minces ont été observées sur les microscopes optiques Olympus BH2 et Leitz DMR 301-371.010 au laboratoire Géosciences Montpellier. L'observation au microscope optique a aussi permis de sélectionner certaines lames minces présentant des caractéristiques intéressantes à observer au Microscope Électronique à Balayage (MEB), comme par exemple des structures particulières ou des minéraux difficiles à identifier par les critères de reconnaissance classiques. En tout, 15 lames minces ont été sélectionnées et envoyées en polissage à l'atelier de litholamellage de Géosciences Montpellier en vue des séances au MEB.

L'analyse microscopique s'est donc poursuivie par l'observation de ces 15 lames minces au MEB sur la plateforme de Microscopie Électronique et Analytique (MEA) à Montpellier sur le microscope FEI Quanta 200 FEG. Cette analyse a permis d'obtenir des images de microstructures mais aussi d'acquérir des informations sur la chimie des minéraux. Son principe se résume à l'envoi d'un faisceau électronique qui balaye la surface de l'échantillon à analyser. L'interaction entre les électrons et l'échantillon génère des émissions de plusieurs types. Les électrons secondaires donnent accès à l'imagerie du contraste topographique de la surface de l'échantillon. Les électrons rétrodiffusés imagent la chimie par contraste et les photons X permettent l'analyse chimique d'un point donné (*Brisset, 2012*).

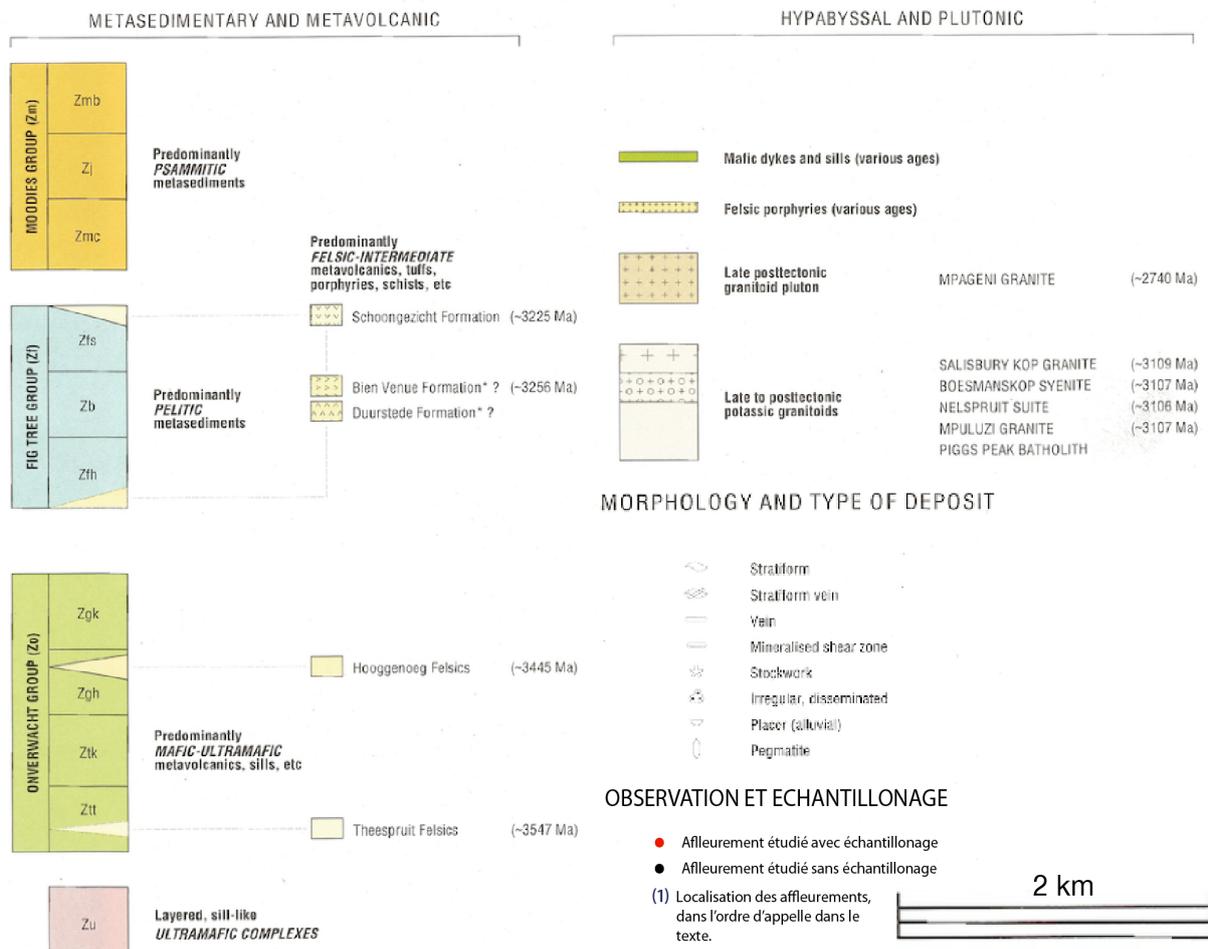
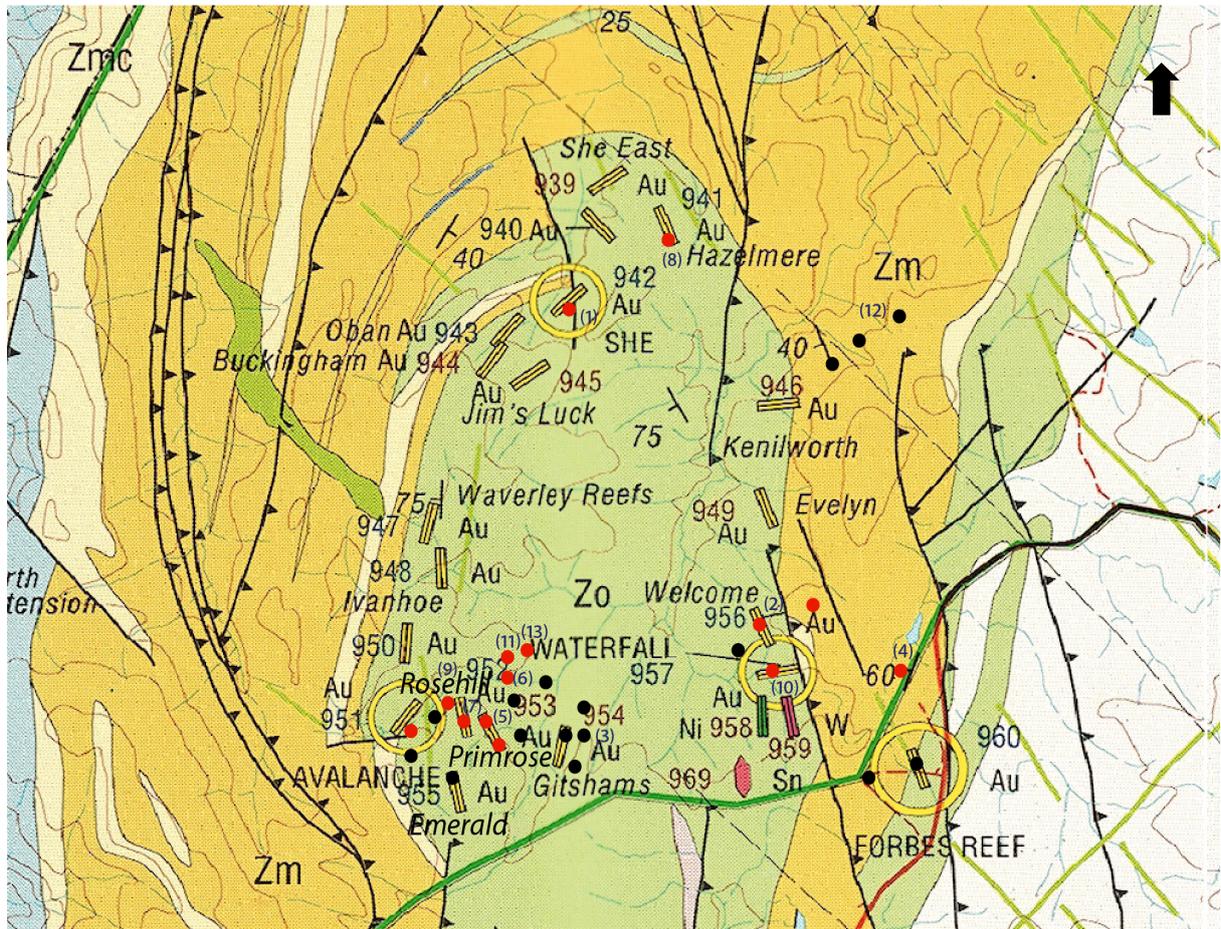


Figure 5 : Carte métallogénique modifiée du synforme de Malolotja avec l'emplacement des gîtes aurifères et la localisation des zones étudiées.

3. ÉTUDE STRUCTURALE DE TERRAIN :

Les évènements tectoniques qui caractérisent le secteur de Malolotja ont été divisés en 2 stades sur la base de nos observations de terrain. Le premier a été baptisé « déformation régionale » puisqu'il est responsable de la formation d'une schistosité observable sur l'ensemble du secteur alors que le second évènement est associé à la formation des indices minéralisés.

3.1. DEFORMATION REGIONALE

Pour rappel la zone d'étude est composée de deux unités stratigraphiques différentes : l'unité Onverwacht qui est volcano-sédimentaire âgée de 3,55 à 3,29 Ga (Köner et al., 1996 ; Byerly et al. 1996 ; Poujol et al., 2003) et l'unité détritique Moodies plus jeune est datée autour de 3,22 à 3,21 Ga (Heubeck et Lowe, 1994 ; Kamo et Davis, 1994). Ces deux unités se reconnaissent dans le paysage grâce à leur différence morphologique. L'unité détritique de Moodies forme des reliefs, surtout visibles sur les bords Est et Ouest du synforme, alors que l'unité d'Onverwacht forme principalement la cuvette à l'intérieur du synforme. L'unité Moodies est représentée à Malolotja par des grès grossiers et des conglomérats alors que l'unité d'Onverwacht est constituée de schistes talqueux et de quelques niveaux de cherts. De grandes déformations marquent ces deux unités.

3.1.1. L'ÉVÈNEMENT PRECOCE S0/S1

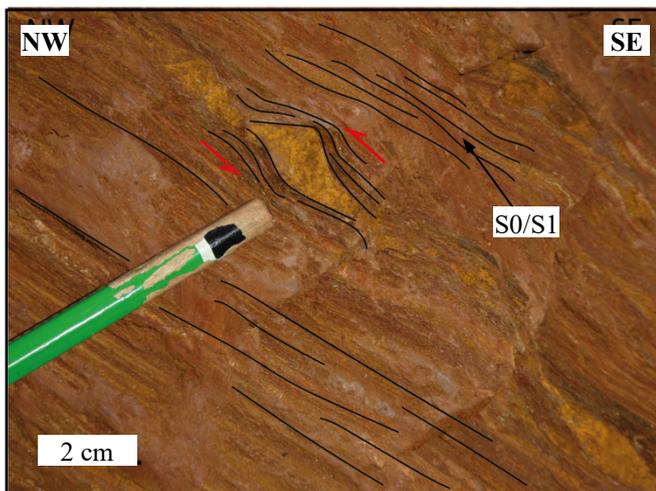
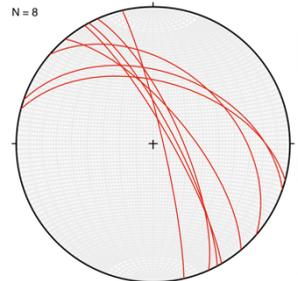
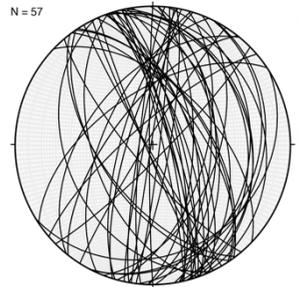
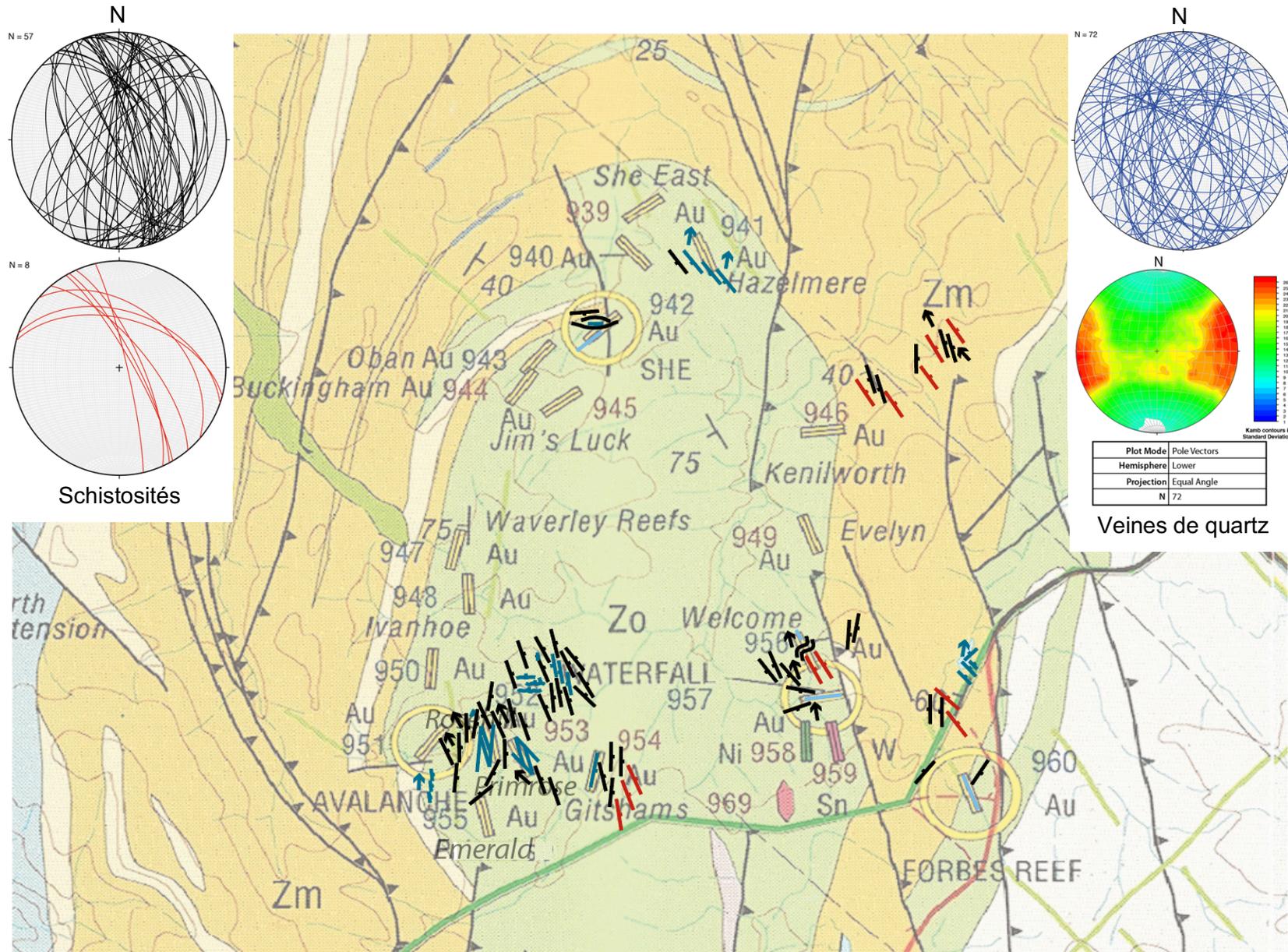


Figure 7 : Image montrant un critère de cisaillement inverse (critère s, forme sigmoïdale) dans la schistosité S0/S1. Unité Onverwacht de la mine She sur la charnière au Nord du Synforme (1).

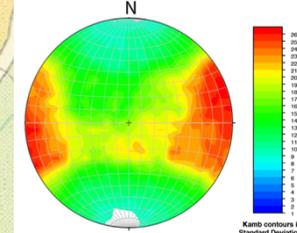
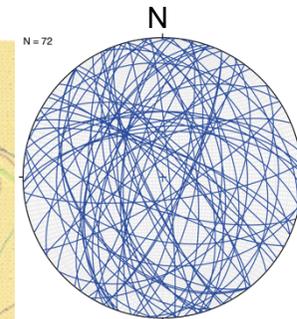
Une schistosité régionale, nommée S0/S1, affectant ces deux séries a été observée et mesurée sur l'ensemble du secteur étudié. Cette schistosité forme le synforme de Malolotja et est localement replissée. L'appellation S0/S1 est justifiée par l'observation de reliques de la stratification comme, par exemple, dans la série Onverwacht, l'alignement de boxwork remplis d'oxydes rouges.

Sur les plans de schistosité, une linéation d'allongement faiblement marquée a pu être observée (fig. 6). Dans les endroits où la schistosité n'est pas redressée, cette linéation est globalement orientée N-S, des plans de cisaillement et des sigmoïdes en cinématique inverse ont également été observés (fig. 7).

Figure 6 : Carte structurale des schistosités et des linéations avec leurs stéréogrammes associés dans la zone d'étude de Malolotja. Fond de carte de la figure 5 modifié (légende identique à celle de la figure 5)



Schistosités



Plot Mode	Pole Vectors
Hemisphere	Lower
Projection	Equal Angle
N	72

Veines de quartz

Plan de schistosité S0/S1
 Linéation sur S0/S1

Plan de schistosité S2
 Veine de quartz historique

Veine de quartz
 Linéation sur les veines

3.1.1. L'ÉVÈNEMENT S2

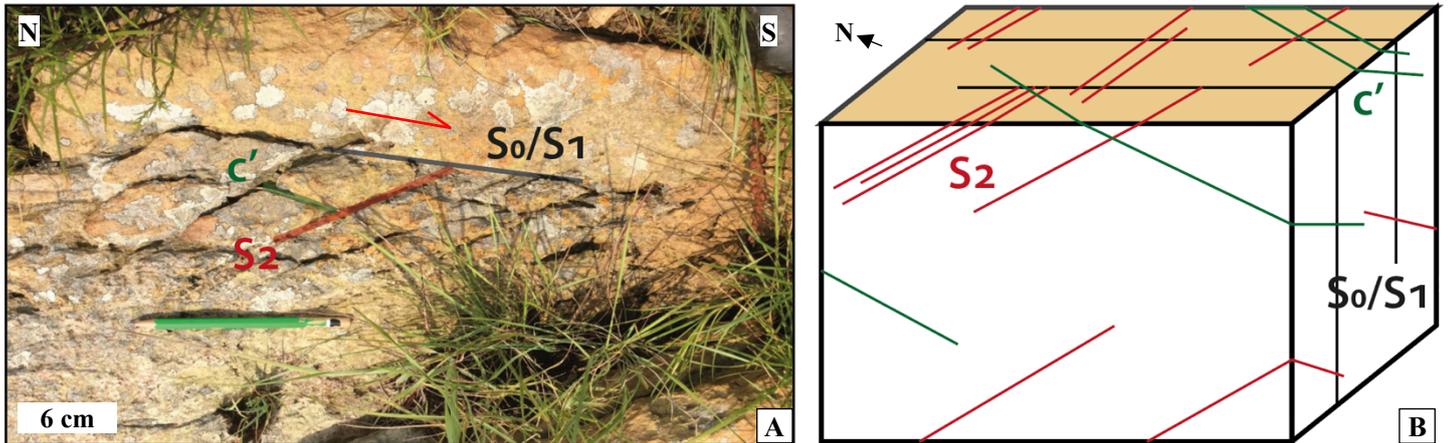


Figure 8 : A : Affleurement proche de l'indice d'or Welcome à l'Est du Synforme (2) sur lequel on distingue les trois plans S_0/S_1 , S_2 et C' en cinématique dextre. B : Bloc synthétique de l'affleurement à l'Est de l'Indice d'or Gitshams au centre du Synforme (3), on y retrouve les trois mêmes plans S_0/S_1 , S_2 et C' .

Une deuxième schistosité S_2 de direction globalement NW-SE, ainsi que des plans de cisaillement secondaire en position de plans C' et de direction NE-SW sont observés (fig. 8). Cette observation a été répétée plusieurs fois et nous interprétons ces structures comme le résultat d'un cisaillement en position senestre créant à la fois la schistosité S_2 et les plans de cisaillement associés. Le terme C' sera conservé dans ce mémoire même s'il est clair que ces plans ne sont pas des plans C' au sens strict du terme et tel que défini par Berthé et al., 1979.

