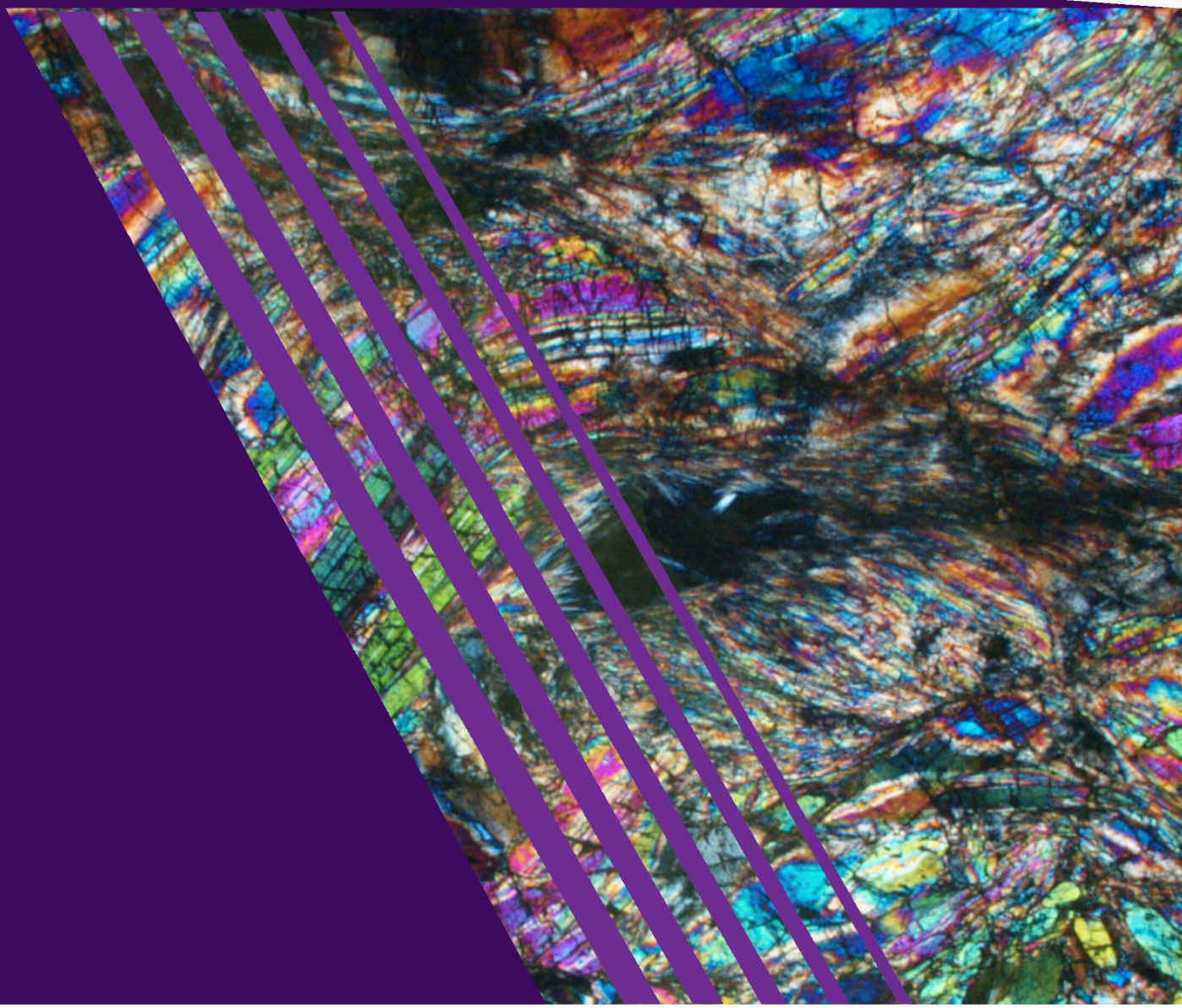
ATLAS scientifique Edition 2012

Atlas des occurrences et des types de fibres d'amiante sur mine

Extrait du rapport AMIANTE "Serpentinisation et fibrogénèse dans les massifs de péridotite de la Nouvelle-Calédonie"



CNRT "Nickel et son environnement"

Tome Nickel et Santé

CNRT NICKEL & son environnement

Amiante

Atlas des occurrences et des types d'amiante sur mine

Rapport issu du Projet Amiante « Serpentinisation et fibrogénèse dans les massifs de péridotite de la Nouvelle-Calédonie »

Etude financée par le CNRT « Nickel et son environnement

Ce programme n'a pas bénéficié de cofinancement

Programme de recherche appliquée lancé en 2009

Travaux réalisés par le BRGM et l'UNC

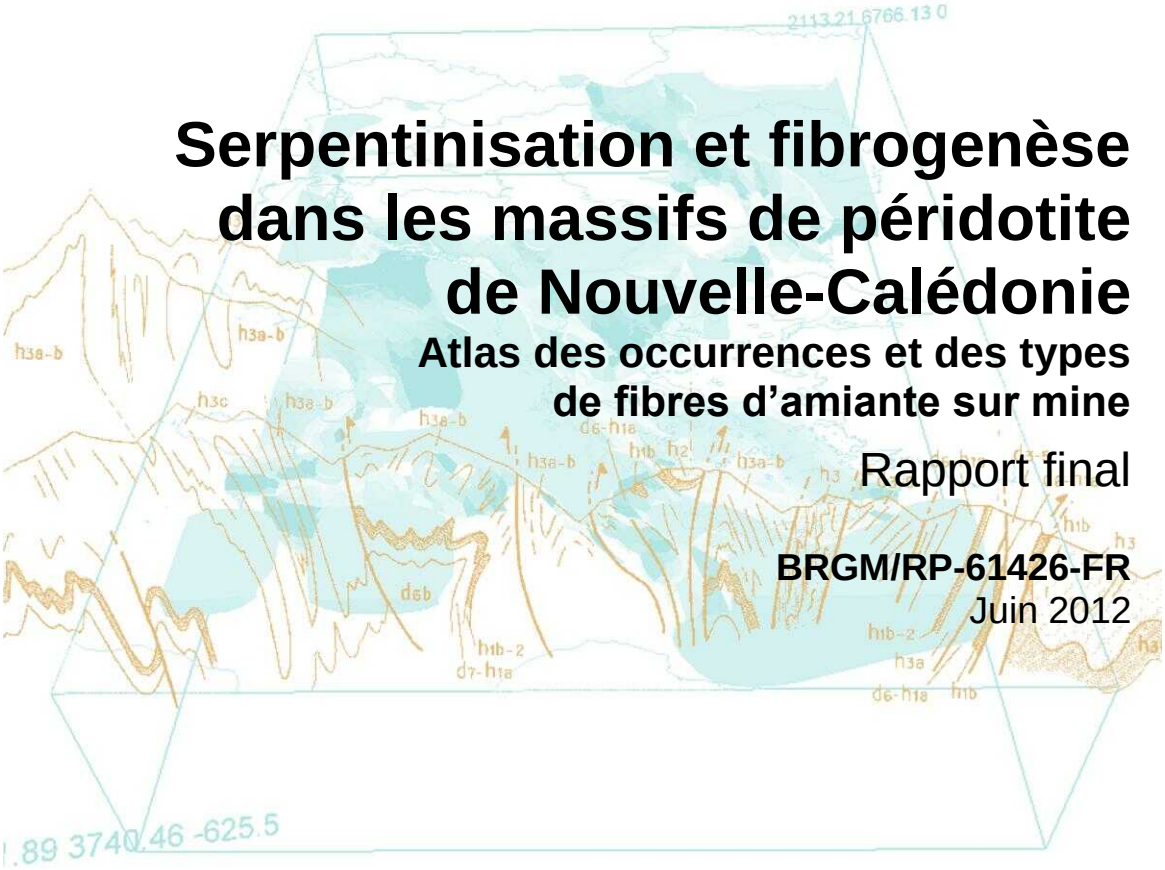
Projet d'une durée de 24 mois

Rendu Final de 130 pages

brgm Géosciences pour une Terre durable

UNC UNIVERSITÉ de la NOUVELLE-CALÉDONIE

Document public



Serpentinisation et fibrogenèse dans les massifs de péridotite de Nouvelle-Calédonie

Atlas des occurrences et des types de fibres d'amiante sur mine

Rapport final

BRGM/RP-61426-FR
Juin 2012

CNRT NICKEL & son environnement

Géosciences pour une Terre durable
brgm

Document public

Serpentinisation et fibrogenèse dans les massifs de péridotite de Nouvelle-Calédonie

Atlas des occurrences et des types de fibres d'amiante sur mine

Rapport final

BRGM/RP-61426-FR
Juin 2012

D. Lahondère

Vérificateur :	**Approbateur :**
Philippe ROSSI	Didier Bonijoly
Date : 31 mai 2012	Date : 5 juin 2012

En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique, l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2008.

Géosciences pour une Terre durable
brgm

Mots clés : Nouvelle-Calédonie, Géologie, Minéralogie, Péridotite, Serpentinite, Amiante, Chrysotile, Antigorite, Trémolite, Anthophyllite

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Lahondère D., 2012 – Atlas des occurrences et des types de fibre d'amiante sur mine. Rapport BRGM/RP-61426-FR, Rapport final, 128 pages.

© BRGM, 2007, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

Le problème de santé publique posé par la présence d'amiante dans certains environnements naturels de Nouvelle-Calédonie constitue à la fois une priorité du gouvernement du territoire et une préoccupation pour l'ensemble de la profession minière. Depuis 2005, le groupe de travail qui s'est constitué sur ce sujet et qui comprend le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), l'Institut Pasteur de Nouvelle-Calédonie (IPNC), l'Institut pour la Recherche et le Développement (IRD) et l'Université de Nouvelle-Calédonie (UNC), s'est efforcé d'améliorer les connaissances sur cet aléa géologique si préoccupant en termes de santé publique.

En Nouvelle-Calédonie, la présence d'amiante dans l'environnement naturel concerne plusieurs grands domaines géologiques, dont la nappe des péridotites. Compte tenu des enjeux industriels et économiques que représentent les massifs de péridotite pour la Nouvelle-Calédonie, ces occurrences amiantifères se devaient d'être analysées pour être mieux comprises et au final mieux appréhendées et gérées par l'ensemble de la filière minière.

Les objectifs de l'étude à laquelle le présent rapport est attaché ont donc été de compléter les connaissances fondamentales sur ces occurrences d'amiante dans les massifs de péridotite, tant au plan géologique que minéralogique, avec pour finalité la recherche de critères permettant à la profession minière de mieux contrôler ces occurrences. Les résultats de cette étude ont d'ores et déjà fait l'objet de la publication d'un rapport distinct (Rapport BRGM/RP-60192-FR). Le présent rapport, élaboré à la demande du GIP CNRT « Nickel et son environnement », synthétise l'ensemble des résultats obtenus sous la forme d'un atlas destiné à aider la profession minière à identifier les occurrences présentes sur mine.

Sommaire

1. Introduction 15

2. Les occurrences endogènes 19

2.1. LES STRUCTURES A SERPENTINE 19
2.1.1. Les structures à lizardite ± chrysotile 19
2.1.2. Les structures à antigorite ± chrysotile 29
2.1.3. Les très grandes veines à chrysotile 37
2.1.4. La semelle serpentineuse de la nappe des péridotites 43

2.2. LES STRUCTURES A AMPHIBOLE 49
2.2.1. Les veines fibroradiées à trémolite 50
2.2.2. Les plans de mouvement à cristallisations de trémolite fibreuse 57
2.2.3. Les filons à trémolite de la semelle 67
2.2.4. Les veines fibreuses et les bordures réactionnelles à anthophyllite 69
2.2.5. Les plans de mouvement à cristallisations d'anthophyllite fibreuse 75

3. Les occurrences supergenes 79

3.1. LES AMAS FIBRO-LAMELLAIRES 81

3.2. LES AMAS FIBREUX 89

3.3. LES TERRES BLANCHES 103

4. Discussion et perspectives 107

4.1. LES PROCESSUS DE SERPENTINISATION ET DE FIBROGENESE 108
4.1.1. Les structures à lizardite ± chrysotile 108
4.1.2. Les structures à antigorite ± chrysotile 109
4.1.3. Les structures « *tardives* » à chrysotile 112
4.1.4. Les stades supergènes 112

4.2. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES 113

5. Bibliographie 117

Liste des illustrations

Illustration 1 : Cristallisations des familles minérales potentiellement fibreuses en fonction de l'évolution et du contexte géodynamique au sein des péridotites de Nouvelle-Calédonie (ligne pleine = observées ou probables, ligne pointillée = incertaines ou inconnues). 17

Illustration 2 : Cristallisation et potentiel fibreux des différentes phases minérales au sein de la nappe des péridotites, en fonction de principales étapes géodynamiques. Vert, Jaune, Orange, & Rouge : potentiel nul, faible, moyen & fort (ou toujours fibreux). Trait continu : cristallisations primaires ; Pointillés : fragmentation mécanique des fibres primaires, associée à l'obduction ; Tiretés : Fibres secondaires issues de l'altération supergène. 17

Illustration 3 : Coupe schématique d'un massif ultrabasique et de son profil d'altération avec localisation des principaux types d'occurrences de minéraux amiantifères....18

Illustration 4 : Péridotite à cristaux d'olivine partiellement serpentinisés (Koniambo). 20

Illustration 5 : Idem illustration précédente, en lumière polarisée analysée. 20

Illustration 6 : Péridotite à cristaux d'olivine fortement serpentinisés (Poro). 21

Illustration 7 : Idem illustration précédente, en lumière polarisée analysée. 21

Illustration 8 : Péridotite partiellement serpentinisée, à pseudomorphoses à talc + serpentine (Koniambo). 22

Illustration 9 : Idem illustration précédente, en lumière polarisée analysée. 22

Illustration 10 : Auréoles réactionnelles à tac + serpentine observéesautour de cristaux d'orthopyroxène (Poro). 23

Illustration 11 : Idem illustration précédente, en lumière polarisée analysée. 23

Illustration 12 : Harzburgite à pseudomorphoses à talc + trémolite (Poro)....24

Illustration 13 : Idem illustration précédente, en lumière polarisée analysée. 24

Illustration 14 : Veines serpentineuses irrégulières, sombres, à veinules de chrysotile (Poro). 25

Illustration 15 : Veines serpentineuses sombres découpant les péridotites (Presqu'île de Bogota). 25

Illustration 16 : Veines serpentineuses claires, à veinules de chrysotile, recoupant des harzburgites et découpant la roche en grands parrallélépipèdes (Col de Petchécara). 26

Illustration 17 : Péridotite recoupée par un réseau régulier de veines serpentineuses claires subverticales. Noter également la présence de veines subhorizontales (Presqu'île de Bogota). 26

Illustration 18 : Veines serpentineuses claires, perpendiculaires, à veinules de chrysotile (Col de Ngo)....27

Illustration 19 : Péridotite recoupée par des veines serpentineuses orthogonales sombres, à veinules de chrysotile, avec présence de cristallisations lamellaires en position centrale (Presqu'île de Bogota). 27

Illustration 20 : « Bandes » serpentineuses blanches, à veinules grises de chrysotile, développées dans des péridotites peu serpentinisées (Poro). 31

Illustration 21 : Importance des veines de chrysotile associées aux bandes blanches (Poro). 31

Illustration 22 : « Bande » serpentineuse blanche de 5 cm d'épaisseur à veinules de chrysotile, sécante sur les harzburgites du Col de Ngo. Noter l'obliquité des veinules par rapport aux deux lèvres de la « bande », suggèrant l'existence d'une composante cisaillante. 32

Illustration 23 : « Bande » serpentineuse blanche développée au contact entre des harzburgites et une veine de pyroxénite (Col de Ngo). 32

Illustration 24 : Aspect des « bandes » blanches au microscope optique. 33

Illustration 25 : Idem illustration précédente, en lumière polarisée analysée. 33

Illustration 26 : Plan à cristallisations fibro-lamellaires observé dans des péridotites saprolitiques (Mine de Vulcain). 34

Illustration 27 : Plan à cristallisations fibro-lamellaires observé dans des péridotites saprolitiques (Carrière de Bonini). 34

Illustration 28 : Structure à cristallisations fibro-lamellaires (antigorite) observée dans des péridotites saprolitiques (Vulcain). Noter la partie externe, blanche, à cristallisations non orientées, et la partie centrale à cristallisations lamellaires vertes et obliques. 35

Illustration 29 : Détail d'un plan à cristallisations fibro-lamellaires (Mine de Gémini). 35

Illustration 30 : Détail d'une structure fibro-lamellaire (Carrière de Bonini). 36

Illustration 31 : Structure à cristallisations fibro-lamellaires (antigorite) observée dans des péridotites saprolitiques (Carrière de Bonini). Noter la partie externe à cristallisations non orientées et la partie centrale à cristallisations lamellaires vertes et obliques. 36

Illustration 32 : Veine pluridécimétrique de chrysotile recoupant les péridotites (Vieille carrière Trazy, Massif du Koniambo). 38

Illustration 33 : Détail de la veine fibreuse de la vieille carrière Trazy (Massif du Koniambo). 38

Illustration 34 : « Structure « en fleur », à cœur d'antigorite et auréole de chrysotile (Vieille carrière Trazy, Massif du Koniambo). 39

Illustration 35 : Coupe à travers une structure à chrysotile depuis la péridotite serpentinisée (droite) jusqu'au cœur serpentineux blanc à gauche. Le centre jaunâtre correspond aux fibres de chrysotile (Kopéto). 39

Illustration 36 : Veine de chrysotile de la zone de Kaki Kiwi (Kopéto). 40

Illustration 37 : Veine de chrysotile observée dans la montée de la mine de Sireis. 40

Illustration 38 : Aspect d'une grosse veine à chrysotile au microscope optique (Poro). 41

Illustration 39 : Idem illustration précédente, en lumière polarisée analysée. 41

Illustration 40 : Image MEB de filamants de chrysotile (barre d'échelle = 200 µm) (Vieille carrière Trazy). 42

Illustration 41 : Faisceaux torsadés de chrysotile (barre d'échelle = 20 µm) (Sireis). 42

Illustration 42 : Contact tectonique entre la base de la nappe et les formations de l'unité de Poya (Presqu'île de Vavouto). 44

Illustration 43 : Vue générale de la zone serpentinisée affectant la partie sud-occidentale du massif du Koniambo. 44
Illustration 44 : Aspect du talus montrant des nodules hétérométriques de péridotites serpentinisées emballés dans une matrice serpentineuse écrasée et cataclastique. 45
Illustration 45 : Faciès zébré correspondant à une serpentinite lardée de veines de chrysotile (Koniambo). 45
Illustration 46 : Accident serpentineux à nodules hétérométriques de péridotites serpentinisées (Camp des Sapins). 46
Illustration 47 : Veine centimétrique de chrysotile recoupant des péridotites serpentinisées (Camp des Sapins). 46
Illustration 48 : Veine de chrysotile recoupant des péridotites fortement serpentinisées (Col de Kaa Wii Paa). 47
Illustration 49 : Idem illustration précédente. 47
Illustration 50 : Faisceaux torsadés de chrysotile (barre d'échelle = 200 µm) (Koniambo). 48
Illustration 51 : Faisceau torsadé de chrysotile (barre d'échelle = 2000 nm) (Koniambo). 48
Illustration 52 : Veine fibroradiée à trémolite recoupant les péridotites (Poro). 51
Illustration 53 : Détail d'une veine fibroradiée à trémolite (Poro). 51
Illustration 54 : Association à trémolite + antigorite (Poro). 52
Illustration 55 : Veine décimétrique à trémolite recoupant les péridotites (Poro). 52
Illustration 56 : Veine fibro-radiée en lumière naturelle (Poro). Les cristaux allongés ont une composition de trémolite. 53
Illustration 57 : Idem illustration précédente en lumière polarisée analysée. 53
Illustration 58 : Veine à trémolite (Poro). 54
Illustration 59 : Idem illustration précédente en lumière polarisée analysée. 54
Illustration 60 : Veine à trémolite + chlorite magnésienne (Poro). 55
Illustration 61 : Idem illustration précédente en lumière polarisée analysée. 55
Illustration 62 : Association de cristaux automorphes de trémolite et d'antigorite brunâtre (Poro). 56
Illustration 63 : Idem illustration précédente en lumière polarisée analysée. 56
Illustration 64 : Plan très mince porteur de fibres de trémolite (Poro). 58
Illustration 65 : Plan fibreux à trémolite recoupant des harzburgites (Koniambo). 58
Illustration 66 : Plan fibreux à trémolite observé dans une zone minéralisée (Poro). 59
Illustration 67 : Exemple de connection entre un plan fibreux et une veine fibreuse à trémolite (Poro). 59
Illustration 68 : Fissure tapissée de trémolite fibreuse soulignée par la présence de plages brillantes à composition de talc ou de chlorite magnésienne (Poro). 60
Illustration 69 : Plan amiantifère altéré parallèle à des fissures soulignées par des cristallisations de chlorite magnésienne (Massif de Poro). 60

Illustration 70 : Réseau de veines à trémolite fibreuse recoupant les péridotites (Poro). 61
Illustration 71 : Détail d'une veine à trémolite fibreuse recoupant les péridotites (Poro). 61
Illustration 72 : Veine à trémolite fibreuse recoupant une péridotite peu serpentinisée (Poro). 62
Illustration 73 : Idem illustration précédente en lumière polarisée analysée. 62
Illustration 74 : Contact entre une péridotite serpentinisée (droite) et une veine de trémolite (gauche) (Poro). 63
Illustration 75 : Idem illustration précédente en lumière polarisée analysée. 63
Illustration 76 : Contact entre une péridotite (bas) et une veine à trémolite fibreuse (haut) (Poro). 64
Illustration 77 : Idem illustration précédente en lumière polarisée analysée. 64
Illustration 78 : Image MEB de longs faisceaux courbes de trémolite prélevés sur un plan fibreux infra-millimétrique (Koniambo). 65
Illustration 79 : Image MEB de fibres très fines et courbes de trémolite prélevées sur un plan fibreux infra-millimétrique (Koniambo). 65
Illustration 80 : Corps leucocrates boudinés, observés dans la zone de cisaillement de la base du massif du Kopéto. 68
Illustration 81 : Serpentinites fortement cisaillées, à éléments de serpentinites noires et de corps filoniens leucocrates (Kopéto). 68
Illustration 82 : Veine d'anthophyllite fibreuse localisée au contact entre des péridotites et un faciès quartzo-feldspathique intrusif (Massif du Sud). 70
Illustration 83 : Bordure réactionnelle centimétrique observée entre des péridotites (haut) et un filon leucocrate (bas) (Massif du Sud). 70
Illustration 84 : Veines d'anthophyllite recoupant les péridotites (Col de Mouirange). 71
Illustration 85 : Veine à anthophyllite fibreuse (2 cm) recoupant des dunites (Col de Prony). 71
Illustration 86 : Filon leucocrate recoupant les péridotites (Route de Saint-Gabriel). 72
Illustration 87 : Veines à anthophyllite fibreuse recoupant les péridotites (Route de Saint-Gabriel). 72
Illustration 88 : Contact entre une péridotite serpentinisée (bas) et une veine à serpentine-chlorite-anthophyllite (haut) souligné par cristallisations d'anthophyllite prismatiques (Tiebaghi). 73
Illustration 89 : Idem illustration précédente en lumière polarisée analysée. 73
Illustration 90 : Amas de fibres blanches d'apparence souple issu de l'érosion d'un plan fibreux (Mine de Méa). 76
Illustration 91 : Vue détaillée des lattes d'anthophyllite fibreuse (Mine de Méa). 76
Illustration 92 : Amas de faisceaux fibreux rigides et de fibres souples d'anthophyllite (Mine de Vulcain). 77
Illustration 93 : Fragments d'un plan à cristallisations fibreuses d'anthophyllite, observé au contact entre des péridotites et un corps filonien leucocrate (Massif du Sud). 77

Illustration 94 : Plan très altéré, à anthophyllite fibreuse, observé entre les péridotites et un filon basique (Presqu'île de Bogota). 78
Illustration 95 : Fragments issus d'un plan à anthophyllite fibreuse (Presqu'île de Bogota). 78
Illustration 96 : Contact entre des harzburgites saprolitiques et la latérite (route de Saint-Gabriel). 80
Illustration 97 : Veine fibreuse (anthophyllite ?) très altérée, préservée dans la base de la latérite jaune (Presqu'île de Bogota). 80
Illustration 98 : Amas fibro-lamellaires blanchâtres observés en pied de talus (Mine de Vulcain). 81
Illustration 99 : Amas fibro-lamellaire peu altéré, en cours de désintégration (Mine de Vulcain). 83
Illustration 100 : Amas de particules fibreuses fines issu de l'altération d'un plan à antigorite (Mine de Vulcain). 83
Illustration 101 : Plan à antigorite plus ou moins altéré (Mine de Vulcain). 84
Illustration 102 : Amas fibro-lamellaire issu de l'érosion du plan précédent. 84
Illustration 103 : Amas fibro-lamellaire blanchâtre très altéré, connecté au plan à antigorite dont il dérive (Presqu'île de Bogota). 85
Illustration 104 : Vue rapprochée de l'amas fibro-lamellaire précédent. 85
Illustration 105 : Cœur fibro-lamellaire très altéré montrant des lattes rigides d'antigorite dispersées dans une « pâte » blanche microcristalline (Vulcain). 86
Illustration 106 : Lattes d'antigorite en voie de désintégration (Presqu'île de Bogota). 86
Illustration 107 : Fibres d'antigorite plus ou moins fines et allongées, provenant d'un amas fibro-lamellaire de la mine de Vulcain (barre d'échelle : 20 µm). 87
Illustration 108 : Particules fibreuses à composition d'antigorite provenant d'un amas fibro-lamellaire prélevé dans la mine de Gemini (barre d'échelle = 20 µm). 87
Illustration 109 : Fibres d'antigorite plus ou moins fines et allongées, provenant d'un amas fibro-lamellaire de la mine du Camp des Sapins (barre d'échelle : 20 µm). 88
Illustration 110 : Pelote de particules fibreuses provenant d'un amas fibro-lamellaire prélevé dans la mine du Camp des Sapins (barre d'échelle = 20 µm). 88
Illustration 111 : Fibres de trémolite présentant des terminaisons souples en « plumeau » (Koniambo). 91
Illustration 112 : Amas de fibres rigides et et de fibres souples « cotonneuses » (Koniambo). 91
Illustration 113 : Faisceaux fibreux verdâtres issus d'un plan à trémolite (Poro). 92
Illustration 114 : Terminaisons de faisceaux altérés de trémolite, présentant un aspect souple et « cotonneux » (Poro). 92
Illustration 115 : Faisceau fibreux de trémolite, montrant une terminaison en «plumeau » (Massif du Sud). 93
Illustration 116 : Trémolite fibreuse asbestiforme provenant de l'altération et de l'érosion d'un plan fibreux présentant des épontes serpentineuses (Massif du Sud). 93

Illustration 117 : Plan à trémolite fibreuse, très altéré, localisé au niveau d'une éponte d'un filon de microgabbro (Route de Saint-Gabriel). 94

Illustration 118 : Amas de trémolite fibreuse, issu de l'altération et de l'érosion d'un plan localisé au contact entre des péridotites et un filon basique (Col de Ngo). 94

Illustration 119 : Image MEB de faisceaux fibreux de trémolite issus d'un plan fibreux très altéré (barre d'échelle = 200 µm) (Col de Prony). 95

Illustration 120 : Image MEB de fibres très fines de trémolite issues d'un plan fibreux très altéré (barre d'échelle = 20 µm) (Col de Prony). 95

Illustration 121 : Image MEB de faisceaux fibreux de trémolite issus d'un plan fibreux très altéré localisé sur une éponte de filon de gabbro (barre d'échelle = 200 µm) (Route de Saint-Gabriel). 96

Illustration 122 : Image MEB de fibres très fines de trémolite issues d'un plan fibreux très altéré localisé sur une éponte de filon de gabbro (barre d'échelle = 20 µm) (Route de Saint-Gabriel). 96

Illustration 123 : Image MEB de faisceaux fibreux de trémolite issus d'un plan fibreux très altéré (barre d'échelle = 200 µm) (Col de Ngo). 97

Illustration 124 : Image MEB de fibres souples de trémolite issues d'un plan fibreux très altéré (barre d'échelle = 20 µm) (Col de Ngo). 97

Illustration 125 : Image MEB de faisceaux fibreux longs et souples de trémolite issus d'un plan fibreux très altéré (barre d'échelle = 200 µm) (Secteur de Ouassé). 98

Illustration 126 : Image MEB de fibres très fines et courbes de trémolite issues d'un plan fibreux très altéré (barre d'échelle = 20 µm) (Secteur de Ouassé). 98

Illustration 127 : Image MEB de faisceaux fibreux longs et souples de trémolite issus d'un plan fibreux très altéré (barre d'échelle = 200 µm) (Kopéto). 99

Illustration 128 : Image MEB de fibres très fines et courbes de trémolite issues d'un plan fibreux très altéré (barre d'échelle = 20 µm) (Kopéto). 99

Illustration 129 : Image MEB de faisceaux fibreux désagrégés d'amphibole ferro-magnésienne non calcique (barre d'échelle = 200 µm) (Secteur de Ouassé). 100

Illustration 130 : Image MEB de fibres très fines et rectilignes d'amphibole ferro-magnésienne non calcique (barre d'échelle = 20 µm) (Secteur de Ouassé). 100

Illustration 131 : Image MEB de fibres très longues, très fines et souples d'amphibole ferro-magnésienne non calcique (barre d'échelle = 20 µm) (Gémini). 101

Illustration 132 : Image MEB d'un faisceau de fibres très longues, très fines et souples d'amphibole ferro-magnésienne non calcique (barre d'échelle = 20 µm) (Gémini). 101

Illustration 133 : Amas de terres blanches dilué dans un sol latéritique (Col de Ngo). 103

Illustration 134 : Amas de terres blanches observé en pied de front d'exploitation (Vulcain). 104

Illustration 135 : Mottes de terres blanches soulignant la zone de transition entre la saprolite et la latérite (Nakéty). 104

Illustration 136 : Motte blanche d'aspect pâteux observée en pied de front d'exploitation (Nakéty). 105

Illustration 137 : Mottes de terres blanches soulignant la zone de transition entre la saprolite et la latérite (Route de Saint-Gabriel). 105

Illustration 138 : Image MEB correspondant à une motte de terre blanche et montrant la présence de fibres et de particules aux formes irrégulières (barre d'échelle = 20 µm) (Nakéty). 106

Illustration 139 : Image MEB correspondant à une motte de terre blanche, montrant la présence de fibres et de particules irrégulières (barre d'échelle = 20 µm) (Route de Saint-Gabriel). 106

Illustration 140 : Log schématique de la partie supérieure et de la base d'un massif de péridotite, incluant la localisation et le type des occurrences fibreuses reconnues (ci-après). 115

1. Introduction

L'évolution géodynamique des péridotites de Nouvelle-Calédonie est à la fois longue et complexe. S'étalant sur une période de plus de 60 Ma, cette évolution débute avec l'expansion du bassin océanique Sud-Loyauté pendant le Crétacé supérieur et se prolonge avec la fermeture de ce même bassin puis l'obduction des péridotites sur la ride de Norfolk, à partir de l'Eocène moyen. Les derniers stades de cette évolution correspondent aux phases d'altération qui affectent ces péridotites, sous des conditions climatiques tropicales et humides.