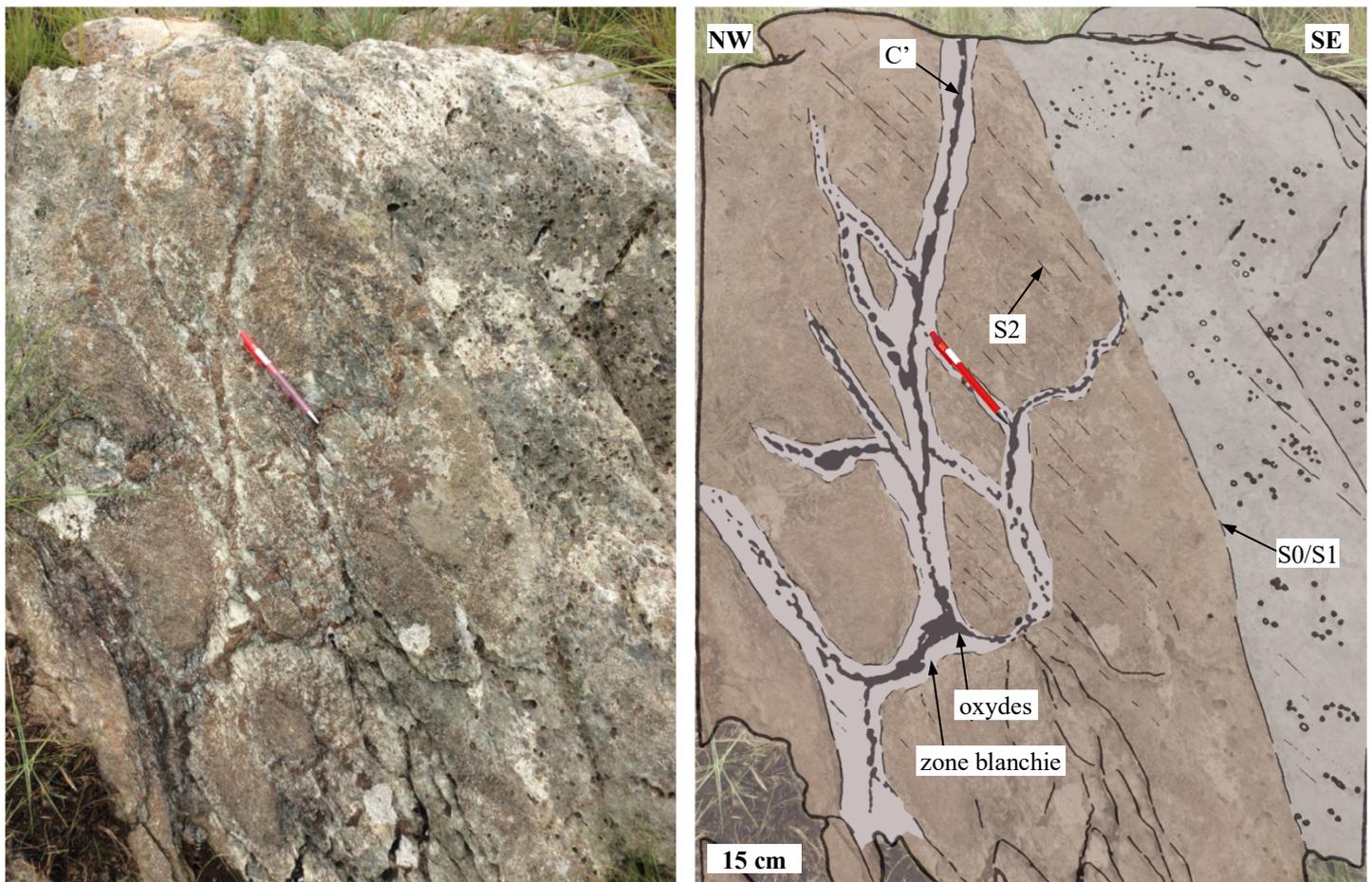


Figure 9 : Photographie d'affleurement et dessin légendé associé qui mettent en évidence le blanchiment autour des veines d'oxydes en position C' , à l'indice d'or Welcome (2). On peut noter que le plan S_0/S_1 est marqué par un changement lithologique.

Au niveau de l'indice aurifère de Welcome on observe des veines majoritairement de direction NE-SW, donc de même direction que les plans de cisaillement secondaire décrits plus haut. On retrouve ici aussi les mêmes relations avec les plans S0/S1 et S2, toujours interprétées en termes de cisaillement dextre dans une zone où la schistosité est verticalisée (fig. 9).

3.2. LE SYSTEME MINERALISE

Comme indiqué dans la partie *Méthodes*, la majorité des indices aurifères du synforme de Mololotja ont été visités et étudiés. Il a pu être vérifié sur le terrain que la présence de minéralisations est toujours associée à la présence de veines de quartz. Ces dernières ont été indiquées sur la carte structurale de la figure 6. En plus de ces données mesurées, nous avons également représenté, en bleu clair, des indices fictifs dont l'existence a pu être déduite de la lecture de la littérature historique qui font état de veines de quartz entièrement exploitées (IBP USA, 2007 ; SNTC). Une orientation de ces veines a pu être déduite des documents en question et a donc été représentée sur la carte, comme Waterfall, Forbes Reef et She mine par exemple.

3.2.1. LE SYSTEME QUARTZ PRECOCE

Les minéralisations correspondent à des veines de quartz blanc millimétriques à métriques. Ces veines ont une très grande diversité de structures et de directions, mais on peut noter une direction principale NNE-SSW (fig. 6).

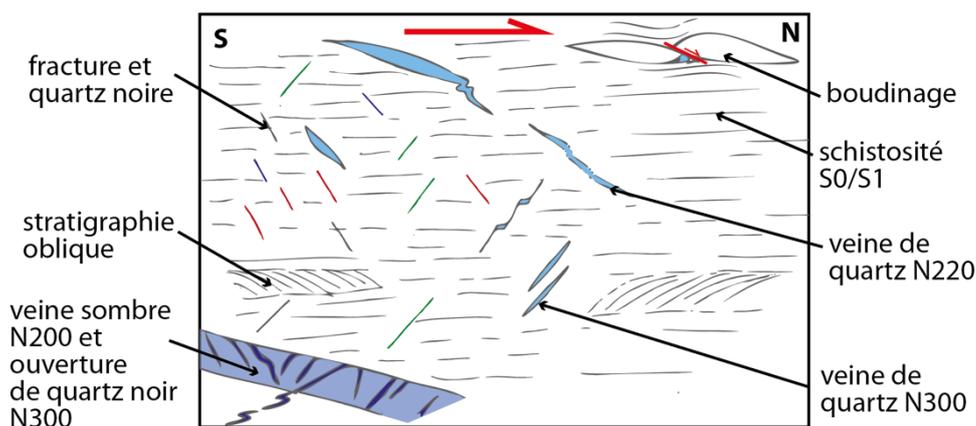
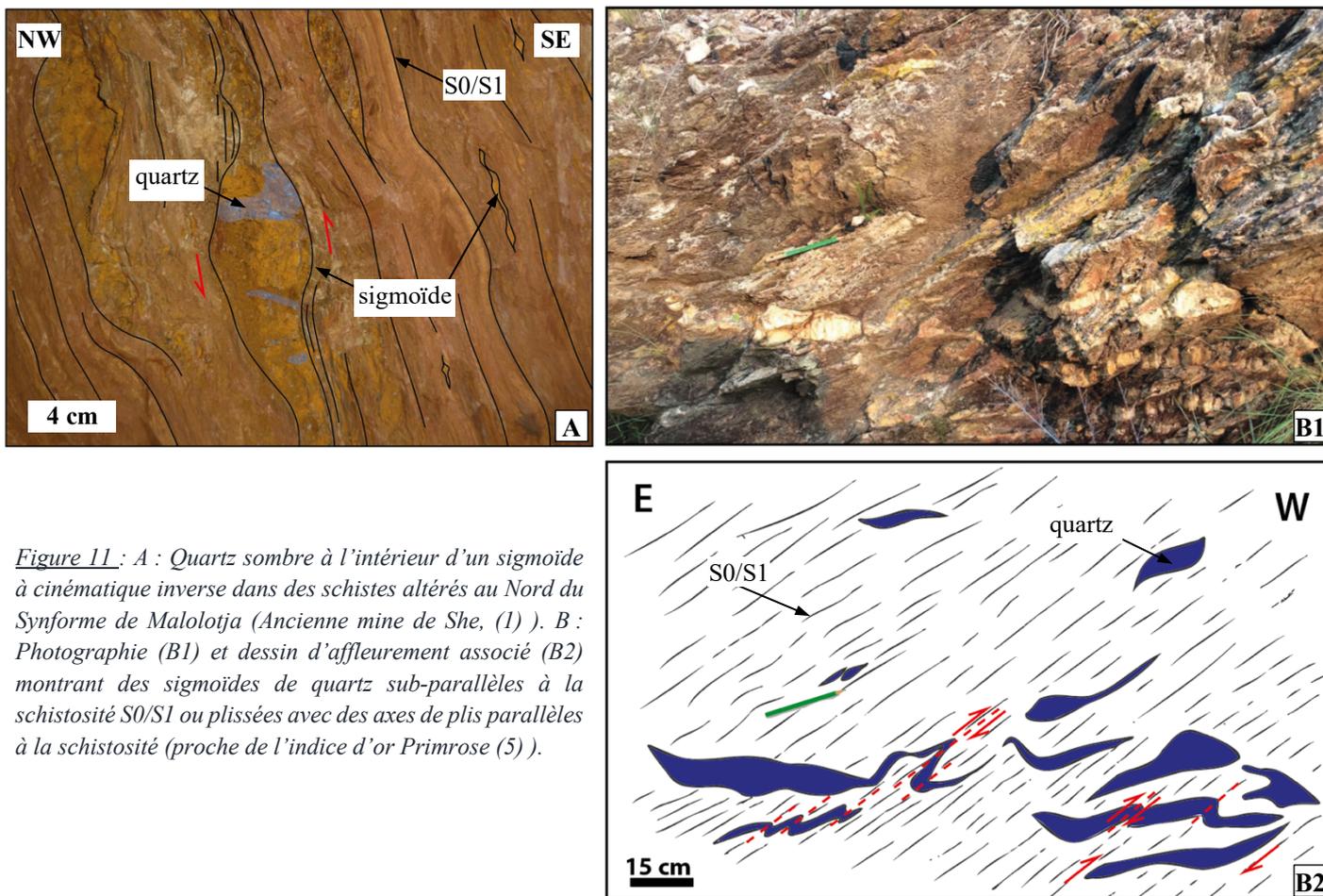


Figure 10.: Schéma de l'affleurement (4) dans Moodies, les veines composées de quartz et de feldspaths sont orientées N220, en position de plan de cisaillement secondaire. Plusieurs générations de quartz sont présentes sur cet affleurement.

Ce que l'on a appelé le système *quartz précoce* a été observé surtout dans la mine de She et dans un affleurement dans l'unité Moodies. Toujours en bordure du synforme, un des derniers affleurements du groupe Moodies avant le contact avec Onverwacht montre une schistosité redressée et verticale. Cet affleurement montre également de manière très discrète des structures S2. Mais il se caractérise surtout par la présence de plusieurs types de veines de quartz (fig. 10), dont certaines sont parallèles à la schistosité, mais surtout en position de plan de cisaillement secondaire, comme les pseudo plans C' décrits plus haut. Ces veines de quartz sont composées de quartz et de feldspaths, ce qui sera confirmé par l'étude microscopique. Au moins trois générations de quartz ont été distinguées sur cet affleurement avec, dans l'ordre chronologique, i) les veines de quartz-feldspath en position de plan de cisaillement C', ii) les veines blanches orientées N300, iii) les veines sombres qui recoupent l'affleurement. Ces observations sont en faveur d'une mise en place des veines synchrones d'un cisaillement dextre, en accord avec l'observation de faibles linéations d'allongement horizontales.

Deux autres endroits ont permis d'observer le quartz précoce. On observe du quartz sombre qui se forme au cœur de certaines structures sigmoïdes intra-S0/S1 de la mine de She au Nord du Synforme (fig. 11A). Ce quartz semble très précoce et peut s'accorder avec les mouvements inverses décrits dans le chapitre *Déformation Régionale*. Des veines de quartz d'aspect sigmoïde, toujours intra-S0/S1, ont été également observées au Nord-Ouest de l'indice d'or Rosehill. D'autres veines de quartz, qui semblent précoces, ont aussi été observées aux abords de l'indice d'Or de Primrose. Ces veines sont subparallèles ou prennent racine dans la schistosité S0/S1 et sont plissées (fig. 11B). Une cinématique inverse a été déduite de sur ces structures.



3.2.2. LE SYSTEME QUARTZ TARDIF ET MINERALISE

Quelques affleurements du secteur étudié montrent la présence de nombreuses veines de quartz formant parfois un réseau très régulier. Ces réseaux de veines peuvent soit caractériser des veines minéralisées (Avalanche, Primrose, Rosehill, Gritshams) mais aussi des secteurs sans minéralisation reconnue (Affleurement de la figure 12). Ce dernier affleurement montre, par exemple, de grosses veines métriques de quartz, orientées globalement E-W à NE-SW (fig. 12A). Ces veines sont légèrement plissotées, et ces plis, très ouverts, ont un plan axial parallèle à la schistosité S0/S1 (fig. 12B). Ces veines ont été mesurées proche d'une faille N155, et parallèlement à cette faille se trouvent un axe de fentes en échelons métriques orientées N155 (fig. 12A).

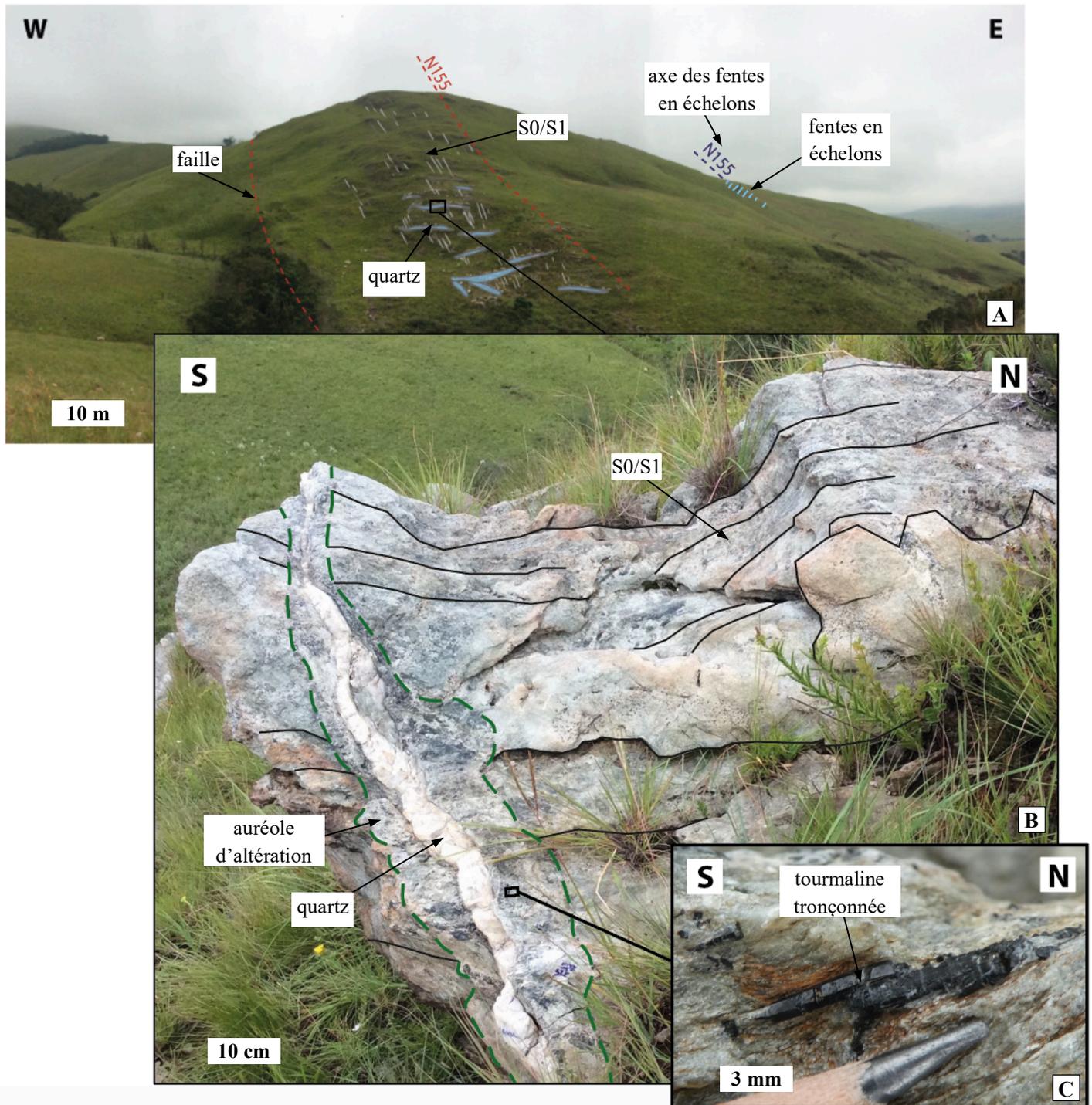


Figure 12 : A : Panorama légendé de l’affleurement au Nord de l’indice d’or Primrose (6), montrant la zone enrichie en veines de quartz E-W et l’axe de fentes en échelon N155°E. B : Photographie légendée de la veine de quartz localisée sur le panorama A, on peut observer que cette veine est plissée avec des axes de plis parallèles à la schistosité et qu’elle développe (C) un halo d’altération caractérisé par un blanchiment de la roche encaissante et la présence de tourmalines tronçonnées.

Les indices d’or Primrose et Rosehill (proches de l’ancienne mine Avalanche) sont caractérisés par la présence de grandes veines de quartz orientées respectivement N120 et N010 avec des satellites N160 très nombreux et répétitifs (fig. 13A). Parce que toutes les veines de ce système sont associées et donc contemporaines (fig. 13B), nous interprétons ces réseaux de veines comme des pull-aparts à grande échelle, conjugués et de cinématique dextre (fig. 13C).

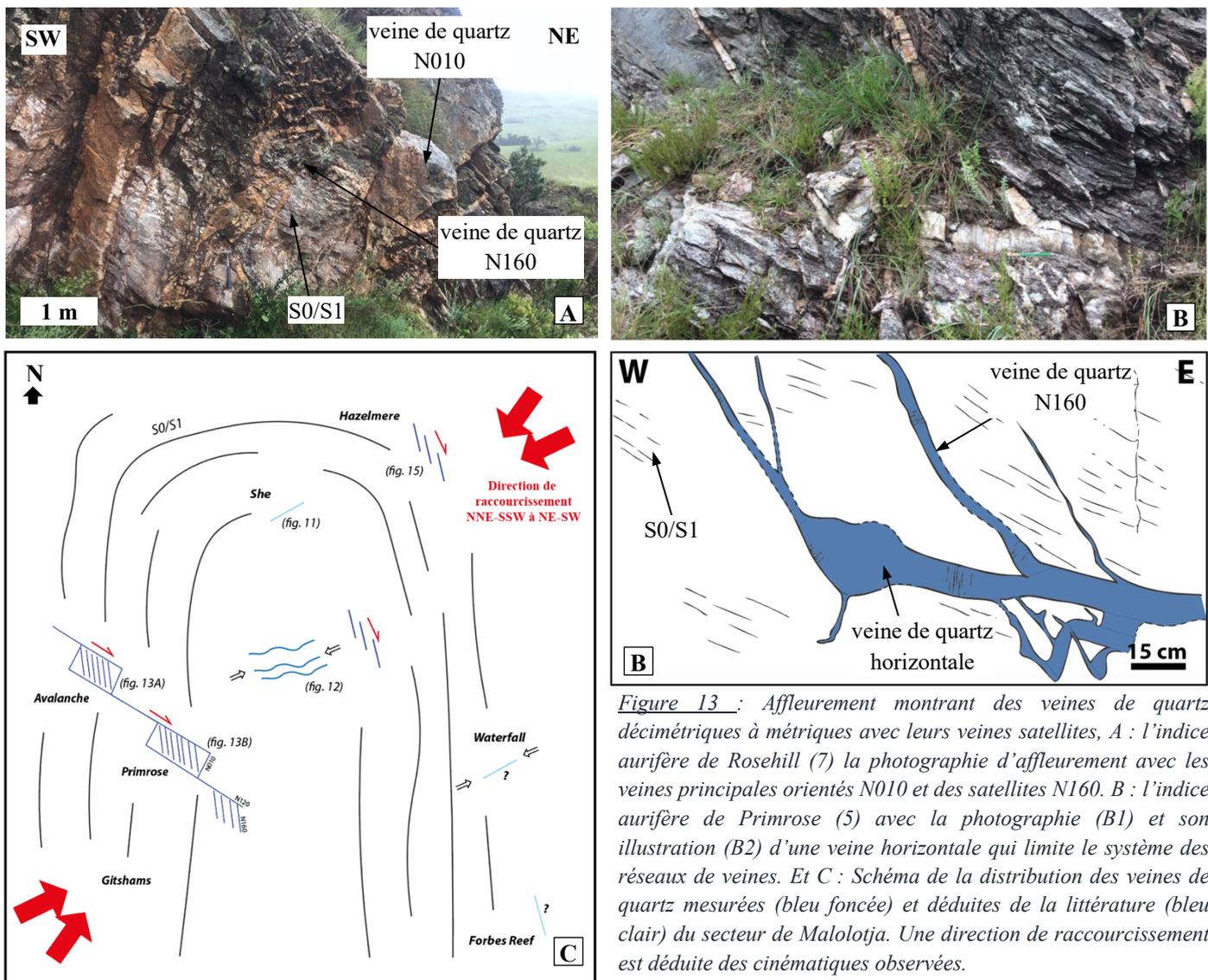


Figure 13 : Affleurement montrant des veines de quartz décimétriques à métriques avec leurs veines satellites, A : l'indice aurifère de Rosehill (7) la photographie d'affleurement avec les veines principales orientés N010 et des satellites N160. B : l'indice aurifère de Primrose (5) avec la photographie (B1) et son illustration (B2) d'une veine horizontale qui limite le système des réseaux de veines. Et C : Schéma de la distribution des veines de quartz mesurées (bleu foncée) et déduites de la littérature (bleu clair) du secteur de Malolotja. Une direction de raccourcissement est déduite des cinématiques observées.

D'autres systèmes de veines de grande taille sont aussi observés et coupent toutes les structures. Et notamment proche du contact Moodies-Onverwacht au NNE du synforme, où de grands filons de quartz sont composés de plusieurs générations de quartz (fig. 14, filon Hazelmere). Le filon comporte des quartz blancs, traversés par de fines veinules de quartz blancs orientées NE-SW, et des quartz noirs tardifs majoritairement allongés en direction NW-SE. Comme indiqué sur la carte de la figure 6, les filons de ce secteur sont orientés N140-150°E et forment des échelons dextres d'axe globalement N120°E.

Le schéma de la figure 13C montre la distribution de l'ensemble des grandes structures de quartz observées et mesurées de la zone d'étude. Ce schéma nous informe d'une possible interprétation du contrôle structural qui peut fonctionner pour former l'ensemble de ces structures. Ce schéma sera repris et discuté dans la partie *Interprétation - Discussion* de ce document.

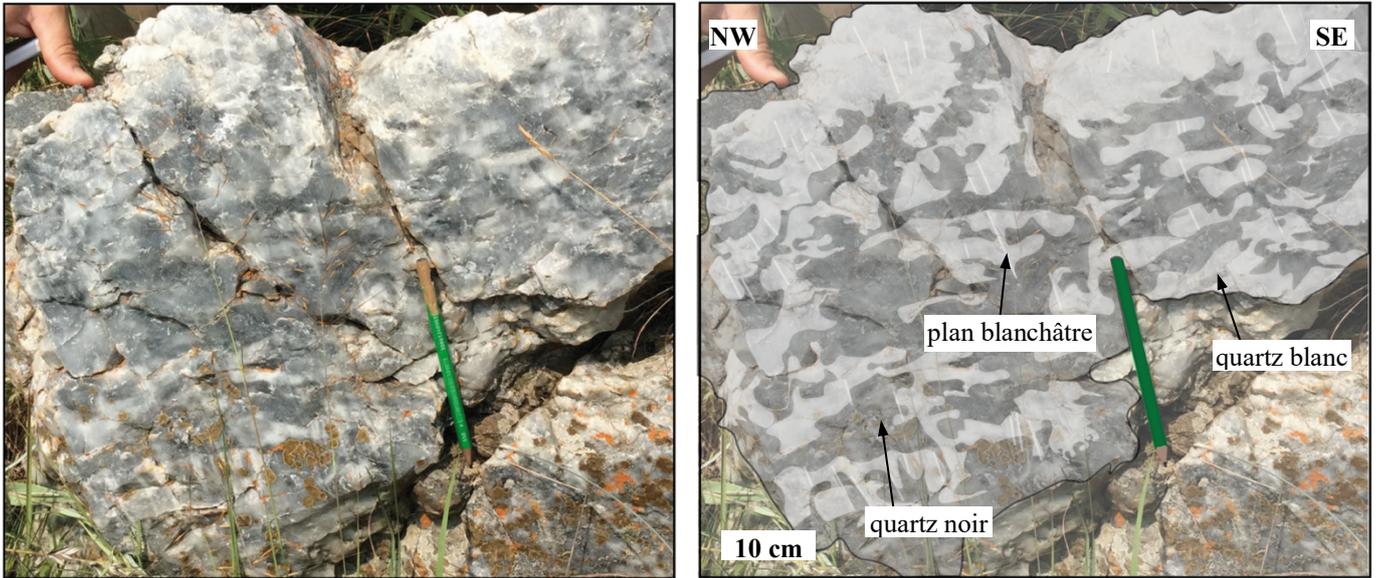


Figure 14 : Photographie d'affleurement et dessin légendé associé des deux quartz ainsi que les veinules de quartz blancs qui constituent l'affleurement de Hazelmere (8), on peut noter que les plans blancs sont présents quasiment uniquement dans le quartz blanc.

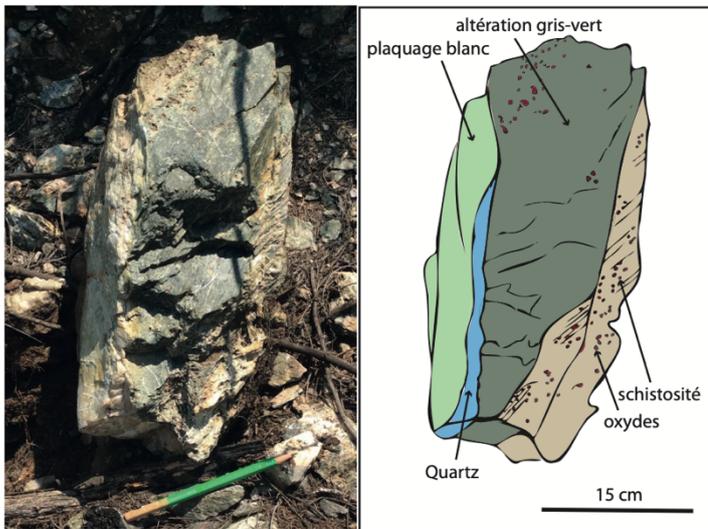
3.2.3. ALTERATIONS



Figure 15 : Photographie d'un affleurement montrant une veine de quartz et son auréole d'altération au Nord-Ouest de l'indice Rosehill (9).

Les veines de quartz précoces possèdent quasiment systématiquement des halos d'altération verdâtres millimétriques à décimétriques (fig. 15). Ces altérations sont toujours parallèles aux minéralisations et effacent la schistosité S0/S1 (fig. 12B et 16). En plus, les veines de quartz tardives sont également associées à une altération de

couleur plus blanche dans laquelle on observe parfois des tourmalines et des feldspaths (*fig. 12C*). Les tourmalines présentent un tronçonnement avec une ouverture parallèle aux veines de quartz, ce qui serait un argument montrant que l'altération est anté ou syn-déformation (*fig. 12C*).



Au niveau de l'indice aurifère de Welcome, on observe également un blanchiment de l'encaissant autour de veines d'oxydes dont l'appartenance à l'épisode minéralisateur reste incertaine puisqu'il n'y a aucune information sur les teneurs de ce secteur précis (*fig. 9*).

Figure 16 : Photographie d'un échantillon d'une roche avec une veine de quartz entouré par l'altération verte, sur sa bordure droite on peut-y voir la schistosité S0/S1 rendue visible par l'alignement de boxworks remplis d'oxydes. Échantillon non orienté. Ramassé en (5).

3. ÉTUDE MICROSCOPIQUE :

3.1. PETROGRAPHIE

L'échantillonnage des unités de Moodies et d'Onverwacht ainsi que des objets minéralisés et leurs altérations, décrits dans la partie précédente, a permis la réalisation de 45 lames minces. L'étude pétrographique de ces lames minces a servi à identifier les minéraux qui soulignent les structures de la zone d'étude. Certains minéraux n'ont pas pu être identifiés via les critères de reconnaissance classiques (Roubault, 1982), une analyse chimique au MEB a donc permis de les identifier (cette partie sera détaillée plus loin dans le rapport).

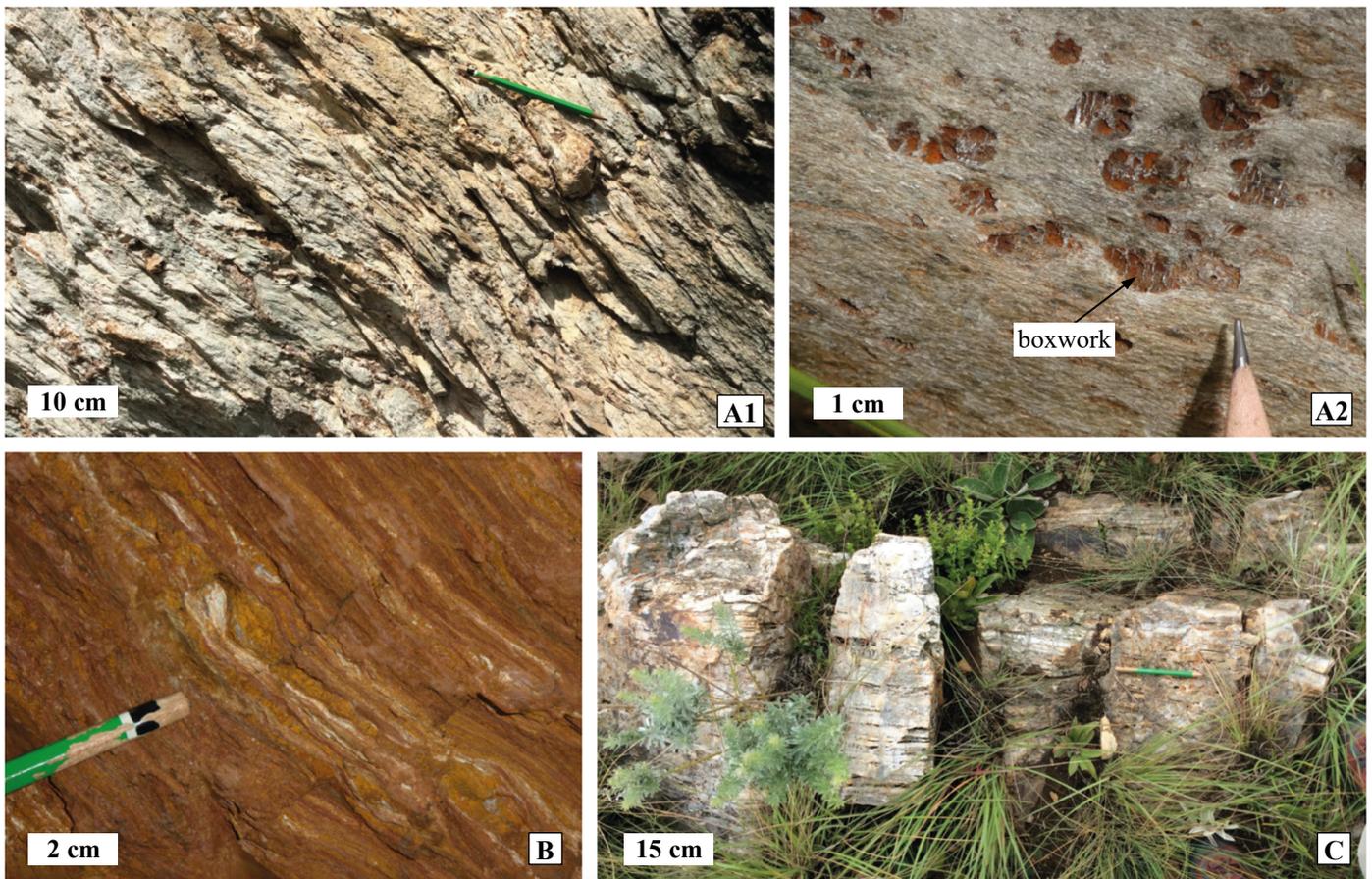


Figure 17: Photographies des différents types de lithologie rencontrés dans l'unité Onverwacht. A : Photographie des schistes talqueux avec des boxworks millimétriques à centimétriques (10). A1 : photographie en plan large; A2 : macrophotographie des boxworks. B : Photographie de schistes altérés (1). C : Banc de quartzite (11).

L'encaissant d'Onverwacht étudié a montré trois lithologies différentes (fig.17). La majorité de cette unité est composée de micas et de talcs microcristallins (fig. 18A1) ce qui donne l'aspect schisteux à la roche (fig. 17A1). À l'intérieur de cette matrice des minéraux de dolomite (fig. 18A2) et de brucite (à confirmer par à l'analyse à la microsonde) plus ou moins oxydé (fig. 18A3 et 18A4) sont présents en plus ou moins grandes quantités. La présence de quartz en très faible quantité est aussi remarquée. On peut d'ailleurs noter que lorsque l'oxydation de brucite (?) est complète, on obtient les boxworks visibles sur le terrain (fig. 17A2). Certains secteurs plus basiques et très altérés (fig.17B) sont constitués de magnésites et de talcs avec plus ou moins de dolomites dans la matrice (fig. 18B). L'unité Onverwacht est aussi formée de grands bancs massifs de quartzite (fig.17C) qui sont microscopiquement formés de micrograins de quartz avec des poches remplies d'oxydes (fig. 18C).

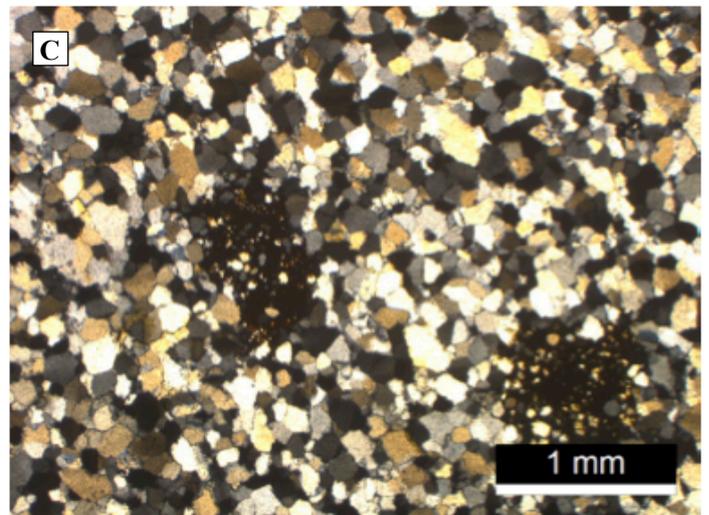
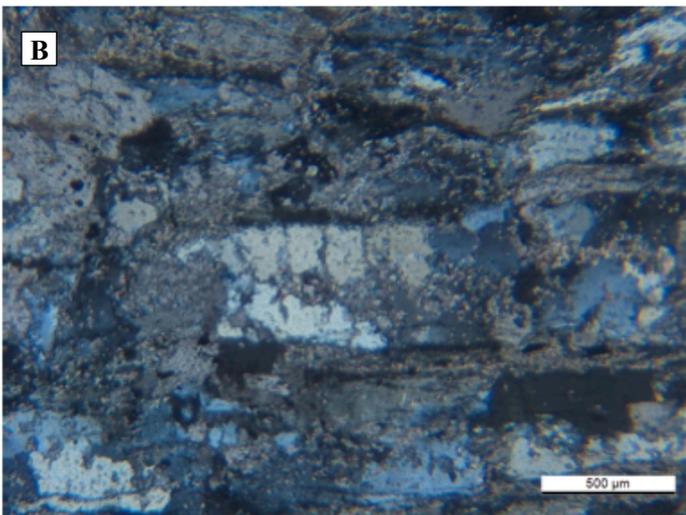
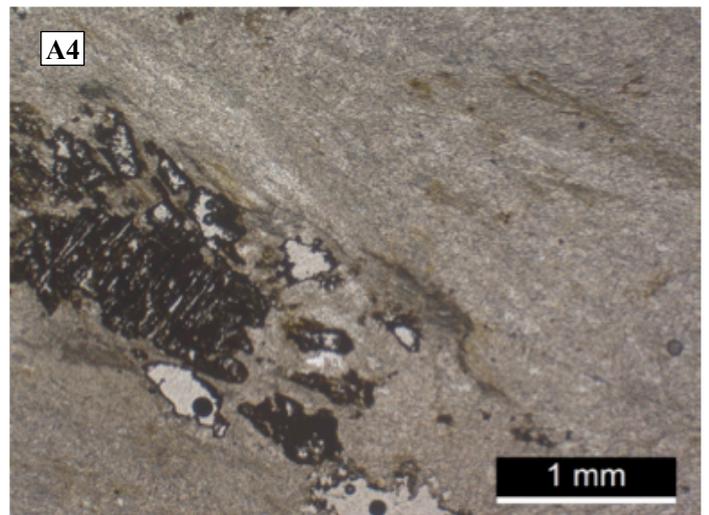
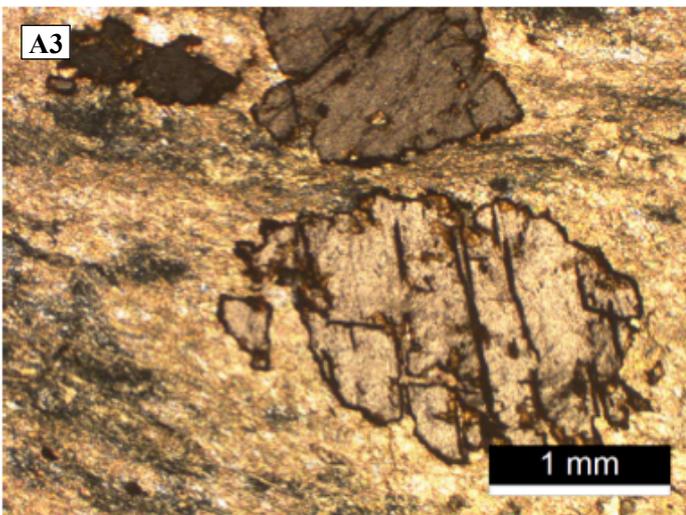
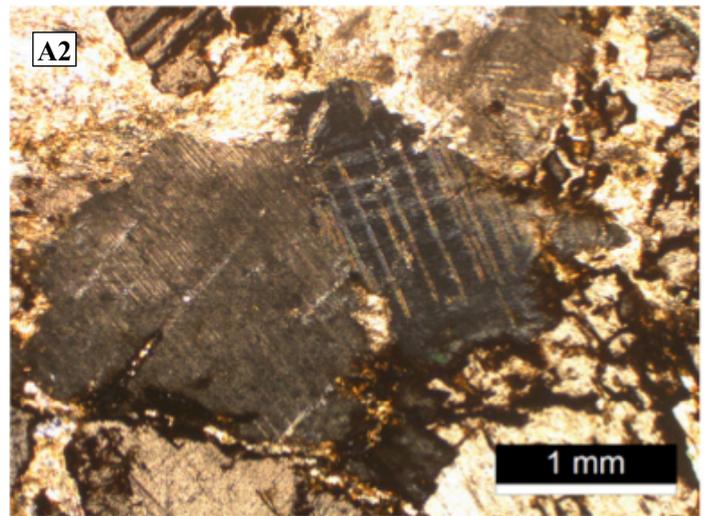
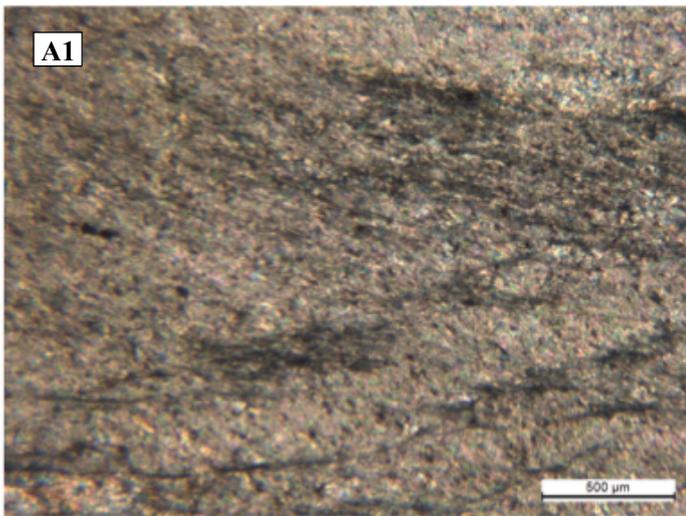


Figure 18 : Planche photographique des minéraux présents dans l'unité Onverwacht. A1 : Photo au microscope optique en LPA des micas et talcs microcristallins. A2 : Photo au microscope optique en LPA de cristaux de dolomite. A3 : Photo au microscope optique en LPA d'une brucite (?) faiblement oxydée à son pourtour et le long de ses clivages. A4 : Photo au microscope optique en LPNA d'une brucite (?) entièrement oxydée. B : Photo au microscope optique en LPA des schistes très altérés avec de la magnésite. C : Photo au microscope optique en LPA d'un niveau de quartzite avec des poches d'oxydes. LPA = Lumière Polarisée Analysée, LPNA = Lumière Polarisée Non Analysée.

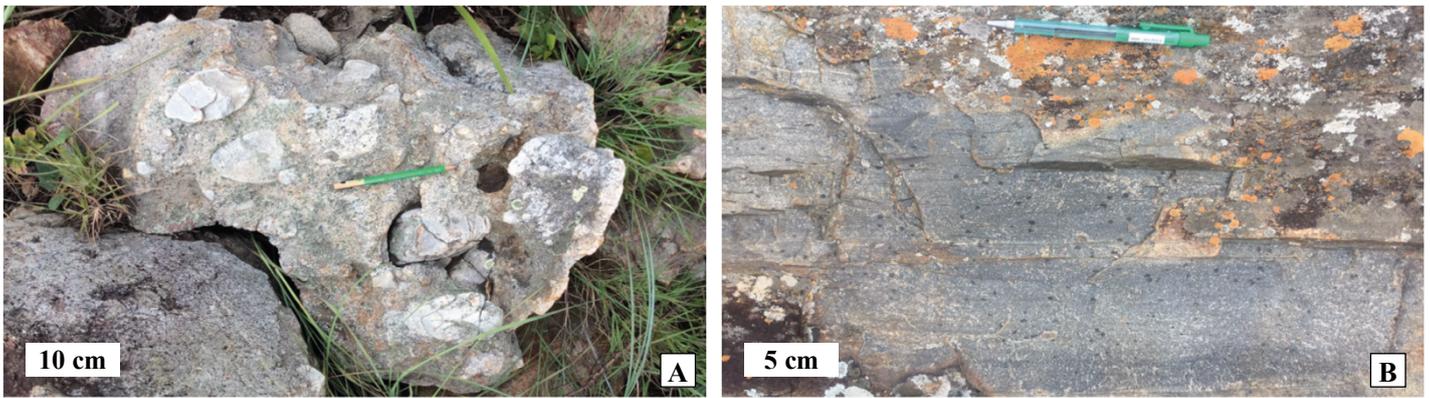


Figure 19 : Photographies des différents types de lithologie rencontrés dans l'unité Moodies. A : Photographie des conglomérats à galets de quartz (12). B : Photographie de grès grossiers lités (4).