A cette évolution géodynamique est associé un enchaînement de processus responsables de l'hydratation, partielle ou totale, des péridotites. Ces processus correspondent à la circulation dans les péridotites de fluides d'origines variées, sous différentes conditions de pression et de température, et se traduisent par la cristallisation de serpentines, d'amphiboles et de phyllites (talc, chlorite) aux dépens des minéraux primaires des protolithes (olivine, orthopyroxène, clinopyroxène).

Les stades successifs de cristallisation de serpentines et d'amphiboles fibreuses dans les péridotites de Nouvelle-Calédonie constituent donc des marqueurs de leur évolution géodynamique. A partir des observations de terrain et des données analytiques obtenues en laboratoire, il a été possible de replacer ces stades de cristallisation des différentes phases minérales fibreuses et potentiellement fibreuses dans un cadre génétique cohérent s'appuyant sur les connaissances géodynamiques et le contexte d'évolution des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Les expertises de terrain ont concerné les sites miniers de Vulcain, Poro, Poro-CFTMC, Cap Bocage, Thio-Plateau, Camp des sapins, Gémini, Nakéty, Méa, Koniambo, Kopeto et Sireis ainsi que plusieurs secteurs situés au Sud de Thio (route de Saint-Gabriel), dans la montée du col de Petchecara, dans la presqu'île de Bogota (Ouassé) et dans la zone des cols (Ngo, Mouirange).

Les processus de fibrogenèse, très intimement liés à l'hydratation des péridotites et à la circulation de fluides, s'inscrivent dans deux grands cycles, le premier de nature endogène (anté-obduction), le second de nature supergène (post-obduction). Des circulations de fluides métasomatiques d'origine profonde sont très clairement associées au premier cycle, des circulations de fluides météoriques au second. Ces fluides ont percolé pour les uns du bas vers la haut, et probablement latéralement (fluides métasomatiques *per ascensum*), et pour les autres de haut en bas (fluides météoriques *per descensum*).

L'importance de ces circulations fait qu'il n'existe pas de massif qui ne soit affecté par ces processus de fibrogenèse, même si l'importance de ces derniers, en termes de volumes rocheux impactés, est très variable d'un massif à l'autre et même parfois au sein d'un même massif. Aussi, les occurrences d'amiante et de fibres asbestiformes dans les massifs miniers ne se cantonnent pas à la seule semelle serpentineuse, contrairement à une idée encore largement répandue et héritée des premières études réalisées, mais sont présentes dans toute l'épaisseur de la nappe, avec un développement particulier dans la saprolite pour ce qui concerne les occurrences de trémolite-amiante et d'anthophyllite-amiante.

Les structures qui résultent de cette longue évolution sont complexes et on comprend qu'il est encore difficile de les réduire dans une chronologie et/ou une zonation parfaitement établie(s). La plupart des structures individualisées ne correspondent pas à des évènements uniques mais s'inscrivent dans un continuum d'évolution qui tend

globalement vers un refroidissement, une hydratation et une exhumation des protolithes mantelliques.

Dans la typologie proposée ci-après sont distingués deux processus fondamentaux :

- les processus endogènes, développés dès la phase d'expansion et qui se sont prolongés jusqu'à l'obduction de la nappe sur la ride de Norfolk ;
- les processus supergènes, associés à l'altération qui a affecté les péridotites dès le Miocène inférieur et qui ont produit par dissociation et foisonnement des structures cristallines préexistantes (endogènes) une bonne proportion de fibres (Lahondère et *al.*, 2011).

Pour les processus endogènes sont différenciés :

- les structures à minéraux de la famille des serpentines (lizardite, chrysotile, antigorite), ubiquistes et omniprésentes, formées dans de multiples contextes depuis les stades précoces de l'expansion jusqu'aux stades tardifs de l'obduction, donc dans une large gamme P-T ;
- les structures à minéraux de la famille des amphiboles (actinolite-trémolite, anthophyllite-gédrite), formées en contexte supra-subduction autour de 53 Ma, dans une gamme P-T plus étroite.

Les stades de développement de ces différents types de structures au sein des massifs sont présentés schématiquement ci-dessous (Illustration 1 ; Illustration 2).

Les localisations des principaux types d'occurrences de minéraux fibreux amiantifères (ou potentiellement amiantifères) au sein d'un massif ultrabasique et de son profil d'altération sont représentées d'une façon schématique ci-après (Illustration 3).

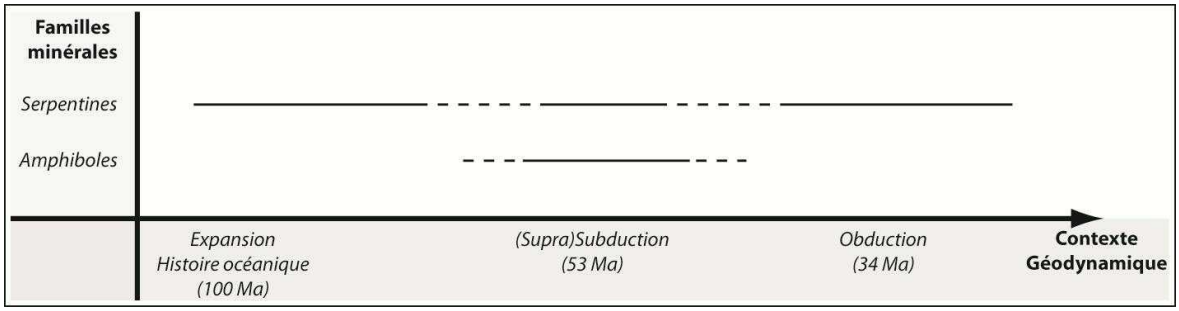


Illustration 1 : Cristallisations des familles minérales potentiellement fibreuses en fonction de l'évolution et du contexte géodynamique au sein des péridotites de Nouvelle-Calédonie (ligne pleine = observées ou probables, ligne pointillée = incertaines ou inconnues).

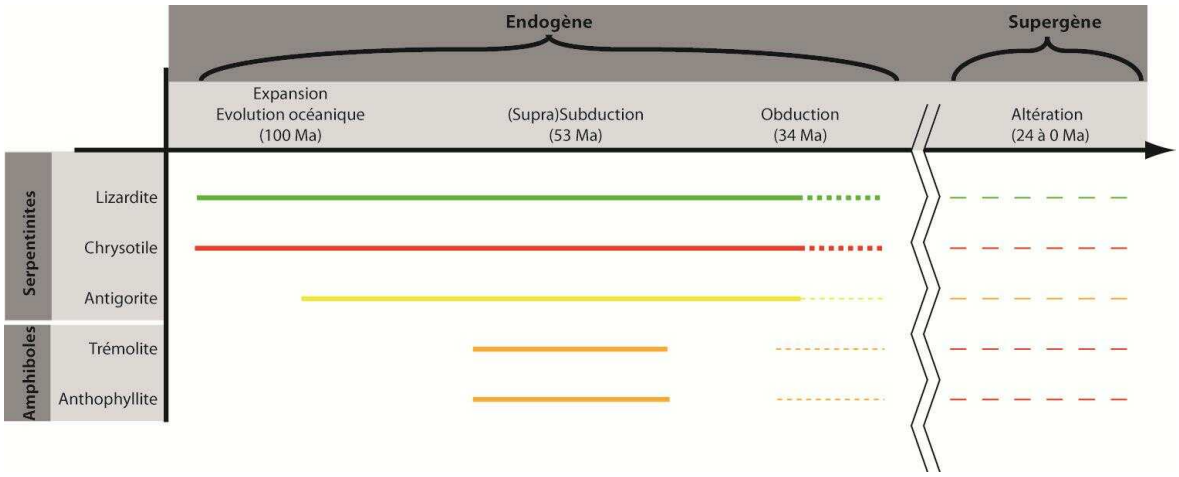


Illustration 2 : Cristallisation et potentiel fibreux des différentes phases minérales au sein de la nappe des péridotites, en fonction de principales étapes géodynamiques.
Vert, Jaune, Orange, & Rouge : potentiel nul, faible, moyen & fort (ou toujours fibreux).
Trait continu : cristallisations primaires ; Pointillés : fragmentation mécanique des fibres primaires, associée à l'obduction ; Tiretés : Fibres secondaires issues de l'altération supergène.

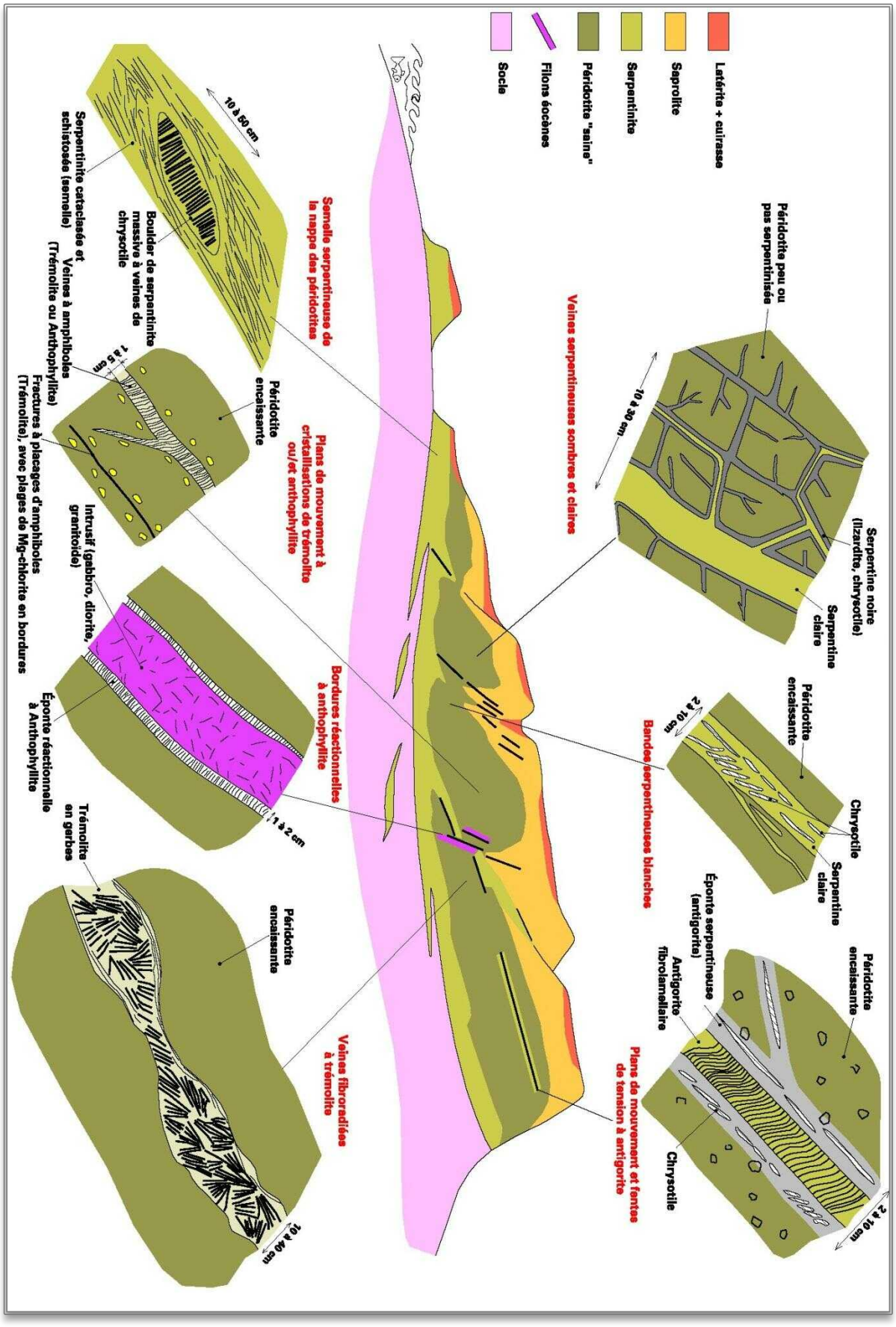


Illustration 3 : Coupe schématique d'un massif ultrabasique et de son profil d'altération avec localisation des principaux types d'occurrences de minéraux amiantifères

2. Les occurrences endogènes

2.1. LES STRUCTURES A SERPENTINE

2.1.1. Les structures à lizardite ± chrysotile

D'un point de vue textural, les premiers marqueurs des processus de serpentinisation qui affectent les péridotites correspondent au développement d'un réseau de minuscules veines serpentineuses anastomosées. En lame mince, ce réseau plus ou moins dense et plus ou moins pénétratif découpe les minéraux primaires dont la forme initiale est généralement préservée (Illustration 4 ; Illustration 5) mais qui parfois ne subsistent plus que sous la forme de petites plages ovoïdes séparées les unes des autres par les veinules serpentineuses (Illustration 6 ; Illustration 7).

Ce réseau correspond donc aux premières structures développées à partir de la minéralogie primaire des péridotites. Pour autant, en l'état actuel de nos connaissances, il n'est pas possible de certifier que ce réseau se soit développé d'une manière à la fois précoce et synchrone dans l'ensemble de la nappe. En particulier, ce type de réseau a très bien pu se développer de façon tardive, au cours de l'obduction de la nappe par exemple, dans des volumes rocheux restés jusqu'alors totalement anhydres.

Les analyses RAMAN réalisées montrent que ce réseau est constitué par de la lizardite, dont la cristallisation répond à la réaction de déstabilisation classique de l'olivine en présence d'eau (Olivine + Eau = Serpentine + Magnétite + Hydrogène). Dans plusieurs échantillons, cette formation de lizardite s'accompagne par la cristallisation de talc aux dépens des cristaux d'orthopyroxène (Orthopyroxène + Eau = Serpentine + Talc) (Illustration 8 à Illustration 11). Des associations statiques à trémolite + talc développées à partir d'assemblages à olivine + clinopyroxène ont également été observées (Illustration 12 ; Illustration 13).

Cette phase de serpentinisation s'effectue de façon purement statique et les limites des anciens minéraux sont encore souvent identifiables. A l'échelle macroscopique, ces veinules à lizardite sont connectées à des veines serpentineuses sombres (noires) isolées ou organisées en un réseau plus ou moins dense (Illustration 14). Un réseau de veines plus claires, présentant les mêmes caractéristiques géométriques et minéralogiques que le réseau de veines sombres, a également été observé (Illustration 16 à Illustration 18). Ces deux réseaux, étroitement associés, sont constitués par des serpentines d'aspect peu fibreux mais renferment presque toujours des veinules infra-millimétriques discontinues de chrysotile.

Ces deux réseaux découpent les péridotites encaissantes en blocs grossièrement parallélépipédiques (Illustration 15 ; Illustration 18). La longueur des côtés de ces parallélépipèdes varie globalement avec le taux de serpentinisation de la roche, de quelques centimètres dans les zones très serpentinisées à quelques mètres dans les secteurs moins affectés par les processus de serpentinisation. A ces veines sont parfois associés des plans de rupture porteurs de cristallisations de serpentine lamellaire (lizardite) (Illustration 19). Des spectres caractéristiques de lizardite et de chrysotile ont été obtenus à partir de plusieurs échantillons représentatifs de ces veines mais d'autres spectres, enregistrés à partir des mêmes échantillons, se sont révélés difficiles à interpréter car plus éloignés des spectres-standards.

Illustration 4 : Péridotite à cristaux d'olivine partiellement serpentinisés (Koniambo).

Illustration 5 : Idem illustration précédente, en lumière polarisée analysée.

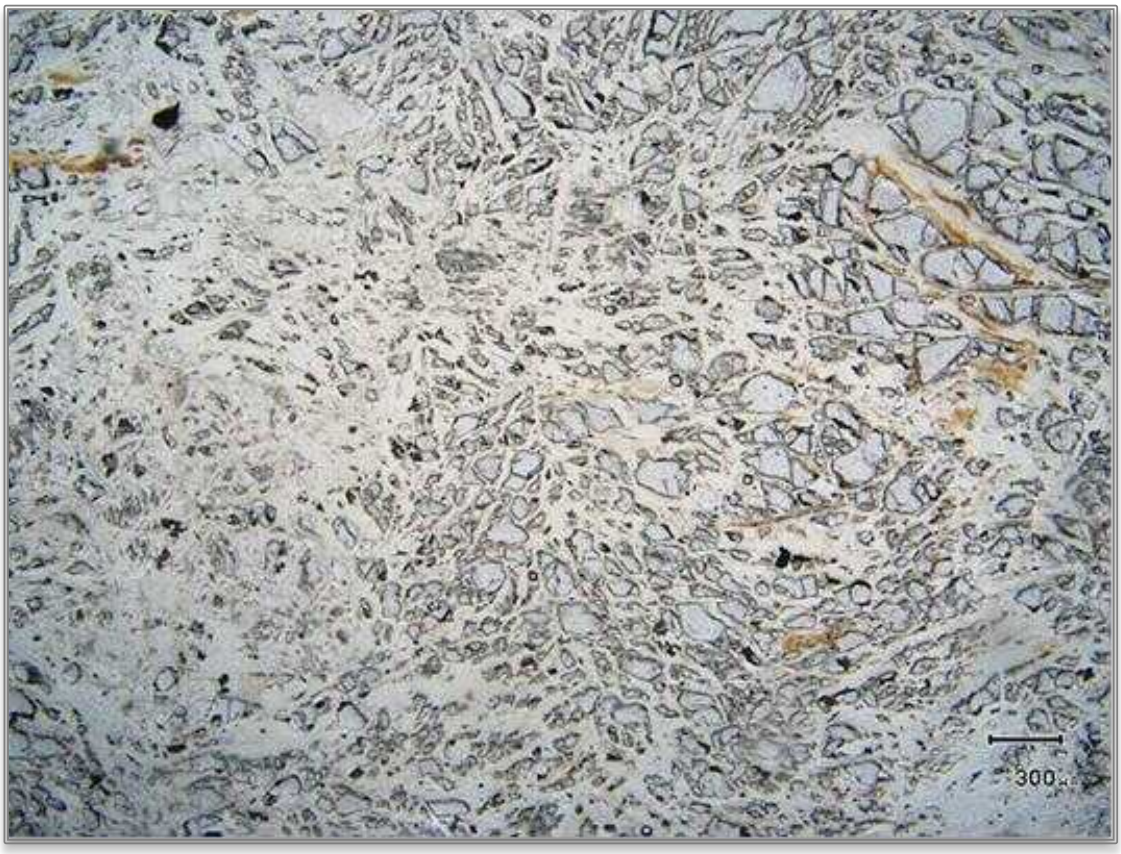


Illustration 6 : Péridotite à cristaux d'olivine fortement serpentinisés (Poro).

Illustration 7 : Idem illustration précédente, en lumière polarisée analysée.

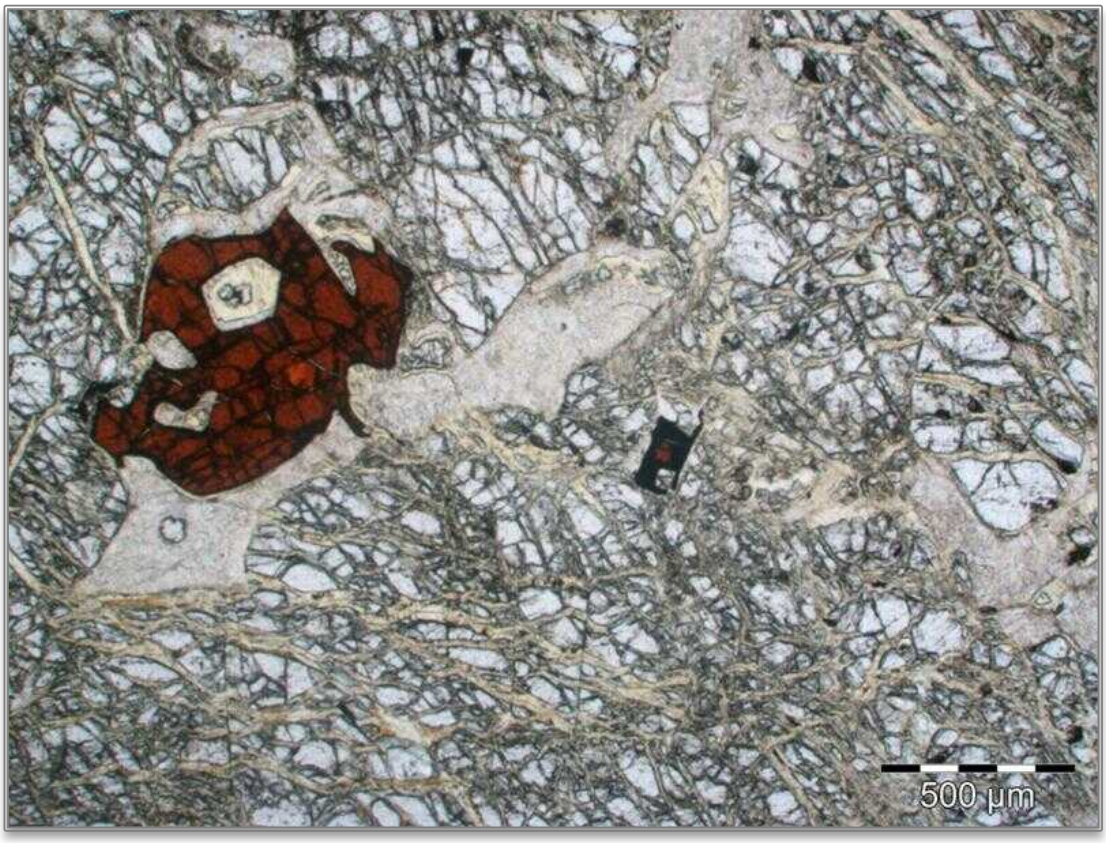


Illustration 8 : Péridotite partiellement serpentinisée,
à pseudomorphoses à talc + serpentine (Koniambo).

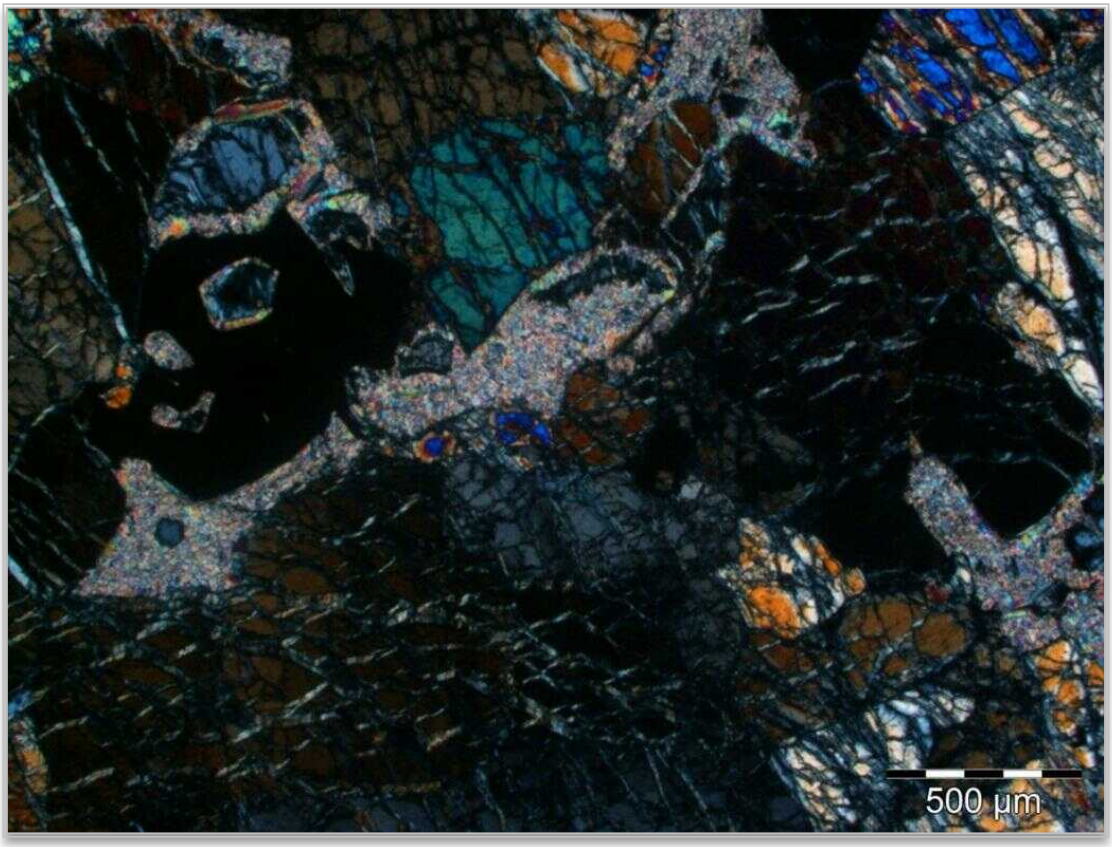


Illustration 9 : Idem illustration précédente, en lumière polarisée analysée.

Illustration 10 : Auréoles réactionnelles à tac + serpentine observéesautour de cristaux d'orthopyroxène (Poro).

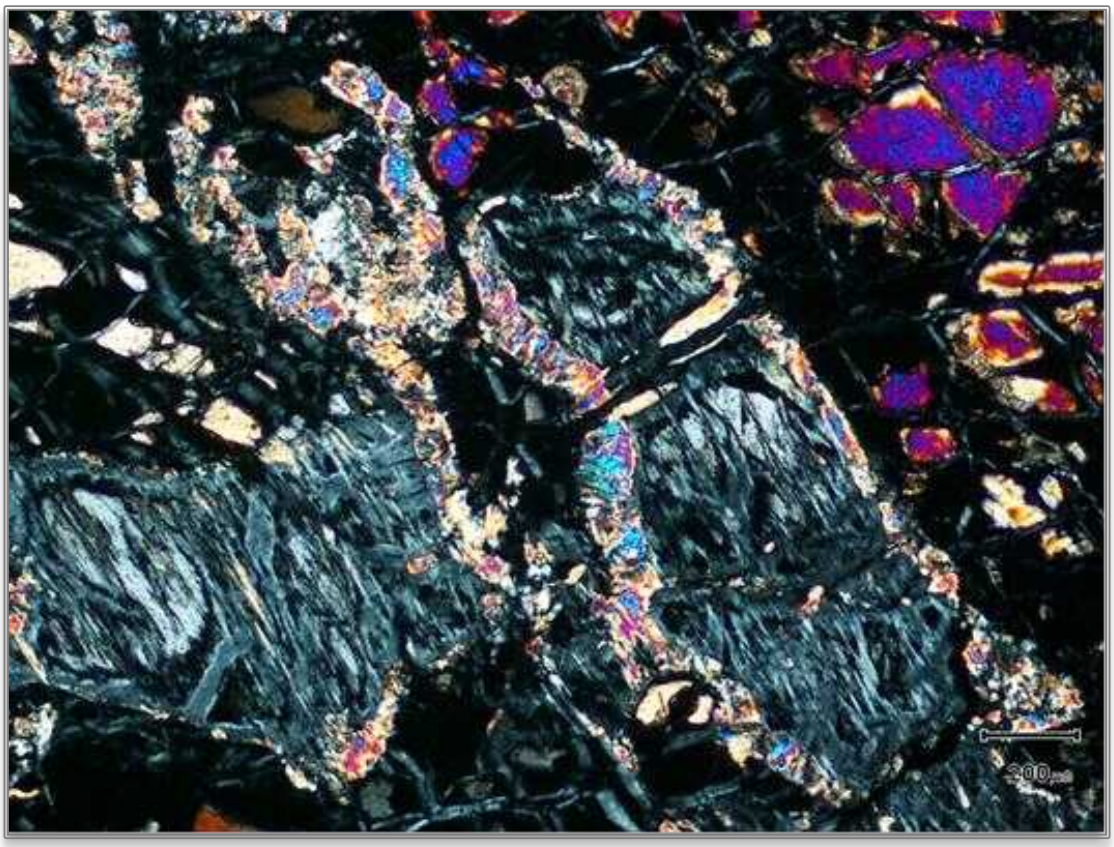


Illustration 11 : Idem illustration précédente, en lumière polarisée analysée.

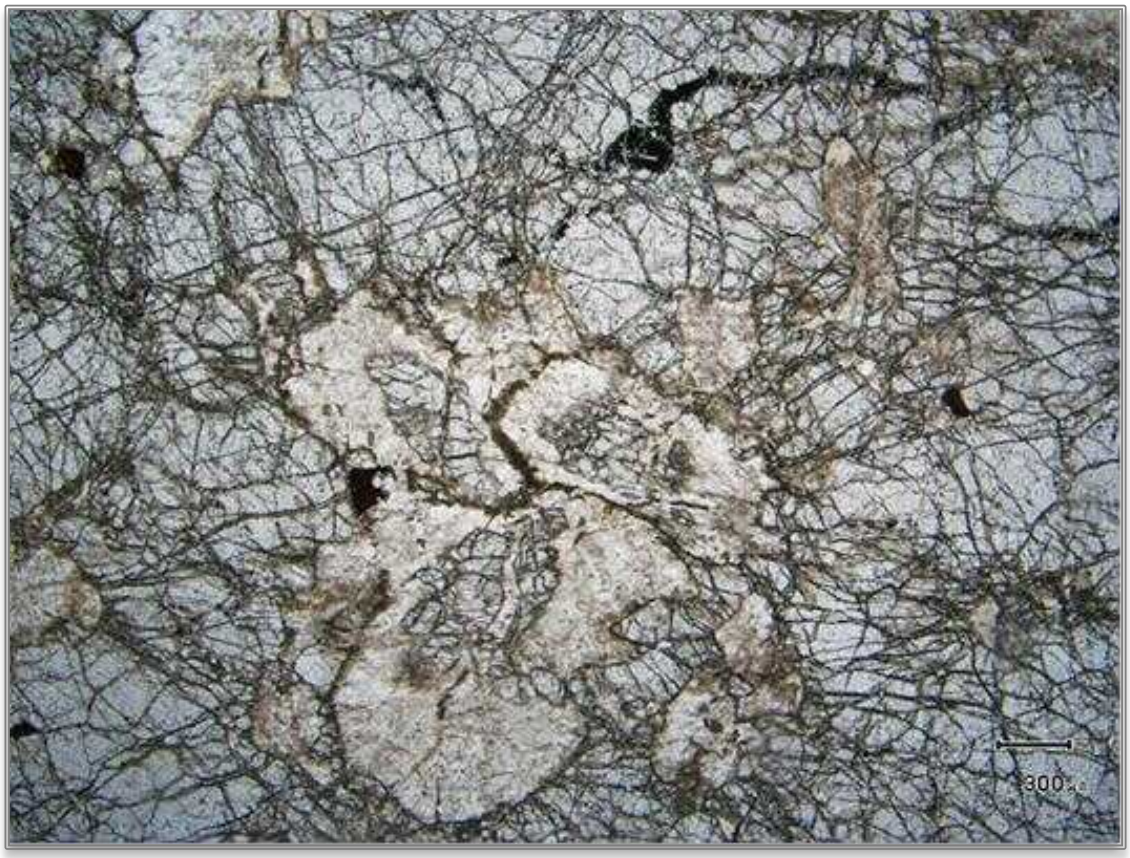


Illustration 12 : Harzburgite à pseudomorphoses à talc + trémolite (Poro).

Illustration 13 : Idem illustration précédente, en lumière polarisée analysée.

Illustration 14 : Veines serpentineuses irrégulières, sombres, à veinules de chrysotile (Poro).

Illustration 15 : Veines serpentineuses sombres découpant les péridotites (Presqu'île de Bogota).

Illustration 16 : Veines serpentineuses claires, à veinules de chrysotile, recoupant des harzburgites et découpant la roche en grands parrallélépipèdes (Col de Petchécara).

Illustration 17 : Péridotite recoupée par un réseau régulier de veines serpentineuses claires subverticales. Noter également la présence de veines subhorizontales (Presqu'île de Bogota).

Illustration 18 : Veines serpentineuses claires, perpendiculaires, à veinules de chrysotile (Col de Ngo)

Illustration 19 : Péridotite recoupée par des veines serpentineuses orthogonales sombres, à veinules de chrysotile, avec présence de cristallisations lamellaires en position centrale (Presqu'île de Bogota).

2.1.2. Les structures à antigorite ± chrysotile

Les deux réseaux précédents, étroitement liés et emboités l'un dans l'autre, sont parfois absents et les principales structures observées correspondent alors à un réseau de « bandes » serpentineuses blanches d'épaisseur centimétrique à pluri-centimétrique[1] (Illustration 20 ; Illustration 22 ; Illustration 23). Ces « bandes » présentent des bordures sub-parallèles et possèdent des limites tranchées avec les péridotites encaissantes (absence de ramification). Elles se différencient également des veines précédentes par l'absence de bordures serpentineuses noirâtres au niveau de leurs épontes. Des veinules de chrysotile, plus abondantes et plus épaisses que celles associées aux réseaux à lizardite, sont fréquemment intercalées dans ces « bandes » blanches (Illustration 21 ; Illustration 24 ; Illustration 25). Ce réseau contribue également à découper les péridotites en blocs parallélépipédiques ou ovoïdes.

Les veines à antigorite, bien connues des mineurs et décrites également sous la dénomination de « plan à cristallisations fibro-lamellaires » (Lahondère et *al.*, 2011), appartiennent à cette famille de structures serpentineuses. Ce type d'occurrence est largement répandu dans les péridotites de la nappe des péridotites et correspond à l'essentiel des structures qui recoupent ces formations. Ces plans se suivent en général sur de très grandes longueurs et portent des cristallisations allongées dépassant parfois plusieurs dizaines de centimètre (Illustration 26 ; Illustration 27 ; Illustration 29). L'épaisseur de ces plans varie de quelques millimètres à quelques décimètres. Les analyses préalables effectuées à partir d'échantillons prélevés dans la nappe des péridotites ont montré que ces plans étaient constitués par une serpentine lamellaire (antigorite) parfois associée à du chrysotile (Lahondère et *al.*, 2011). En fonction de l'échantillon considéré, le chrysotile peut être cependant plus ou moins abondant, voire absent (ou non détecté à l'analyse) (Lahondère et Maurizot, 2009 ; Lahondère et *al.*, 2011).

Ces veines présentent systématiquement une partie centrale, constituée par des cristallisations fibro-lamellaires, séparée de la péridotite encaissante par des bandes serpentineuses blanches qui atteignent fréquemment plusieurs centimètres d'épaisseur (Illustration 28 ; Illustration 30 ; Illustration 31). Ces bandes serpentineuses blanches sont d'un point de vue macroscopique et minéralogique très proches des veines serpentineuses blanches décrites ci-dessus. Il apparaît donc probable que les veines à antigorite constituent un stade d'évolution plus avancé par rapport aux bandes serpentineuses blanches dépourvues de cristallisations fibro-lamellaires, stade marqué par une rupture de la veine et par un déplacement relatif de ses deux lèvres avec cristallisations d'antigorite dans les espaces libérés. D'une manière générale, les cristallisations fibro-lamellaires situées dans la partie centrale des veines ne sont pas perpendiculaires aux épontes mais forment un angle relativement faible avec elles (< 45°). Cet angle apparaît d'autant plus faible que le déplacement entre les deux lèvres de la veine est important. Lorsque ce déplacement est important, les cristallisations

[1] Ces veines claires correspondent aux bandes serpentineuses blanches préalablement décrites par Lahondère et *al.* (2011) : « *ces bandes peuvent se caler sur les structures précoces ou se développer dans des portions du manteau restées jusqu'alors anhydres. Plus ou moins abondantes et connectées les unes aux autres, ces bandes serpentineuses blanches découpent les péridotites, s'insérant parfois aux niveaux des contacts entre les péridotites et les veines de pyroxénite. Dans ces bandes ont souvent été observées des amandes très aplaties, disposées parallèlement aux limites des bandes et colmatées par des fibres de chrysotile. L'épaisseur de ces amandes, généralement de 1 à 2 mm, peut atteindre exceptionnellement le centimètre. Soumises à l'érosion, ces amandes se vident progressivement de leur contenu fibreux et les bandes prennent alors un aspect carié très caractéristique* ».

d'antigorite sont donc subparallèles aux épontes et la structure s'apparente alors plus à un plan de mouvement à cristallisations fibro-lamellaires qu'à une veine (Lahondère et *al.*, 2011).

Les analyses effectuées à partir d'échantillons correspondant aux parties extérieures de ces veines montrent qu'elles sont constituées par une association de serpentines (dont chrysotile) aux dépens de laquelle cristallisent des gerbes d'antigorite. Les cristallisations fibro-lamellaires associées aux parties centrales de ces veines sont constituées d'antigorite.

L'interprétation de ces structures à antigorite dans le but de reconstituer le champ de contraintes qui prévalait au moment de leur formation n'est pas immédiate. Dans la plupart des cas, ces structures correspondent à des veines ouvertes dans les trois directions de l'espace. Dans d'autres cas, ces structures sont assimilables à des plans de faille et les fibres d'antigorite ont la valeur des enduits cristallins striés et des fibres de remplissage en zones abritées observés classiquement sur les surfaces de faille.

Quels sont les mécanismes responsables de l'ouverture de ces veines ? Les observations réalisées sur le terrain montrent que les veines à antigorite s'organisent très souvent sous la forme d'un réseau articulé autour de deux (à trois) familles sub-perpendiculaires l'une à l'autre (les unes aux autres), que les déplacements observés au niveau de chacune de ces familles sont généralement faibles (quelques centimètres) et que le sens de déplacement apparent peut s'inverser entre deux structures successives d'une même famille. Ces caractéristiques ne sont pas celles des fentes de tension conjuguées abondamment décrites dans la littérature et d'autres mécanismes d'ouverture doivent être recherchés. La formation de ces veines s'est faite dans un contexte caractérisé par des circulations fluides importantes. Ceci est notamment attesté par le caractère souvent pegmatitique des corps filoniens, ainsi que par l'existence de « poches » fibroradiées à trémolite, chlorite magnésienne et antigorite. Une surpression a donc pu être engendrée par la percolation des fluides magmatiques *per ascensum* - associés à la mise en place du cortège filonien éocène - et leur interaction avec la phase fluide piégée dans les serpentines « précoces ». Dans cette hypothèse, la formation des veines à antigorite constituerait une réponse à l'augmentation de la pression des fluides et à l'accroissement des volumes rocheux induits par les réactions de serpentinisation (déformation dilatante).

L'ouverture de ces veines dans - au moins - deux dimensions orthogonales de l'espace suggère qu'un régime extensif généralisé affectait les péridotites à cette époque, ce qui n'est pas à priori incohérent avec la position géodynamique qu'elles occupaient alors, au-dessus de la zone de subduction du bassin sud-loyaltien.

La caractérisation de véritables plans de faille à antigorite, à caractère le plus souvent décrochant, mais aussi de failles normales peu inclinées et de failles inverses (rares), montrent cependant que plusieurs mécanismes ont dû intervenir dans la formation de ces structures à antigorite. L'existence de grands décrochements susceptibles de conduire à la formation d'environnements de type « pull-apart » pourrait en particulier expliquer la coexistence dans la nappe des péridotites de structures « compressives » (failles décrochantes, failles inverses) et « extensives » (fentes d'extension, fentes normales). Cependant, l'existence de tels décrochements n'est pas démontrée à ce jour.

Illustration 20 : « Bandes » serpentineuses blanches, à veinules grises de chrysotile, développées dans des péridotites peu serpentinisées (Poro).

Illustration 21 : Importance des veines de chrysotile associées aux bandes blanches (Poro).

Illustration 22 : « Bande » serpentineuse blanche de 5 cm d'épaisseur à veinules de chrysotile, sécante sur les harzburgites du Col de Ngo. Noter l'obliquité des veinules par rapport aux deux lèvres de la « bande », suggèrant l'existence d'une composante cisaillante.

Illustration 23 : « Bande » serpentineuse blanche développée au contact entre des harzburgites et une veine de pyroxénite (Col de Ngo).

Illustration 24 : Aspect des « bandes » blanches au microscope optique.

Illustration 25 : Idem illustration précédente, en lumière polarisée analysée.

Illustration 26 : Plan à cristallisations fibro-lamellaires observé dans des péridotites saprolitiques (Mine de Vulcain).

Illustration 27 : Plan à cristallisations fibro-lamellaires observé dans des péridotites saprolitiques (Carrière de Bonini).

Illustration 28 : Structure à cristallisations fibro-lamellaires (antigorite) observée dans des péridotites saprolitiques (Vulcain). Noter la partie externe, blanche, à cristallisations non orientées, et la partie centrale à cristallisations lamellaires vertes et obliques.

Illustration 29 : Détail d'un plan à cristallisations fibro-lamellaires (Mine de Gémini).

Illustration 30 : Détail d'une structure fibro-lamellaire (Carrière de Bonini).

Illustration 31 : Structure à cristallisations fibro-lamellaires (antigorite) observée dans des péridotites saprolitiques (Carrière de Bonini). Noter la partie externe à cristallisations non orientées et la partie centrale à cristallisations lamellaires vertes et obliques.

2.1.3. Les très grandes veines à chrysotile

Des structures assez particulières mais clairement identifiées sur le terrain correspondent à l'ouverture de grandes veines fibreuses d'épaisseur centimétrique à pluri-décimétrique (« très grande veine »). Ce type de veine a été reconnu d'une façon toujours très ponctuelle dans les massifs de Poro, du Koniambo et du Kopéto (incluant l'accès à Sireis).

Les analyses réalisées à partir de ces veines montrent qu'elles sont constituées de chrysotile, bien que les fibres analysées aient un comportement anormal une fois placées sous le faisceau électronique du MET. D'un point de vue chronologique, l'ouverture de ces veines est difficile à caler avec certitude. Plusieurs arguments viennent cependant appuyer l'hypothèse selon laquelle la formation de ces veines est postérieure à l'ouverture des veines à antigorite et donc relativement tardive dans l'évolution des péridotites. Les plus importants d'entre-eux concernent le fait que le chrysotile qui constitue ces « très grandes veines » présente les mêmes particularités que le chrysotile identifié dans les accidents serpentineux de type « semelle » qui découpent les massifs (largeur des tubes, comportement sous le faisceau du MET). De plus, ces occurrences à « très grandes veines » semblent parfois étroitement associées à des zones entièrement serpentinisées - caractérisées par la présence d'un réseau très dense de veines de chrysotile centimétriques connectées les unes aux autres - indifférenciables des zones reconnues au niveau de la base des massifs. Cette association n'est cependant pas systématique puisque qu'au niveau de la vieille carrière Trazy (Massif du Koniambo), la veine identifiée recoupe des péridotites faiblement serpentinisées.

Le nombre suffisamment important des localités dans lesquelles ce type de structure a été identifié justifie qu'une description particulière leur soit accordée dans cet atlas.

Ces veines ont toujours été observées en association étroite avec les structures à antigorite. Le site correspondant à la vieille carrière Trazy, dans le massif du Koniambo, constitue un affleurement remarquable pour observer ce type de structure. Situé sur le front de taille d'un ancien gradin, ce site montre une veine amiantifère contournée, épaisse de plusieurs dizaines de centimètres (Illustration 32 ; Illustration 33). L'encaissant de cette veine correspond à des péridotites dans lesquelles des plages d'olivine sont encore préservées. Ces péridotites sont découpées par un réseau de veinules serpentineuses sombres qui découpe la roche en petits blocs grossièrement parallélépipédiques.
Les épontes de la veine d'amiante sont parallèles à ces veinules sombres, à l'image des observations faites dans les autres secteurs où ce type de veine a également été reconnu. Des cristallisations fibro-lamellaires, étroitement associées à cette veine, occupent la partie centrale de structures « en fleur » (Illustration 34).

Le même type de structure a été observé dans une zone exploitée de la mine du Kopéto préalablement visitée (Kaki Kiwi). Cette zone correspond à une paroi de fosse où affleurent des péridotites relativement peu serpentinisées mais localement découpées par une veine à cristallisations fibro-lamellaires sur le bord de laquelle est intercalée une veine pluri-centimétrique de chrysotile. Les nouvelles observations ont permis d'identifier des structures ovoïdes à cœur de serpentine blanche et couronne périphérique fibreuse (Illustration 35). Des plans à sépiolite fibreuse ont également été reconnus dans le même secteur. La visite d'autres sites au niveau de cette même carrière a permis de retrouver des structures très proches (Illustration 36). Des observations très comparables ont également été faites le long de la piste d'accès à la mine de Sireis (Illustration 37), ainsi que le massif de Poro.

Illustration 32 : Veine pluridécimétrique de chrysotile recoupant les péridotites (Vieille carrière Trazy, Massif du Koniambo).

Illustration 33 : Détail de la veine fibreuse de la vieille carrière Trazy (Massif du Koniambo).

Illustration 34 : « Structure « en fleur », à cœur d'antigorite et auréole de chrysotile (Vieille carrière Trazy, Massif du Koniambo).

Illustration 35 : Coupe à travers une structure à chrysotile depuis la péridotite serpentinisée (droite) jusqu'au cœur serpentineux blanc à gauche. Le centre jaunâtre correspond aux fibres de chrysotile (Kopéto).

Illustration 36 : Veine de chrysotile de la zone de Kaki Kiwi (Kopéto).

Illustration 37 : Veine de chrysotile observée dans la montée de la mine de Sireis.

Illustration 38 : Aspect d'une grosse veine à chrysotile au microscope optique (Poro).

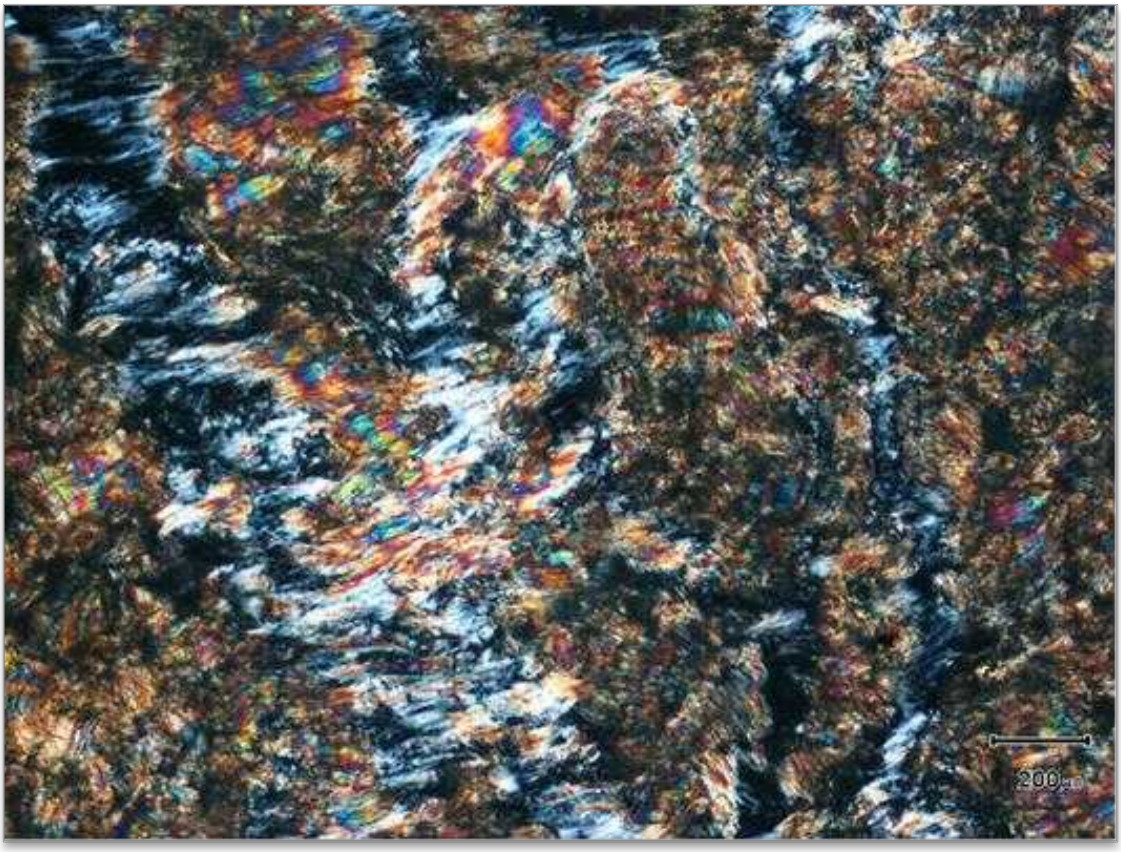


Illustration 39 : Idem illustration précédente, en lumière polarisée analysée.

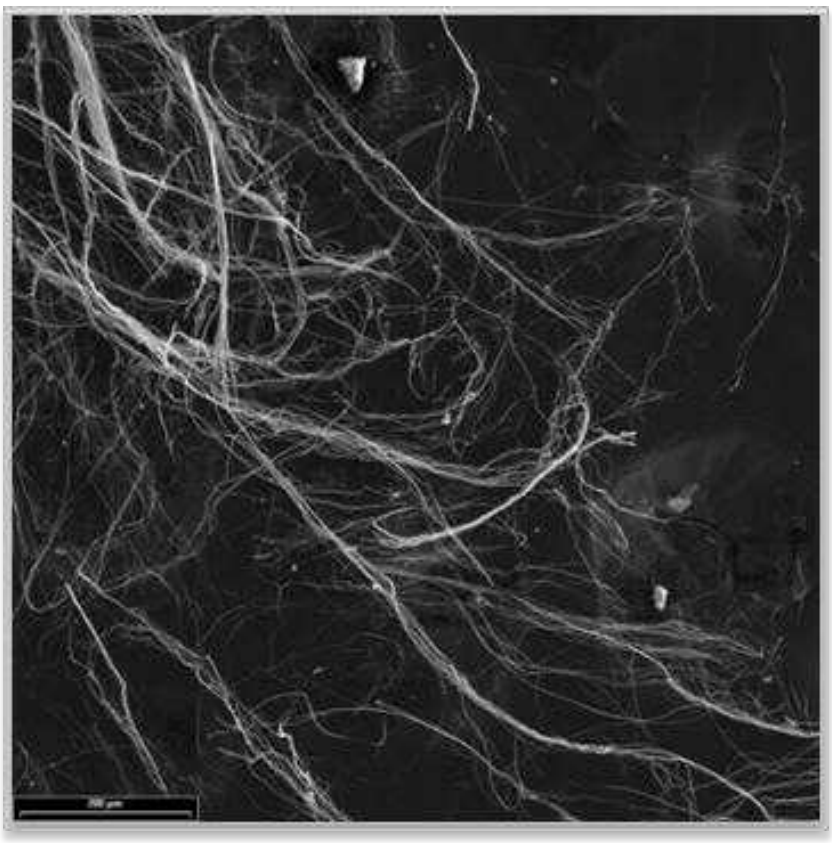


Illustration 40 : Image MEB de filamants de chrysotile (barre d'échelle = 200 µm) (Vieille carrière Trazy).

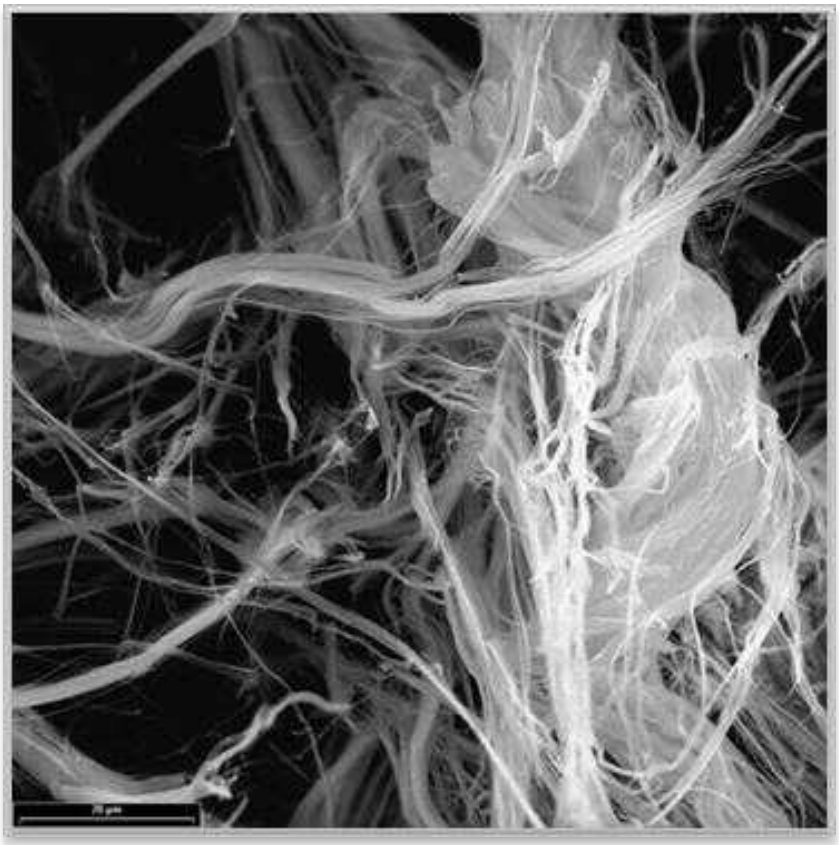


Illustration 41 : Faisceaux torsadés de chrysotile (barre d'échelle = 20 µm) (Sireis).

2.1.4. La semelle serpentineuse de la nappe des péridotites

Les massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie ont été affectés au cours de leur évolution géologique par un ensemble de déformations ductiles et fragiles. A l'échelle de la nappe, ces déformations sont localisées dans des zones de cisaillement dans lesquelles les péridotites ont été serpentinisées et écrasées. La principale zone de cisaillement est localisée à la base de la nappe et correspond à la « semelle tectonique » des massifs. Cet accident basal est depuis longtemps connu des mineurs, notamment en raison de la présence de chrysotile dans les serpentinites. D'autres zones de cisaillement découpent le reste de la nappe mais leur puissance n'atteint jamais celle de la « semelle ». Entre les zones de cisaillement, les péridotites ont généralement été préservées des déformations.

Lors du fonctionnement de ces zones de cisaillement, des fluides d'origine profonde et/ou superficielle ont circulé dans les masses rocheuses. La circulation de ces fluides et leur interaction avec les péridotites encaissantes ont accéléré les processus de serpentinisation et généré des assemblages constitués essentiellement de serpentines. Dans ces mêmes zones de cisaillement, l'importance des déformations subies et le caractère non coaxial de ces dernières ont favorisé les croissances cristallines sous la forme de fibres très allongées potentiellement asbestiformes.

Les points d'observation les plus spectaculaires sont localisés au pied du massif du Koniambo, au niveau de la presqu'île de Vavouto, où le contact entre les serpentinites broyées et les formations sous-jacentes appartenant à l'unité de Poya, est particulièrement bien exposé (Illustration 42). L'épaisseur de la zone affectée par la déformation cisaillante est variable. Vers le haut, on passe assez rapidement à des zones dans lesquelles les péridotites sont presqu'entièrement serpentinisées mais peu à pas affectées par les déformations ductiles qui caractérisent la semelle.

Dans le corps de la semelle, des noyaux de péridotites préservés sont présents, séparés par des zones de déformation serpentineuses striées, organisées en structure C/S, dans une dynamique globalement ductile. Les noyaux de péridotite au comportement plus fragile sont assez régulièrement recoupés par un réseau de veines d'épaisseur pluri-millimétrique à centimétrique de chrysotile. De telles occurrences ont souvent été signalées au pied des massifs (« faciès zébré » du Koniambo - Illustration 45). Ce type d'occurrence, caractérisé par l'abondance du chrysotile, a été observé en de nombreux points, en particulier dans les mines du Camp des Sapins et de Méa, ainsi qu'au niveau du col de Kaa Wii Paa (Lahondère et Maurizot, 2009) (Illustration 46 à Illustration 49).

A l'intérieur des massifs, d'autres accidents découpent localement les péridotites mais leur puissance n'atteint jamais celle de la « semelle ». L'un de ces accidents est recoupé par la piste d'accès au massif du Koniambo. Il est souligné par une épaisse zone dans laquelle les péridotites sont entièrement serpentinisées, ainsi que par une écaille de sédiments (flysch éocène de Népoui) arrachée au substrat sous-jacent. Ces observations indiquent que cet accident est connecté à la « semelle » du massif. Le talus de la piste permet d'observer des serpentinites écrasées, cataclastiques, emballant des nodules de péridotites serpentinisées de toutes tailles (Illustration 43 ; Illustration 44). Les fibres souples prélevées dans le talus, dans la matrice serpentineuse, correspondent à des faisceaux de chrysotile très souples s'enroulant sur eux-mêmes (Illustration 50 ; Illustration 51).

Illustration 42 : Contact tectonique entre la base de la nappe et les formations de l'unité de Poya (Presqu'île de Vavouto).

Illustration 43 : Vue générale de la zone serpentinisée affectant la partie sud-occidentale du massif du Koniambo.

Illustration 44 : Aspect du talus montrant des nodules hétérométriques de péridotites serpentinisées emballés dans une matrice serpentineuse écrasée et cataclastique.

Illustration 45 : Faciès zébré correspondant à une serpentinite lardée de veines de chrysotile (Koniambo).

Illustration 46 : Accident serpentineux à nodules hétérométriques de péridotites serpentinisées (Camp des Sapins).

Illustration 47 : Veine centimétrique de chrysotile recoupant des péridotites serpentinisées (Camp des Sapins).

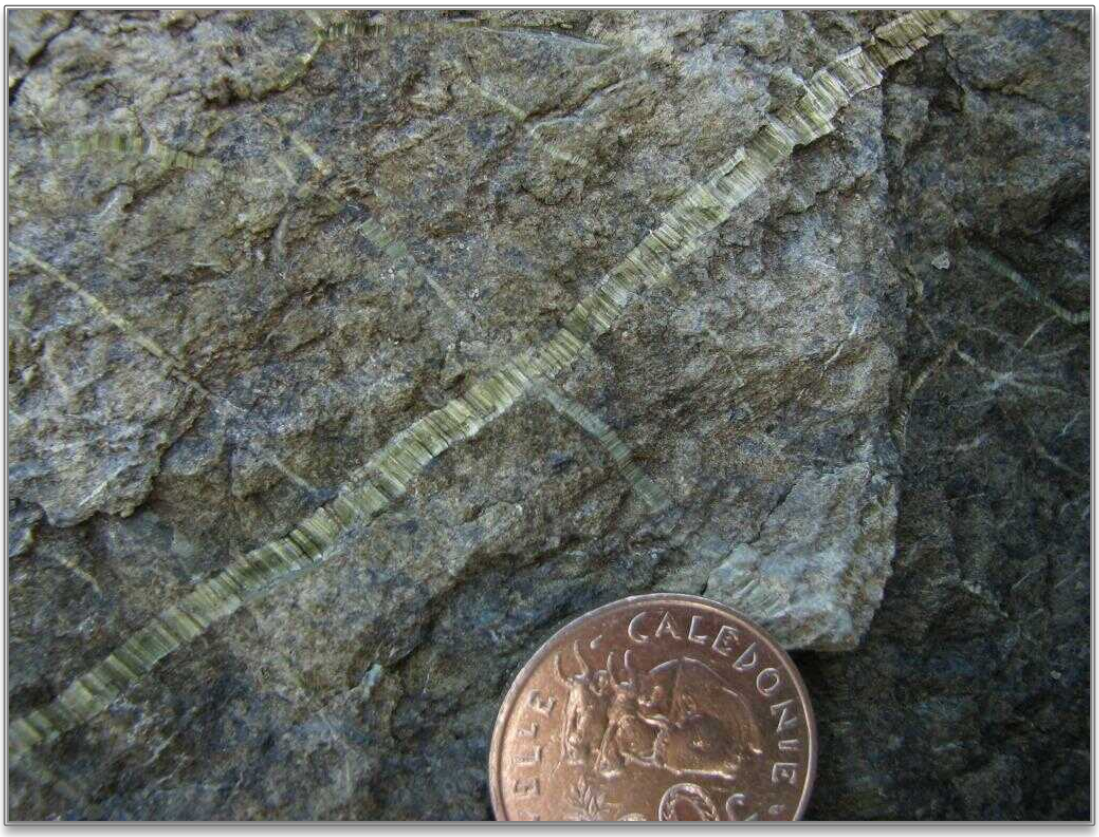


Illustration 48 : Veine de chrysotile recoupant des péridotites fortement serpentinisées (Col de Kaa Wii Paa).

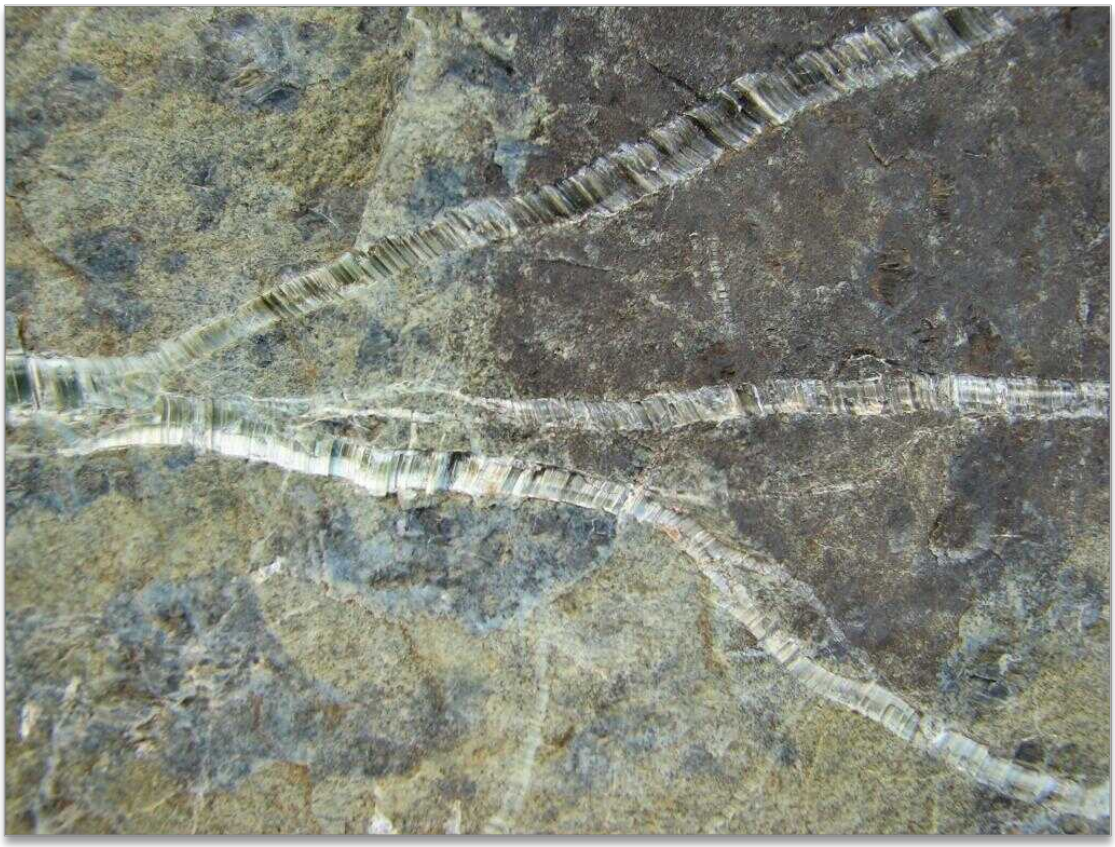


Illustration 49 : Idem illustration précédente.