L'unité Moodies possède un assemblage totalement différent, c'est une série détritique composée de conglomérats et grès grossiers (fig. 19). L'étude pétrologique a montré que cette série est composée majoritairement de grains de quartz, de quelques grains de feldspaths potassiques et de plagioclases avec des micas qui combent les interstices de grains (fig. 20A) et les ouvertures des fractures (fig. 20B).

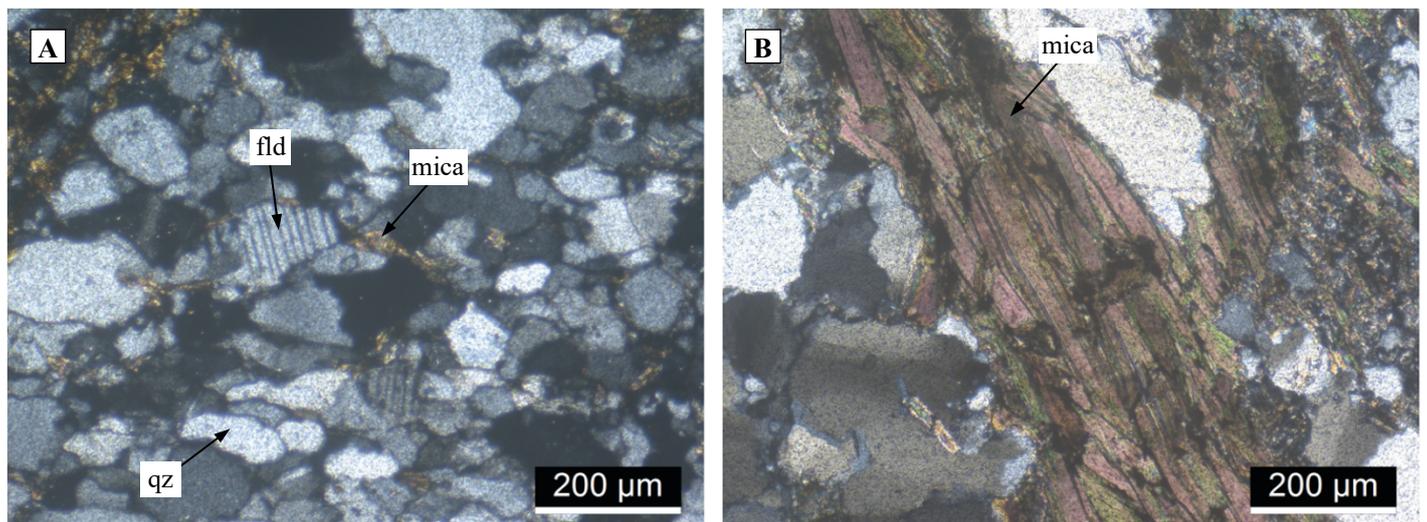


Figure 20 : Planche photographique des minéraux présents dans l'unité Moodies (4). A : Photo au microscope optique en LPA des grains de quartz (qz) et de feldspaths (fld), ici du plagioclase, entourés par des micas en jointure de grains. B : Photo au microscope optique en LPA des micas millimétriques comblant une fracture. LPA = Lumière Polarisée Analysée.

Les minéralisations ont été classées en deux types : veines précoces à quartz-feldspath (fig. 21A1) et veines à quartz seul (fig. 21A2). Cette distinction a été faite par les observations de terrains et se confirme au microscope. Nous n'avons à ce stade aucune information sur les teneurs en or de ces différentes structures mais les sulfures ont été majoritairement observés dans les veines de quartz. L'altération autour des minéralisations est composée de talcs et lits de micas microcristallins plus fins que dans l'encaissant (fig. 21B). Des minéraux de tourmaline en gerbes ou en baguettes et des albites sont présents en plus ou moins grandes quantités aux abords des veines (fig. 21C et 21D). On peut noter que dans l'unité Moodies ce halo d'altération est également présent sous la forme d'association diffuse entre tourmaline, quartz et mica (fig. 21E), l'albite semble absente.

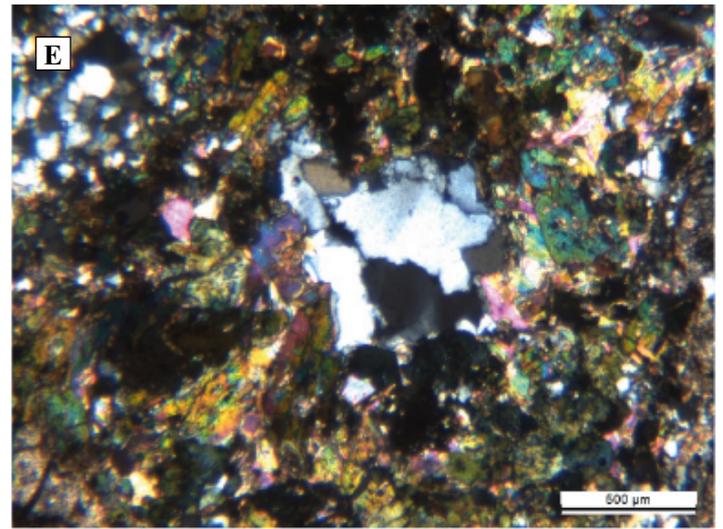
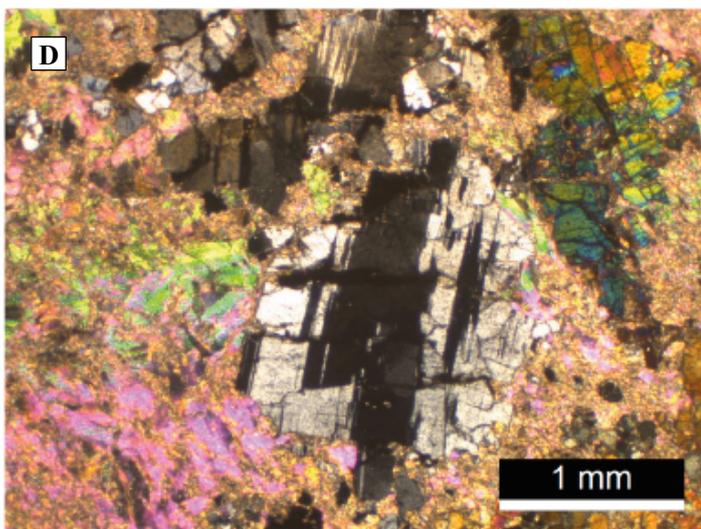
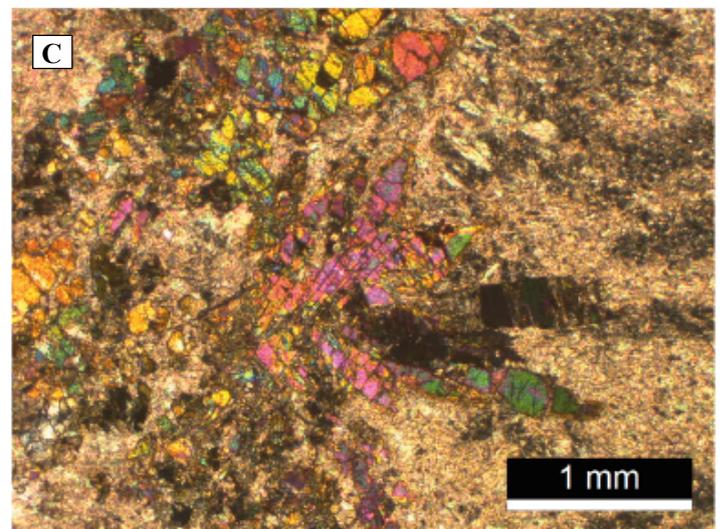
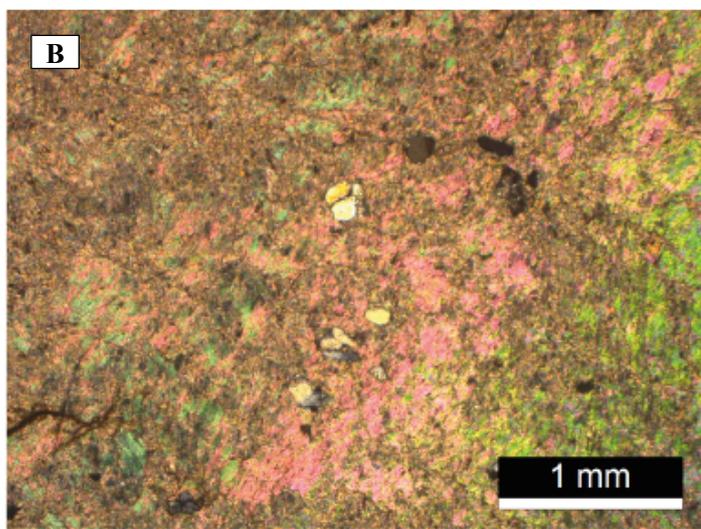
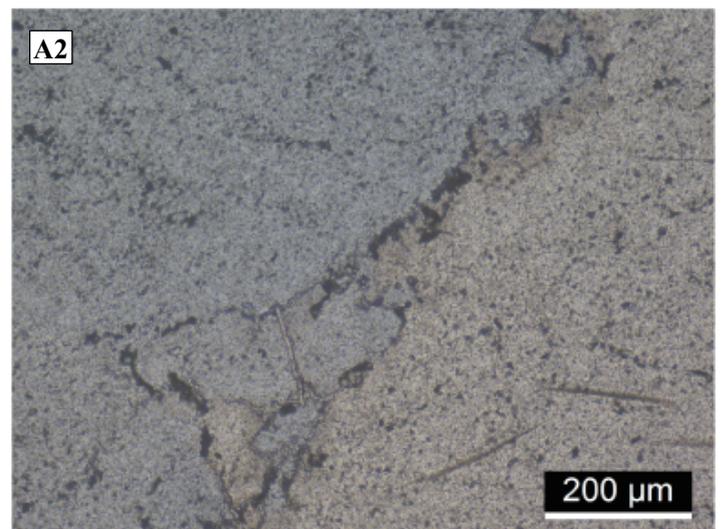
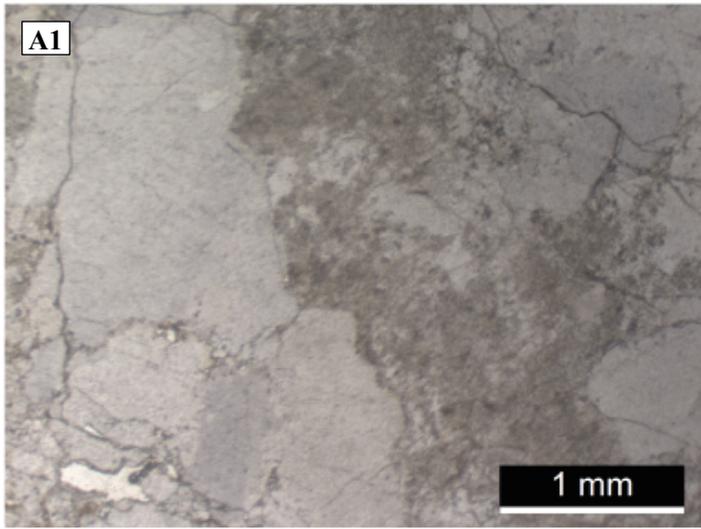


Figure 21 : Planche photographique des minéraux présents dans les minéralisations (A) et leurs altérations (B à E). A1 : Photo au microscope optique en LPNA de minéralisation composée de quartz (à gauche) et de feldspaths potassique (à droite). A2 : Photo au microscope optique en LPNA de minéralisation composée exclusivement de quartz. B : Photo au microscope optique en LPA de talcs et de micas microcristallins dans l'aurole d'altération. C : Photo au microscope optique en LPA de tourmalines cristallisées en gerbe dans l'aurole d'altération. D : Photo au microscope optique en LPA d'une albite cristallisée dans l'aurole d'altération. E : Photo au microscope optique en LPA d'altération dans l'unité Moodies, caractérisée par la présence de tourmalines, de micas et de quartz. LPA = Lumière Polarisée Analysée, LPNA = Lumière Polarisée Non Analysée.

3.2. MICROSTRUCTURE

3.2.1. MICROSTRUCTURE ET MINÉRALOGIE DES ROCHES ENCAISSANTES

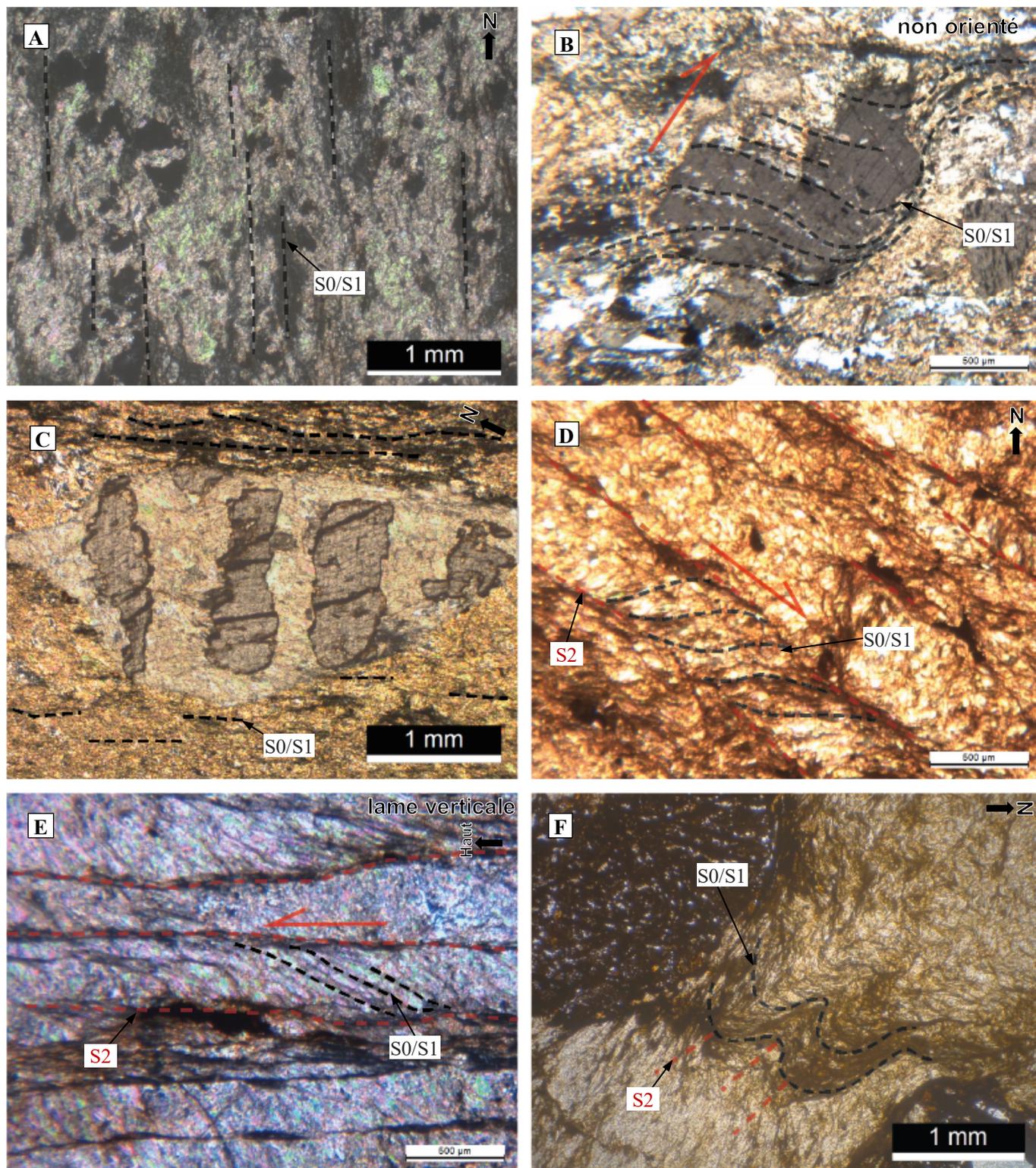


Figure 22 : Planche photographique des microstructures dans l'encaissant (ici que dans l'unité Onverwacht). A : Photo au microscope optique en LPA de la schistosité S0/S1 dans les micas et les talcs microcristallins. B : Photo au microscope optique en LPA d'une dolomite en texture hélicitique, avec la schistosité S0/S1 interne. C : Photo au microscope optique en LPA d'une brucite (?) tronçonnée et déformée. D : Photo au microscope optique en LPA de la schistosité S0/S1 déformée et cisillée par la schistosité S2 en cinématique dextre. E : Photo au microscope optique en LPA de la schistosité S0/S1 déformée et cisillée par la schistosité S2 en cinématique inverse. F : Photo au microscope optique en LPNA de la schistosité S0/S1 plissée par la schistosité S2. LPA = Lumière Polarisée Analysée, LPNA = Lumière Polarisée Non Analysée.

L'étude microscopique a aussi permis de réaliser l'analyse microstructurale de l'encaissant, des minéralisations et de leurs altérations ainsi que la caractérisation des minéraux associés.

La déformation régionale établie dans la partie 3 est présente à l'échelle microscopique. En effet l'alignement des micas et des talcs dans Onverwacht et le litage des grains de quartz dans Moodies caractérisent les plans S0/S1 (fig. 22A). Dans cette schistosité quelques minéraux de dolomite ont une texture hélicitique indicatrice d'une cristallisation syn-tectonique (fig. 22B). De nombreux porphyroclastes sont cisailés et certains portent des queues de recrystallisation avec une cinématique toujours inverse dextre (fig. 22C). D'autre part la schistosité S2 qui reprend et déforme la schistosité S0/S1 est aussi visible dans plusieurs échantillons (fig. 22D, 22E et 22F). Dans certaine zone où le cisaillement est plus intense les plans C' sont observables.

3.2.2. LES VEINES DE QUARTZ

Encart sur les processus de déformation et de recrystallisation du quartz :

Lors d'une déformation les minéraux peuvent subir une migration des dislocations (défauts planaires dans la maille cristalline des minéraux) ce qui est à l'origine de la recrystallisation dynamique (réarrangement de la taille, de la forme et de l'orientation des minéraux en réponse à une déformation). Les mouvements de dislocations sont associés à trois structures de recrystallisation dynamique, étudiées tout particulièrement sur le quartz (Urai *et al.*, 1986 ; Stipp *et al.*, 2002 ; Passhier & Trouw, 2005 ; fig. B) :

- (a) Bulging (BLG) : À relativement faible température, le cristal se réorganise en créant des nouveaux grains par migration des dislocations. Ces nouveaux grains se forment à frontière des grains du côté du cristal avec la plus forte densité de dislocations. Les nouveaux grains sont de très petites tailles faisant une impression de bourgeonnement autour des « grains parents ».
- (b) Sub-Grain Rotation (SGR) : Le processus de rotation des sous-grains permet de créer des nouveaux grains par désorientation progressive ou rotation des sous-grains en accumulant les dislocations à leurs limites. Le SGR se produit à une température plus élevée que le BLG et forme des grains qui ont typiquement la même taille.
- (c) Grain Boundary Migration (GBM) : La migration des limites de grains correspond à un processus à haute température qui rend les limites de grains mobiles. Les nouveaux grains ont des limites lobées et sont de taille variable.

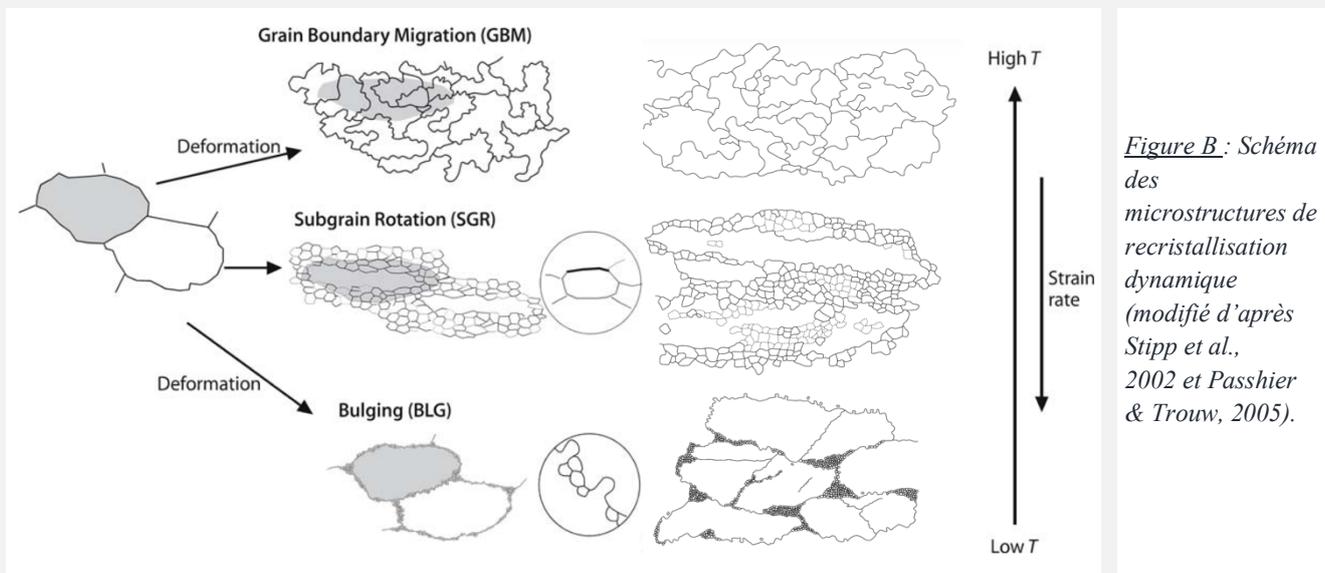


Figure B : Schéma des microstructures de recrystallisation dynamique (modifié d'après Stipp *et al.*, 2002 et Passhier & Trouw, 2005).