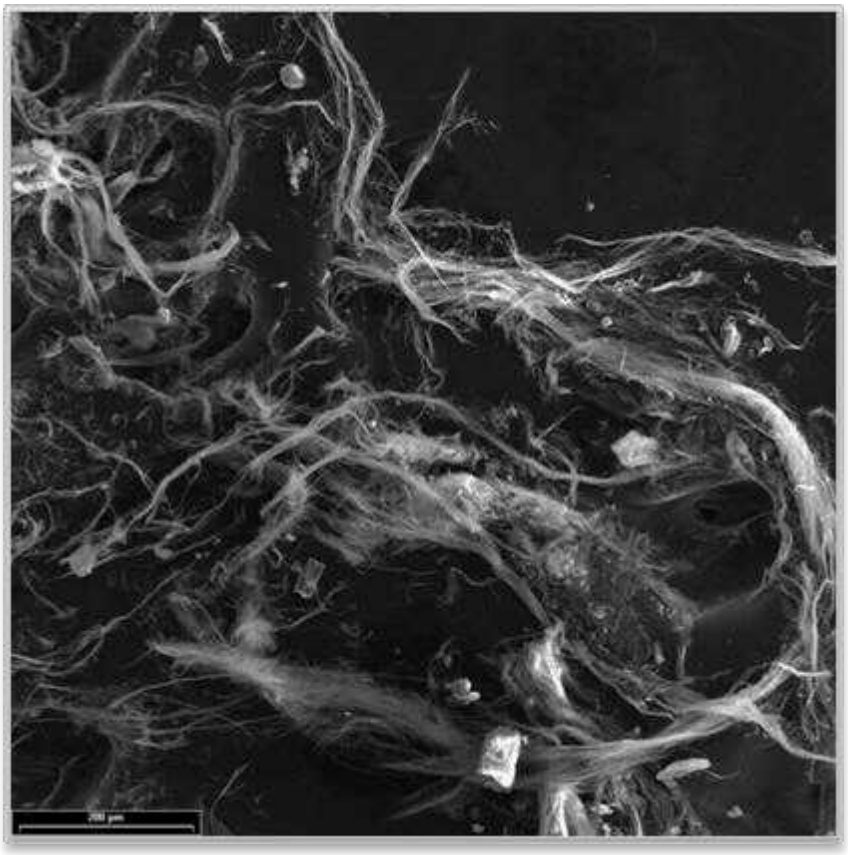


Illustration 50 : Faisceaux torsadés de chrysotile (barre d'échelle = 200 µm) (Koniambo).

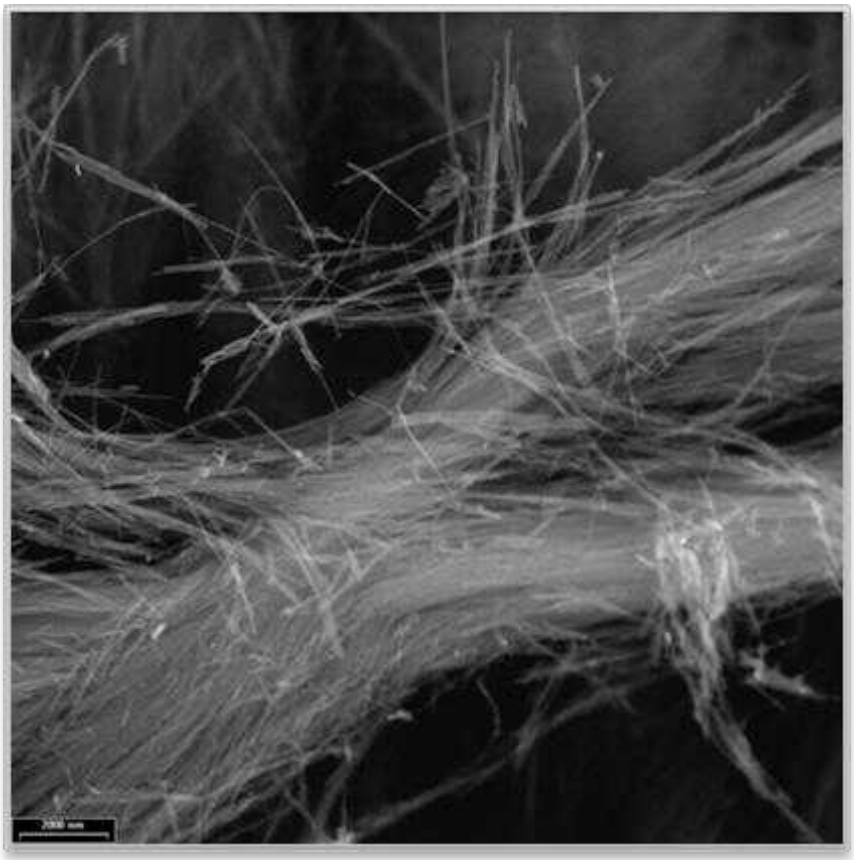


Illustration 51 : Faisceau torsadé de chrysotile (barre d'échelle = 2000 nm) (Koniambo).

2.2. LES STRUCTURES A AMPHIBOLE

Les travaux antérieurs (Lahondère et Maurizot, 2009 ; Lahondère et *al.*, 2011) ont montré que les péridotites de Nouvelle-Calédonie sont également recoupées, en de nombreux sites, par des veines et par des plans porteurs de cristallisations d'amphiboles fibreuses (trémolite, anthophyllite). Ces veines, d'épaisseur millimétrique à pluricentimétrique, sont notamment abondantes dans les mines de Poro et de Tiebaghi (ancienne exploitation de Chromical). Dans la zone de Poro, les amphiboles identifiées dans ces veines ont toujours des compositions de trémolite. Dans le massif de Tiebaghi, la plupart des veines analysées ont des compositions plus complexes, à anthophyllite + serpentine + chlorite magnésienne. Dans la partie méridionale de la Grande Terre, au niveau de « la zone des cols » (Mouirange, Ngo, Prony), des assemblages minéralogiques incluant de la trémolite, de l'anthophyllite et de la chlorite magnésienne ont été caractérisés (Lahondère et *al.*, 2011).

Dans le cadre de la présente étude, les nouvelles données acquises sur différents sites, notamment dans la « zone des cols », le long de la route de Saint-Gabriel, au Sud de Thio et dans la presqu'ile de Bogota, ont permis de confirmer et/ou de préciser plusieurs points importants, parmi lesquels (Lahondère et *al.*, 2012) :

1) des bordures réactionnelles à anthophyllite existent entre les péridotites et les filons leucocrates attachés au cortège d'âge Eocène inférieur. De nouvelles évidences ont été établies à partir d'observations faites au Sud de Thio et dans la « zone des cols ». Au Sud de Thio, des veines fibreuses constituées par une amphibole magnésienne ont été observées à proximité immédiate de corps filoniens leucocrates ;
2) des plans de mouvement à trémolite ou à anthophyllite recoupent les corps filoniens basiques rattachés au même cortège d'âge Eocène inférieur (basaltes, gabbros, amphibolites). Ceci a été observé en plusieurs points, notamment dans la « zone des cols », sur la route de Saint-Gabriel et dans le secteur de Ouassé ;
3) des assemblages à trémolite + antigorite existent, notamment dans le massif de Poro.

Les analyses géochimiques (majeurs, éléments en traces, isotopes du Sr) réalisées dans le cadre de cette étude à partir d'échantillons de trémolite prélevés sur le site de Poro soulignent également les relations étroites existant entre la cristallisation de la trémolite dans les péridotites et la mise en place des filons leucodioritiques éocènes. Les spectres des terres rares obtenus à partir de ces échantillons présentent des profils très comparables à ceux des spectres représentatifs des filons dioritiques et leucodioritiques éocènes. S'agissant des isotopes du Sr, les analyses effectuées montrent également la similitude qui existe entre la signature des échantillons de trémolite et celle des filons éocènes.

La caractérisation d'auréoles réactionnelles à anthophyllite au contact entre les péridotites et les intrusifs d'âge Eocène inférieur, observées en de nombreux points, constitue donc un calage absolu pour la cristallisation de ce type d'amphibole au sein des péridotites[2]. Par ailleurs, l'observation de plans porteurs de cristallisations fibreuses de trémolite et/ou d'anthophyllite au niveau des épontes entre les péridotites et les filons

[2] Les relations étroites existant entre la présence de ces corps filoniens et les occurrences d'amphibole ont souvent pu être prouvées, à quelques exceptions près correspondant au massif de Poro dans lequel la présence d'intrusifs à l'affleurement n'a pas été formellement identifiée, et à la partie sommitale du massif du Koniambo.

basiques (amphibolites de la presqu'île de Bogota, filons basiques du col de Ngo et de Saint-Gabriel) montre que ces plans ont fonctionné après la mise en place de ce cortège filonien. La caractérisation d'assemblages à anthophyllite + trémolite souligne également le caractère pénécontemporain de ces cristallisations. Au final, il apparaît que les déformations associées d'une part au fonctionnement des plans porteurs de cristallisations fibreuses et d'autre part à l'ouverture de veines syntectoniques à amphibole fibreuse ont encadré la mise en place des filons au cours de l'Eocène inférieur.

Les associations à serpentine + trémolite reconnues en plusieurs points de la nappe des péridotites, notamment dans le massif de Poro et dans le secteur de Gio, ont fait l'objet d'analyses spécifiques par spectroscopie RAMAN. Les résultats montrent que la serpentine associée à la trémolite est toujours l'antigorite. Ces résultats permettent de conforter les observations faites sur le terrain relatives à l'imbrication entre les plans à trémolite et les veines fibro-lamellaires à antigorite. La contemporanéité de ces cristallisations explique pourquoi ces phases minérales ont parfois été identifiées dans les mêmes sites microstructuraux. Toutes ces cristallisations constituent donc des marqueurs d'un pic thermique dans l'évolution des péridotites.

Les analyses des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène réalisées dans le cadre de cette étude à partir d'échantillons provenant du massif de Poro indiquent qu'il n'existe pas de différence significative entre trémolite ($\delta^{18}O_{moy}$ = 6,8) et antigorite ($\delta^{18}O_{moy}$ = 6,4), ce qui signifie que ces deux phases ont cristallisé en équilibre avec des fluides de même nature et à des températures très proches.

2.2.1. Les veines fibroradiées à trémolite

Ce type de structure a été observé en différents points de la nappe des péridotites mais semblent particulièrement abondantes au niveau de l'ancienne mine de Poro. Ces veines se développent dans des péridotites fracturées, sous la forme de corps discontinus épais de quelques centimètres à quelques décimètres au maximum, constitués par des gerbes d'apparence monominérale, engrenées les unes dans les autres (Illustration 52 ; Illustration 53). A la cassure, ces veines produisent des fragments vert pâle ainsi que des débris fibriformes très fins.

Les observations réalisées au microscope optique montrent que ces gerbes sont constituées majoritairement de trémolite, associée parfois à de la chlorite (Lahondère et Maurizot, 2009) (Illustration 56 à Illustration 61). Les amphiboles sont sécantes sur les plages de chlorite et semblent donc avoir cristallisé postérieurement. Les trémolites qui constituent ces veines forment des cristaux prismatiques allongés d'épaisseur supérieure à 10 µm et ne présentent donc pas une morphologie asbestiforme. Cependant, à proximité immédiate de ces veines, les péridotites sont très régulièrement découpées par des plans de mouvement qui eux sont porteurs de fibres asbestiformes de trémolite.

Dans quelques échantillons, les baguettes d'amphibole apparaissent noyées dans une matrice très fine constituée par des serpentines brunâtres (Illustration 54 ; Illustration 62 ; Illustration 63). Dans d'autres échantillons, les amphiboles et les serpentines peuvent constituer des amas fibreux étirés selon une direction préférentielle aux limites effilochées très imprécises. Les analyses réalisées par spectroscopie RAMAN à partir de ces serpentines ont montré qu'il s'agissait d'antigorite.

Illustration 52 : Veine fibroradiée à trémolite recoupant les péridotites (Poro).

Illustration 53 : Détail d'une veine fibroradiée à trémolite (Poro).

Illustration 54 : Association à trémolite + antigorite (Poro).

Illustration 55 : Veine décimétrique à trémolite recoupant les péridotites (Poro).

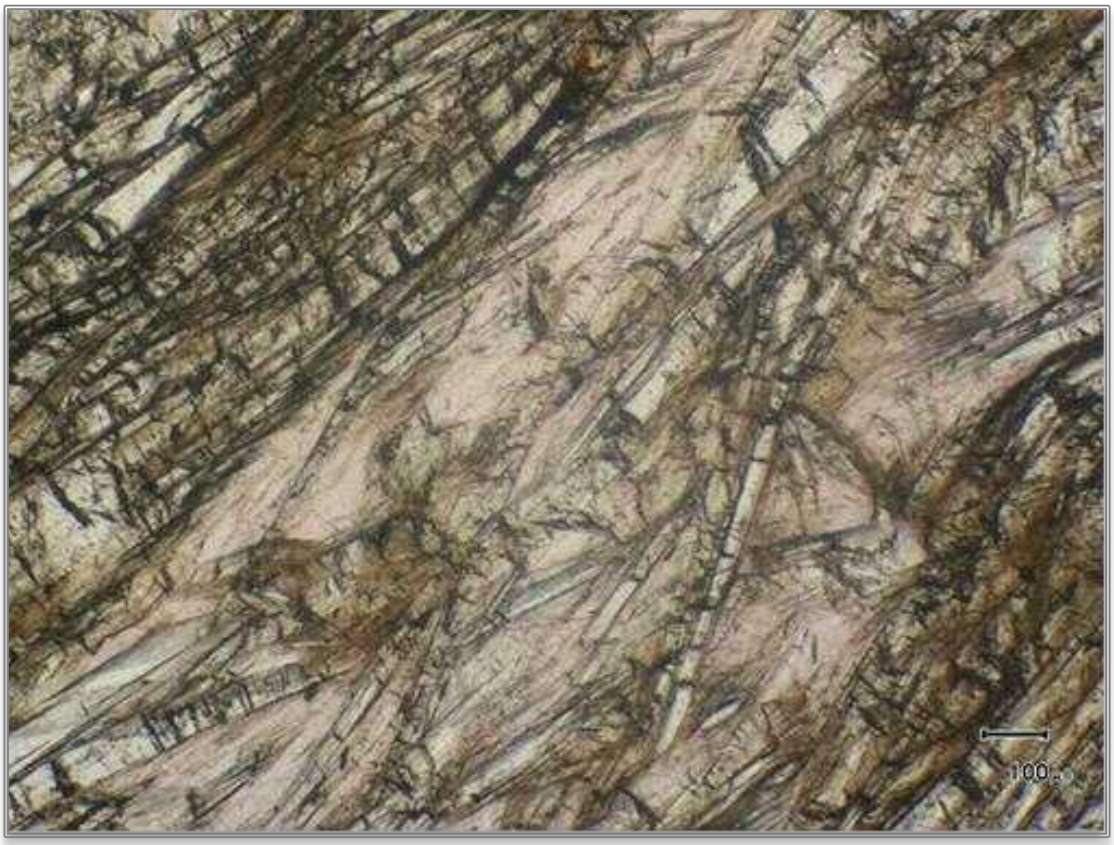


Illustration 56 : Veine fibro-radiée en lumière naturelle (Poro).
Les cristaux allongés ont une composition de trémolite.

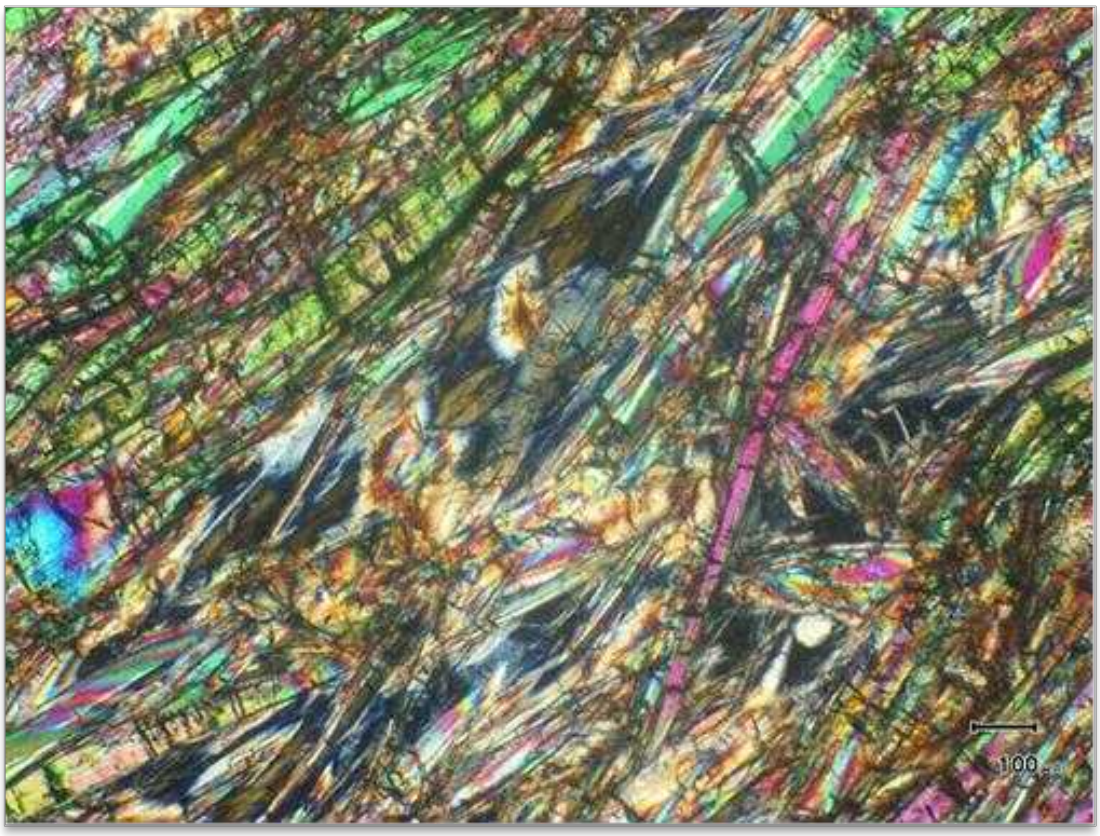


Illustration 57 : Idem illustration précédente en lumière polarisée analysée.

Illustration 58 : Veine à trémolite (Poro).

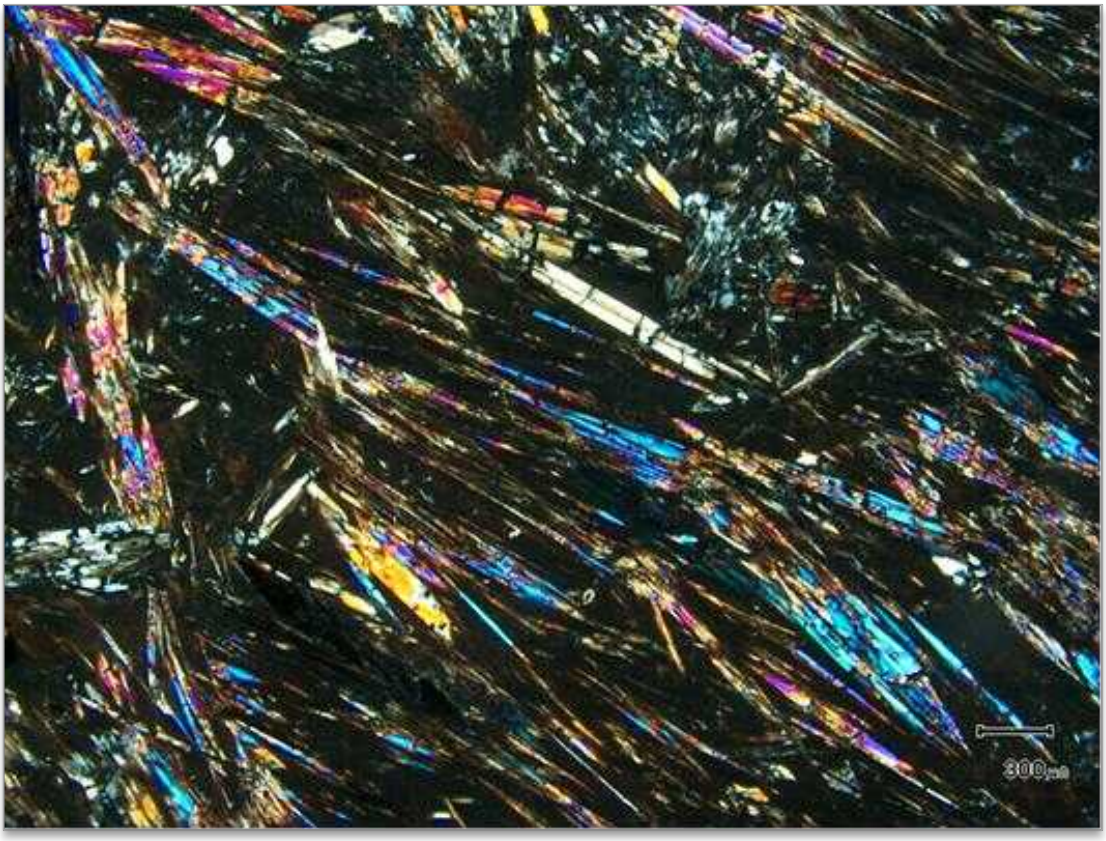


Illustration 59 : Idem illustration précédente en lumière polarisée analysée.

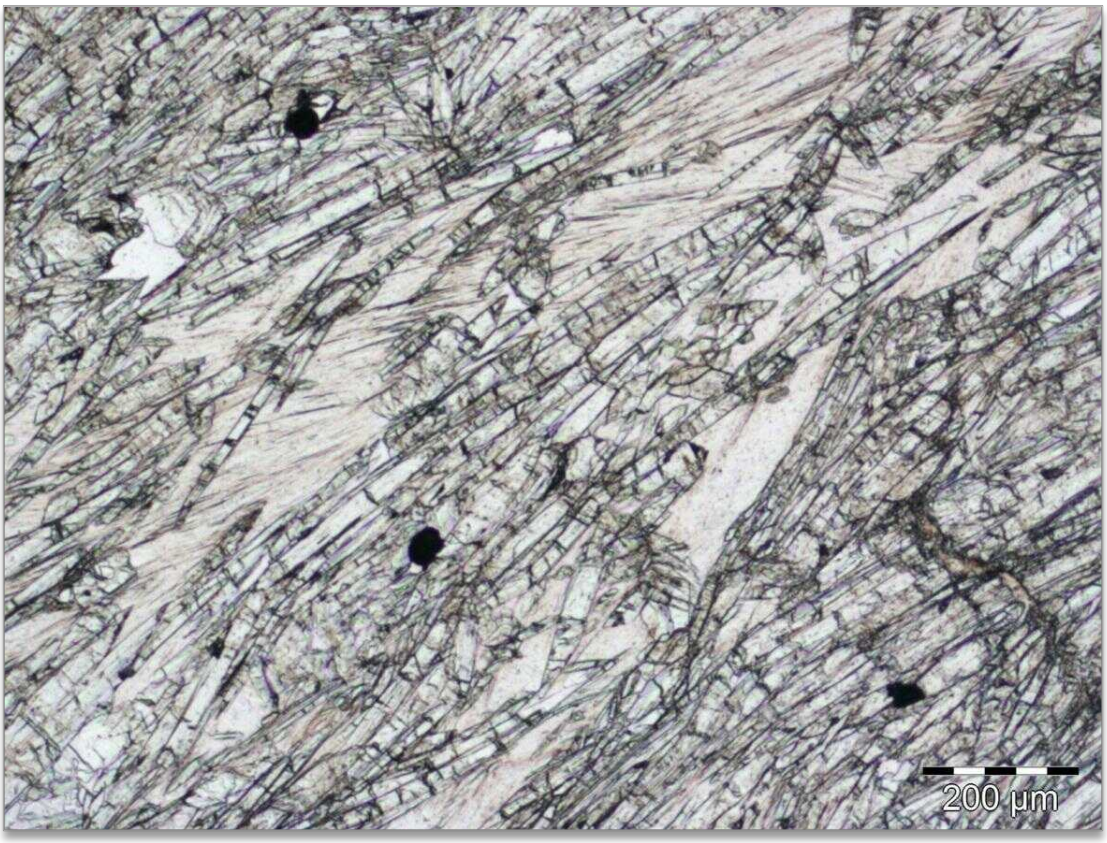


Illustration 60 : Veine à trémolite + chlorite magnésienne (Poro).

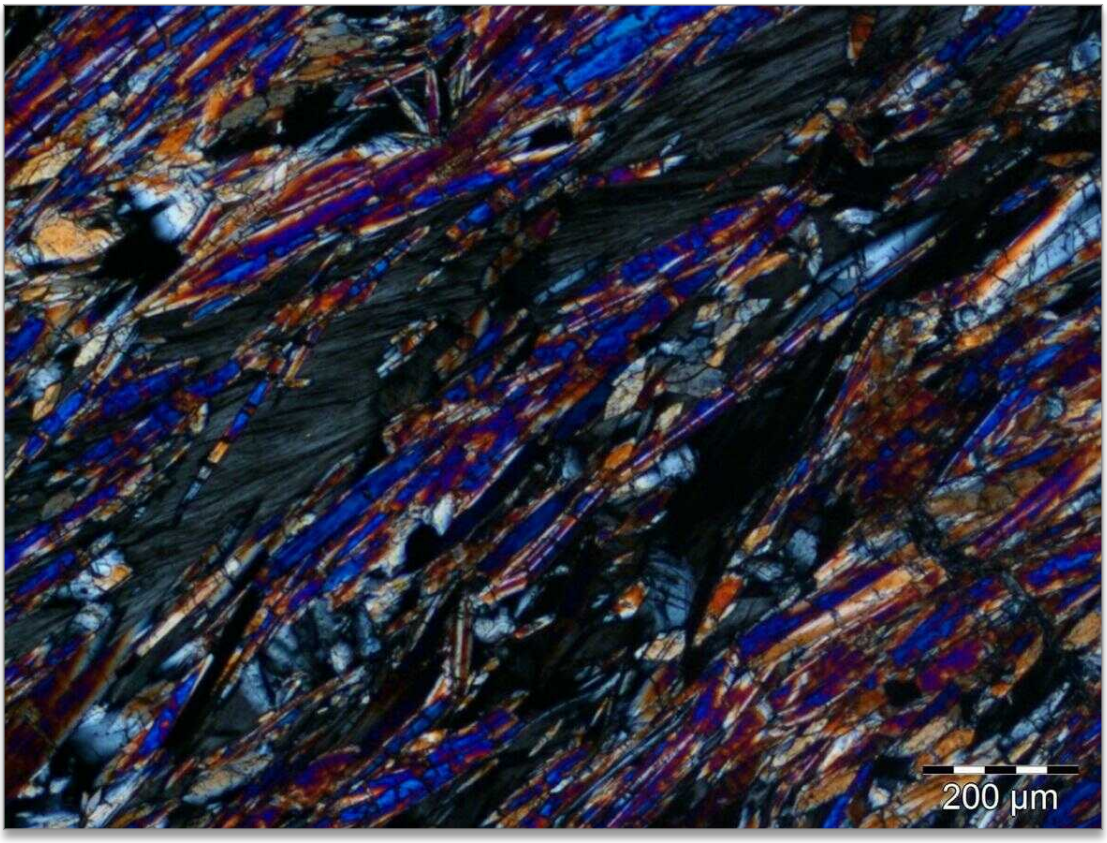


Illustration 61 : Idem illustration précédente en lumière polarisée analysée.

Illustration 62 : Association de cristaux automorphes de trémolite et d'antigorite brunâtre (Poro).

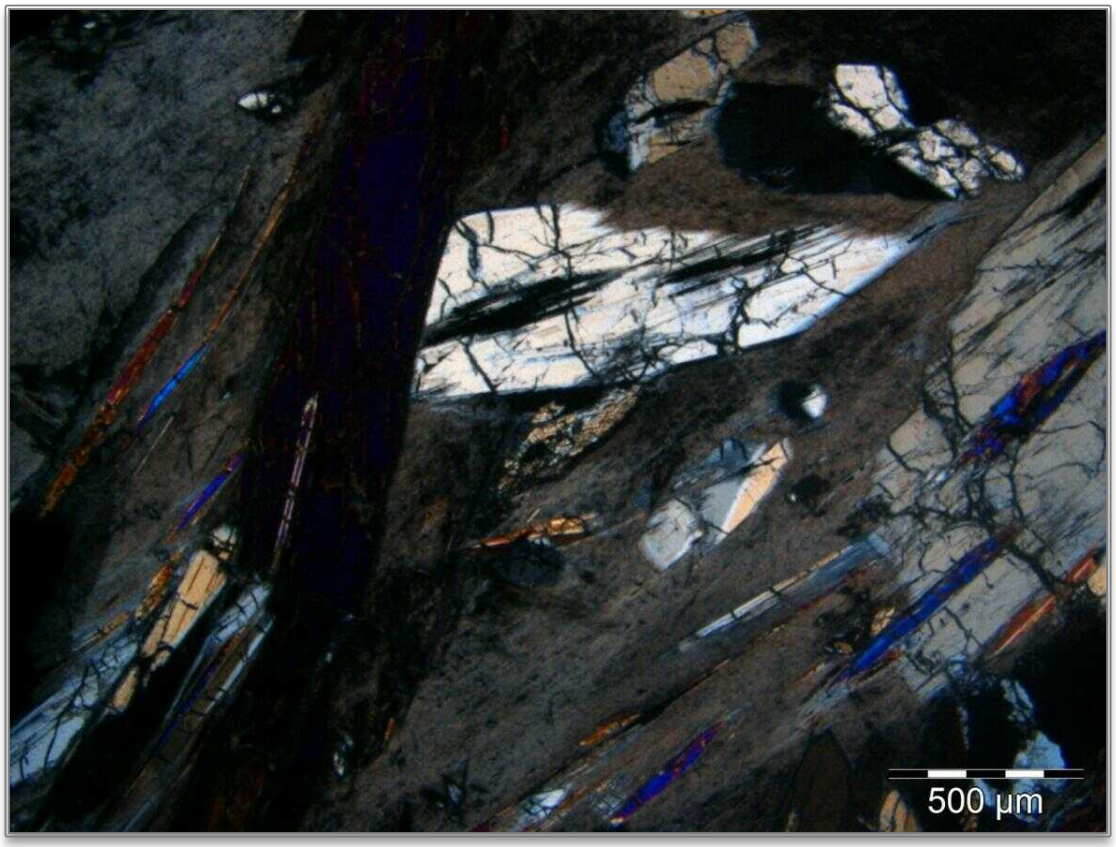


Illustration 63 : Idem illustration précédente en lumière polarisée analysée.

2.2.2. Les plans de mouvement à cristallisations de trémolite fibreuse

Ce type de structure est abondant dans la nappe des péridotites, notamment dans les massifs de Poro et du Koniambo ainsi que dans le massif du Sud (zone des cols de Ngo et de Prony). Ils n'ont été décrits que récemment (Lahondère et Maurizot, 2009 ; Lahondère et *al.*, 2011) et ont sans doute été dans le passé souvent assimilés à des plans à antigorite. D'une manière assez générale, ces plans à cristallisations fibreuses sont peu épais (Illustration 64 ; Illustration 65) et semblent localisés dans des secteurs particuliers. Dans la nappe des péridotites, ce type de plan a été observé en plusieurs points correspondant à des péridotites, à des péridotites ± serpentinisées et à des serpentinites. La plupart de ces occurrences proviennent cependant de zones dans lesquelles les péridotites sont recoupées par des corps filoniens correspondant :

- *à des veines de trémolitite à texture fibro-radiée ;*
- *à des filons basiques ;*
- *à des filons de gabbrodiorite/leucodiorite.*

Les plans fibreux à trémolite ont souvent été observés en bordure des veines fibro-radiées ainsi que sur des plans situés à proximité immédiate de ces veines. Ces observations montrent qu'une déformation fragile a accompagné et suivi la formation de ces veines de trémolitite. Les plans fibreux présentent parfois des bordures caractérisées par la présence de grandes plages brillantes de talc ou de chlorite magnésienne (Illustration 68 ; Illustration 69). Ces cristallisations brillantes, très faciles à reconnaître sur le terrain du fait notamment de leur taille, constituent des indicateurs très fiables de la présence de trémolite. Les plans fibreux à trémolite ont également été observés au niveau des épontes de certains corps filoniens basiques (Illustration 117).

Ces plans sont également étroitement associés avec l'ouverture de veines d'épaisseur pluri-millimétrique à décimétrique scellées par des cristallisations fibreuses de trémolite orientées perpendiculairement aux épontes (Illustration 67 ; Illustration 71). Ces veines ne possèdent pas de bordures serpentineuses. Elles peuvent localement former un petit réseau de veines au sein de grands corps de péridotite limités par des plans serpentineux à cristallisations fibro-lamellaires (Illustration 70).

D'un point de vue minéralogique, les cristallisations observées sur ces plans correspondent à de la trémolite fibreuse, associée dans de rares cas à des serpentines fibreuses. Les images obtenues au MEB montrent que ces plans à trémolite sont constitués par des faisceaux de fibres très longues (L/D >> 20), ces fibres étant généralement très fines (0,5 µm ≤ D) et courbes. Il s'agit donc - sans ambiguïté - de fibres de trémolite-amiante (Illustration 78 ; Illustration 79).

Illustration 64 : Plan très mince porteur de fibres de trémolite (Poro).

Illustration 65 : Plan fibreux à trémolite recoupant des harzburgites (Koniambo).

Illustration 66 : Plan fibreux à trémolite observé dans une zone minéralisée (Poro).

Illustration 67 : Exemple de connection entre un plan fibreux et une veine fibreuse à trémolite (Poro).

Illustration 68 : Fissure tapissée de trémolite fibreuse soulignée par la présence de plages brillantes à composition de talc ou de chlorite magnésienne (Poro).

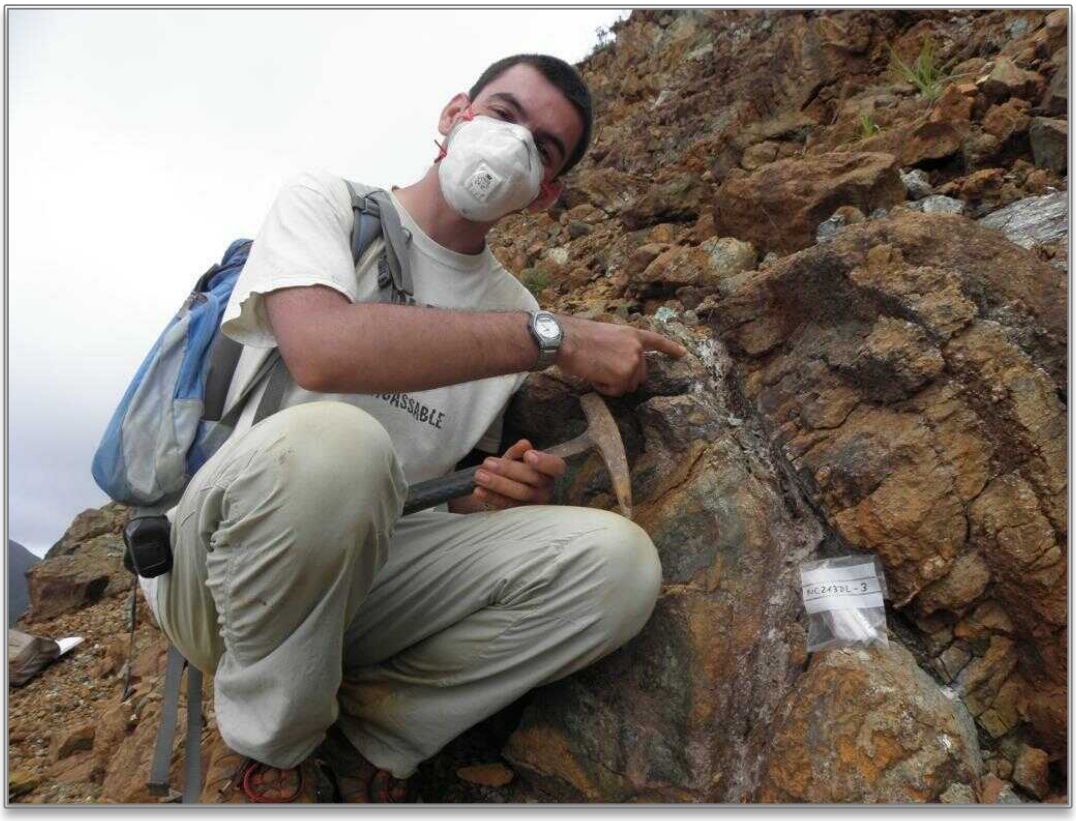


Illustration 69 : Plan amiantifère altéré parallèle à des fissures soulignées par des cristallisations de chlorite magnésienne (Massif de Poro).

Illustration 70 : Réseau de veines à trémolite fibreuse recoupant les péridotites (Poro).

Illustration 71 : Détail d'une veine à trémolite fibreuse recoupant les péridotites (Poro).

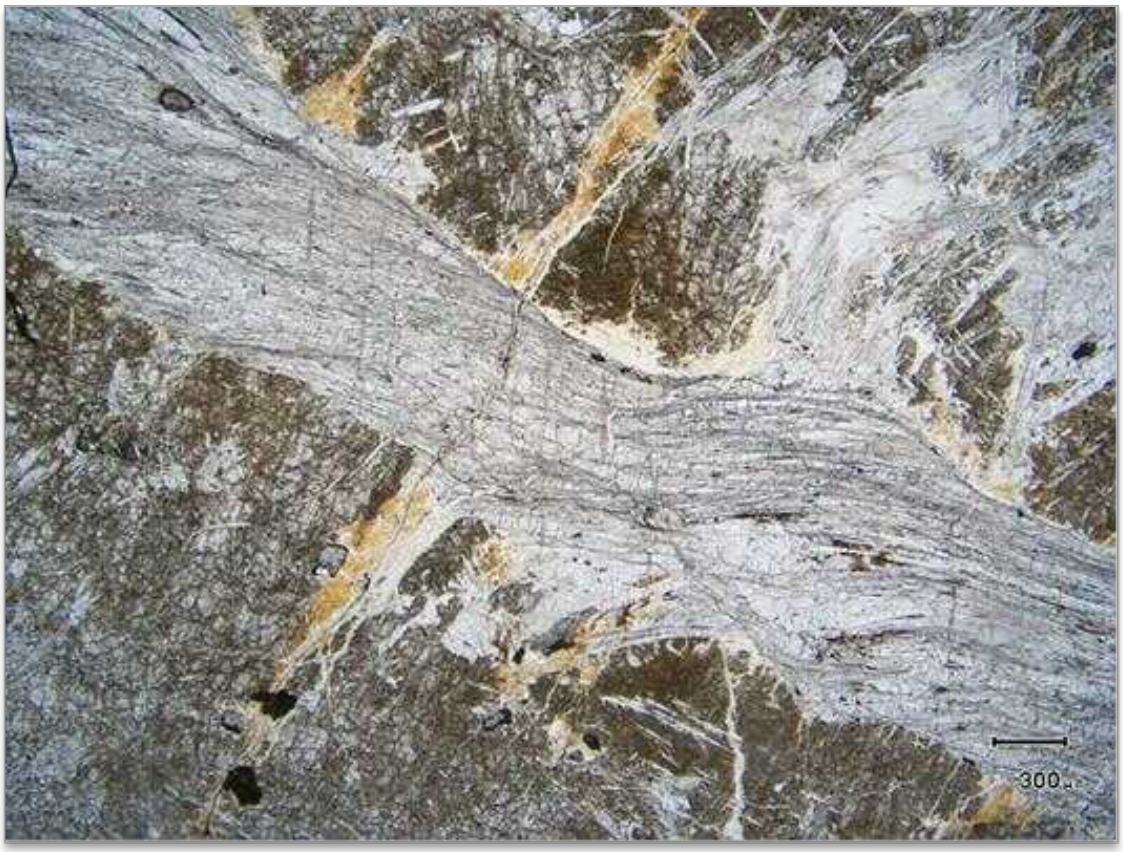


Illustration 72 : Veine à trémolite fibreuse recoupant une péridotite peu serpentinisée (Poro).

Illustration 73 : Idem illustration précédente en lumière polarisée analysée.

Illustration 74 : Contact entre une péridotite serpentinisée (droite) et une veine de trémolite (gauche) (Poro).

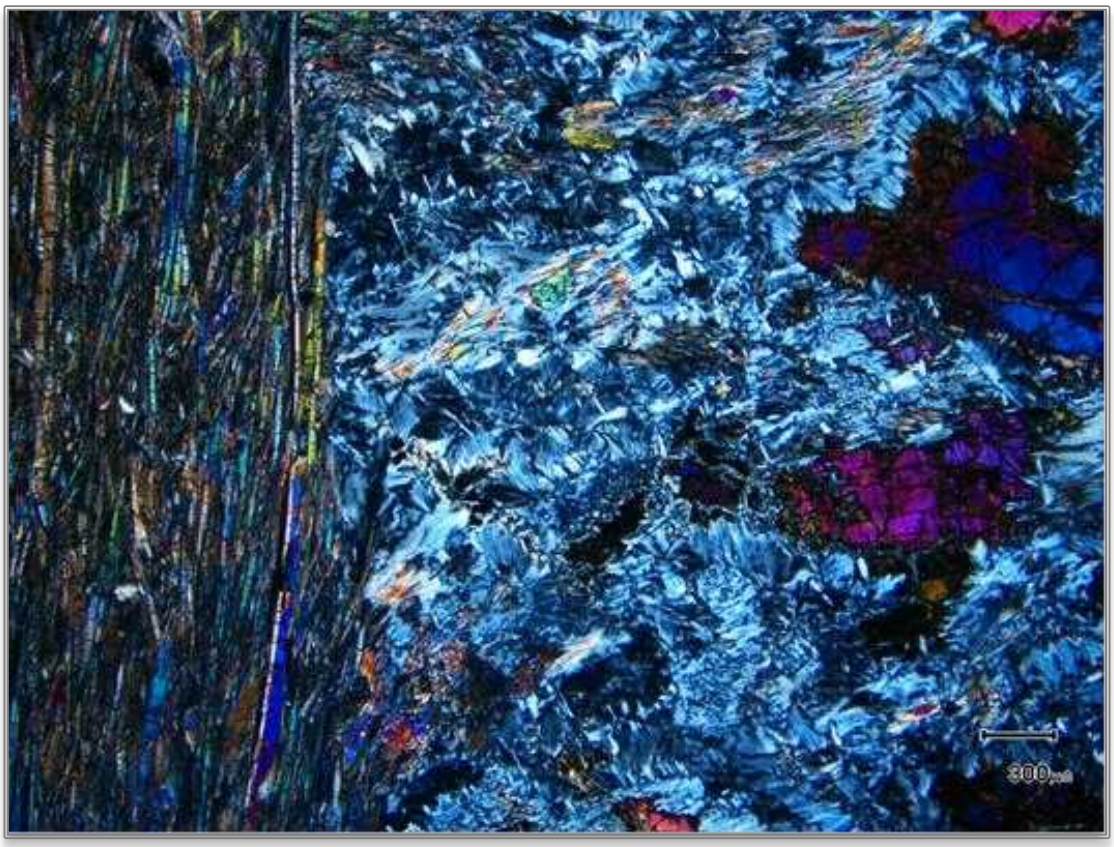


Illustration 75 : Idem illustration précédente en lumière polarisée analysée.

Illustration 76 : Contact entre une péridotite (bas) et une veine à trémolite fibreuse (haut) (Poro).

Illustration 77 : Idem illustration précédente en lumière polarisée analysée.

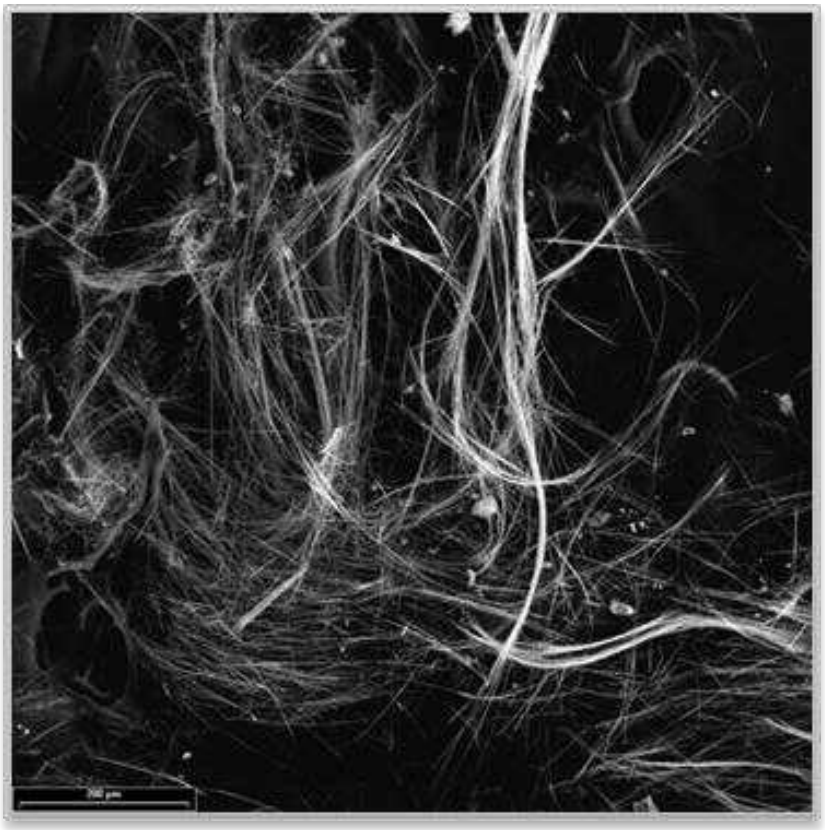


Illustration 78 : Image MEB de longs faisceaux courbes de trémolite prélevés sur un plan fibreux infra-millimétrique (Koniambo).

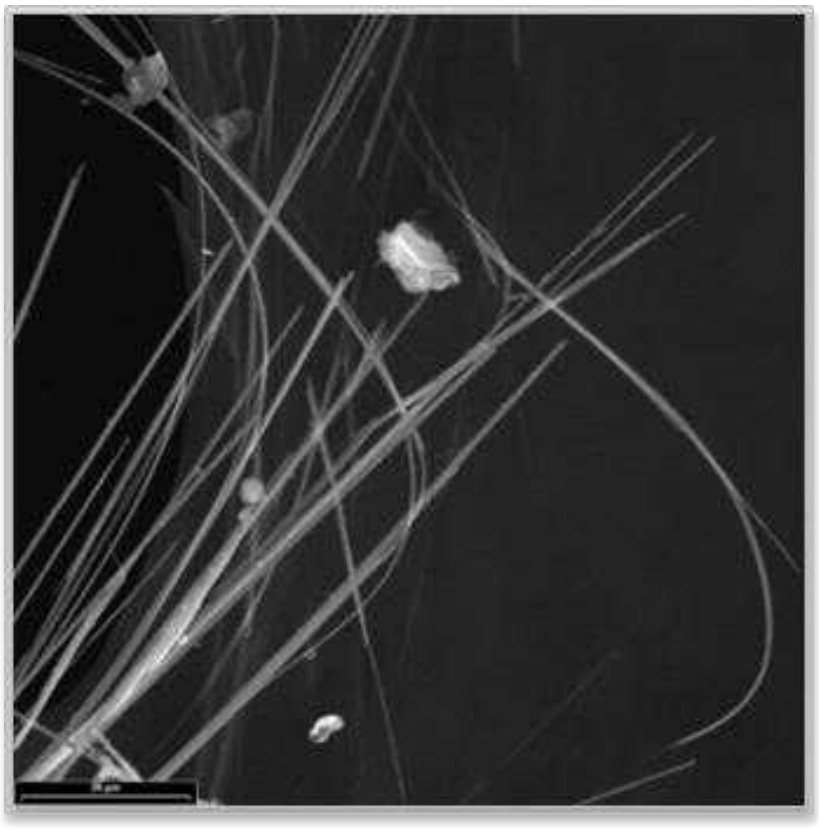


Illustration 79 : Image MEB de fibres très fines et courbes de trémolite prélevées sur un plan fibreux infra-millimétrique (Koniambo).

2.2.3. Les filons à trémolite de la semelle

A la base du massif du Koniambo (Vavouto) et dans la partie basale du massif du Kopéto sont exposées des serpentinites foliées. Des corps leucocrates ovoïdes ou sigmoïdes représentant d'anciens intrusifs sont boudinés au sein de ces serpentinites (Illustration 80). Latéralement, la déformation ductile devient de plus en plus pénétrative et la zone de cisaillement se présente sous la forme d'un faciès schistosé grisâtre à éléments étirés et boudinés de serpentinites noires (Illustration 81).

Des éléments leucocrates correspondant à d'anciens filons et/ou à d'anciens plans fibreux sont également présents dans cette matrice grisâtre (Illustration 81). Les structures de type C'-S observées dans cette zone de cisaillement sont cohérentes avec une cinématique globale à vergence ouest.

Les observations réalisées au microscope optique à partir d'un échantillon de filon leucocrate de la base du massif du Kopéto ont permis de confirmer la présence de trémolite dans ce type de faciès mais l'habitus de cette trémolite apparaît prismatique et non pas asbestiforme. Cependant, les analyses réalisées par microscopie électronique à partir de deux échantillons très altérés ont montré la présence de fibres de trémolite possédant les caractères des fibres asbestiformes (*cf.* § 3.).

Illustration 80 : Corps leucocrates boudinés,
observés dans la zone de cisaillement de la base du massif du Kopéto.

Illustration 81 : Serpentinites fortement cisaillées, à éléments de serpentinites noires et de corps filoniens leucocrates (Kopéto).

2.2.4. Les veines fibreuses et les bordures réactionnelles à anthophyllite

Dans le massif du Sud, plusieurs observations ont permis de reconnaître l'existence de veines fibreuses d'épaisseur centimétrique localisées au contact entre les péridotites et différents types de corps filoniens ou recoupant directement les péridotites. L'occurrence la plus spectaculaire est située sur les bords du lac de Yaté, au niveau d'un talus permettant de voir un corps magmatique quartzo-feldspathique intrusif dans les péridotites. Les contacts entre les péridotites et le corps filonien sont systématiquement souligné par la présence d'une veine fibreuse d'épaisseur centimétrique à valeur de bordure réactionnelle (Illustration 82). De telles veines ont également été reconnues dans toute la zone des cols (Ngo, Mouirange).

Dans le secteur du col de Ngo, une ancienne carrière permet également d'observer le même type de bordure réactionnelle, cette fois entre les péridotites et un filon leucocrate (Illustration 83). Ce type d'occurrence est fréquent dans toute cette zone.

Localement, des veines centimétriques à anthophyllite recoupent directement les péridotites (Illustration 84 ; Illustration 85). Ces veines sont parfois abondantes et connectées à des plans porteurs de cristallisations fibreuses d'apparence asbestiforme. Des veines scellées par des cristallisations fibreuses d'amphibole magnésienne ont également été observées dans d'autres secteurs de la nappe des péridotites, comme au Sud de Thio par exemple (Illustration 87), dans des zones toujours caractérisées par l'existence d'un important cortège filonien leucocrate (Illustration 86).

Les analyses préalablement réalisées indiquent généralement une composition d'anthophyllite pour les fibres issues des bordures réactionnelles (Lahondère et Maurizot, 2009 ; Lahondère et *al.*, 2011). Des analyses réalisées à partir d'un échantillon de bordure réactionnelle prélevé au Sud de Thio, entre des péridotites et un corps filonien leucocrate, indiquent également la présence d'une amphibole ferro-magnésienne et alumineuse de type gédrite.

Les images obtenues au MEB montrent que l'anthophyllite constitue des faisceaux et des fibres rectilignes à bords le plus souvent parallèles. Ces faisceaux se clivent en fibres secondaires très allongées (L/D >> 20), d'épaisseur variable. La présence de fibrilles très fines (1 µm ≤ D) et parfois courbes dans les échantillons doit être prise en considération car ces fibrilles constituent une fraction très clairement asbestiforme (*cf.* § 3.).

Illustration 82 : Veine d'anthophyllite fibreuse localisée au contact entre des péridotites et un faciès quartzo-feldspathique intrusif (Massif du Sud).

Illustration 83 : Bordure réactionnelle centimétrique observée entre des péridotites (haut) et un filon leucocrate (bas) (Massif du Sud).

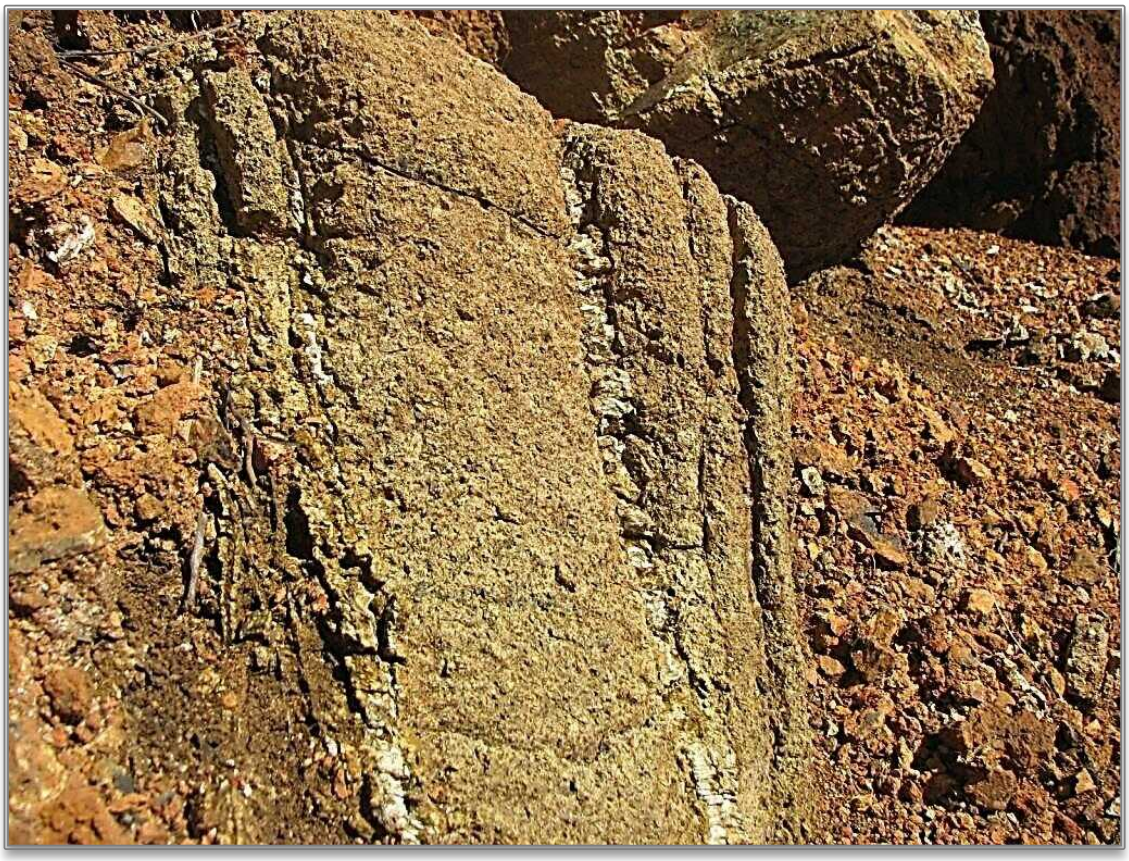


Illustration 84 : Veines d'anthophyllite recoupant les péridotites (Col de Mouirange).

Illustration 85 : Veine à anthophyllite fibreuse (2 cm) recoupant des dunites (Col de Prony).

Illustration 86 : Filon leucocrate recoupant les péridotites (Route de Saint-Gabriel).

Illustration 87 : Veines à anthophyllite fibreuse recoupant les péridotites (Route de Saint-Gabriel).

Illustration 88 : Contact entre une péridotite serpentinisée (bas) et une veine à serpentine-chlorite-anthophyllite (haut) souligné par cristallisations d'anthophyllite prismatiques (Tiebaghi).

Illustration 89 : Idem illustration précédente en lumière polarisée analysée.

2.2.5. Les plans de mouvement à cristallisations d'anthophyllite fibreuse

Ces plans n'ont pu être que rarement identifiés avec certitude car, sur le terrain, ils ne sont pas différenciables des plans fibreux porteurs de trémolite fibreuse. Les exemples les plus représentatifs de ce type d'occurrence ont été reconnus de façon ponctuelle dans plusieurs massifs (Méa, Vulcain, Presqu'île de Bogota, Massif du Sud).

Dans le massif de Méa, une occurrence de ce type a été identifiée dans des harzburgites altérées (Illustration 90), sous la forme d'un plan d'épaisseur très faible (< 1 cm) à cristallisations fibreuses longues de plusieurs centimètres (Illustration 91). L'altération de ce plan est à l'origine de la formation d'amas constitués de fibres d'apparence asbestiforme (*cf.* § 3.). Les analyses réalisées au MEB et par spectroscopie RAMAN montrent que les fibres de ce plan, ferro-magnésiennes et non calciques, ont la composition d'une amphibole proche de l'anthophyllite.

Dans le massif de Vulcain, le plan identifié est localisé entre des péridotites et un sill (?) d'épaisseur pluri-métrique de (?) wehrlite[3] (Lahondère et *al.*, 2011). Ce plan a produit par altération et fragmentation des amas spectaculaires de fibres d'apparence très souple (Lahondère et *al.*, 2011).

Dans le massif du Sud, les occurrences de plans à anthophyllite ont été reconnues dans le secteur du Col de Mouirange (Illustration 93) ainsi qu'au Nord du Col de Ngo. Dans la montée du Col de Mouirange, le plan à anthophyllite est localisé au niveau d'une éponte entre les péridotites et un corps leucocrate filonien peu épais (< 30 cm) à trémolite + anthophyllite + plagioclase + chlorite (Lahondère et *al.*, 2011).

Plusieurs plans porteurs d'anthophyllite fibreuse ont par ailleurs été caractérisés dans la presqu'île de Bogota, au-dessus de la tribu de Ouassé et dans l'enceinte de la mine de Gémini. Ces plans soulignent parfois des contacts entre les péridotites et des corps filoniens mais ceci n'est pas systématique (Illustration 94 ; Illustration 95).

Les images obtenues en microscopie électronique (MEB) montrent que ces plans sont constitués par des faisceaux de fibres très allongés se clivant facilement en fibres secondaires très fines (0,5 µm < D). Ces images montrent également des faisceaux qui semblent parfois s'enrouler sur eux-mêmes, ainsi que la présence de fibrilles courbes (*cf.* § 3.). Ces caractéristiques morphologiques sont celles des fibres d'amiante. La facilité avec laquelle ces faisceaux se clivent en fibres secondaires suggère qu'ils aient eu une croissance à forte dominante unidimensionnelle.

[3] Ce plan a été considéré à tort comme un plan à trémolite-amiante dans le rapport de 2011.

Illustration 90 : Amas de fibres blanches d'apparence souple issu de l'érosion d'un plan fibreux (Mine de Méa).

Illustration 91 : Vue détaillée des lattes d'anthophyllite fibreuse (Mine de Méa).

Illustration 92 : Amas de faisceaux fibreux rigides et de fibres souples d'anthophyllite (Mine de Vulcain).

Illustration 93 : Fragments d'un plan à cristallisations fibreuses d'anthophyllite, observé au contact entre des péridotites et un corps filonien leucocrate (Massif du Sud).

Illustration 94 : Plan très altéré, à anthophyllite fibreuse,
observé entre les péridotites et un filon basique (Presqu'île de Bogota).

Illustration 95 : Fragments issus d'un plan à anthophyllite fibreuse (Presqu'île de Bogota).

3. Les occurrences supergenes

Une fois obductées sur la ride continentale de Norfolk, les péridotites de Nouvelle-Calédonie ont été soumises à une forte altération tropicale. Cette altération a peut-être démarré dès l'Oligocène inférieur, immédiatement après l'obduction de la nappe. La présence d'éléments latéritiques dans la partie inférieure des calcaires bioclastiques miocènes et le fait que les sédiments miocènes soient également fortement silicifiés montrent que ces conditions d'altération se sont poursuivies durant tout le Miocène.

Les effets de cette altération en climat tropical humide ont conduit à la formation d'un profil d'altération, développé au détriment des péridotites, constitué de bas en haut par une zone saprolitique, une zone latéritique et une cuirasse ferrugineuse. L'épaisseur du profil d'altération est en général d'une quarantaine de mètres mais peut localement être plus importante (jusqu'à 60 m). Les épaisseurs des différents horizons constituant ce profil d'altération peuvent également varier.

La surimposition de ces processus supergènes sur les structures héritées endogènes décrites ci-dessus s'est traduite dans les profils latéritiques par la dissociation des amphiboles fibreuses primaires (trémolite, anthophyllite) en fibres secondaires de plus en plus fines. Les images obtenues en microscopie électronique montrent que ces fibres secondaires présentent très souvent des caractéristiques morphologiques qui sont celles des fibres d'amiante. En particulier, les rapports d'allongement de ces fibres secondaires (L/D) sont presque toujours supérieurs à 20 et leur diamètre inférieur à 0,5 µm. Ces fibres présentent également des bords sub-parallèles, contrairement aux fibres issues de la dissociation des lames d'antigorite. Enfin, il a été observé des faisceaux de fibres torsadées ainsi que des fibrilles extrêmement fines capables de se plier sans se rompre. Ces observations sont cohérentes avec les travaux de Germine et Puffer (1989) qui ont montré que la flexibilité des fibres d'amphibole était une fonction inverse de leur diamètre. La dissociation des amphiboles primaires s'effectue le long de leurs plans de clivage et cette dissociation apparaît d'autant plus forte que la roche est altérée. Ceci explique pourquoi les occurrences d'anthophyllite-amiante et de trémolite-amiante reconnues en différents points de la nappe des péridotites sont toutes localisées dans la partie saprolitique du profil d'altération. Les images obtenues en microscopie électronique montrent également que les amas fibro-lamellaires issus de la fragmentation et de l'altération des structures à antigorite sont constitués par des particules minérales plus ou moins allongées et de formes très irrégulières, regroupées parfois en pelotes de fibres fines entremêlées. Ces particules présentent généralement des caractéristiques morphologiques qui les éloignent des fibres de la classe amiante. En particulier, ces particules ont souvent un diamètre supérieur à 1 µm et des bords non parallèles. Elles dérivent de la fragmentation de grandes lattes, encore visibles à l'œil nu dans les échantillons, et non pas de la séparation de faisceaux strictement fibreux. Ces observations rejoignent les conclusions de Boulmier relatives à l'étude d'un échantillon prélevé dans le chantier d'aménagement KNS (in Boulmier et Déchamps, 2011). Dans les échantillons les plus altérés, ces particules fibriformes sont associées à des particules beaucoup plus fines, très allongées et à bords sub-parallèles, mais ces fibres secondaires semblent toujours résulter de la fragmentation extrême des lattes primaires, parallèlement à leur axe d'allongement principal. Aucun des échantillons analysés n'a permis d'identifier avec certitude la présence d'antigorite strictement fibreuse, c'est-à-dire ayant cristallisé à l'origine sous la forme de fibres unidimensionnelles ou de faisceaux de fibres. Des analyses complémentaires devront cependant être réalisées à partir des fractions les plus fines pour s'assurer de ce dernier point et recueillir des informations plus précises sur la morphologie des particules fibriformes d'antigorite.