Dans le secteur de Malolotja les veines de quartz étudiées présentent de nombreuses microstructures dont les caractéristiques devraient permettre de préciser leur chronologie relative et leur mode de formation et de déformation. L'encart sur les textures de déformation du quartz servira de référence à l'étude de ces textures.

Trois générations de veines de quartz ont été identifiées lors de notre étude de terrain :

- i) Les veines précoces apparaissant en stade tardif de la déformation régionale, elles sont surtout observées dans la mine de She.
- ii) Les veines plissées et plutôt horizontales.
- iii) Les veines de quartz centimétriques à métriques formant des systèmes de réseau et étant les plus en lien avec la minéralisation d'après la littérature et la carte métallogénique (fig. 5).

Les deux premiers types appartiennent aux veines à quartz-feldspath alors que le troisième est essentiellement composé par les veines à quartz seul.

Les veines dites précoces dans la partie *Etude Structurale de Terrain (les veines sigmoïdales de la fig. 11)* sont composées de grains de quartz cristallisés en peigne et présentent un peu d'extinction ondulante (fig. 23A). Ces microstructures indiquent une ouverture simple de la veine et un faible degré de déformation post-formation.

Les veines plissées avec un axe de pli parallèle à la schistosité S0/S1 (fig. 11B) montrent une texture identique à celle des veines précoces mais les grains de quartz sont affectés par les processus de recristallisation de manière plus importante (fig. 23B).

Les veines de grande taille (centimétriques à métriques) sont à texture plus complexe. Les fentes en échelons NNW-SSE avec l'axe NW-SE (fig. 13C, en position (13)) montrent des traces de cristallisation dynamique avec des indices de sur leurs limites de grains (fig. 23C). Les minéralisations de Primrose et de Roshill (localisation figure 5), formant un système en veines principales/veines satellites en forme de pull-apart (fig 13C), sont très déformées. Sur les veines principales on observe une forte recristallisation dynamique avec SGR (fig. 23D) et sur les veines satellites la recristallisation est encore plus accentuée. Ces observations indiquent une forte déformation impactant ces veines après ou pendant leur cristallisation/formation.

En plus des trois types décrits ci-dessus, un filon de grande taille a été observé au Nord Est du synforme (*indice d'or Hazelmere, fig. 5*). Il est représenté sur la *figure 14* et montre plusieurs générations de quartz. La taille de ce dernier laisse plutôt penser qu'il fait partie des filons de la troisième génération dans la classification ci-dessus, ce qui est en accord avec la présence d'un indice minéralisé dans son proche environnement (indice Hazelmere). Au microscope on dénombre deux types de quartz (fig. 23E) :

- le quartz Qz1 très recristallisé par SGR selon la direction NE-SW formant des bandes ce qui correspond aux plans blancs visibles sur le terrain (fig. 14).
- le quartz Qz2 recoupe le quartz Qz1 dans la direction NW-SE et n'est pas déformé. Il correspond aux parties sombres sur le terrain (fig. 14).

Et enfin, dans de nombreux cas, on remarque une fracturation en bordure de veines (fig. 23F) de direction NW-SE, donc de même direction que le plan S2. Les minéraux d'altération (*voir ci-dessous*) pénètrent clairement cette fracturation, ce qui peut s'expliquer par un caractère synchrone ou postérieur à déformation.

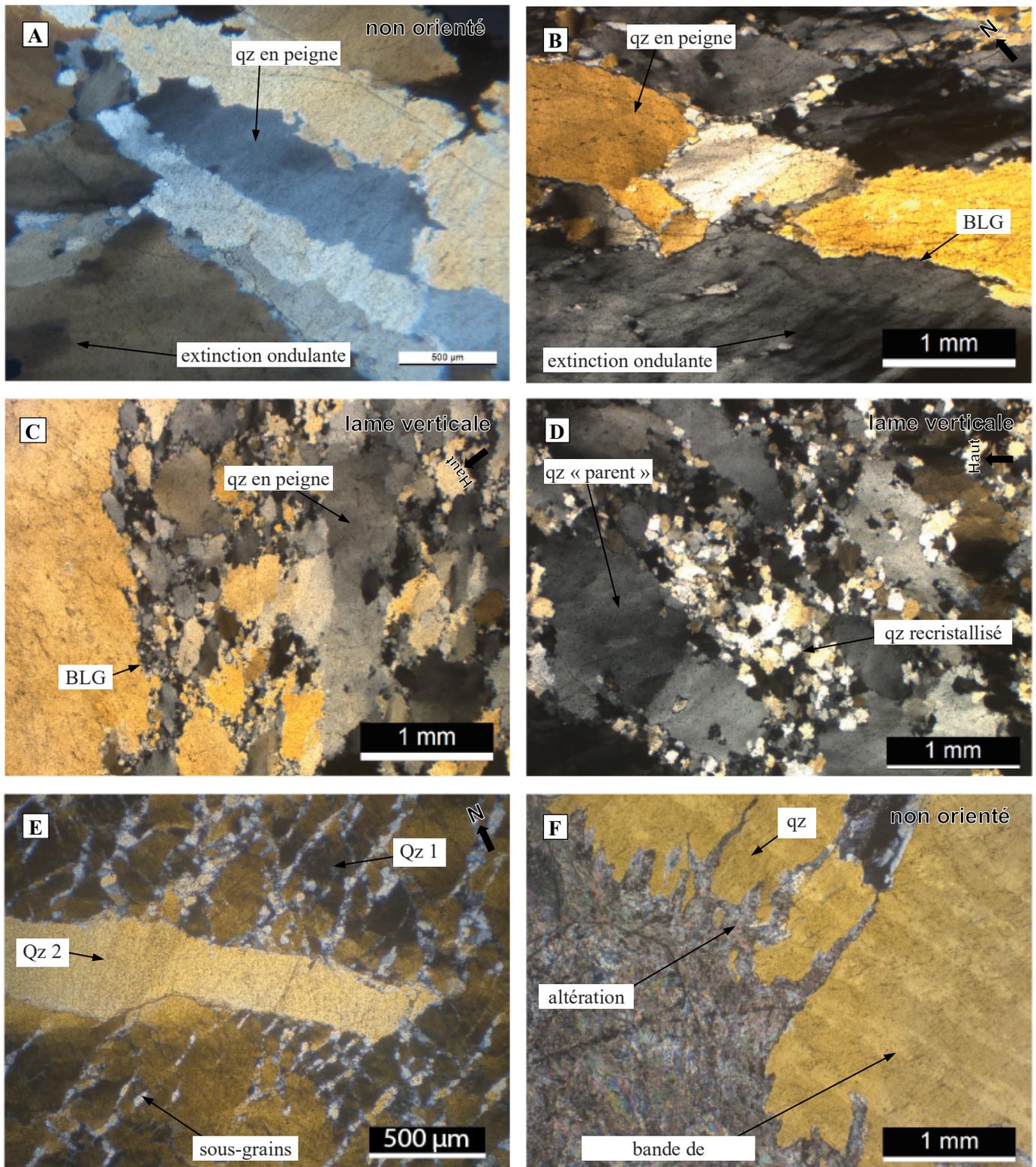


Figure 23 : Planche photographique des microstructures dans les veines de quartz. A : Photo au microscope optique en LPA de quartz cristallisés en peigne. B : Photo au microscope optique en LPA de quartz en peigne cristallisés perpendiculairement à la veine, présentant de la recrystallisation avec BLG et un peu de SGR. C : Photo au microscope optique en LPA de quartz recristallisés. D : Photo au microscope optique en LPA d'une veine de quartz fortement recristallisée dynamiquement par SGR. E : Photo au microscope optique d'un filon porteur de plusieurs quartz : quartz Qz1 fortement cristallisé par SGR dans des couloirs de déformation orientés NE-SW, et Qz2 non déformé inséré dans le quartz Qz1. F : Photo au microscope optique en LPA d'une limite de veine, on y observe une fracturation envahie par les micas d'altération. LPA = Lumière Polarisée Analyisée.

3.2.3. LES MINÉRAUX D'ALTERATION

Trois minéraux principaux caractérisent les phases d'altération : la tourmaline, l'albite et les phases micacées. En accord avec les observations de terrain (*fig. 12C*), les tourmalines ainsi que les albites sont tronçonnées, ce qui témoigne d'une cristallisation anté à syn-tectonique. Ces tourmalines et albites cristallisent globalement parallèlement aux veines de quartz associées, mais dans certains cas elles cristallisent parallèlement à la schistosité S0/S1 (*fig. 24A*), profitant certainement du clivage préférentiel. Localement ces deux minéraux sont alignés à la schistosité S2 et sont parfois affectés par des plans de cisaillement en position C' (*fig. 24B*).

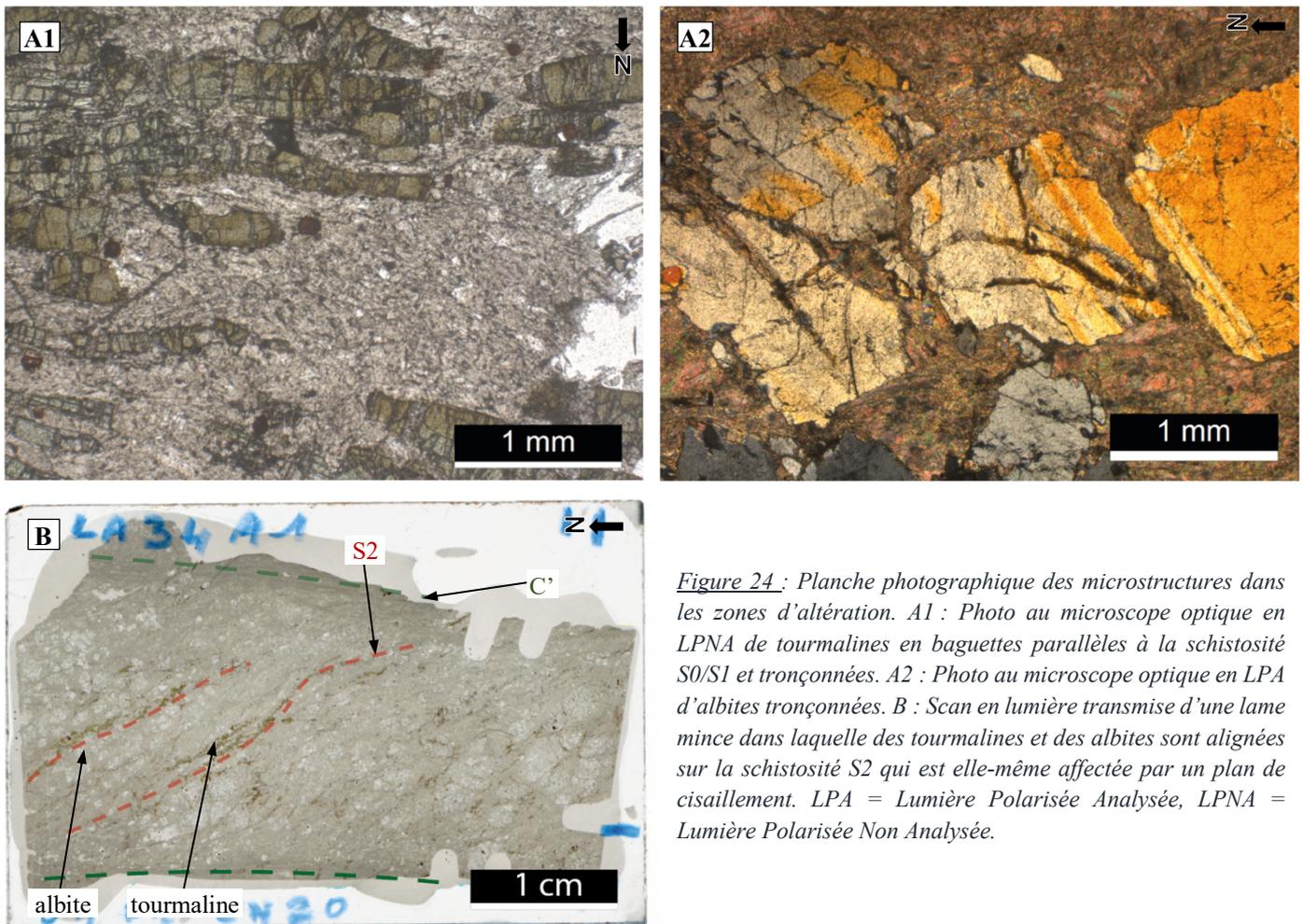


Figure 24 : Planche photographique des microstructures dans les zones d'altération. A1 : Photo au microscope optique en LPNA de tourmalines en baguettes parallèles à la schistosité S0/S1 et tronçonnées. A2 : Photo au microscope optique en LPA d'albites tronçonnées. B : Scan en lumière transmise d'une lame mince dans laquelle des tourmalines et des albites sont alignées sur la schistosité S2 qui est elle-même affectée par un plan de cisaillement. LPA = Lumière Polarisée Analysée, LPNA = Lumière Polarisée Non Analysée.

L'étude microscopique a donc permis de préciser et de compléter les informations obtenues sur le terrain que ce soit d'un point de vue lithologique ou bien structural.

3.3. MEB

Deux objectifs principaux sont visés dans cette étude au Microscope Électronique à Balayage (MEB) : i) réaliser des images à haute résolution de certaines microstructures ; ii) apporter des analyses chimiques élémentaires.

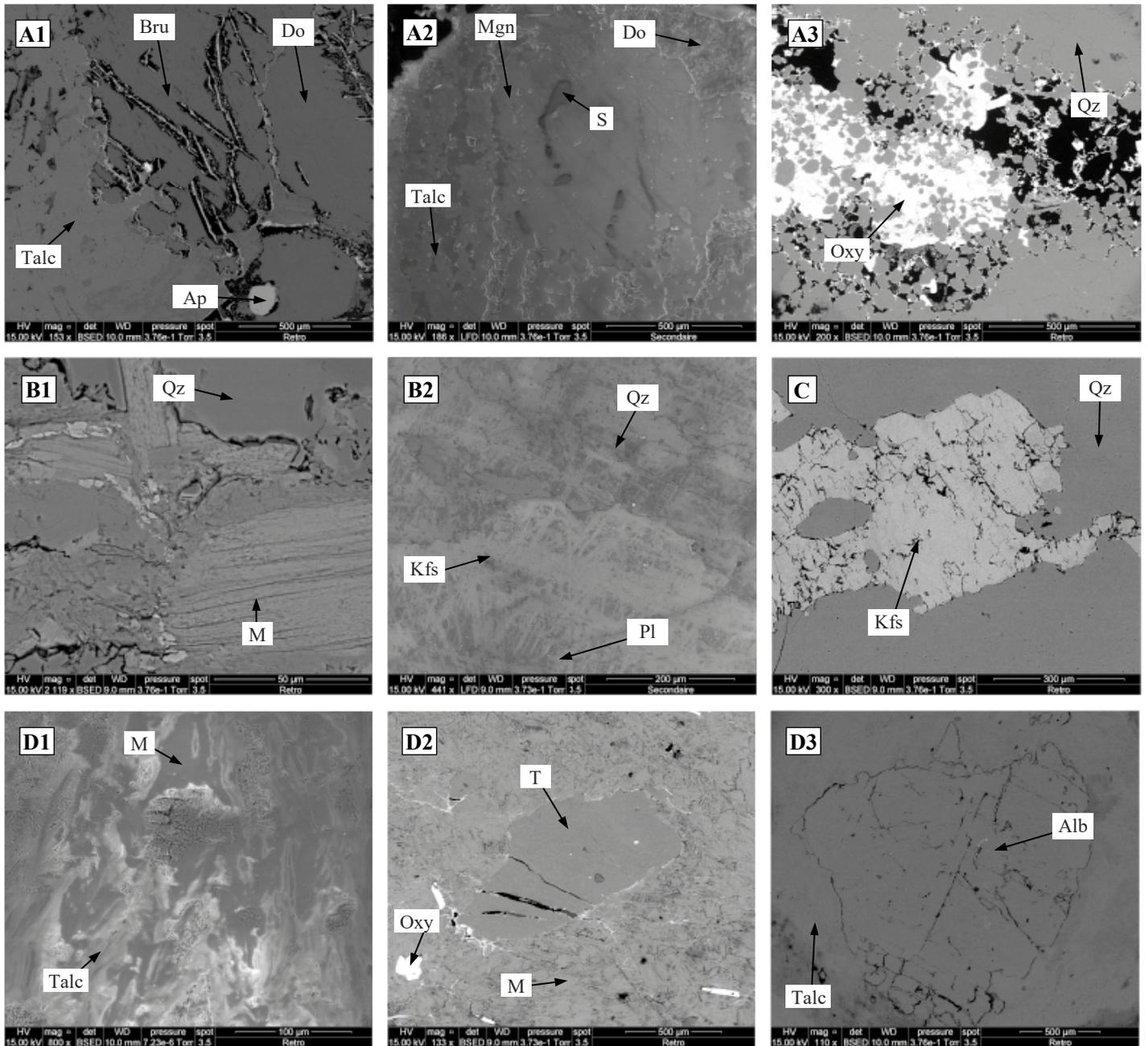


Figure 25 : Planche d'images des minéraux analysés chimiquement au MEB. Les images A correspondent à l'unité Onverwacht, les B à l'unité Moodies, les images C et D correspondent respectivement aux minéralisations et à leurs altérations. A1 : Image rétrodiffusée d'une brucite (à confirmer mais les éléments Mg, O avec quelques traces de Fe, sont détectés) avec des clivages soulignés par l'oxydation, d'une dolomite (les éléments Ca, Mg, O et C sont détectés) ainsi que des minéraux de talc (les éléments Si, O et Mg sont détectés). A2 : Image secondaire d'une magnésite (les éléments C, Mg, et O avec quelques traces de Fe sont détectés) accolée à une dolomite et entourée par du talc. A3 : Image rétrodiffusée de grains de quartz (Si, O) avec une poche remplie d'oxydes d'arsenic et de fer. B1 : Image rétrodiffusée de micas (Si, O, Mg, Al, K et Fe) avec du quartz. B2 : Image secondaire de quartz avec du feldspath potassique (Si, O, Al, K) et un plagioclase (Si, O, Al, Na). C : Image rétrodiffusée d'un feldspath potassique au cœur d'une veine de quartz. D1 : Image rétrodiffusée de feuillets de micas et de talcs d'altération. D2 : Image rétrodiffusée d'une tourmaline (les éléments Si, O, Al, Mg et Fe sont détectés, le Bore est difficilement capté par le MEB) entourée par des micas. D3 : Image rétrodiffusée d'une albite (O, Si, Al, Na) entourée par du talc. Bru = brucite, Do = dolomite, Ap = apatite, Mgn = magnésite, S = sulfure, Qz = quartz, Oxy = oxyde, M = mica, Kfs = feldspath potassique, Pl = plagioclase, T = tourmaline et Alb = albite.

L'analyse chimique a permis de distinguer ou de conforter la nature de certains minéraux difficilement identifiables via les critères de reconnaissances classiques. Et plus particulièrement pour les sulfures, parfois très difficilement identifiables, même en lumière réfléchie (Picot & Johan, 1982).

Les informations chimiques de l'encaissant, des minéralisations et des altérations ont validé la présence des minéraux énoncés dans la partie pétrologie (fig. 25). L'analyse chimique des sulfures a montré la présence de pyrites, de sphalérites, d'arsénopyrites et de chalcopyrites dans la zone d'étude (fig. 26). On peut noter que des zircons et des apatites ont été clairement identifiés dans nos échantillons, ce qui est une information précieuse dans l'optique de futures datations.

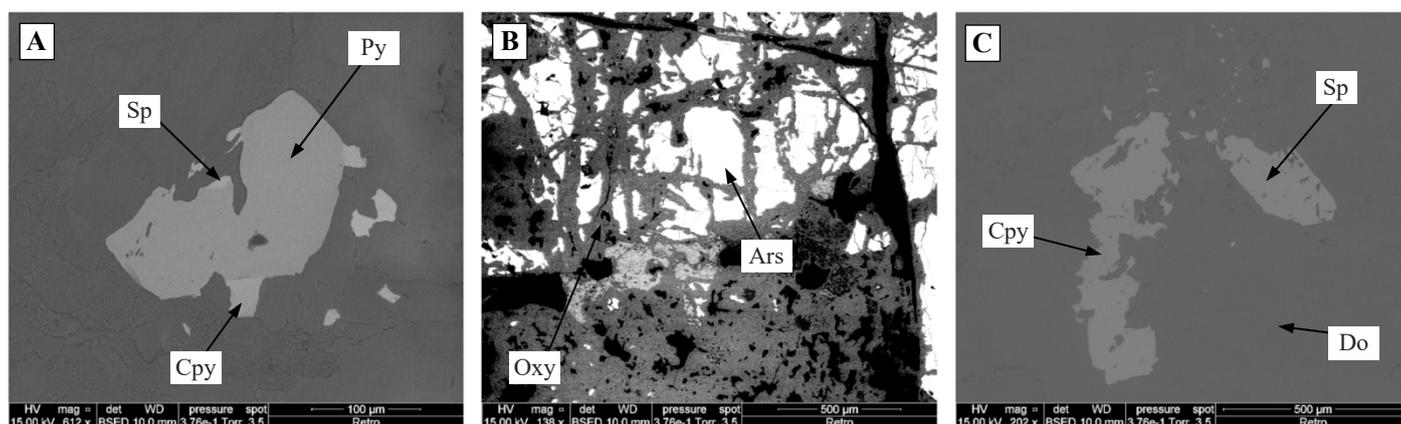


Figure 26 : Planche d'images des sulfures analysés chimiquement au MEB. A : Image rétrodiffusée d'une pyrite (les éléments S et Fe sont détectés) tachetée de chalcopyrite (les éléments S, Fe et Cu sont détectés) et de sphalérite (les éléments S et Zn sont détectés). B : Image rétrodiffusée d'arsénopyrite (les éléments S, Fe et As) oxydée. C : Image rétrodiffusée d'une sphalérite et d'une chalcopyrite. Cpy = chalcopyrite, Py = pyrite, Sp = sphalérite, Oxy = oxyde, Ars = arsénopyrite, Do = dolomite.

Il est sans conteste que l'analyse chimique du MEB n'est utilisable qu'à titre informatif. Pour avoir une analyse chimique complète et significative il conviendrait de faire une Analyse par Microsonde Électronique (EMPA). Cependant les conditions particulières du déroulement du stage n'ont pas permis la réalisation de cette étude.

L'analyse microtectonique au MEB a permis de mettre en lumière les microstructures des micas et des talcs. La mise en évidence d'une foliation due à un alignement des feuillets des micas et des talcs est matérialisée ici. Cette foliation est plissée et cisailée. À très fort grossissement on observe deux directions des micas qui témoignent des deux foliations : S0/S1 et S2 (fig. 27A). On peut constater que, même à très petite échelle, certains minéraux sont affectés par plusieurs déformations : on peut voir à la figure 27B qu'une ilménite est cisailée et tronçonnée. La texture botryoïdale des oxydes d'arsenic dans les poches oxydées des quartzites d'Onverwacht est imagée grâce au MEB (fig. 27C). L'assemblage de micas et de talcs forment une alternance de lits clairs et sombres plissés, cette texture est pénétrative et s'observe même à très fort grossissement (fig. 27D1 et 27D2).

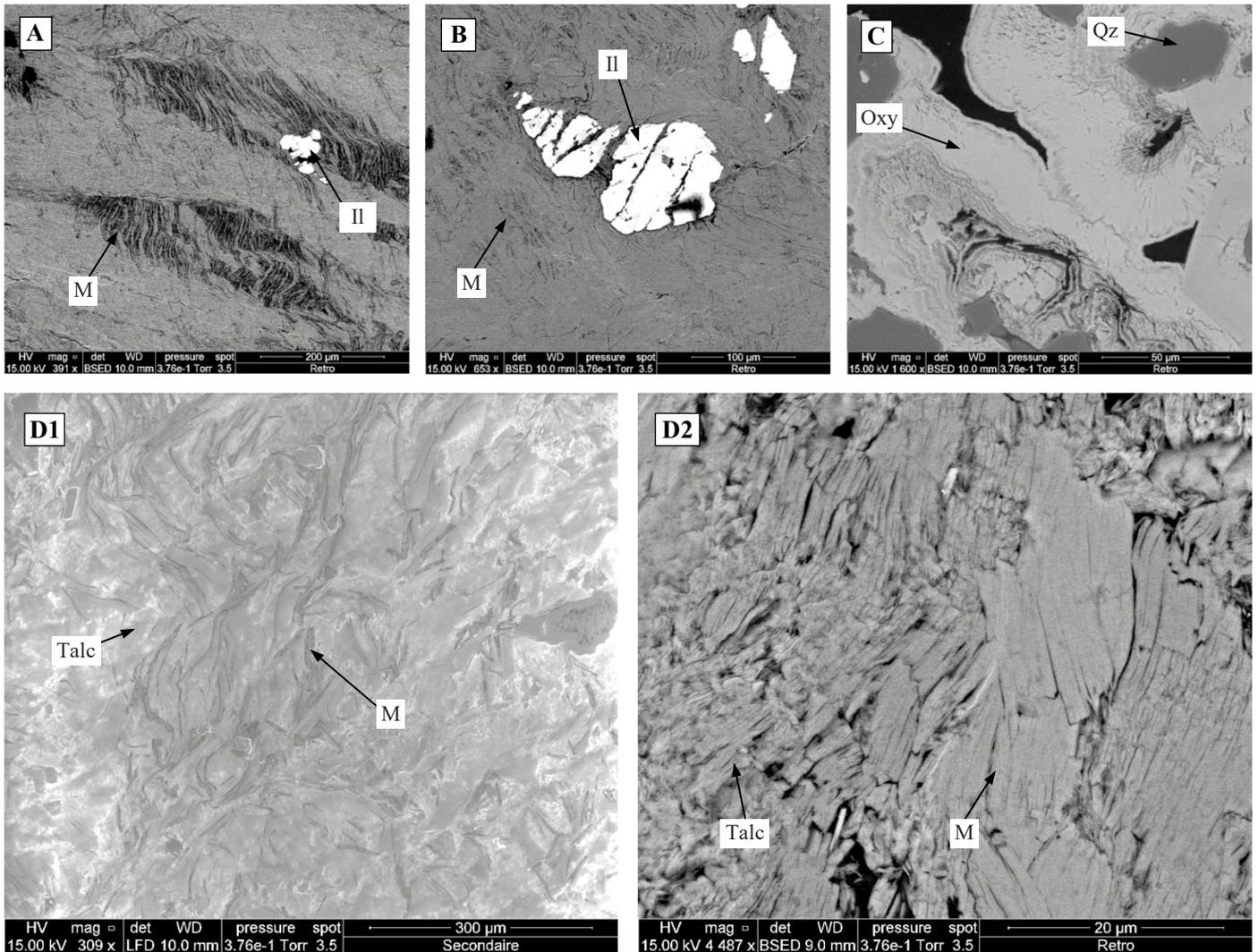


Figure 27 : Planche d'images des microstructures observées au MEB. A : Image rétrodiffusée de la foliation cisailée, marquée par les feuillets de micas. B : Image rétrodiffusée d'une ilménite cisailée avec les feuillets de micas qui accommodent la déformation, on peut aussi remarquer que l'ilménite est tronçonnée. C : Image rétrodiffusée d'une cristallisation botryïdale des oxydes d'arsenic contenus dans les poches oxydés du quartzite d'Onverwacht (correspondant au grossissement de la partie blanche de la figure 25A3). D1 : Image secondaire de l'agencement des lits de micas et de talcs plissés. D2 : Image rétrodiffusée de l'agrandissement de la figure D1, on observe les feuillets de micas et de talcs plissés. M = mica, Il = ilménite, Oxy = oxyde, Qz = quartz.

4. INTERPRETATION – DISCUSSION :

4.1. PRINCIPAUX RESULTATS DE L'ÉTUDE

Les caractéristiques principales du synforme de Malolotja établies par les quelques articles scientifiques sur la zone d'étude sont les suivants :

- Le synforme de Malolotja fait partie d'une succession de plis verticaux orientés NNE-SSW.
- Ce synforme est singulier du fait que l'unité Onverwacht, la plus ancienne (âgée 3,55 à 3,29 Ga), se situe au cœur du synforme et l'unité Moodies, plus jeune (3,22 à 3,21 Ga) la borde. On a donc une inversion stratigraphique à l'intérieur d'un pli dont les flancs sont très verticalisés. Cette configuration est inédite dans la Ceinture de Roches Vertes de Barberton.
- Ce synforme possède une forte concentration de minéralisations aurifères. En effet il contient à lui seul plus d'une vingtaine d'indices d'or dont plusieurs ont fait l'objet de petites exploitations locales.
- Trois phases de déformation ont été décrites : une première déformation précoce synsédimentaire (non étudiée dans ce rapport), une tectonique de nappe (notre déformation régionale) ainsi qu'un raccourcissement à l'origine du synforme (*Lamb, 1984*). Peu de travaux ont été consacrés à la formation de l'évènement minéralisateur.
- La lecture et la consultation de rapports historiques sur les exploitations minières ont montré que seules des veines de quartz avaient été exploitées dans quelques mines du secteur de Malolotja. Et que certaines d'entre elles avaient été épuisées ce qui explique l'absence de filons observables dans les mines de She, Forbes Reef et Waterfall par exemple.

Tous les résultats de l'étude de terrain et de l'étude microscopique sont listés ci-dessous et rassemblés sur le bloc diagramme synthétique de la *figure 28*, le schéma synthétique de la *figure 29* et le tableau paragenétique de la *figure 30* :

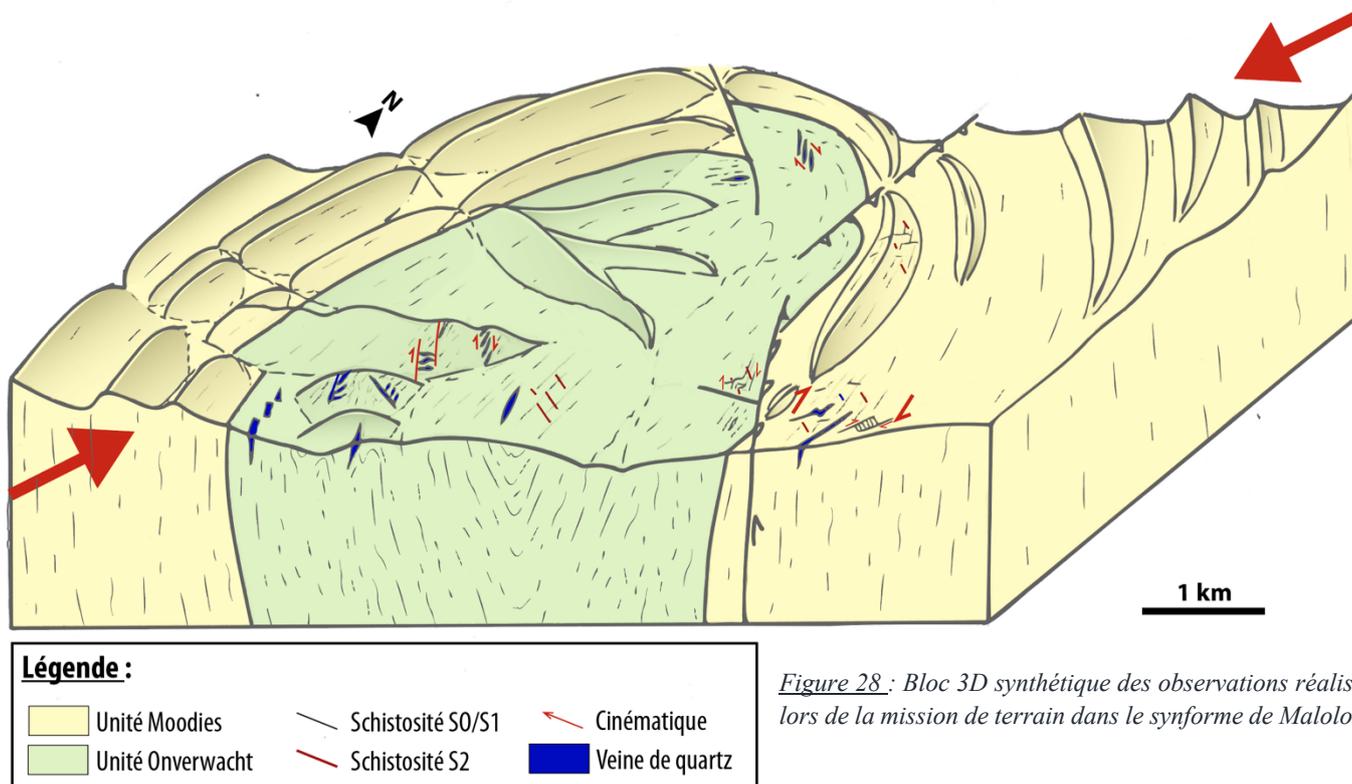


Figure 28 : Bloc 3D synthétique des observations réalisées lors de la mission de terrain dans le synforme de Malolotja.

- Une déformation régionale est observée via une schistosité plissée nommée S0/S1 qui épouse la forme du synforme. Cette schistosité est pénétrative et visible microscopiquement par l'alignement des feuillets de micas microcristallins.
- La schistosité S0/S1, surtout dans les parties du synforme où elle est verticalisée, est affectée par une schistosité S2 orientée NW-SE. On associe à cette schistosité S2 des plans de cisaillement orientés NNE-SSW. Ces structures sont supposées être liées à une déformation compressive de directions NE-SW et à cinématique dextre.
- Les indices et minéralisations aurifères correspondent essentiellement à des veines composées de quartz alors que certaines, les plus précoces, contiennent également des feldspaths potassiques.

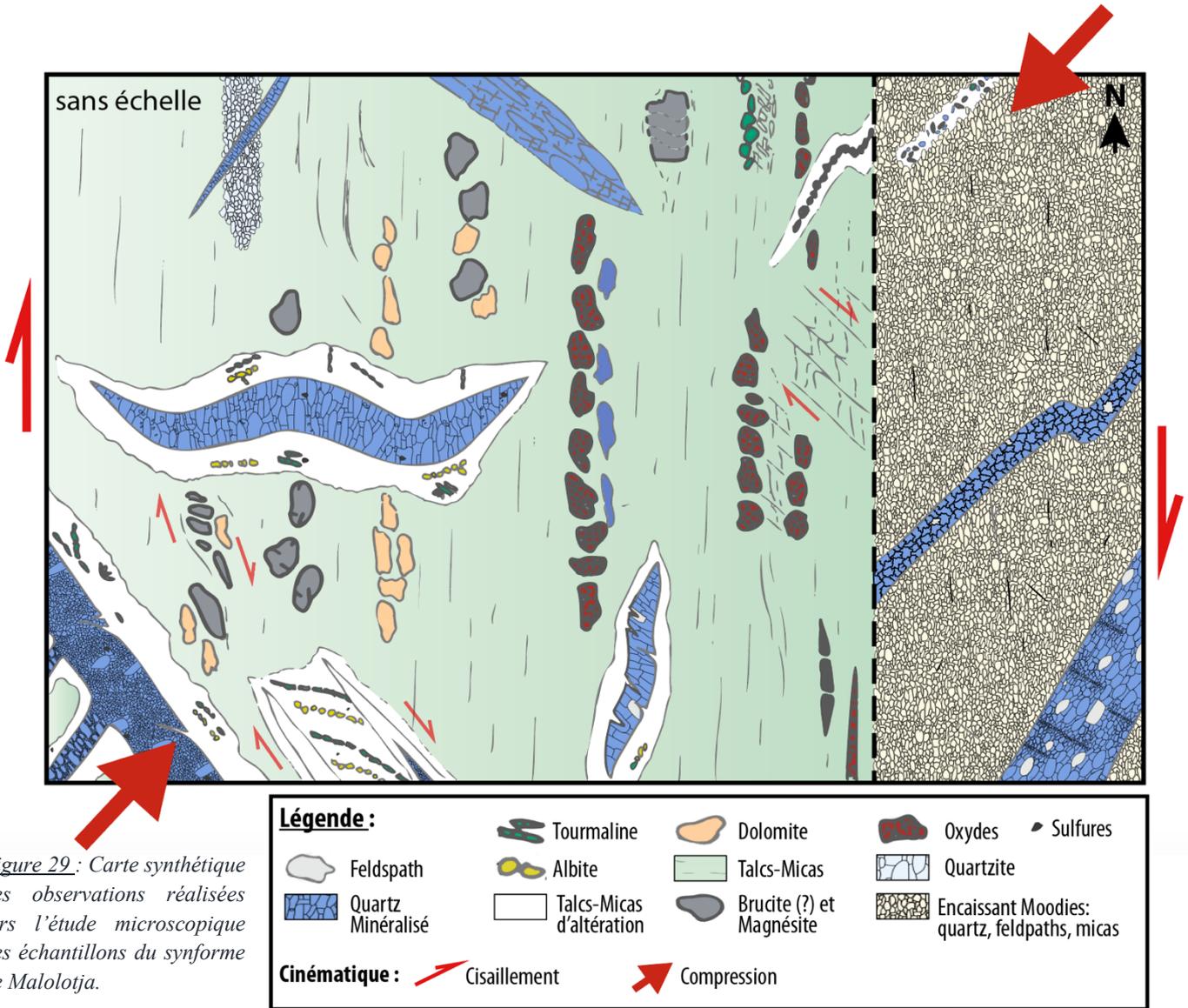


Figure 29.: Carte synthétique des observations réalisées lors de l'étude microscopique des échantillons du synforme de Malolotja.

- Structuralement, les minéralisations ont des apparences très variables (sigmoïdes, veines métriques plissées, fentes de tension, pull-apparts...). Elles s'intègrent cependant toutes dans un modèle de formation contrôlé par une direction de raccourcissement NE-SW.
- Les veines de quartz montrent des intensités de déformation différentes en fonction de leur chronologie.
- La mine de Forbes Reef est une des exploitations les plus riches du secteur même si aucun filon de quartz n'est observable actuellement. Cependant, nous avons pu observer et mesurer en galerie plusieurs dykes magmatiques très altérés (impossible à échantillonner).

		S ₀ /S ₁	Stade 2a	Stade 2b
Encaissant ONVERWACHT	Mica-Talc			
	Brucite			
	Dolomite			
	Quartz			
	Magnésite			
Encaissant MOODIES	Quartz détritique			
	Feldspath détritique			
	Mica détritique			
	Albite		Stade magmato- hydrothermal	
Veine Minéralisée Altération	Tourmaline			
	Mica-Talc			Stade hydrothermal
	Feldspath			
	Quartz			
	Sulfure			

- L'altération autour des minéralisations est composée de talcs et de micas microcristallins ainsi que de grands minéraux de tourmalines et d'albites. La présence de tourmalines tout comme la présence de feldspaths potassiques au cœur des veines de quartz est en faveur d'une minéralisation de type magmato-hydrothermal (Sciuba et al., 2020). Les minéraux d'altérations se rencontrent systématiquement en bordure des veines de quartz. À l'exception des micas et des talcs, qui sont sous la forme de masse microcristalline, les minéraux de grande taille apparaissent soit parallèles aux veines ou bien perpendiculairement. Les tourmalines et les albites sont tronçonnées au sein des auréoles d'altération. Comme le remplissage des fractures est composé des micas et des talcs d'altération, il est supposé que la déformation soit synchrone de la formation des veines.

Figure 30 : Tableau paragenétique des minéraux de la zone d'étude.

4.2. MODELE

À partir de nos résultats plusieurs interprétations sont déduites et permettent ainsi de concevoir un modèle de formation des minéralisations dans le secteur du synforme de Malolotja au Sud-Ouest de la Ceinture de Roches Vertes de Barberton.

Tout d'abord, nous avons constaté que la schistosité régionale S₀/S₁ épouse la forme du synforme, on peut donc en déduire qu'elle est anté-plissement. Lorsque l'on restaure le pli (donc lorsque l'on déplisse le synforme) la schistosité S₀/S₁ devient plane. La déformation responsable de cette schistosité peut donc être liée une tectonique tangentielle, et notamment à la mise en place en nappe de l'unité Onverwacht sur l'unité Moodies (fig. 31, stade S₀/S₁). Dans la littérature cette déformation est qualifiée d'une rampe frontale transportée jusqu'à 10 km (Lamb, 1984). L'ondulation de la schistosité S₀/S₁ observée est, à l'évidence, créée lors du plissement du synforme.

Par la suite, la schistosité S₂ orientée NW-SE est créée par un raccourcissement orienté NE-SW. Ce raccourcissement est certainement à l'origine du plissement et donc de la verticalisation de la schistosité S₀/S₁, affectée par des critères de déformation dextre (fig. 31, stade 2a). La schistosité S₂ et les plans cisaillements associés sont donc contemporains de la formation du synforme.

En ce qui concerne les minéralisations, nous en avons observé plusieurs types qui peuvent tous résulter d'une direction de raccourcissement NE-SW. Cette contrainte correspond aussi, rappelons-le, à la contrainte créant le pli et la schistosité S₂. De plus il y a plusieurs générations de quartz présentant des intensités de déformation variables. Les altérations accompagnant ces minéralisations ont également subi des déformations (tronçonnement des minéraux) qui coïncident avec le style tectonique des veines. On peut donc faire l'hypothèse que les minéralisations se forment lors d'un évènement progressif et continu, qui accompagne la création du pli (fig. 31, stade 2), et la mise en place de la déformation successive des différentes générations de quartz.