Illustration 96 : Contact entre des harzburgites saprolitiques et la latérite (route de Saint-Gabriel).

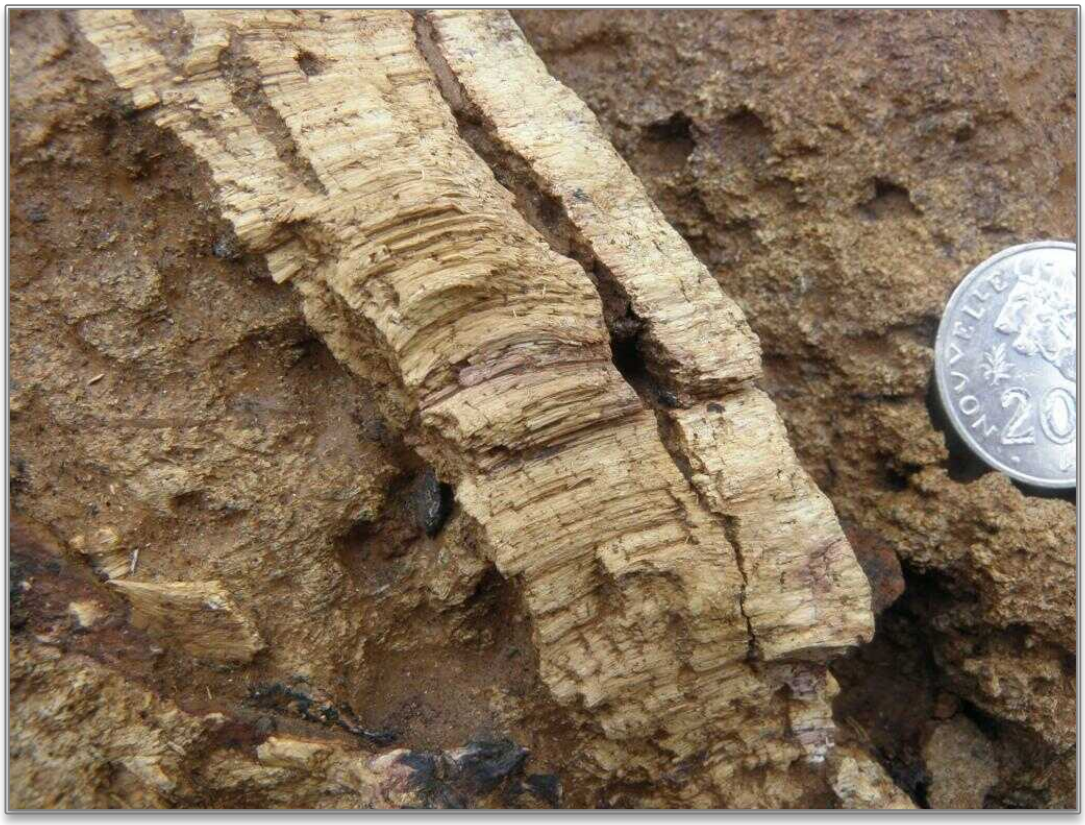


Illustration 97 : Veine fibreuse (anthophyllite ?) très altérée, préservée dans la base de la latérite jaune (Presqu'île de Bogota).

3.1. LES AMAS FIBRO-LAMELLAIRES

Ces occurrences sont directement liées à l'altération supergène des plans de mouvement serpentineux à cristallisations fibro-lamellaires (antigorite). Ce type d'occurrence est fréquent dans tous les massifs miniers visités et il n'est pas rare d'observer sur le terrain de telles structures altérées montrant la coexistence entre des lattes d'apparence rigide (serpentine lamellaire) et des amas de fibres très fines. Ces occurrences sont généralement observées dans les talus, plus ou moins connectées aux plans dont elles dérivent. Le chrysotile peut être localement abondant dans ces amas et contribuer directement à leur aspect fibreux (Lahondère et Maurizot, 2009).

Illustration 98 : Amas fibro-lamellaires blanchâtres observés en pied de talus (Mine de Vulcain).

Ces amas fibro-lamellaires sont parfois observées directement sur les plans dont ils constituent le produit d'altération et d'érosion (Illustration 100 ; Illustration 104). Ils se présentent sous la forme d'amas blanchâtres, d'aspect pâteux, plus ou moins riches en fragments lamellaires rigides. Les amas relativement peu altérés sont majoritairement constitués de fragments lamellaires (Illustration 99), les amas très altérés de particules fibreuses très fines.

Dans le cadre de l'évolution de la législation néo-calédonienne, il est apparu important d'étudier d'une manière précise la composition de ces amas fibro-lamellaires de telle manière à préciser la morphologie et la nature des particules fibreuses qui les constituent. Plusieurs échantillons correspondent à des amas fibro-lamellaires issus de l'altération et de l'érosion de plans à antigorite ont ainsi été étudiés en microscopie électronique et par spectroscopie RAMAN. Ces échantillons proviennent notamment de la mine de Vulcain, dans laquelle de nombreux plans fibro-lamellaires très altérés ont été identifiés, de la mine du Camp des Sapins et de la presqu'île de Bogota.

Dans la mine de Vulcain, l'échantillon analysé a été prélevé dans des péridotites très altérées, à la limite de la latérite et correspond à un amas constitué à l'œil nu de fibres fines, parfois d'apparence souple, et de fragments de fibres plates et de lattes rigides. Les observations réalisées au MEB permettent de distinguer une fraction constituée de longues fibres et une fraction pâteuse micro-fibreuse (Illustration 107). Les analyses réalisées sur les fibres issues de ces 2 fractions ne montrent aucune différence de composition et les spectres EDS obtenus sont identiques. Les analyses réalisées au RAMAN ont permis de montrer que les lattes les plus rigides correspondaient à de l'antigorite. Les fibres les plus fines observées dans cet échantillon résultent d'un processus de séparation des grandes fibres d'antigorite le long des principaux plans de clivage et/ou plans de faiblesse du minéral. Les fibres les plus fines ainsi formées ont des bordures subparallèles, un diamètre souvent inférieur à 1 µm et des rapports L/D systématiquement supérieurs à 3 (Illustration 107).

L'échantillon provenant de la mine de Gémini correspond à un amas micro-fibreux directement prélevé sur un plan à cristallisations fibro-lamellaires (Illustration 103 ; Illustration 104). Les analyses MEB effectuées montrent la présence d'un minéral se présentant sous la forme de fibres courtes et plates et de lamelles aux limites plus ou moins effilochées pouvant correspondre à de l'antigorite (Illustration 108). Cette détermination a été confirmée par le résultat des analyses par spectroscopie RAMAN. La morphologie des fibres les plus fines s'approche de celle qui caractérise les fibres d'amiante, notamment pour ce qui concerne leur longueur et leur diamètre, mais ces fibrilles ne semblent pas être caractérisées par des bords strictement parallèles.

Un troisième échantillon, prélevé le long de la piste du Camp des Sapins, correspond à un amas micro-fibreux représentant un stade très avancé d'altération et de fragmentation d'un plan à antigorite. Les images MEB ont montré que cet échantillon était constitué par de longues fibres associées à des « pelotes » de fibres plus courtes de même composition (Illustration 109 ; Illustration 110). Ces fibres, probablement à composition d'antigorite, sont très longues (L/D >> 20) et une large partie d'entre-elles ont un diamètre inférieur à 1 µm (Illustration 109).

Illustration 99 : Amas fibro-lamellaire peu altéré, en cours de désintégration (Mine de Vulcain).

Illustration 100 : Amas de particules fibreuses fines issu de l'altération d'un plan à antigorite (Mine de Vulcain).

Illustration 101 : Plan à antigorite plus ou moins altéré (Mine de Vulcain).

Illustration 102 : Amas fibro-lamellaire issu de l'érosion du plan précédent.

Illustration 103 : Amas fibro-lamellaire blanchâtre très altéré, connecté au plan à antigorite dont il dérive (Presqu'île de Bogota).

Illustration 104 : Vue rapprochée de l'amas fibro-lamellaire précédent.

Illustration 105 : Cœur fibro-lamellaire très altéré montrant des lattes rigides d'antigorite dispersées dans une « pâte » blanche microcristalline (Vulcain).

Illustration 106 : Lattes d'antigorite en voie de désintégration (Presqu'île de Bogota).

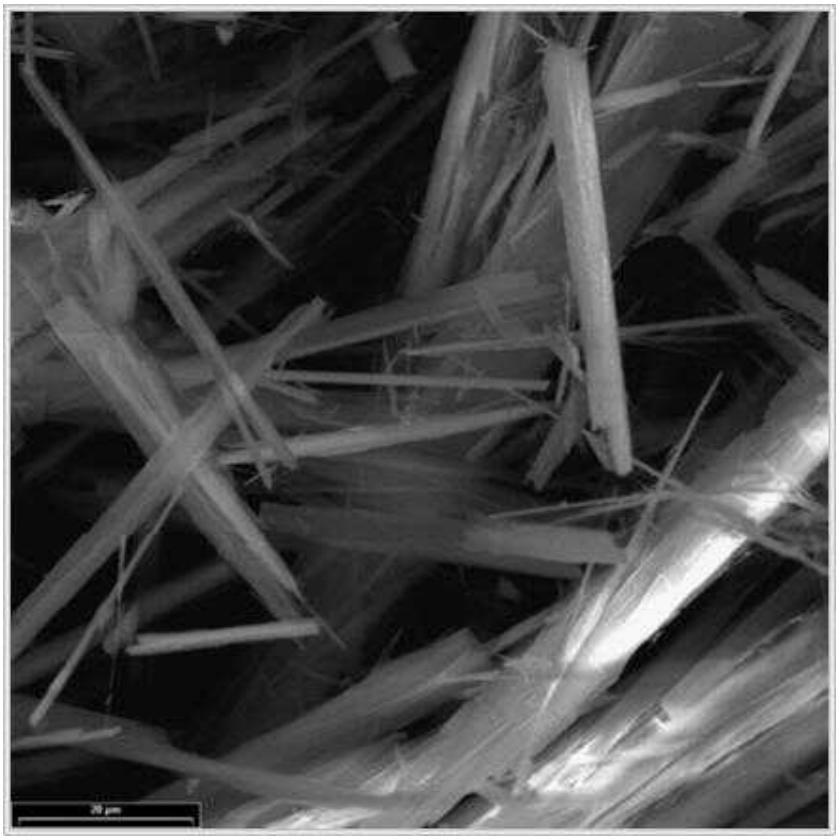


Illustration 107 : Fibres d'antigorite plus ou moins fines et allongées, provenant d'un amas fibro-lamellaire de la mine de Vulcain (barre d'échelle : 20 µm).

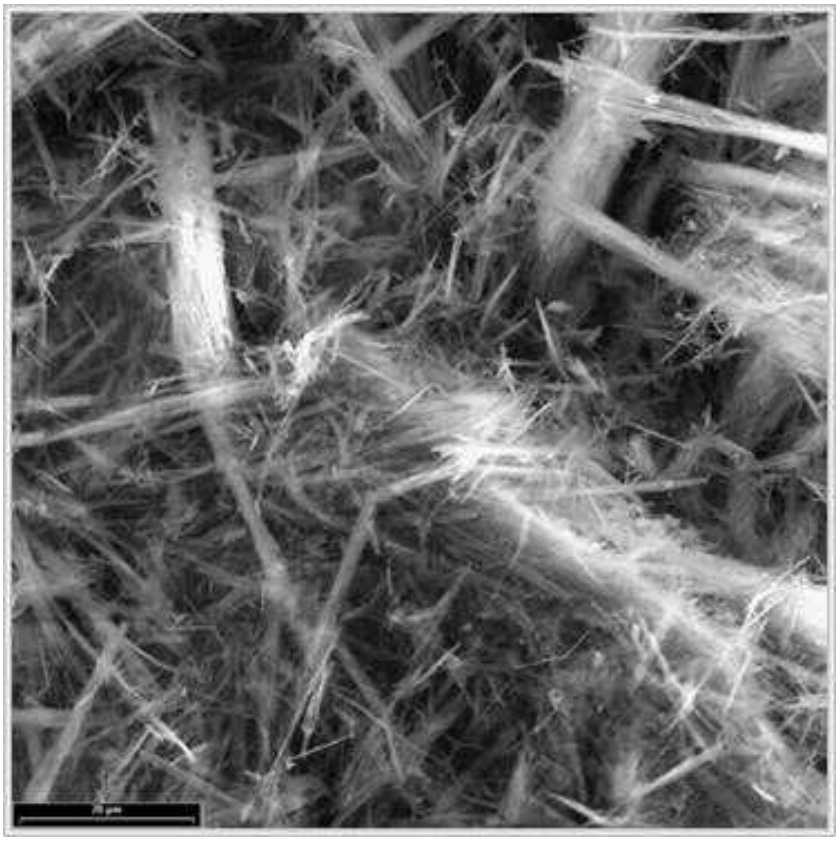


Illustration 108 : Particules fibreuses à composition d'antigorite provenant d'un amas fibro-lamellaire prélevé dans la mine de Gemini (barre d'échelle = 20 µm).

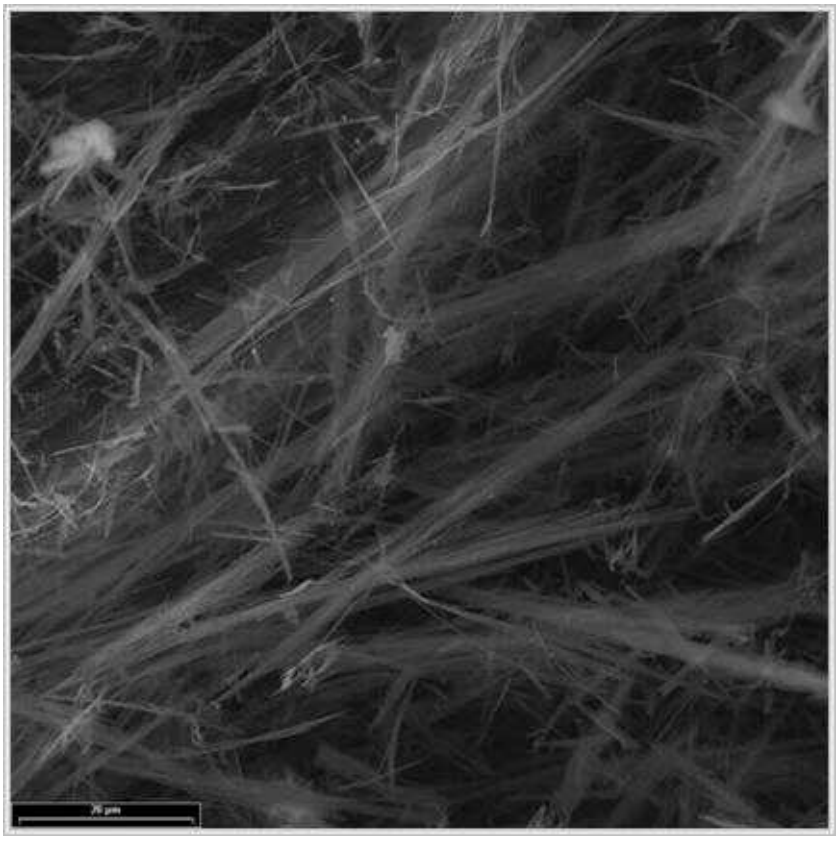


Illustration 109 : Fibres d'antigorite plus ou moins fines et allongées, provenant d'un amas fibro-lamellaire de la mine du Camp des Sapins (barre d'échelle : 20 µm).

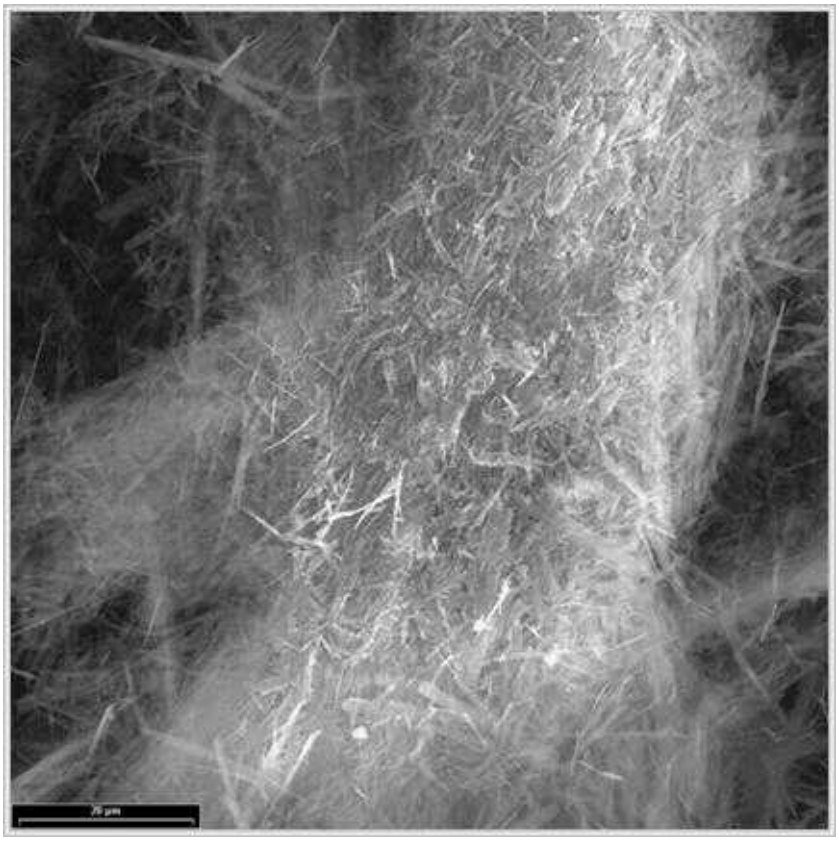


Illustration 110 : Pelote de particules fibreuses provenant d'un amas fibro-lamellaire prélevé dans la mine du Camp des Sapins (barre d'échelle = 20 µm).

3.2. LES AMAS FIBREUX

Les amas fibreux résultent de l'altération et de l'érosion des plans et des veines à cristallisations fibreuses de trémolite et d'anthophyllite. Ces amas constituent sans aucun doute les occurrences asbestiformes les plus spectaculaires identifiées dans les massifs de péridotite. Les premières occurrences de ce type ont été reconnues dans le massif du Koniambo (Lahondère et Maurizot, 2009). Depuis, des occurrences ont été reconnues dans pratiquement tous les massifs visités (Lahondère et *al.*, 2011, 2012).

Lorsque des plans à trémolite sont mis à l'affleurement et morcelés, à l'occasion de l'ouverture d'une piste ou de la création d'un gradin d'exploitation, les fragments subissent une altération extrêmement rapide qui provoque l'éclatement en « plumeau » des terminaisons des faisceaux fibreux initialement d'apparence rigide (Illustration 111 ; Illustration 112 ; Illustration 115). La rapidité avec laquelle ces faisceaux « éclatent » une fois mis en contact avec l'air est étonnante (Illustration 113 ; Illustration 114 ; Illustration 116). Cette rapidité ne peut s'expliquer qu'en admettant un degré d'altération préalable très important et/ou en considérant que ces faisceaux résultent de l'accolement de fibres unidimensionnelles et non pas de la désintégration de cristaux initialement prismatiques.

Les plans porteurs d'anthophyllite, dès lors qu'ils sont altérés et fragmentés, produisent également des amas fibreux entièrement constitués de fibres d'apparence souple et asbestiforme.

Plusieurs échantillons, prélevés notamment au Sud de Thio, dans la zone des cols (Ngo, Prony, Mouirange) et dans le secteur de Ouassé, ont été observés en microscopie électronique (MEB). Toutes les observations réalisées dans le cadre de cette étude confirment les résultats obtenus précédemment (Lahondère et Maurizot, 2009 ; Lahondère et al., 2011) et montrent très clairement que les fibres qui constituent ces amas possèdent les caractéristiques morphologiques des fibres d'amiante. Quelques exemples représentatifs sont présentés ci-après.

L'échantillon prélevé dans le talus de la piste d'accès au champ d'éoliennes du col de Ngo correspond à des fibres rigides jaunâtres évoluant sous l'effet de l'altération en fibres souples (terminaison en « plumeau » ; Illustration 115). Les images obtenues en microscopie électronique montrent la présence de faisceaux fibreux et de fibres isolées. Les plus fines de ces fibres sont très souples et courbes (Illustration 119 ; Illustration 120). Les spectres EDS obtenus semblent indiquer que ces fibres correspondent à des fibres de trémolite.

L'échantillon suivant provient d'un affleurement remarquable situé au Sud de Thio, le long de la route côtière vers Saint-Gabriel. Ce site permet d'observer des péridotites très altérées, saprolitiques, recoupées par des filons gabbroiques épais de 10 à 40 cm (Illustration 96). Des plans porteurs de cristallisations fibreuses sont préservés au sein de la saprolite dans laquelle ils apparaissent en relief (Illustration 117). L'érosion de ces plans produit des amas microfibreux blanchâtres que l'on retrouve en pied de talus. Ces plans recoupent les péridotites mais également les corps filoniens. Les analyses MEB montrent que les fibres associées à ces plans sont des amphiboles de la série Actinolite-Trémolite. Les fibres sont à la fois très longues et très fines ($L/D >> 20$; $D << 1$ µm) (Illustration 121 ; Illustration 122).

L'échantillon prélevé au Col de Ngo (Illustration 118) provient d'un plan fibreux localisé au contact entre des péridotites et un filon basique. Les images obtenues en microscopie électronique montrent que les fibres se présentent sous la forme de longs faisceaux torsadés et de fibres isolées très souples et extrêmement fines (Illustration

123 ; Illustration 124). Les spectres EDS révélant la présence de calcium, ces fibres correspondent très probablement à des fibres de trémolite-amiante.

L'échantillon provenant du secteur de Ouassé correspond à un amas de fibres issu de l'érosion d'une zone comprenant des serpentinites et un corps filonien basique. Les images obtenues en microscopie électronique révèlent la présence de très longues fibres (L/D >> 50), très fines (D << 1 µm), capables de se plier sans se rompre (Illustration 125 ; Illustration 126). Les spectres EDS montrent que ces fibres sont silicatées, magnésiennes et calciques. La variation du fer observée sur les différents spectres enregistrés peut être liée à la présence de particules ferreuses sur les surfaces des fibres. Ces fibres correspondent ici encore très probablement à des fibres de trémolite.

L'échantillon suivant a été prélevé dans le talus de la piste minière du Kopéto, au niveau d'un site caractérisé par la présence de plusieurs corps filoniens leucocrates. Il correspond à un amas de micro-fibres d'apparence souple prélevé dans la partie basale de la latérite. Les images obtenues au MEB confirment cette apparence souple (Illustration 127 ; Illustration 128). Les fibres observées se caractérisent également par leur très grande finesse (D << 1 µm) et par leur rapport L/D très élevé (L/D >> 20). Les spectres EDS semblent indiquer que ces fibres correspondent à des fibres de trémolite.

Les mêmes observations concernant la longueur et la finesse des fibres ont été faites à partir des échantillons issus de l'altération de plans à anthophyllite. Les exemples présentés ci-après concernent deux échantillons prélevés dans la presqu'île de Bogota.

Le premier échantillon provient d'un site remarquable situé au-dessus de la tribu de Ouassé, dans la presqu'île de Bogota. Il provient d'un plan de mouvement porteur de cristallisations fibreuses asbestiformes, localisé au contact entre la péridotite et un filon basique (Illustration 94). Les analyses MEB montrent que cet échantillon est constitué par des fibres très longues et très fines, ferro-magnésiennes et non calciques (les traces de Ca observées sur les analyses EDS peuvent être liées à la présence de particules sur les fibres). Les fibres observées présentent des rapports L/D très supérieurs à 10 et un diamètre très faible, la plupart du temps inférieur à 1 µm. En dépit de leur extrême finesse, ces fibres semblent conserver une morphologie très rectiligne, en aiguille (Illustration 129 ; Illustration 130).

Le second échantillon a été prélevé dans une ancienne zone d'exploitation de la mine Gémini. Il correspond d'un point de vue macroscopique à de longues fibres souples, altérées, parfois verdies (Illustration 95). Les images obtenues en microscopie électronique (MEB) révèlent la présence de longs faisceaux fibreux souples, torsadés et effilochés (Illustration 129 ; Illustration 130). Les images plus détaillées montrent la présence de fibres très fines (D << 1 µm) et très longues (L/D >> 10) capables de se plier sans se rompre. Les spectres EDS enregistrés montrent que ces fibres sont silicatées, ferro-magnésiennes et non calciques. Les spectres RAMAN obtenus à partir du même échantillon montrent que ces fibres correspondent à des fibres d'amphibole de type anthophyllite.

Illustration 111 : Fibres de trémolite présentant des terminaisons souples en « plumeau » (Koniambo).

Illustration 112 : Amas de fibres rigides et et de fibres souples « cotonneuses » (Koniambo).

Illustration 113 : Faisceaux fibreux verdâtres issus d'un plan à trémolite (Poro).

Illustration 114 : Terminaisons de faisceaux altérés de trémolite, présentant un aspect souple et « cotonneux » (Poro).

Illustration 115 : Faisceau fibreux de trémolite,
montrant une terminaison en «plumeau » (Massif du Sud).

Illustration 116 : Trémolite fibreuse asbestiforme provenant de l'altération et de l'érosion d'un plan fibreux présentant des épontes serpentineuses (Massif du Sud).

Illustration 117 : Plan à trémolite fibreuse, très altéré, localisé au niveau d'une éponte d'un filon de microgabbro (Route de Saint-Gabriel).

Illustration 118 : Amas de trémolite fibreuse, issu de l'altération et de l'érosion d'un plan localisé au contact entre des péridotites et un filon basique (Col de Ngo).

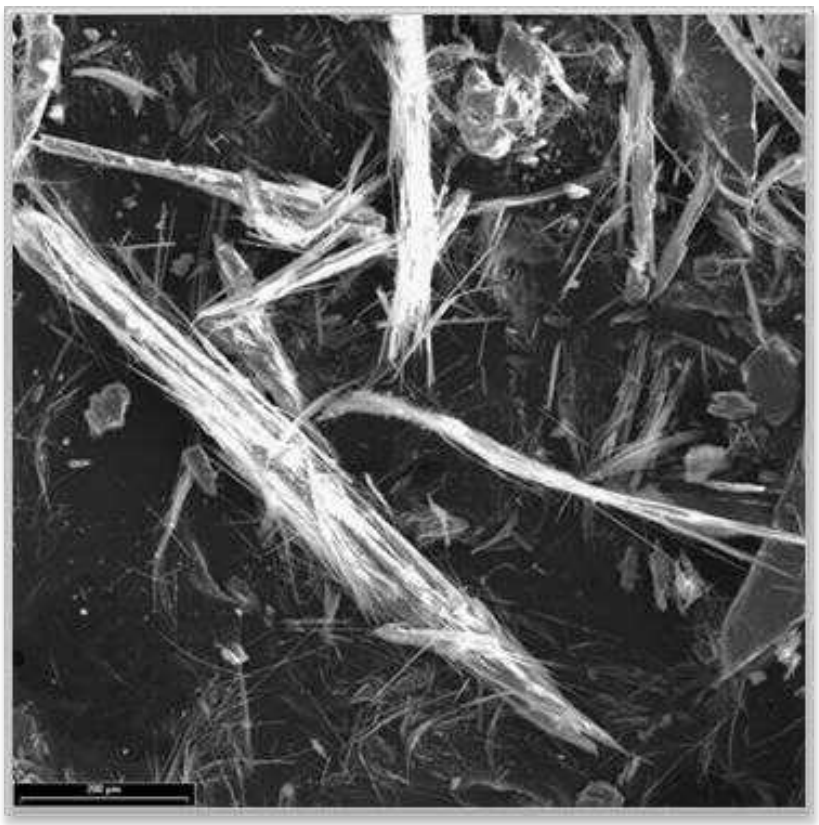


Illustration 119 : Image MEB de faisceaux fibreux de trémolite issus d'un plan fibreux très altéré (barre d'échelle = 200 µm) (Col de Prony).

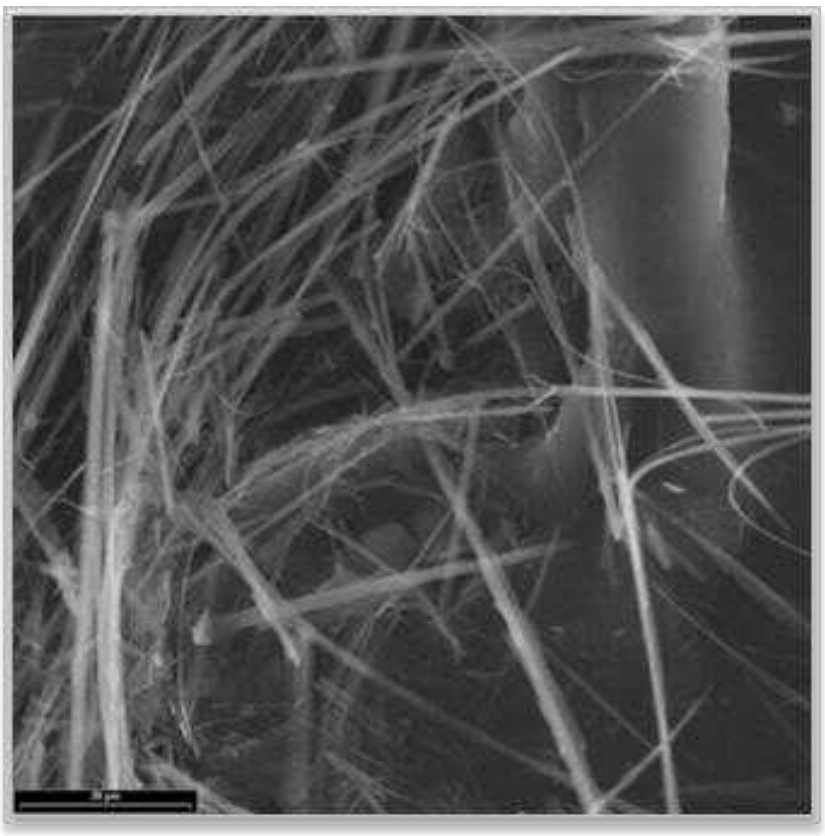


Illustration 120 : Image MEB de fibres très fines de trémolite issues d'un plan fibreux très altéré (barre d'échelle = 20 µm) (Col de Prony).

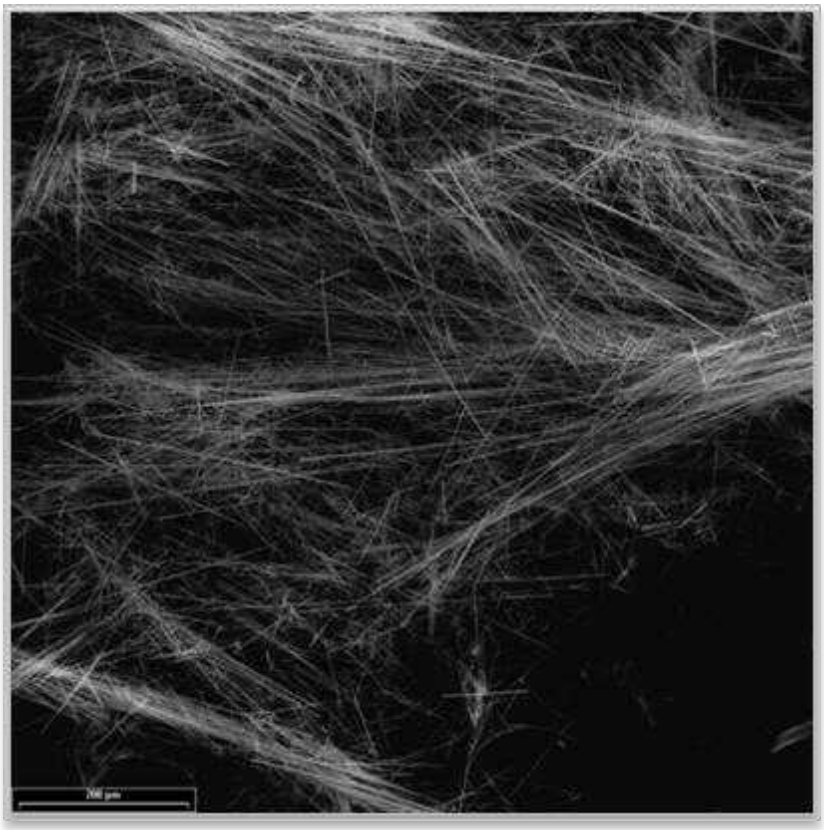


Illustration 121 : Image MEB de faisceaux fibreux de trémolite issus d'un plan fibreux très altéré localisé sur une éponte de filon de gabbro (barre d'échelle = 200 µm) (Route de Saint-Gabriel).

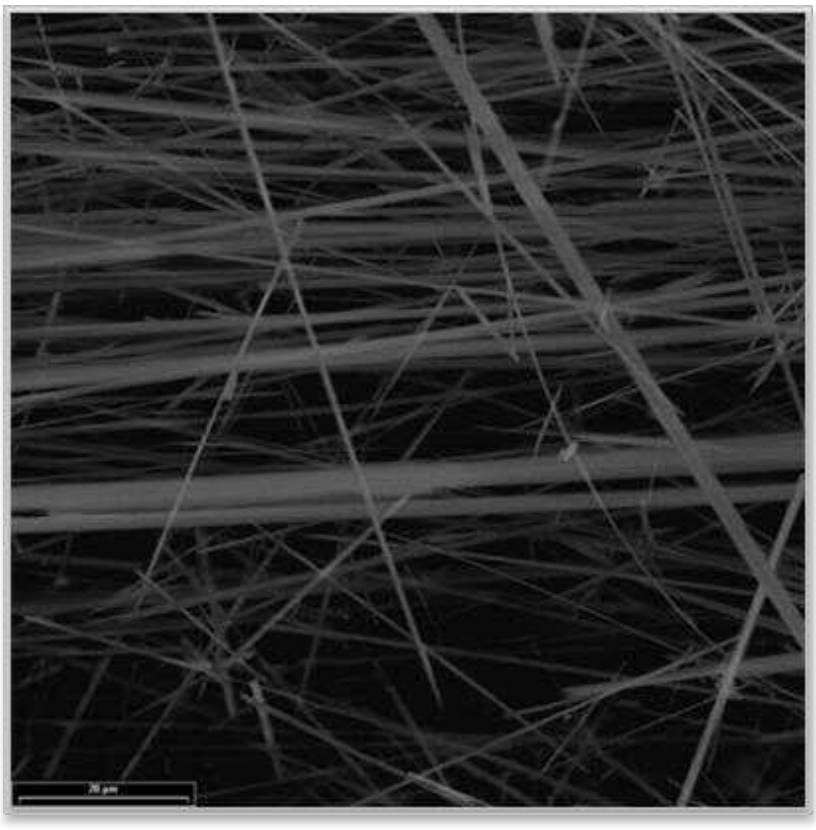


Illustration 122 : Image MEB de fibres très fines de trémolite issues d'un plan fibreux très altéré localisé sur une éponte de filon de gabbro (barre d'échelle = 20 µm) (Route de Saint-Gabriel).

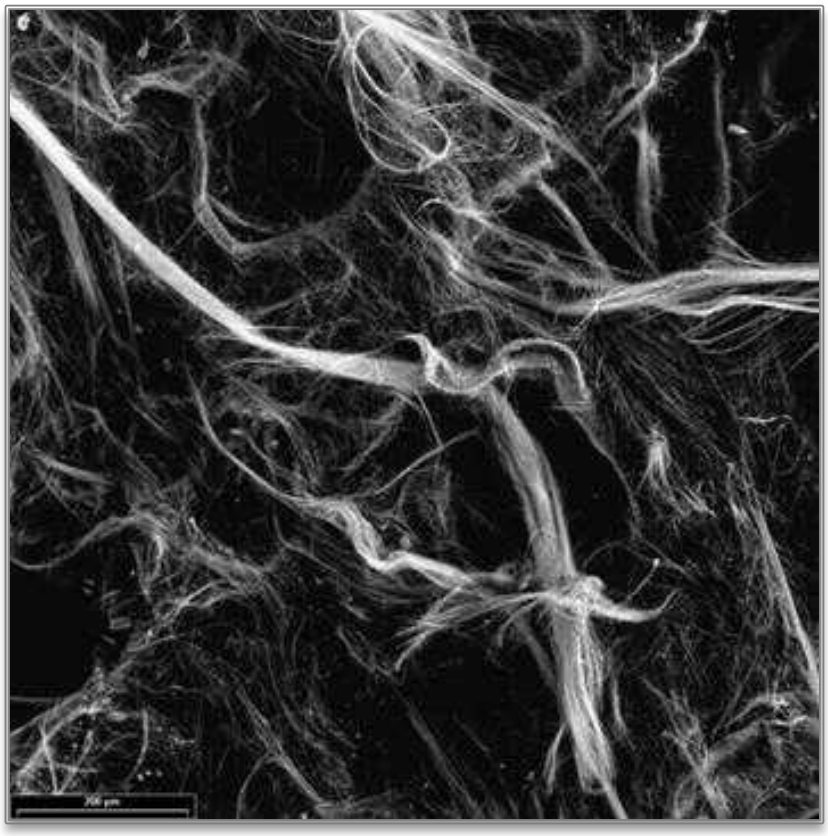


Illustration 123 : Image MEB de faisceaux fibreux de trémolite issus d'un plan fibreux très altéré (barre d'échelle = 200 µm) (Col de Ngo).

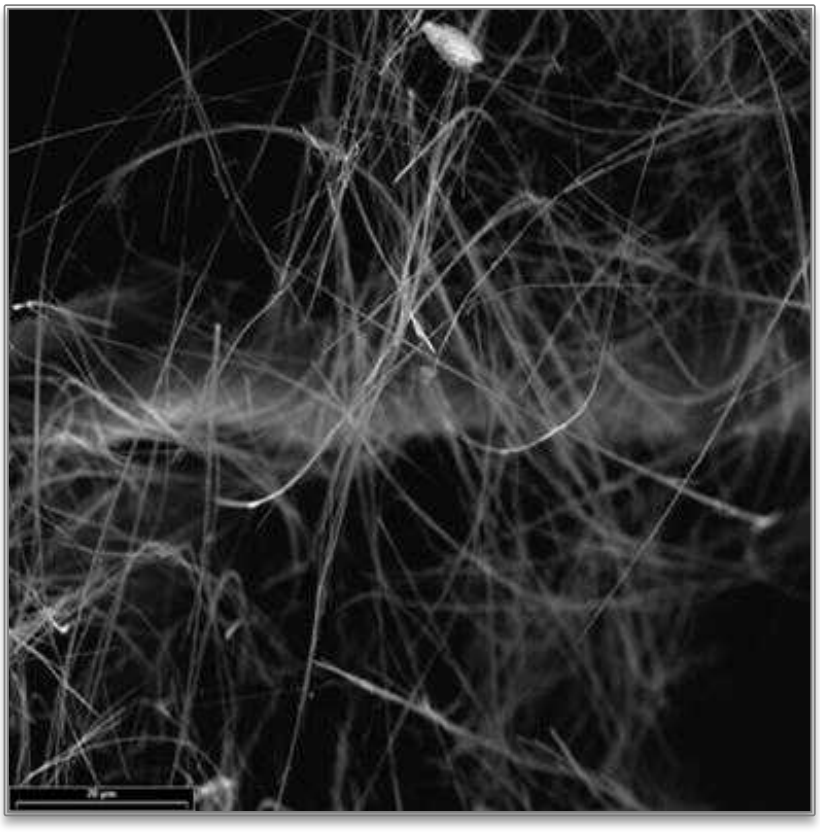


Illustration 124 : Image MEB de fibres souples de trémolite issues d'un plan fibreux très altéré (barre d'échelle = 20 µm) (Col de Ngo).

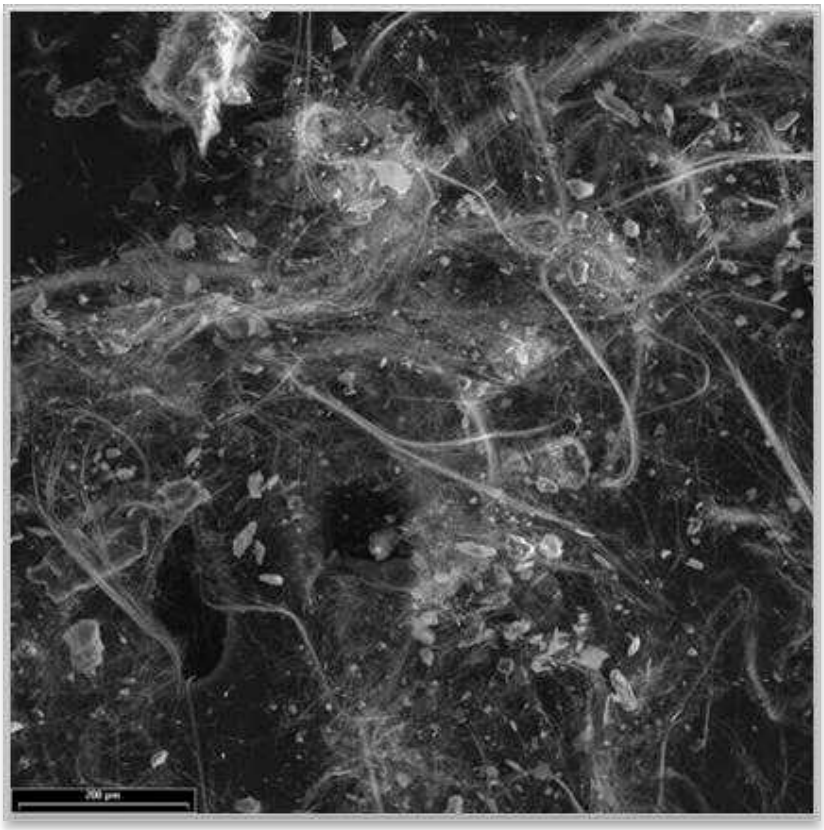


Illustration 125 : Image MEB de faisceaux fibreux longs et souples de trémolite issus d'un plan fibreux très altéré (barre d'échelle = 200 µm) (Secteur de Ouassé).

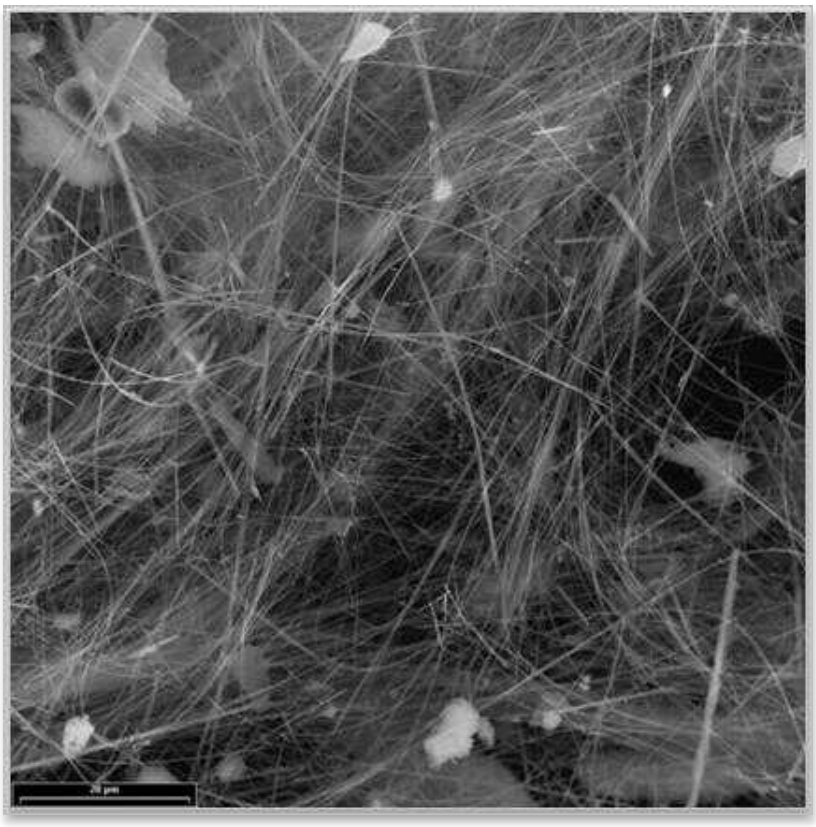


Illustration 126 : Image MEB de fibres très fines et courbes de trémolite issues d'un plan fibreux très altéré (barre d'échelle = 20 µm) (Secteur de Ouassé).

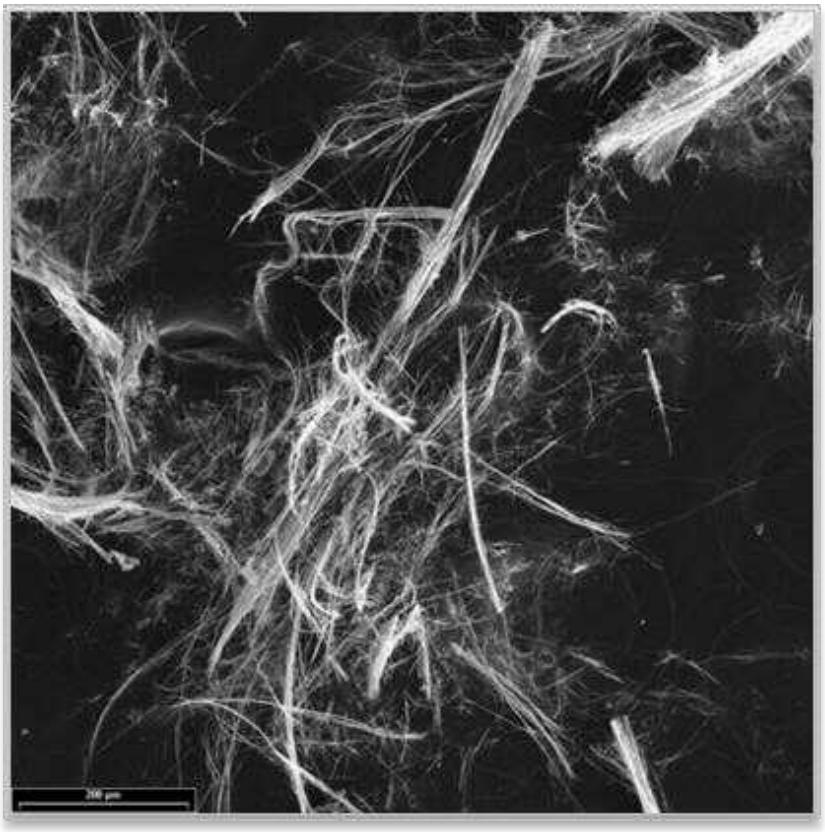


Illustration 127 : Image MEB de faisceaux fibreux longs et souples de trémolite issus d'un plan fibreux très altéré (barre d'échelle = 200 µm) (Kopéto).

Illustration 128 : Image MEB de fibres très fines et courbes de trémolite issues d'un plan fibreux très altéré (barre d'échelle = 20 µm) (Kopéto).

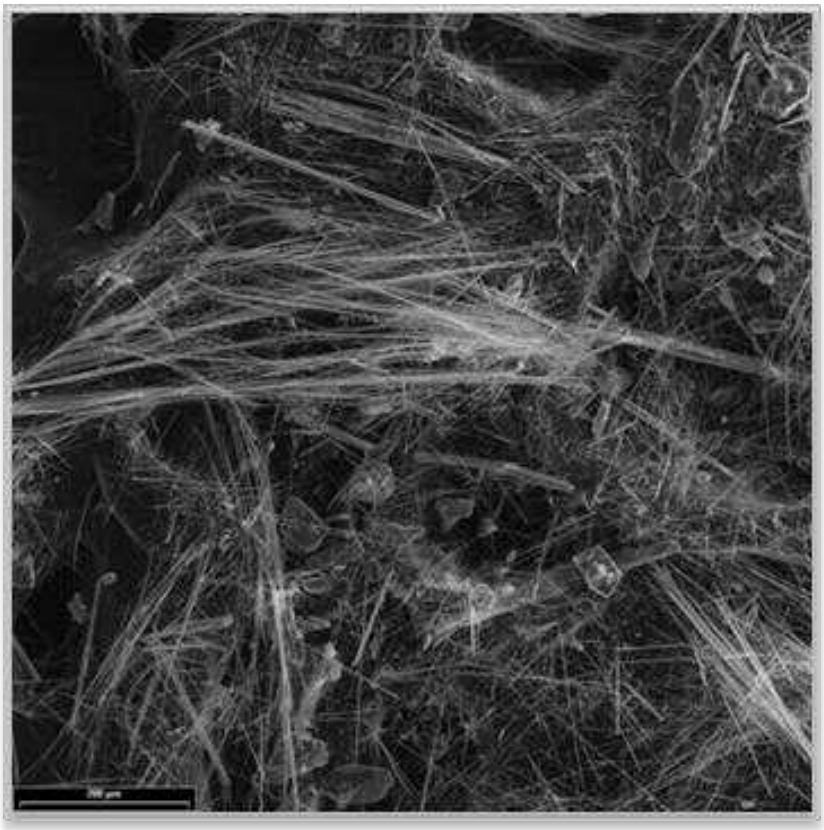


Illustration 129 : Image MEB de faisceaux fibreux désagrégés d'amphibole ferro-magnésienne non calcique (barre d'échelle = 200 µm) (Secteur de Ouassé).

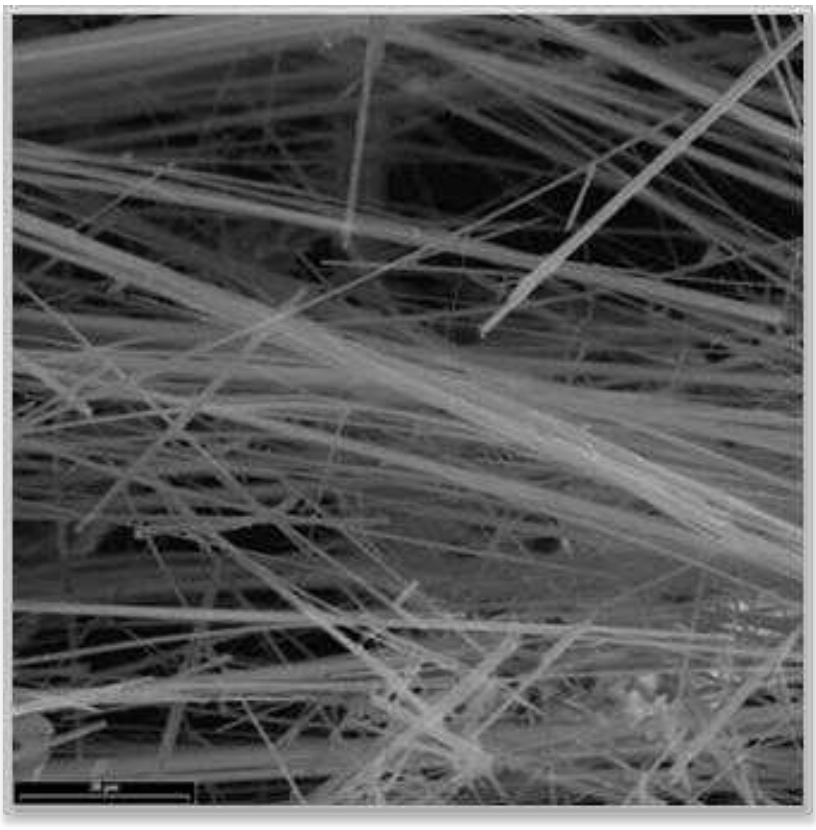


Illustration 130 : Image MEB de fibres très fines et rectilignes d'amphibole ferro-magnésienne non calcique (barre d'échelle = 20 µm) (Secteur de Ouassé).

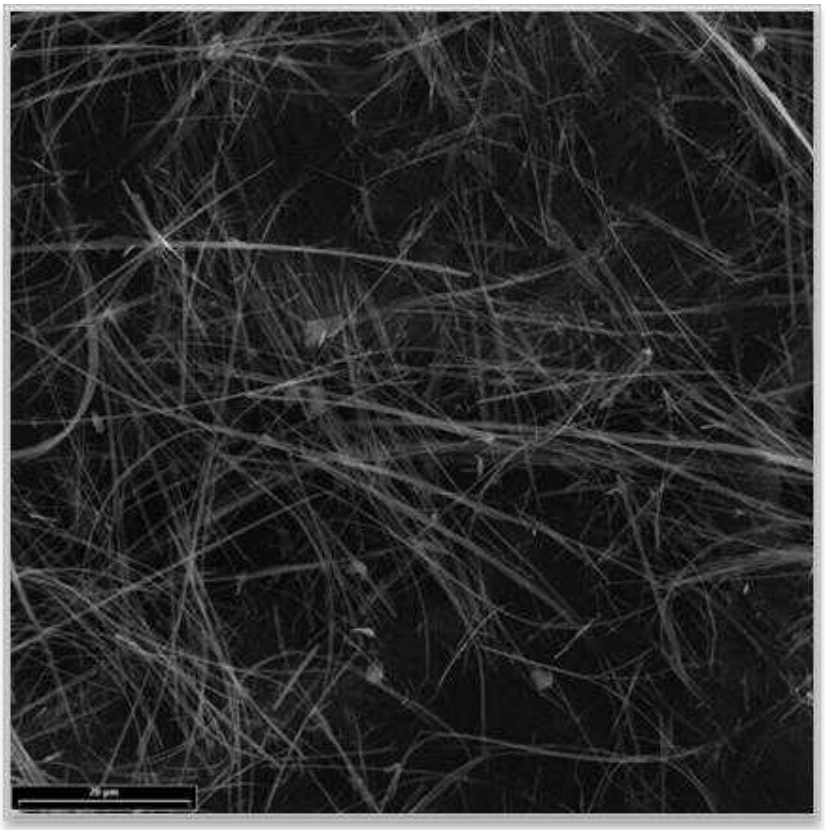


Illustration 131 : Image MEB de fibres très longues, très fines et souples d'amphibole ferro-magnésienne non calcique (barre d'échelle = 20 µm) (Gémini).

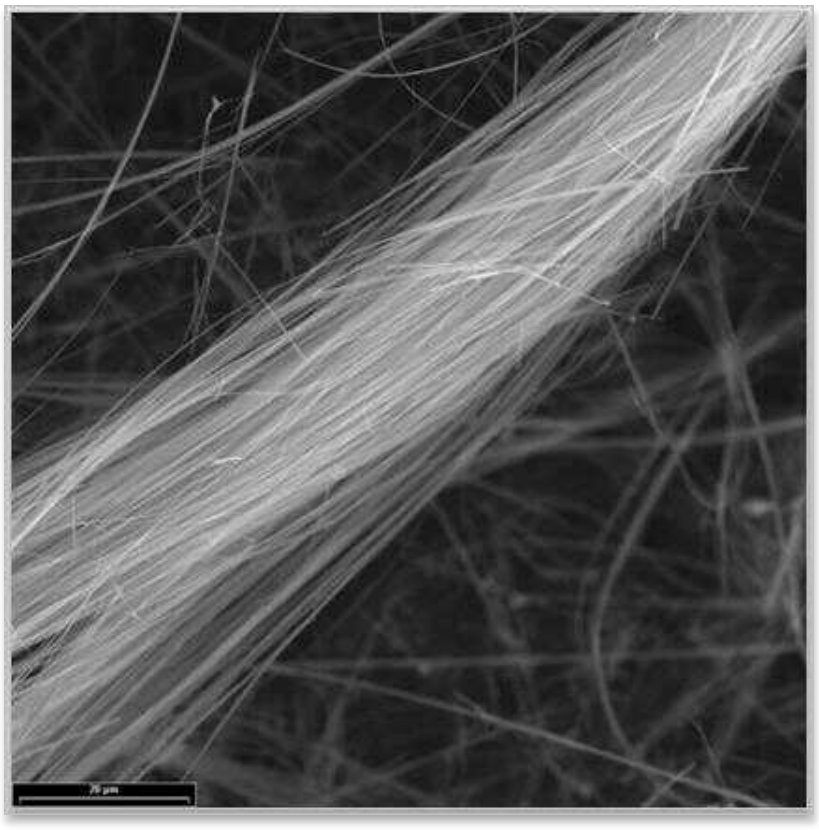


Illustration 132 : Image MEB d'un faisceau de fibres très longues, très fines et souples d'amphibole ferro-magnésienne non calcique (barre d'échelle = 20 µm) (Gémini).

3.3. LES TERRES BLANCHES

Ces faciès constituent les produits d'altération les plus avancés des occurrences précédentes. C'est ce type d'occurrence qui a été utilisé dans le passé pour fabriquer des enduits blancs (pö). Sur le terrain, les terres blanches sont le plus souvent observées à l'interface entre la roche altérée et la terre végétale, sous la forme de poches non consolidées, friables, plus ou moins continues et généralement de faibles dimensions. A l'œil nu, il est impossible de distinguer des fibres dans ces amas blanchâtres, contrairement aux amas fibreux à faisceaux souples de trémolite ou d'anthophyllite. Au niveau des talus, le lessivage de ces terres blanches conduit à la formation d'une pellicule blanche de très faible épaisseur (« voile »), mêlée au système racinaire (Illustration 133.

Dans les zones exploitées, ce type d'occurrence peut être rencontré dès lors que des fronts d'exploitation sont ouverts au niveau de l'interface saprolite-latérite et que des structures fibro-lamellaires altérées (veines, plans) sont présentes dans la portion saprolitique (Illustration 134 ; Illustration 135).

L'échantillon prélevé dans la mine de Nakéty correspond à une motte blanche mélangée aux éboulis accumulés en pied de front d'exploitation (Illustration 136). Les analyses réalisées au MEB montrent que cet échantillon est constitué par une accumulation de particules minérales hétérométriques, certaines correspondant à des fibres, d'autres à des lattes et/ou à des plaquettes pour lesquelles le caractère fibreux est peu évident (Illustration 138). Les spectres obtenus semblent caractéristiques de spectres de serpentine (antigorite probable).

L'échantillon prélevé le long de la route vers Saint-Gabriel, au Sud de Thio, correspond à une accumulation importante de terres blanches observée au contact entre des péridotites altérées et de la latérite (Illustration 137). Ces terres blanches semblent provenir de l'altération de veines serpentineuses à cristallisations fibro-lamellaires. Les images MEB et les spectres EDS enregistrés montrent que cet échantillon est constitué par de la serpentine se présentant en général sous la forme de particules minérales de formes très irrégulières, plus ou moins allongées, à l'aspect duveteux. Ces particules plus ou moins fibreuses correspondent très probablement à des lattes d'antigorite très altérées et en voie de désagrégation (Illustration 139).

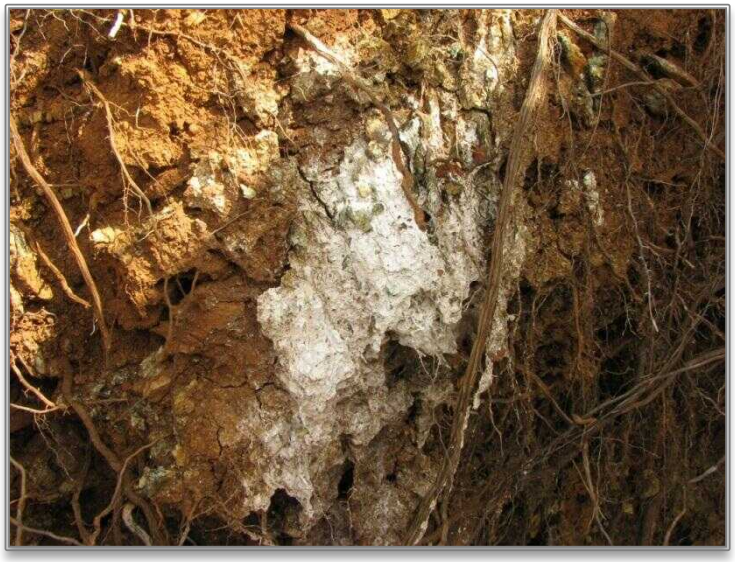


Illustration 133 : Amas de terres blanches dilué dans un sol latéritique (Col de Ngo).

Illustration 134 : Amas de terres blanches observé en pied de front d'exploitation (Vulcain).

Illustration 135 : Mottes de terres blanches soulignant la zone de transition entre la saprolite et la latérite (Nakéty).

Illustration 136 : Motte blanche d'aspect pâteux observée en pied de front d'exploitation (Nakéty).

Illustration 137 : Mottes de terres blanches soulignant la zone de transition entre la saprolite et la latérite (Route de Saint-Gabriel).

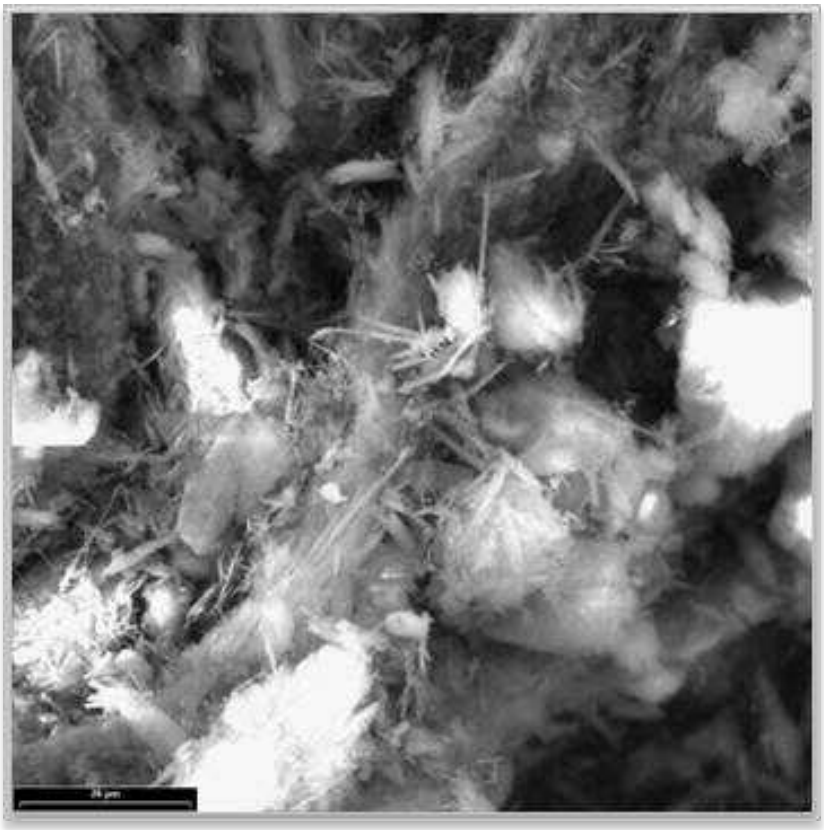


Illustration 138 : Image MEB correspondant à une motte de terre blanche et montrant la présence de fibres et de particules aux formes irrégulières (barre d'échelle = 20 µm) (Nakéty).