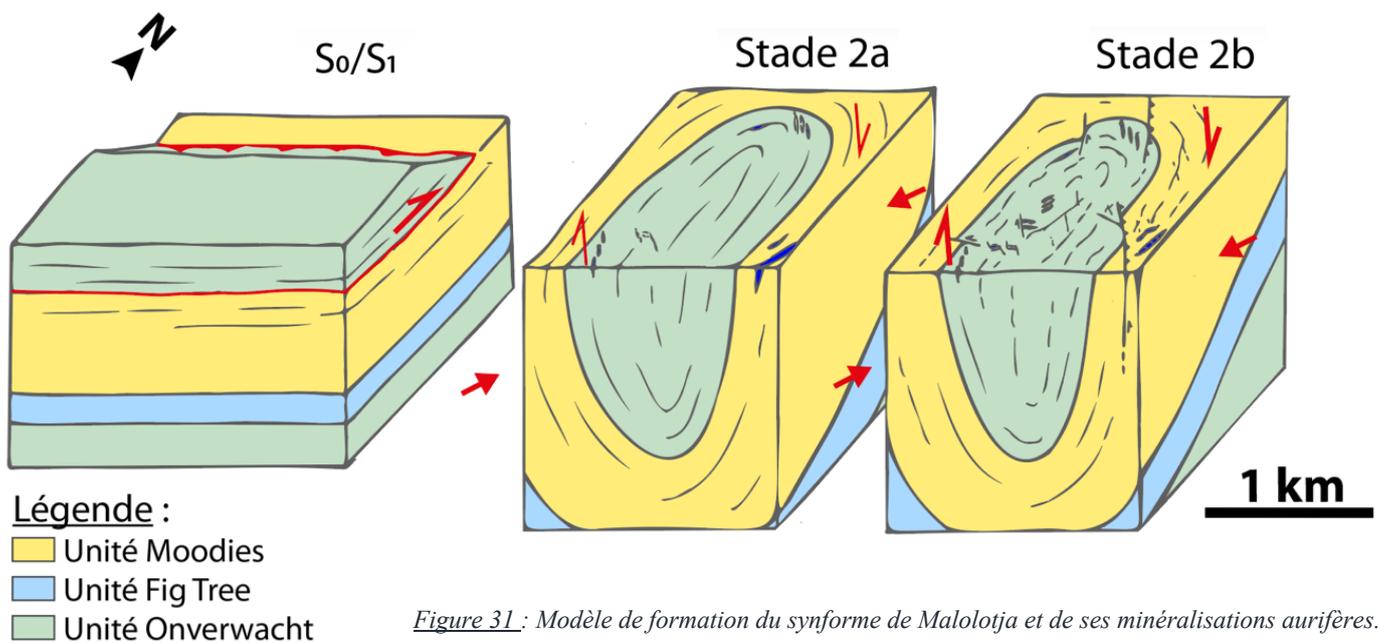


Figure 31 : Modèle de formation du synforme de Malolotja et de ses minéralisations aurifères.

De par leurs compositions, nous supposons ici l'existence de deux types de veines résultant de deux stades différents : un stade magmatique-hydrothermal et un stade hydrothermal comme cela est indiqué dans le tableau paragénetique de la figure 30. La présence de feldspaths dans certaines veines ainsi que les minéraux d'altérations (tourmalines) sont en faveur de cette minéralisation de type magmatique-hydrothermal. Les veines à quartz seul témoignent d'un stade uniquement hydrothermal. On a donc une minéralisation qui se met en place lors de la transition magmato-hydrothermale, phénomène assez classique dans les minéralisations de type « intrusion-related » (Lang et Baker, 2001).

En définitive, j'ai pu établir un modèle structural préliminaire montrant l'existence de deux événements tectoniques majeurs. En premier lieu, la schistosité régionale est expliquée par la mise en place en nappe de l'unité Onverwacht sur l'unité Moodies. Le second événement tectonique serait quant à lui associé à la formation du synforme de Malolotja et concentrerait les minéralisations. Ce modèle est schématisé à la figure 31, cependant on peut noter que le deuxième événement tectonique est illustré en deux stades (stade 2a et stade 2b) mais en réalité la déformation est continue et progressive.

5.1. DISCUSSION

L'Archéen est une période de l'histoire de la Terre qui est notamment marquée par une forte production de croûte continentale (Belousova et al., 2010). En illustration notre zone est entourée de deux plutons granitiques : le granite de Mpuluzi et le batholite de Pigg's Peak (fig. 4).

Les veines de quartz et leurs altérations sont en faveur d'une minéralisation de type magmato-hydrothermal. Malgré cela la transition magmato-hydrothermale est peu, voire pas du tout, évoquée dans les processus responsables de l'or dans la Ceinture de Roches Vertes de Barberton (CRVB). On peut donc se questionner sur le rôle du magmatisme dans la formation des minéralisations et son impact sur celle-ci, que ce soit à l'échelle de notre zone d'étude mais aussi plus globalement à l'échelle de la CRVB.

Avec les données en notre possession, nous pouvons proposer que la formation des minéralisations soit associée à la mise en place de plutons granitiques (fig. Z3). Et aussi, rappelons-le, synchrone d'une tectonique responsable de la verticalisation des structures (de la création du synforme) tel que proposé dans le schéma final figure 32 fortement inspiré des travaux sur la Ceinture de Roches Vertes de Rio Itapicuru au Brésil (Chauvet et al., 1997). Malgré tout, il est clair que les critères d'association avec la mise en place des plutons sont très ténus dans notre cas, et qu'il reste à ce stade très interprétatif. Cependant, la présence de dykes magmatiques proche de la minéralisation à la mine de Forbes Reef est un premier élément de confirmation.

Cette interprétation a des conséquences sur les modèles de formation et de déformation de la croûte archéenne, et notamment sur les discussions entre tectonique verticale et horizontale. Pour résumer, la tectonique verticale est associée à des instabilités gravitaires induites par la mise en place de laves denses sur des TTG (Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite) moins denses. Et à l'inverse la tectonique horizontale est analogue à la tectonique moderne exprimée par des chevauchements, des subductions, des nappes de charriages, etc... Ceux deux courants d'idées se confrontent pour expliquer la structuration archéenne, certains auteurs clament la prédominance de la tectonique verticale (Hamilton, 1998) alors que d'autres montrent l'existence d'une tectonique des plaques à l'Archéen (Burke et al., 1976).

Certains points restent à éclaircir et offrent ainsi de nombreuses perspectives à cette étude. Tout d'abord le rôle des magmas ainsi que leurs impacts sur les minéralisations restent à préciser. On pourrait aussi caractériser la typologie des minéralisations (est-ce des minéralisations de types IRGD (Intrusion Related Gold Deposit) ou bien de l'or orogénique ? par exemple). Une étude des minéralisations aurifères à l'échelle de la CRVB serait tout aussi intéressante, pour voir si notre modèle est extrapolable à l'ensemble de la ceinture.

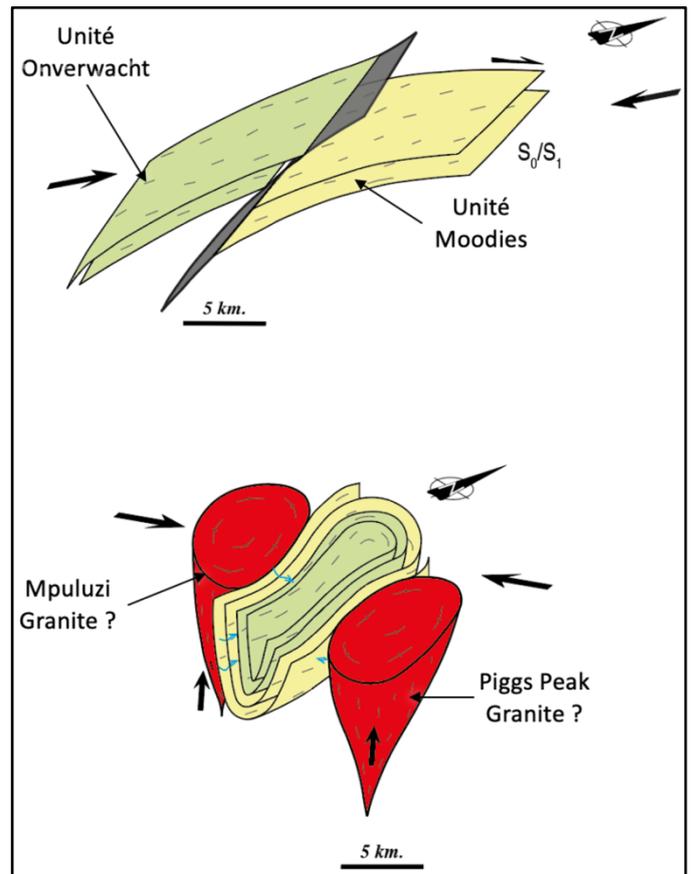


Figure 32 : Schéma synthétique du mécanisme de formation de la verticalisation des structures et des minéralisations en lien avec des remontées plutoniques (inspiré d'après Chauvet et al., 1997).

CONCLUSION :

L'étude structurale de terrain complétée par l'analyse pétrologique et microstructurale ont permis de caractériser la structuration du synforme de Malolotja dans la Ceinture de Roches Vertes de Barberton en Eswatini et ainsi de comprendre le mode de formation des minéralisations aurifères présentes. Les résultats significatifs sont de deux ordres :

- ❖ L'évènement minéralisateur est syn-tectonique et synchrone de la verticalisation des structures qui aboutit à la formation du synforme de Malolotja. Toutes les veines observées et mesurées dans le secteur d'étude répondent à un contrôle structural dominé par une direction de raccourcissement NE-SW.
- ❖ Les minéraux d'altération (tourmaline et albite notamment) et le remplissage de certaines veines (présence de feldspath potassique) témoignent d'un possible lien avec le magmatisme et nous permettent de proposer que les indices minéralisés de la région de Malolotja puissent appartenir à un système magmatique-hydrothermal.

Ainsi, et ce malgré la faiblesse des arguments, l'étude permet de proposer que des granites, non identifiés, puissent avoir un rôle prépondérant à la fois dans la structuration du domaine étudiée (création du synforme de Malolotja) et dans la formation des minéralisations. Ce trait de caractère ferait de ce système, minéralisation et granite, un cas d'étude remarquable dans le débat sur le style tectonique à l'Archéen et sur le rôle et l'impact des magmas dans ces domaines.

Ainsi, les perspectives et poursuites de ce travail sont les suivantes :

- mieux préciser le rôle des granites par des compléments d'étude de terrain et de caractérisation du contexte structural de mise en place des granites ;
- détermination de la signature géochimique des minéralisations afin d'infirmer ou confirmer leur source magmatique ;
- réalisation de datations absolues à la fois sur les magmas et les minéralisations afin de préciser le lien temporel ;
- caractériser la typologie des minéralisations et préciser s'il s'agit de minéralisations de type IRGD (Intrusion Related Gold Deposit) ou bien d'or orogénique.
- intégration de notre étude à l'échelle de la Ceinture de Roches Vertes de Barberton pour vérifier si notre modèle préliminaire est extrapolable à l'ensemble de la ceinture.

REMERCIEMENTS :

Tout d'abord je tiens à remercier Alain Chauvet qui a su m'aiguiller et me faire partager son savoir avec bonne humeur et pédagogie. Un grand merci pour cette opportunité de stage !

J'aimerais aussi remercier Jean-François Moyen et le IRP BuCOMO qui ont financé la mission de terrain. Je voudrais remercier Jérémie Lehmann pour son aide et sa bonne humeur inébranlable sur le terrain. Merci au personnel de la réserve de Malolotja pour leur accueil, et plus particulièrement à Cornelius Mashaba et aux rangers qui nous ont accompagnés sur le terrain.

Merci à toute l'équipe G2R, et en particulier à l'aide et au soutien de Michel Séranne pour le concours GAIA. Un grand remerciement à Christophe NEVADO et Doriane DELMAS pour leur rapidité de réalisation des lames minces en dépit du confinement, et à Frédéric Fernandez pour sa confiance pour l'utilisation du MEB.

RÉFÉRENCES :

- Anhaeusser, C. R. (1973). A Discussion on the evolution of the Precambrian crust-The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 273(1235), 359-388.
- Anhaeusser, C. R. (1976). Archean metallogeny in southern Africa. *Economic Geology*, 71(1), 16-43.
- Anhaeusser, C. R. (2001). The anatomy of an extrusive-intrusive Archaean mafic-ultramafic sequence: The Nelshoogte Schist Belt and Stolzburg layered ultramafic complex, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *South African Journal of Geology*, 104(2), 167-204.
- Anhaeusser, C. R. (2014). Archaean greenstone belts and associated granitic rocks—a review. *Journal of African Earth Sciences*, 100, 684-732.
- Anhaeusser, C. R. (2019). The geology and tectonic evolution of the northwest part of the Barberton Greenstone Belt, South Africa: A review. *South African Journal of Geology* 2019, 122(4), 421-454
- Argapadmi, W., Toth, E. R., Fehr, M. A., Schönbächler, M., & Heinrich, C. A. (2018). Silver Isotopes as a Source and Transport Tracer for Gold: A Reconnaissance Study at the Sheba and New Consort Gold Mines in the Barberton Greenstone Belt, Kaapvaal Craton, South Africa. *Economic Geology*, 113(7), 1553-1570.
- Armstrong, R. A., Compston, W., De Wit, M. J., & Williams, I. S. (1990). The stratigraphy of the 3.5-3.2 Ga Barberton Greenstone Belt revisited: a single zircon ion microprobe study. *Earth and Planetary Science Letters*, 101(1), 90-106.
- Belcher, R. W., & Kisters, A. F. (2006). Progressive adjustments of ascent and emplacement controls during incremental construction of the 3.1 Ga Heerenveen batholith, South Africa. *Journal of Structural Geology*, 28(8), 1406-1421.
- Belousova, E. A., Kostitsyn, Y. A., Griffin, W. L., Begg, G. C., O'Reilly, S. Y., & Pearson, N. J. (2010). The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, 119(3-4), 457-466.
- Berthé, D., Choukroune, P., & Gapais, D. (1979). Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant : l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bulletin de Minéralogie*, 102(2), 265-272.
- Bouhallier, H. (1994). *Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (craton de Dherwar, Inde du Sud)* (Doctoral dissertation).
- Brisset, F. (2012). *Microscopie électronique à balayage et microanalyses*. EDP sciences, 233-242.
- Burke, K., Dewey, J. F., & Kidd, W. S. F. (1976). Dominance of horizontal movements, arc and microcontinental collisions during the later permobile regime. *The early history of the Earth*, 113, 129.
- Byerly, G. R., Kröner, A., Lowe, D. R., Todt, W., & Walsh, M. M. (1996). Prolonged magmatism and time constraints for sediment deposition in the early Archean Barberton greenstone belt: evidence from the Upper Onverwacht and Fig Tree groups. *Precambrian Research*, 78(1-3), 125-138.

- Cawood, P. A., Hawkesworth, C. J., Pisarevsky, S. A., Dhuime, B., Capitanio, F. A., & Nebel, O. (2018). Geological archive of the onset of plate tectonics. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 376(2132), 20170405.
- Chauvet, A., Da Silva, F. A., Faure, M., & Guerrot, C. (1997). Structural evolution of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru granite-greenstone belt (Bahia, Brazil): the role of synkinematic plutons in the regional tectonics. *Precambrian Research*, 84(3-4), 139-162.
- Chardon, D., Peucat, J. J., Jayananda, M., Choukroune, P., & Fanning, C. M. (2002). Archean granite-greenstone tectonics at Kolar (south India): Interplay of diapirism and bulk inhomogeneous contraction during juvenile magmatic accretion. *Tectonics*, 21(3), 7-1.
- De Ronde, C. E. J., Spooner, E. T. C., de Wit, M. J., & Bray, C. J. (1992). Shear zone related, Au quartz vein deposits in the Barberton greenstone belt, South Africa; field and petrographic characteristics, fluid properties, and light stable isotope geochemistry. *Economic Geology*, 87(2), 366-402.
- De Ronde, C. E. J., & De Wit, M. J. (1994). Tectonic history of the Barberton greenstone belt, South Africa: 490 million years of Archean crustal evolution. *Tectonics*, 13(4), 983-1005.
- Dirks, P. H. G. M., Charlesworth, E. G., & Munyai, M. R. (2009). Cratonic extension and Archaean gold mineralisation in the Sheba-Fairview mine, Barberton greenstone belt, South Africa. *South African Journal of Geology*, 112(3-4), 291-316.
- Fryer, B. J., Kerrich, R., Hutchinson, R. W., Peirce, M. G., & Rogers, D. S. (1979). Archaean precious-metal hydrothermal systems, Dome Mine, Abitibi Greenstone Belt. I. Patterns of alteration and metal distribution. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16(3), 421-439.
- Furnes, H., de Wit, M., & Dilek, Y. (2014). Precambrian greenstone belts host different ophiolite types. In *Evolution of Archean Crust and Early Life* (pp. 1-22). Springer, Dordrecht.
- Gloyn-Jones, J., & Kisters, A. (2019). Ore-shoot formation in the Main Reef Complex of the Fairview Mine—multiphase gold mineralization during regional folding, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Mineralium Deposita*, 54(8), 1157-1178.
- Goldfarb, R. J., Groves, D. I., & Gardoll, S. (2001). Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore geology reviews*, 18(1-2), 1-75.
- Gorman, B. E., Pearce, T. H., & Birkett, T. C. (1978). On the structure of Archean greenstone belts. *Precambrian Research*, 6(1), 23-41.
- Hamilton, W. B. (1998). Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian Research*, 91(1-2), 143-179.
- Heubeck, C., & Lowe, D. R. (1994). Depositional and tectonic setting of the Archean Moodies Group, Barberton greenstone belt, South Africa. *Precambrian Research*, 68(3-4), 257-290.
- Hofmann, A. (2005). The geochemistry of sedimentary rocks from the Fig Tree Group, Barberton greenstone belt: implications for tectonic, hydrothermal and surface processes during mid-Archaean times. *Precambrian Research*, 143(1-4), 23-49.

IBP USA (2007). *Swaziland Mineral, Mining Sector Investment and Business Guide* (Vol 1). Intl Business Pubns Usa.

IRP BuCOMO – Building Continents – From Mantle to Ore. (s. d.). Institut de Recherche pour le Développement. <http://bucomo.fr>

Jackson, M. P. A., Eriksson, K. A., & Harris, C. W. (1987). Early Archean foredeep sedimentation related to crustal shortening: a reinterpretation of the Barberton Sequence, southern Africa. *Tectonophysics*, 136(3-4), 197-221.

Kamo, S. L., & Davis, D. W. (1994). Reassessment of Archean crustal development in the Barberton Mountain Land, South Africa, based on U-Pb dating. *Tectonics*, 13(1), 167-192.

Kisters, A. F., & Anhaeusser, C. R. (1995). Emplacement features of Archaean TTG plutons along the southern margin of the Barberton greenstone belt, South Africa. *Precambrian Research*, 75(1-2), 1-15.

Kisters, A. F. M., & Anhaeusser, C. R. (1995). The structural significance of the Steynsdorp pluton and anticline within the tectonomagmatic framework of the Barberton Mountain Land. *South African Journal of Geology*, 98(1), 43-51.

Kisters, A. F., Stevens, G., Dziggel, A., & Armstrong, R. A. (2003). Extensional detachment faulting and core-complex formation in the southern Barberton granite–greenstone terrain, South Africa: evidence for a 3.2 Ga orogenic collapse. *Precambrian Research*, 127(4), 355-378.

Kisters, A. F., Belcher, R. W., Poujol, M., & Dziggel, A. (2010). Continental growth and convergence-related arc plutonism in the Mesoarchaean: Evidence from the Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa. *Precambrian Research*, 178(1-4), 15-26.

Kohler, E. A., & Anhaeusser, C. R. (2002). Geology and geodynamic setting of Archaean silicic metavolcaniclastic rocks of the Bien Venue Formation, Fig Tree Group, northeast Barberton greenstone belt, South Africa. *Precambrian Research*, 116(3-4), 199-235.

Kröner, A., Hegner, E., Wendt, J. I., & Byerly, G. R. (1996). 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(1-3), 105-124.

Lamb, S. H. (1984). Structures on the eastern margin of the Archaean Barberton greenstone belt, northwest Swaziland. In *Precambrian tectonics illustrated* (pp. 19-39).

Lana, C., Buick, I., Stevens, G., Rossouw, R., & De Wet, W. (2011). 3230–3200 Ma post-orogenic extension and mid-crustal magmatism along the southeastern margin of the Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Journal of Structural Geology*, 33(5), 844-858.

Lang, J. R., & Baker, T. (2001). Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36(6), 477-489.

Lenardic, A. (2018). The diversity of tectonic modes and thoughts about transitions between them. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 376(2132), 20170416.

- Lowe, D. R. (1994). Accretionary history of the Archean Barberton greenstone belt (3.55-3.22 Ga), southern Africa. *Geology*, 22(12), 1099-1102.
- Lowe, D. R., & Byerly, G. R. (2007). .3 An Overview of the Geology of the Barberton Greenstone Belt and Vicinity: Implications for Early Crustal Development. *Developments in Precambrian geology*, 15, 481-526.
- Moyen, J. F., Stevens, G., & Kisters, A. (2006). Record of mid-Archaean subduction from metamorphism in the Barberton terrain, South Africa. *Nature*, 442(7102), 559-562.
- Moyen, J. F., Stevens, G., Kisters, A. F., & Belcher, R. W. (2007). .6 TTG plutons of the Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa. *Developments in Precambrian Geology*, 15, 607-667.
- Otto, A., Dziggel, A., Kisters, A. F. M., & Meyer, F. M. (2007). The New Consort Gold Mine, Barberton greenstone belt, South Africa: orogenic gold mineralization in a condensed metamorphic profile. *Mineralium Deposita*, 42(7), 715-735.
- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. (2005). *Microtectonics*. Springer Science & Business Media, 40-43.
- Picot, P., & Johan, Z. (1982). *Atlas des minéraux métalliques*. Éditions du BRGM.
- Poujol, M., Robb, L. J., Anhaeusser, C. R., & Gericke, B. (2003). A review of the geochronological constraints on the evolution of the Kaapvaal Craton, South Africa. *Precambrian Research*, 127(1-3), 181-213.
- Sciuba, M., Beaudoin, G., & Makvandi, S. (2020). Chemical composition of tourmaline in orogenic gold deposits. *Mineralium Deposita*, 1-24.
- Shackleton, R. M. (1986). Precambrian collision tectonics in Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 329-349.
- Stevens, G., & Moyen, J. F. (2007). .7 Metamorphism in the Barberton Granite Greenstone Terrain : A Record of Paleoproterozoic Accretion. *Developments in precambrian geology*, 15, 669-698.
- Stipp, M., Stübenitz, H., Heilbronner, R., & Schmid, S. M. (2002). The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C. *Journal of structural geology*, 24(12), 1861-1884.
- Swaziland National Trust Commission – Gold Mines in Malolotja. (s. d.) SNTC. Consulté le 19 mars 2020, à l'adresse : <http://www.sntc.org.sz/cultural/goldmine.html>
- Taira, A., Pickering, K. T., Windley, B. F., & Soh, W. (1992). Accretion of Japanese island arcs and implications for the origin of Archean greenstone belts. *Tectonics*, 11(6), 1224-1244.
- Urai, J. L., Means, W. D., & Lister, G. S. (1986). Dynamic recrystallization of minerals. In *Mineral and rock deformation: laboratory studies* (Vol. 36, pp. 161-199). Washington, DC: AGU.
- Westraat, J., Kisters, A. M., Poujol, M., & Stevens, G. (2005). 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*, 162(2), 373-388.

LISTES DES FIGURES

Figure A : Illustration de ce à quoi le Terre primitive aurait pu ressembler à environ 3,6 Ga (d'après Anhaeusser, 2014, géo-artiste Maggie Newman.	2
Figure 1: A : Localisation de la Ceinture de Roches Vertes sur le craton Kaapvaal (d'après Belcher et Kisters, 2006). B : Carte géologique de la région de Barberton (modifiée d'après Anhaeusser, 2019). Montrant les trois unités stratigraphiques (Moodies, Fig Tree et Onverwacht), les différentes unités granitiques avec les âges associés ainsi que les quatre gisements d'or majeurs de la Ceinture de Roches Vertes de Barberton.	3
Figure 2: Bloc diagramme éclaté de la Ceinture de Roches Vertes de Barberton (modifié d'après Jackson et al., 1987).	4
Figure 3 : Carte metallogénique de la Ceinture de Roches Vertes de Barberton et localisation de la figure 4 et 5.	6
Figure 4 : Carte géologique et structurale de la partie Sud-Est de la ceinture de roches vertes de Barberton avec une image LandSat en arrière-plan (d'après Lana et al., 2011).	7
Figure 5 : Carte métallogénique modifiée du synforme de Malolotja avec l'emplacement des gîtes aurifères et la localisation des zones étudiées.	9
Figure 7 : Image montrant un critère de cisaillement inverse (critère s, forme sigmoïdale) dans la schistosité S0/S1. Unité Onverwacht de la mine She sur la charnière au Nord du Synforme (1).....	10
Figure 6 : Carte structurale des schistosités et des linéations avec leurs stéréogrammes associés dans la zone d'étude de Malolotja. Fond de carte de la figure 5 modifié (légende identique à celle de la figure 5)	11
Figure 8 : A : Affleurement proche de l'indice d'or Welcome à l'Est du Synforme (2) sur lequel on distingue les trois plans S0/S1, S2 et C' en cinématique dextre. B : Bloc synthétique de l'affleurement à l'Est de l'Indice d'or Gitshams au centre du Synforme (3), on y retrouve les trois mêmes plans S0/S1, S2 et C'.	12
Figure 9 : Photographie d'affleurement et dessin légendé associé qui mettent en évidence le blanchiment autour des veines d'oxydes en position C', à l'indice d'or Welcome (2). On peut noter que le plan S0/S1 est marqué par un changement lithologique.	12
Figure 10 : Schéma de l'affleurement (4) dans Moodies, les veines composées de quartz et de feldspaths sont orientées N220, en position de plan de cisaillement secondaire. Plusieurs générations de quartz sont présentes sur cet affleurement.	13
Figure 11 : A : Quartz sombre à l'intérieur d'un sigmoïde à cinématique inverse dans des schistes altérés au Nord du Synforme de Malolotja (Ancienne mine de She, (1)). B : Photographie (B1) et dessin d'affleurement associé (B2) montrant des sigmoïdes de quartz sub-parallèles à la schistosité S0/S1 ou plissées avec des axes de plis parallèles à la schistosité (proche de l'indice d'or Primrose (5)).	14
Figure 12 : A : Panorama légendé de l'affleurement au Nord de l'indice d'or Primrose (6), montrant la zone enrichie en veines de quartz E-W et l'axe de fentes en échelon N155°E. B : Photographie légendée de la veine de quartz localisée sur le panorama A, on peut observer que cette veine est plissée avec des axes de plis parallèles à la schistosité et qu'elle développe (C) un halo d'altération caractérisé par un blanchiment de la roche encaissante et la présence de tourmalines tronçonnées.	15
Figure 13 : Affleurement montrant des veines de quartz décimétriques à métriques avec leurs veines satellites, A : l'indice aurifère de Rosehill (7) la photographie d'affleurement avec les veines principales orientés N010 et des satellites N160. B : l'indice aurifère de Primrose (5) avec la photographie (B1) et son illustration (B2) d'une veine horizontale qui limite le système des réseaux de veines. Et C : Schéma de la distribution des veines de quartz mesurées (bleu foncée) et déduites de la littérature (bleu clair) du secteur de Malolotja. Une direction de raccourcissement est déduite des cinématiques observées.	16
Figure 14 : Photographie d'affleurement et dessin légendé associé des deux quartz ainsi que les veinules de quartz blancs qui constituent l'affleurement de Hazelmere (8), on peut noter que les plans blancs sont présents quasiment uniquement dans le quartz blanc.	17
Figure 15 : Photographie d'un affleurement montrant une veine de quartz et son auréole d'altération au Nord-Ouest de l'indice Rosehill (9).....	17

Figure 16 : Photographie d'un échantillon d'une roche avec une veine de quartz entouré par l'altération verte, sur sa bordure droite on peut-y voir la schistosité S0/S1 rendue visible par l'alignement de boxworks remplis d'oxydes. Échantillon non orienté. Ramassé en (5).....	18
Figure 17 : Photographies des différents types de lithologie rencontrés dans l'unité Onverwacht. A : Photographie des schistes talqueux avec des boxworks millimétriques à centimétriques (10). A1 : photographie en plan large; A2 : macrophotographie des boxworks. B : Photographie de schistes altérés (1). C : Banc de quartzite (11).....	19
Figure 18 : Planche photographique des minéraux présents dans l'unité Onverwacht. A1 : Photo au microscope optique en LPA des micas et talcs microcristallins. A2 : Photo au microscope optique en LPA de cristaux de dolomite. A3 : Photo au microscope optique en LPA d'une brucite (?) faiblement oxydée à son pourtour et le long de ses clivages. A4 : Photo au microscope optique en LPNA d'une brucite (?) entièrement oxydée. B : Photo au microscope optique en LPA des schistes très altérés avec de la magnésite. C : Photo au microscope optique en LPA d'un niveau de quartzite avec des poches d'oxydes. LPA = Lumière Polarisée Analysée, LPNA = Lumière Polarisée Non Analysée.	20
Figure 19 : Photographies des différents types de lithologie rencontrés dans l'unité Moodies. A : Photographie des conglomérats à galets de quartz (12). B : Photographie de grès grossiers lités (4).....	21
Figure 20 : Planche photographique des minéraux présents dans l'unité Moodies (4). A : Photo au microscope optique en LPA des grains de quartz (qz) et de feldspaths (fld), ici du plagioclase, entourés par des micas en jointure de grains. B : Photo au microscope optique en LPA des micas millimétriques comblant une fracture. LPA = Lumière Polarisée Analysée.	21
Figure 21 : Planche photographique des minéraux présents dans les minéralisations (A) et leurs altérations (B à E). A1 : Photo au microscope optique en LPNA de minéralisation composée de quartz (à gauche) et de feldspaths potassique (à droite). A2 : Photo au microscope optique en LPNA de minéralisation composée exclusivement de quartz. B : Photo au microscope optique en LPA de talcs et de micas microcristallins dans l'auréole d'altération. C : Photo au microscope optique en LPA de tourmalines cristallisées en gerbe dans l'auréole d'altération. D : Photo au microscope optique en LPA d'une albite cristallisée dans l'auréole d'altération. E : Photo au microscope optique en LPA d'altération dans l'unité Moodies, caractérisée par la présence de tourmalines, de micas et de quartz. LPA = Lumière Polarisée Analysée, LPNA = Lumière Polarisée Non Analysée.	22
Figure 22 : Planche photographique des microstructures dans l'encaissant (ici que dans l'unité Onverwacht). A : Photo au microscope optique en LPA de la schistosité S0/S1 dans les micas et les talcs microcristallins. B : Photo au microscope optique en LPA d'une dolomite en texture hélicitique, avec la schistosité S0/S1 interne. C : Photo au microscope optique en LPA d'une brucite (?) tronçonnée et déformée. D : Photo au microscope optique en LPA de la schistosité S0/S1 déformée et cisailée par la schistosité S2 en cinématique dextre. E : Photo au microscope optique en LPA de la schistosité S0/S1 déformée et cisailée par la schistosité S2 en cinématique inverse. F : Photo au microscope optique en LPNA de la schistosité S0/S1 plissée par la schistosité S2. LPA = Lumière Polarisée Analysée, LPNA = Lumière Polarisée Non Analysée.....	23
Figure B : Schéma des microstructures de recristallisation dynamique (modifié d'après Stipp et al., 2002 et Passhier & Trouw, 2005).....	24
Figure 23 : Planche photographique des microstructures dans les veines de quartz. A : Photo au microscope optique en LPA de quartz cristallisés en peigne. B : Photo au microscope optique en LPA de quartz en peigne cristallisés perpendiculairement à la veine, présentant de la recristallisation avec BLG et un peu de SGR. C : Photo au microscope optique en LPA de quartz recristallisés. D : Photo au microscope optique en LPA d'une veine de quartz fortement recristallisée dynamiquement par SGR. E : Photo au microscope optique d'un filon porteur de plusieurs quartz : quartz Qz1 fortement cristallisé par SGR dans des couloirs de déformation orientés NE-SW, et Qz2 non déformé inséré dans le quartz Qz1. F : Photo au microscope optique en LPA d'une limite de veine, on y observe une fracturation envahie par les micas d'altération. LPA = Lumière Polarisée Analysée.....	26
Figure 24 : Planche photographique des microstructures dans les zones d'altération. A1 : Photo au microscope optique en LPNA de tourmalines en baguettes parallèles à la schistosité S0/S1 et tronçonnées. A2 : Photo au microscope optique en LPA d'albites tronçonnées. B : Scan en lumière transmise d'une lame mince dans laquelle des tourmalines et des albites sont alignées sur la schistosité S2 qui est elle-même affectée par un plan de cisaillement. LPA = Lumière Polarisée Analysée, LPNA = Lumière Polarisée Non Analysée.	27

Figure 25 : Planche d'images des minéraux analysés chimiquement au MEB. Les images A correspondent à l'unité Onverwacht, les B à l'unité Moodies, les images C et D correspondent respectivement aux minéralisations et à leurs altérations. A1 : Image rétrodiffusée d'une brucite (à confirmer mais les éléments Mg, O avec quelques traces de Fe, sont détectés) avec des clivages soulignés par l'oxydation, d'une dolomite (les éléments Ca, Mg, O et C sont détectés) ainsi que des minéraux de talc (les éléments Si, O et Mg sont détectés). A2 : Image secondaire d'une magnésite (les éléments C, Mg, et O avec quelques traces de Fe sont détectés) accolée à une dolomite et entourée par du talc. A3 : Image rétrodiffusée de grains de quartz (Si, O) avec une poche remplie d'oxydes d'arsenic et de fer. B1 : Image rétrodiffusée de micas (Si, O, Mg, Al, K et Fe) avec du quartz. B2 : Image secondaire de quartz avec du feldspath potassique (Si, O, Al, K) et un plagioclase (Si, O, Al, Na). C : Image rétrodiffusée d'un feldspath potassique au cœur d'une veine de quartz. D1 : Image rétrodiffusée de feuillets de micas et de talcs d'altération. D2 : Image rétrodiffusée d'une tourmaline (les éléments Si, O, Al, Mg et Fe sont détectés, le Bore est difficilement capté par le MEB) entourée par des micas. D3 : Image rétrodiffusée d'une albite (O, Si, Al, Na) entourée par du talc. Bru = brucite, Do = dolomite, Ap = aplite, Mgn = magnésite, S = sulfure, Qz = quartz, Oxy = oxyde, M = mica, Kfs = feldspath potassique, Pl = plagioclase, T = tourmaline et Alb = albite. 28

Figure 26 : Planche d'images des sulfures analysés chimiquement au MEB. A : Image rétrodiffusée d'une pyrite (les éléments S et Fe sont détectés) tachetée de chalcoppyrite (les éléments S, Fe et Cu sont détectés) et de sphalérite (les éléments S et Zn sont détectés). B : Image rétrodiffusée d'arsénopyrite (les éléments S, Fe et As) oxydée. C : Image rétrodiffusée d'une sphalérite et d'une chalcoppyrite. Cpy = chalcoppyrite, Py = pyrite, Sp = sphalérite, Oxy = oxyde, Ars = arsénopyrite, Do = dolomite. 29

Figure 27 : Planche d'images des microstructures observées au MEB. A : Image rétrodiffusée de la foliation cisailée, marquée par les feuillets de micas. B : Image rétrodiffusée d'une ilménite cisailée avec les feuillets de micas qui accommodent la déformation, on peut aussi remarquer que l'ilménite est tronçonnée. C : Image rétrodiffusée d'une cristallisation botryoïdale des oxydes d'arsenic contenus dans les poches oxydés du quartzite d'Onverwacht (correspondant au grossissement de la partie blanche de la figure 25A3). D1 : Image secondaire de l'agencement des lits de micas et de talcs plissés. D2 : Image rétrodiffusée de l'agrandissement de la figure D1, on observe les feuillets de micas et de talcs plissés. M = mica, Il = ilménite, Oxy = oxyde, Qz = quartz..... 30

Figure 28 : Bloc 3D synthétique des observations réalisées lors de la mission de terrain dans le synforme de Malolotja. 31

Figure 29 : Carte synthétique des observations réalisées lors l'étude microscopique des échantillons du synforme de Malolotja. 32

Figure 30 : Tableau paragénetique des minéraux de la zone d'étude. 33

Figure 31 : Modèle de formation du synforme de Malolotja et de ses minéralisations aurifères. 34

Figure 32 : Schéma synthétique du mécanisme de formation de la verticalisation des structures et des minéralisations en lien avec des remontées plutoniques (inspiré d'après Chauvet et al., 1997)..... 35

Figure C : Calendrier du déroulement du stage. 44

DEROULEMENT DU STAGE :

J'ai réalisé mon stage au laboratoire Géosciences Montpellier, le pôle de recherche des Sciences de la Terre de l'Université de Montpellier. Mon stage encadré par Alain Chauvet, Directeur de Recherche au CNRS dans ce laboratoire, s'est déroulé du 3 février au 3 août 2020.

Il a débuté par une étude bibliographique sur l'Archéen, la Ceinture de Roches Vertes de Barberton ainsi que sur la zone d'étude, le synforme de Malolotja. Du 16 février au 4 Mars, je suis allée sur le terrain en Afrique du Sud et en Eswatini, accompagnée d'Alain Chauvet et de Jérémie Lehmann, Assistant Professeur à l'Université de Johannesburg. J'ai participé aux observations, aux prises de mesures ainsi qu'à l'échantillonnage. Au retour de mission l'analyse des échantillons a débuté par la découpe des échantillons en sucre orienté, sous la tutelle d'Alain Chauvet.

Un peu plus d'une semaine après mon retour de mission de terrain, le confinement a débuté. Cela a engendré de nombreuses répercussions sur mon stage. À partir du 17 mars, jour du confinement, mon stage a continué en télétravail. Ce dernier ne s'est pas effectué dans des conditions optimales étant donné que mon logement n'est pas muni d'un accès à internet constant et stable. Pendant cette période j'ai pu approfondir l'étude bibliographique ainsi que de traiter et de synthétiser toutes les observations et mesures prises sur le terrain. Ce confinement a bousculé le déroulement du stage en retardant certaines tâches à effectuer (microscopie, MEB..). De plus, je devais initialement terminer mon rapport de stage pour début juin et effectuer la soutenance mi-juin, afin de pouvoir me tenir prête pour le concours de l'École Doctorale (ED) GAIA se tenant fin juin. L'oral et le rendu du rapport ont été décalés au vu du contexte actuel. Mon stage a ainsi pu être prolongé d'un mois jusqu'au 3 août. Dès le déconfinement, le laboratoire Géosciences Montpellier a entrepris un plan de reprise d'activité (PRA) qui a priorisé le retour des stagiaires au laboratoire. J'ai pu reprendre partiellement et graduellement mon stage en présentiel. Par conséquent, j'ai pu commencer l'analyse microscopique de mes lames minces. Les difficultés inhérentes à la crise du COVID-19 ainsi qu'un certains nombres d'impondérables ont eu pour effet la non-réalisation de certaines analyses initialement prévues, comme par exemple, les analyses à la microsonde et la télédétection.

Grace à ce stage j'ai pu être actrice, de l'étude bibliographique, des observations de terrain, en passant par l'analyse microscopique jusqu'à la réalisation d'un modèle préliminaire de la mise en place des minéralisations. J'ai donc pu participer à toutes les étapes d'une étude de terrain, structurale et minéralogique sur des minéralisations aurifères en contexte archéen.

Le déroulement de mon stage est résumé dans la *figure C* ci-dessous :

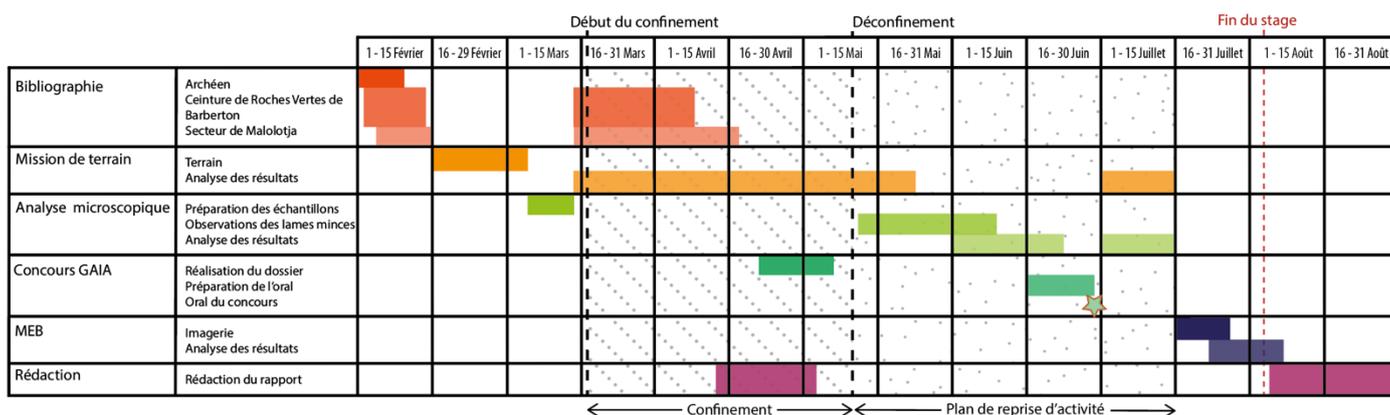


Figure C : Calendrier du déroulement du stage.

RESUME :

Une étude structurale de terrain complétée par une étude pétrologique et microstructurale ont permis de comprendre la structuration du synforme de Malolotja dans la Ceinture de Roches Vertes de Barberton en Eswatini. Et ainsi de caractériser les minéralisations aurifères qu'elle contient. On a pu identifier deux événements tectoniques majeurs responsables de la formation du synforme. Le premier événement correspond à la mise en place en nappe de l'unité Onverwacht, plus ancienne, sur celle de Moodies, plus jeune. Cette tectonique tangentielle est à l'origine d'une schistosité régionale nommée S0/S1. Le deuxième événement est en relation avec la formation du pli et la mise en place des minéralisations aurifères. Il résulte d'un serrage NE-SW et est responsable de la verticalisation de la schistosité S0/S1 et de la formation de la majorité des veines de quartz. De nombreux arguments sont en faveur d'une mise en place syn-tectonique de ces veines. Les observations au microscope et au MEB des échantillons collectés sur le terrain ont permis de caractériser la minéralogie des veines du système minéralisé et de leurs auréoles d'altération. La présence systématique de tourmalines et d'albites dans les auréoles d'altération associée à la formation de talc et de mica a pu être démontrée. En fait, deux types de minéralisations ont été observés. Une première famille de veines précoces, contenant du quartz et du feldspath potassique, est à caractère magmatique-hydrothermal et une deuxième famille de veines, à quartz seul et contenant des sulfures, est de type hydrothermal. Ainsi le modèle de formation proposé prend en compte un rôle possible des granites sur la déformation et la formation des structures minéralisées du synforme de Malolotja, même si l'impact et le rôle du magmatisme sur la structure et la nature des minéralisations restent à préciser. Ce modèle établi s'immisce parfaitement dans de grandes questions scientifiques comme la discussion sur le style tectonique à l'Archéen.