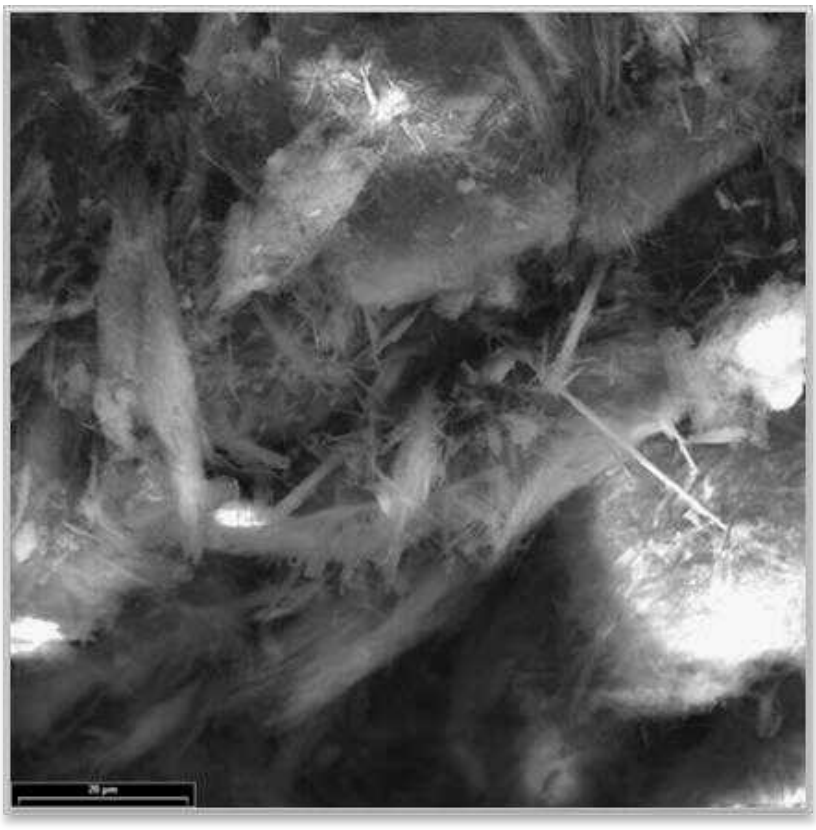


Illustration 139 : Image MEB correspondant à une motte de terre blanche, montrant la présence de fibres et de particules irrégulières (barre d'échelle = 20 µm) (Route de Saint-Gabriel).

4. Discussion et perspectives

Ce dernier paragraphe reprend l'intégralité de la discussion présentée dans le rapport BRGM/RP-60192-FR.

L'évolution géodynamique des péridotites de Nouvelle-Calédonie est à la fois longue et complexe. S'étalant sur une période de plus de 60 Ma, cette évolution débute avec l'expansion du bassin océanique Sud-Loyauté pendant le Crétacé supérieur et se prolonge avec la fermeture de ce même bassin puis l'obduction des péridotites sur la ride de Norfolk, à partir de l'Eocène moyen. Les derniers stades de cette évolution correspondent aux phases d'altération qui affectent ces péridotites, sous des conditions climatiques tropicales et humides.

A cette évolution géodynamique est associé un enchaînement de processus responsables de l'hydratation, partielle ou totale, des péridotites. Ces processus correspondent à la circulation dans les péridotites de fluides d'origines variées, sous différentes conditions de pression et de température, et se traduisent par la cristallisation de serpentines, d'amphiboles et de phyllites (talc, chlorite) aux dépens des minéraux primaires des protolithes (olivine, orthopyroxène, clinopyroxène).

Les stades successifs de cristallisation de serpentines et d'amphiboles fibreuses dans les péridotites de Nouvelle-Calédonie constituent donc des marqueurs de leur évolution géodynamique. A partir des observations de terrain et des données analytiques obtenues en laboratoire, il a été possible de replacer ces stades de cristallisation des différentes phases minérales fibreuses et potentiellement fibreuses dans un cadre génétique cohérent s'appuyant sur les connaissances géodynamiques et le contexte d'évolution des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Les expertises de terrain ont concerné les sites miniers de Vulcain, Poro, Poro-CFTMC, Cap Bocage, Thio-Plateau, Camp des sapins, Gémini, Nakéty, Méa, Koniambo, Kopeto et Sireis ainsi que plusieurs secteurs situés au Sud de Thio (route de Saint-Gabriel), dans la montée du col de Petchecara, dans la presqu'île de Bogota (Ouassé) et dans la zone des cols (Ngo, Mouirange).

Les processus de fibrogenèse, très intimement liés à l'hydratation des péridotites et à la circulation de fluides, s'inscrivent dans deux grands cycles, le premier de nature endogène (anté-obduction), le second de nature supergène (post-obduction). Des circulations de fluides métasomatiques d'origine profonde sont très clairement associées au premier cycle, des circulations de fluides météoriques au second. Ces fluides ont percolé pour les uns du bas vers la haut, et probablement latéralement (fluides métasomatiques *per ascensum*), et pour les autres de haut en bas (fluides météoriques *per descensum*).

L'importance de ces circulations fait qu'il n'existe pas de massif qui ne soit affecté par ces processus de fibrogenèse, même si l'importance de ces derniers, en termes de volumes rocheux impactés, est très variable d'un massif à l'autre et même parfois au sein d'un même massif. Aussi, les occurrences d'amiante et de fibres asbestiformes dans les massifs miniers ne se cantonnent pas à la seule semelle serpentineuse, contrairement à une idée encore largement répandue et héritée des premières études réalisées, mais sont présentes dans toute l'épaisseur de la nappe, avec un développement particulier dans la saprolite pour ce qui concerne les occurrences de trémolite-amiante et d'anthophyllite-amiante.

4.1. LES PROCESSUS DE SERPENTINISATION ET DE FIBROGENESE

4.1.1. Les structures à lizardite ± chrysotile

D'un point de vue textural, les premiers marqueurs de ces processus de serpentinisation correspondent au développement d'un réseau de minuscules veines serpentineuses anastomosées et sombres. En lame mince, ce réseau plus ou moins dense et plus ou moins pénétratif découpe les minéraux primaires dont la forme initiale est généralement préservée mais qui ne subsistent plus que sous la forme de petites plages ovoïdes séparées les unes des autres par les veinules serpentineuses.

Ce réseau correspond donc aux premières structures développées à partir de la minéralogie primaire des péridotites. Pour autant, en l'état actuel de nos connaissances, il n'est pas possible de certifier que ce réseau se soit développé d'une manière à la fois précoce et synchrone dans l'ensemble de la nappe. En particulier, ce type de réseau a très bien pu se développer de façon tardive, dans des volumes rocheux restés jusqu'alors totalement anhydres.

Les analyses RAMAN réalisées montrent que ce réseau est constitué par de la lizardite, dont la cristallisation répond à la réaction de déstabilisation classique de l'olivine en présence d'eau (Olivine + Eau = Serpentine + Magnétite + Hydrogène). Dans plusieurs échantillons, cette formation de lizardite s'accompagne par la cristallisation de talc aux dépens des cristaux d'orthopyroxène (Orthopyroxène + Eau = Serpentine + Talc).

Cette phase de serpentinisation s'effectue de façon purement statique et les limites des anciens minéraux sont encore souvent identifiables. A l'échelle macroscopique, ces veinules à lizardite sont connectées à des veines serpentineuses sombres (noires) isolées ou organisées en un réseau plus ou moins dense. Un réseau de veines plus claires, présentant les mêmes caractéristiques géométriques et minéralogiques que le réseau de veines sombres, a également été observé. Ces deux réseaux, étroitement associés, sont constitués par des serpentines d'aspect peu fibreux mais renferment presque toujours des veinules infra-millimétriques discontinues de chrysotile.

Ces deux réseaux découpent les péridotites encaissantes en blocs grossièrement parallélépipédiques. La longueur des côtés de ces parallélépipèdes varie globalement avec le taux de serpentinisation de la roche, de quelques centimètres dans les zones très serpentinisées à quelques mètres dans les secteurs moins affectés par les processus de serpentinisation. A ces veines sont parfois associés des plans de rupture porteurs de cristallisations de serpentine lamellaire (lizardite). Des spectres caractéristiques de lizardite et de chrysotile ont été obtenus à partir de plusieurs échantillons représentatifs de ces veines mais d'autres spectres, enregistrés à partir des mêmes échantillons, se sont révélés difficiles à interpréter car plus éloignés des spectres-standards.

La nature des fluides à l'origine de cette phase de serpentinisation n'est pas connue ou mal documentée en l'état actuel de nos connaissances. Des analyses isotopiques (O, H) réalisées à partir d'une sélection d'échantillons représentatifs de ces veines seront nécessaires pour préciser cette origine et pour vérifier si de l'eau de mer a été impliquée ou non dans ces processus de serpentinisation.

4.1.2. Les structures à antigorite ± chrysotile

Les structures serpentineuses

Les deux réseaux précédents, étroitement liés et emboités l'un dans l'autre, sont parfois absents et les principales structures observées correspondent alors à un réseau de « bandes » serpentineuses blanches d'épaisseur centimétrique à pluri-centimétrique[4]. Ces « bandes » présentent des bordures sub-parallèles et possèdent des limites tranchées avec les péridotites encaissantes (absence de ramification). Elles se différencient également des veines précoces par l'absence de bordures serpentineuses noirâtres au niveau de leurs épontes. Des veinules de chrysotile, plus abondantes et plus épaisses que celles associées aux réseaux à lizardite, sont fréquemment intercalées dans ces « bandes » blanches. Ce réseau contribue également à découper les péridotites en blocs parallélépipédiques ou ovoïdes.

Les veines à antigorite, bien connues des mineurs et décrites également sous la dénomination de « plan à cristallisations fibro-lamellaires » (Lahondère et *al.*, 2011), appartiennent à cette famille de structures serpentineuses. Ces veines présentent systématiquement une partie centrale, constituée par des cristallisations fibro-lamellaires, séparée de la péridotite encaissante par des bandes serpentineuses blanches qui atteignent fréquemment plusieurs centimètres d'épaisseur. Ces bandes serpentineuses blanches sont d'un point de vue macroscopique et minéralogique très proches des veines serpentineuses blanches décrites ci-dessus. Il apparaît donc probable que les veines à antigorite constituent un stade d'évolution plus avancé par rapport aux bandes serpentineuses blanches dépourvues de cristallisations fibro-lamellaires, stade marqué par une rupture de la veine et par un déplacement relatif de ses deux lèvres avec cristallisations d'antigorite dans les espaces libérés. D'une manière générale, les cristallisations fibro-lamellaires situées dans la partie centrale des veines ne sont pas perpendiculaires aux épontes mais forment un angle relativement faible avec elles (< 45°). Cet angle apparaît d'autant plus faible que le déplacement entre les deux lèvres de la veine est important. Lorsque ce déplacement est important, les cristallisations d'antigorite sont donc subparallèles aux épontes et la structure s'apparente alors plus à un plan à cristallisations fibro-lamellaires qu'à une veine (Lahondère et *al.*, 2011).

Les analyses effectuées à partir d'échantillons correspondant aux parties extérieures de ces veines montrent qu'elles sont constituées par une association de serpentines (dont chrysotile) aux dépens de laquelle cristallisent des gerbes d'antigorite. Les cristallisations fibro-lamellaires associées aux parties centrales de ces veines sont constituées d'antigorite.

L'interprétation de ces structures à antigorite dans le but de reconstituer le champ de contraintes qui prévalait au moment de leur formation n'est pas immédiate. Dans la plupart des cas, ces structures correspondent à des veines ouvertes dans les trois

[4] Ces veines claires correspondent aux bandes serpentineuses blanches préalablement décrites par Lahondère et *al.* (2011) : « *ces bandes peuvent se caler sur les structures précoces ou se développer dans des portions du manteau restées jusqu'alors anhydres. Plus ou moins abondantes et connectées les unes aux autres, ces bandes serpentineuses blanches découpent les péridotites, s'insérant parfois aux niveaux des contacts entre les péridotites et les veines de pyroxénite. Dans ces bandes ont souvent été observées des amandes très aplaties, disposées parallèlement aux limites des bandes et colmatées par des fibres de chrysotile. L'épaisseur de ces amandes, généralement de 1 à 2 mm, peut atteindre exceptionnellement le centimètre. Soumises à l'érosion, ces amandes se vident progressivement de leur contenu fibreux et les bandes prennent alors un aspect carié très caractéristique* ».

directions de l'espace. Dans d'autres cas, ces structures sont assimilables à des plans de faille et les fibres d'antigorite ont la valeur des enduits cristallins striés et des fibres de remplissage en zones abritées observés classiquement sur les surfaces de faille.

Quels sont les mécanismes responsables de l'ouverture de ces veines ? Les observations réalisées sur le terrain montrent que les veines à antigorite s'organisent très souvent sous la forme d'un réseau articulé autour de deux (à trois) familles sub-perpendiculaires l'une à l'autre (les unes aux autres), que les déplacements observés au niveau de chacune de ces familles sont généralement faibles (quelques centimètres) et que le sens de déplacement apparent peut s'inverser entre deux structures successives d'une même famille. Ces caractéristiques ne sont pas celles des fentes de tension conjuguées abondamment décrites dans la littérature et d'autres mécanismes d'ouverture doivent être recherchés. La formation de ces veines s'est faite dans un contexte caractérisé par des circulations fluides importantes. Ceci est notamment attesté par le caractère souvent pegmatitique des corps filoniens, ainsi que par l'existence de « poches » fibroradiées à trémolite, chlorite magnésienne et antigorite. Une surpression a donc pu être engendrée par la percolation des fluides magmatiques *per ascensum* - associés à la mise en place du cortège filonien éocène - et leur interaction avec la phase fluide piégée dans les serpentines « précoces ». Dans cette hypothèse, la formation des veines à antigorite constituerait une réponse à l'augmentation de la pression des fluides et à l'accroissement des volumes rocheux induits par les réactions de serpentinisation (déformation dilatante).

L'ouverture de ces veines dans - au moins - deux dimensions orthogonales de l'espace suggère qu'un régime extensif généralisé affectait les péridotites à cette époque, ce qui n'est pas à priori incohérent avec la position géodynamique qu'elles occupaient alors, au-dessus de la zone de subduction du bassin sud-loyaltien.

La caractérisation de véritables plans de faille à antigorite, à caractère le plus souvent décrochant, mais aussi de failles normales peu inclinées et de failles inverses (rares), montrent cependant que plusieurs mécanismes ont dû intervenir dans la formation de ces structures à antigorite. L'existence de grands décrochements susceptibles de conduire à la formation d'environnements de type « pull-apart » pourrait en particulier expliquer la coexistence dans la nappe des péridotites de structures « compressives » (failles décrochantes, failles inverses) et « extensives » (fentes d'extension, fentes normales). Cependant, l'existence de tels décrochements n'est pas démontrée à ce jour.

Les données structurales actuellement disponibles pour l'ensemble de la nappe ne sont pas suffisantes pour reconstituer le (ou les) champ(s) de contrainte qui s'exerçait (ent) dans les péridotites au moment de la formation des structures à antigorite. Pour déterminer ces états de contrainte, des mesures systématiques de toutes les veines et autres structures planaires porteuses de cristallisations syncinématiques devront être réalisées dans les principaux massifs.

Les stades de cristallisation à amphibole

Les travaux antérieurs (Lahondère et Maurizot, 2009 ; Lahondère et *al.*, 2011) ont montré que les péridotites de Nouvelle-Calédonie étaient également recoupées, en de nombreux sites, par des veines et par des plans porteurs de cristallisations d'amphiboles fibreuses (trémolite, anthophyllite). Ces veines, d'épaisseur millimétrique à pluricentimétrique, sont notamment abondantes dans les mines de Poro et de Tiebaghi (ancienne exploitation de Chromical). Dans la zone de Poro, les amphiboles identifiées dans ces veines ont toujours des compositions de trémolite. Dans le massif de Tiebaghi, la plupart des veines analysées ont des compositions plus complexes, à anthophyllite + serpentine + chlorite magnésienne. Dans la partie méridionale de la Grande Terre, au

niveau de « la zone des cols » (Mouirange, Ngo, Prony), des assemblages minéralogiques incluant de la trémolite, de l'anthophyllite et de la chlorite magnésienne ont été caractérisés.

Dans le cadre de la présente étude, de nouvelles données ont été acquises sur différentes sites, notamment dans la « zone des cols », le long de la route de Saint-Gabriel, au Sud de Thio, et dans la presqu'ile de Bogota. Ces nouvelles données ont permis de confirmer et/ou de préciser plusieurs points, parmi lesquels :

4) des bordures réactionnelles à anthophyllite existent entre les péridotites et les filons leucocrates attachés au cortège d'âge Eocène inférieur. De nouvelles évidences ont été établies à partir d'observations faites au Sud de Thio et dans la « zone des cols ». Au Sud de Thio, des veines fibreuses constituées par une amphibole magnésienne ont été observées à proximité immédiate de corps filoniens leucocrates ;

5) des plans de mouvement à trémolite ou à anthophyllite recoupent les corps filoniens basiques rattachés au même cortège d'âge Eocène inférieur (basaltes, gabbros, amphibolites). Ceci a été observé en plusieurs points, notamment dans la « zone des cols », sur la route de Saint-Gabriel et dans le secteur de Ouassé ;

6) des assemblages à trémolite + antigorite existent, notamment dans le massif de Poro.

Les analyses géochimiques (majeurs, éléments en traces, isotopes du Sr) réalisées dans le cadre de cette étude à partir d'échantillons de trémolite prélevés sur le site de Poro soulignent également les relations étroites existant entre la cristallisation de la trémolite dans les péridotites et la mise en place des filons leucodioritiques éocènes. Les spectres des terres rares obtenus à partir de ces échantillons présentent des profils très comparables à ceux des spectres représentatifs des filons dioritiques et leucodioritiques éocènes (*cf.* annexe 4). S'agissant des isotopes du Sr, les analyses effectuées montrent également la similitude qui existe entre la signature des échantillons de trémolite et celle des filons éocènes (*cf.* annexe 4).

Les relations entre l'antigorite et les amphiboles

La caractérisation d'auréoles réactionnelles à anthophyllite au contact entre les péridotites et les intrusifs d'âge Eocène inférieur, observées en de nombreux points, constitue donc un calage absolu pour la cristallisation de ce type d'amphibole au sein des péridotites[5]. Par ailleurs, l'observation de plans porteurs de cristallisations fibreuses de trémolite et/ou d'anthophyllite au niveau des épontes entre les péridotites et les filons basiques (amphibolites de la presqu'île de Bogota, filons basiques du col de Ngo et de Saint-Gabriel) montre que ces plans ont fonctionné après la mise en place de ce cortège filonien. La caractérisation d'assemblages à anthophyllite + trémolite souligne également le caractère pénécontemporain de ces cristallisations. Au final, il apparaît que les déformations associées d'une part au fonctionnement des plans porteurs de cristallisations fibreuses et d'autre part à l'ouverture de veines syntectoniques à amphibole fibreuse ont encadré la mise en place des filons au cours de l'Eocène inférieur.

[5] Les relations étroites existant entre la présence de ces corps filoniens et les occurrences d'amphibole ont souvent pu être prouvées, à quelques exceptions près correspondant au massif de Poro dans lequel la présence d'intrusifs à l'affleurement n'a pas été formellement identifiée, et à la partie sommitale du massif du Koniambo.

Les associations à serpentine + trémolite reconnues en plusieurs points de la nappe des péridotites, notamment dans le massif de Poro et dans le secteur de Gio, ont fait l'objet d'analyses spécifiques par spectroscopie RAMAN. Les résultats montrent que la serpentine associée à la trémolite est toujours l'antigorite. Ces résultats permettent de conforter les observations faites sur le terrain relatives à l'imbrication entre les plans à trémolite et les veines fibro-lamellaires à antigorite. La contemporanéité de ces cristallisations explique pourquoi ces phases minérales ont parfois été identifiées dans les mêmes sites microstructuraux. Toutes ces cristallisations constituent donc des marqueurs d'un pic thermique dans l'évolution des péridotites.

Les analyses des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène réalisées dans le cadre de cette étude à partir d'échantillons provenant du massif de Poro indiquent qu'il n'existe pas de différence significative entre trémolite ($\delta^{18}O_{moy}$ = 6,8) et antigorite ($\delta^{18}O_{moy}$ = 6,4), ce qui signifie que ces deux phases ont cristallisé en équilibre avec des fluides de même nature et à des températures très proches (*cf.* annexe 4).

La reconstitution des contraintes qui prévalaient lors de la mise en place des filons éocènes devra également être réalisée à partir de mesures des plans de mouvement porteurs d'amphiboles fibreuses. Les résultats devront être comparés à ceux obtenus à partir de l'analyse des plans et des fentes de tension à antigorite.

4.1.3. Les structures « *tardives* » à chrysotile

Des structures assez particulières mais clairement identifiées sur le terrain correspondent à l'ouverture de grandes veines fibreuses d'épaisseur centimétrique à pluri-décimétrique (« très grande veine »). Ce type de veine a été reconnu d'une façon toujours très ponctuelle dans les massifs de Poro, du Koniambo et du Kopéto (incluant l'accès à Sireis). Les analyses réalisées à partir de ces veines montrent qu'elles sont constituées de chrysotile, bien que les fibres analysées aient un comportement anormal une fois placées sous le faisceau électronique du MET. D'un point de vue chronologique, l'ouverture de ces veines est difficile à caler avec certitude. Plusieurs arguments viennent cependant appuyer l'hypothèse selon laquelle la formation de ces veines est postérieure à l'ouverture des veines à antigorite et donc relativement tardive dans l'évolution des péridotites. Les plus importants d'entre-eux concernent le fait que le chrysotile qui constitue ces « très grandes veines » présente les mêmes particularités que le chrysotile identifié dans les accidents serpentineux de type « semelle » qui découpent les massifs (largeur des tubes, comportement sous le faisceau du MET). De même, ces occurrences à « très grandes veines » sont parfois étroitement associées à des zones entièrement serpentinisées - caractérisées par la présence d'un réseau très dense de veines de chrysotile centimétriques connectées les unes aux autres - indifférenciables des zones reconnues au niveau de la base des massifs.

Si cette interprétation est exacte, l'ouverture de ces veines fibreuses constitue une étape particulière du processus rétrograde en température enregistré par les péridotites (antigorite > chrysotile2).

4.1.4. Les stades supergènes

A l'issue de la mise en place définitive de la nappe des péridotites sur la ride continentale de Norfolk, le développement des processus d'altération supergène - *per descensum* – ont entrainé la formation de profils latéritiques particulièrement bien préservés dans la partie supérieure des massifs. La surimposition de ces processus supergènes sur les structures héritées décrites ci-dessus s'est traduite dans les profils latéritiques par la dissociation des amphiboles fibreuses primaires en fibres secondaires de plus en plus fines. Les images obtenues en microscopie électronique montrent que ces fibres secondaires présentent très souvent des caractéristiques morphologiques qui

sont celles des fibres d'amiante. En particulier, les rapports d'allongement de ces fibres secondaires (L/D) sont presque toujours supérieurs à 20 et leur diamètre inférieur à 0,5 µm. Ces fibres présentent également des bords sub-parallèles, contrairement aux fibres issues de la dissociation des lames d'antigorite. Enfin, il a été observé des faisceaux de fibres torsadées ainsi que des fibrilles extrêmement fines capables de se plier sans se rompre. Ces observations sont cohérentes avec les travaux de Germine et Puffer (1989) qui ont montré que la flexibilité des fibres d'amphibole était une fonction inverse de leur diamètre. La dissociation des amphiboles primaires s'effectue le long de leurs plans de clivage et cette dissociation apparaît d'autant plus forte que la roche est altérée. Ceci explique pourquoi les occurrences d'anthophyllite-amiante et de trémolite-amiante reconnues en différents points de la nappe des péridotites sont toutes localisées dans la partie saprolitique du profil d'altération. Les images obtenues en microscopie optique montrent également que les amas fibro-lamellaires issus de la fragmentation et de l'altération des structures à antigorite sont constitués par des particules minérales plus ou moins allongées et de formes très irrégulières, regroupées parfois en pelotes de fibres fines entremêlées. Ces particules présentent généralement des caractéristiques morphologiques qui les éloignent des fibres de la classe amiante. En particulier, ces particules ont souvent un diamètre supérieur à 1 µm et des bords non parallèles. Elles dérivent de la fragmentation de grandes lattes, encore visibles à l'œil nu dans les échantillons, et non pas de la séparation de faisceaux strictement fibreux. Ces observations rejoignent les conclusions de Boulmier relatives à l'étude d'un échantillon prélevé dans le chantier d'aménagement KNS (in Boulmier et Déchamps, 2011). Dans les échantillons les plus altérés, ces particules fibriformes sont associées à des particules beaucoup plus fines, très allongées et à bords sub-parallèles, mais ces fibres secondaires semblent toujours résulter de la fragmentation extrême des lattes primaires, parallèlement à leur axe d'allongement principal. Aucun des échantillons analysés n'a permis d'identifier avec certitude la présence d'antigorite strictement fibreuse, c'est-à-dire ayant cristallisé à l'origine sous la forme de fibres ou de faisceaux de fibres. Des analyses complémentaires devront cependant être réalisées à partir des fractions les plus fines pour s'assurer de ce dernier point et recueillir des informations précises sur la morphologie des particules fibriformes d'antigorite.

4.2. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Au final, les observations et les analyses réalisées ont permis de différencier :

- des stades de serpentinisation à lizardite ± chrysotile associés à des circulations de fluides dont l'origine est encore discutable : hydratation *per descensum* par infiltration d'eau de mer ou hydratation *per ascensum* associée à la circulation de fluides métasomatiques (Ulrich, 2010). Les veines serpentineuses sombres associées à ces stades de serpentinisation constituent les marqueurs les plus précoces de ce cycle. Les veines claires, formées en apparente continuité avec les veines sombres, semblent correspondre à un réseau plus ouvert, peut-être associé à la circulation de fluides légèrement plus chauds et sans doute plus complexes d'un point de vue géochimique ;
- des stades de serpentinisation à antigorite ± chrysotile associés à la mise en place du cortège filonien, au cours de l'Eocène inférieur, et à la circulation de fluides relativement chauds permettant la cristallisation d'amphiboles (trémolite, anthophyllite, gédrite ?), la formation de veines à antigorite et le développement d'associations à amphibole(s) + chlorite-magnésienne + antigorite. Ces conclusions s'éloignent de celles d'Ulrich (2010) pour qui la formation d'antigorite est associée à la remontée de l'unité métamorphique du Diahot au cours de l'Eocène moyen ;

- des stades « *tardifs* » accompagnant le charriage de la nappe des péridotites sur la ride continentale de Norfolk, marqués notamment par le développement de « très grandes veines » de chrysotile et par l'individualisation de grands accidents tectoniques dans lesquels les péridotites préalablement serpentinisées sont déformées d'une façon ductile, cisaillées et plissées.

Ces données suggèrent que les péridotites de Nouvelle-Calédonie ont été soumises à un processus d'hydratation prograde, progressif, impliquant des fluides de plus en plus chauds mais dont l'origine est encore discutable. Le caractère prograde est documenté par la présence des trois polymorphes de serpentine (lizardite, chrysotile, antigorite), avec un pic thermique (~ 350°C) probablement atteint lors de la mise en place du magmatisme d'arc au cours de l'Eocène inférieur. Cependant, la préservation de lizardite « *précoce* » dans tous les massifs suggère que ces conditions thermiques relativement élevées n'ont pas affecté l'ensemble de la croûte ophiolitique, du moins durablement, et/ou que des portions de cette croûte ont pu rester relativement « froides ». Ceci est possible si on admet l'existence d'un gradient géothermique de part et d'autre des zones les plus affectées par la mise en place des filons éocènes. Le caractère progressif de ce processus d'hydratation apparaît à travers l'enchaînement logique des différentes structures, depuis la formation des premières veinules à lizardite jusqu'au développement des plans et des veines à antigorite. Il est intéressant de souligner qu'en dehors de quelques observations faites dans la semelle serpentineuse (Ulrich, 2010), caractérisée par une évolution plus complexe, aucune chronologie relative basée sur des relations de type « recoupant/recoupé » ne peut être proposée pour ces différentes structures. En effet, les directions qui contrôlent la formation de ces différents réseaux semblent perdurer durant toute la partie prograde de l'évolution.

La mise en place du magmatisme d'arc au cours de l'Eocène inférieur a permis la cristallisation d'amphiboles fibreuses sous la forme d'auréoles réactionnelles mais aussi dans des plans de mouvement porteurs de cristallisations fibreuses, associés à l'ouverture de veines syncinématiques. A cet épisode doit également être rattachée la formation des structures à antigorite, associées au fonctionnement de failles à caractère essentiellement décrochant et à l'ouverture de fentes de tension.

Les observations ponctuelles et les analyses réalisées dans le cadre de la présente étude confirment que des hétérogénéités significatives existent d'un massif de péridotite à l'autre, voire d'un secteur à l'autre d'un même massif. Ces hétérogénéités sont notamment relatives au degré de serpentinisation des péridotites et aux types de structures serpentineuses présentes, à la densité des réseaux serpentineux, à la présence ou non de corps filoniens et à l'existence ou non de structures porteuses d'amphiboles fibreuses (auréoles réactionnelles, veines, plans de mouvement) (Illustration 140). Ces hétérogénéités s'ajoutent aux hétérogénéités pétrographiques et structurales déjà connues, relatives à l'identification de lherzolites dans les massifs de Poum et de Tiebaghi (Ulrich, 2010) et à la caractérisation d'une semelle de serpentinites à la base de tous les massifs. A titre d'exemple, les différences existant entre les massifs de Poro et de Cap Bocage, pourtant géographiquement proches l'un de l'autre, sont assez remarquables. Les péridotites du massif de Poro sont ainsi recoupées par de nombreuses structures à antigorite et/ou à trémolite fibreuse et affectés régulièrement par des plans de mouvement porteurs de trémolite fibreuse. Dans les péridotites de Cap Bocage, les structures à antigorite sont rares et les plans de mouvement à amphiboles fibreuses non reconnus à l'affleurement. Il avait été proposé, à titre d'hypothèse, que ces hétérogénéités traduisent un compartimentage anté-obduction du substratum ultrabasique, associé au fonctionnement d'anciennes failles transformantes et/ou à la mise en place de cortèges intrusifs, notamment durant l'Eocène inférieur (Lahondère et *al.*, 2011). Cette hypothèse semble confortée par les observations réalisées dans le cadre de cette étude mais reste encore à étayer plus solidement, à travers la réalisation de cartographies détaillées des massifs et la reconnaissance de ces grandes structures.

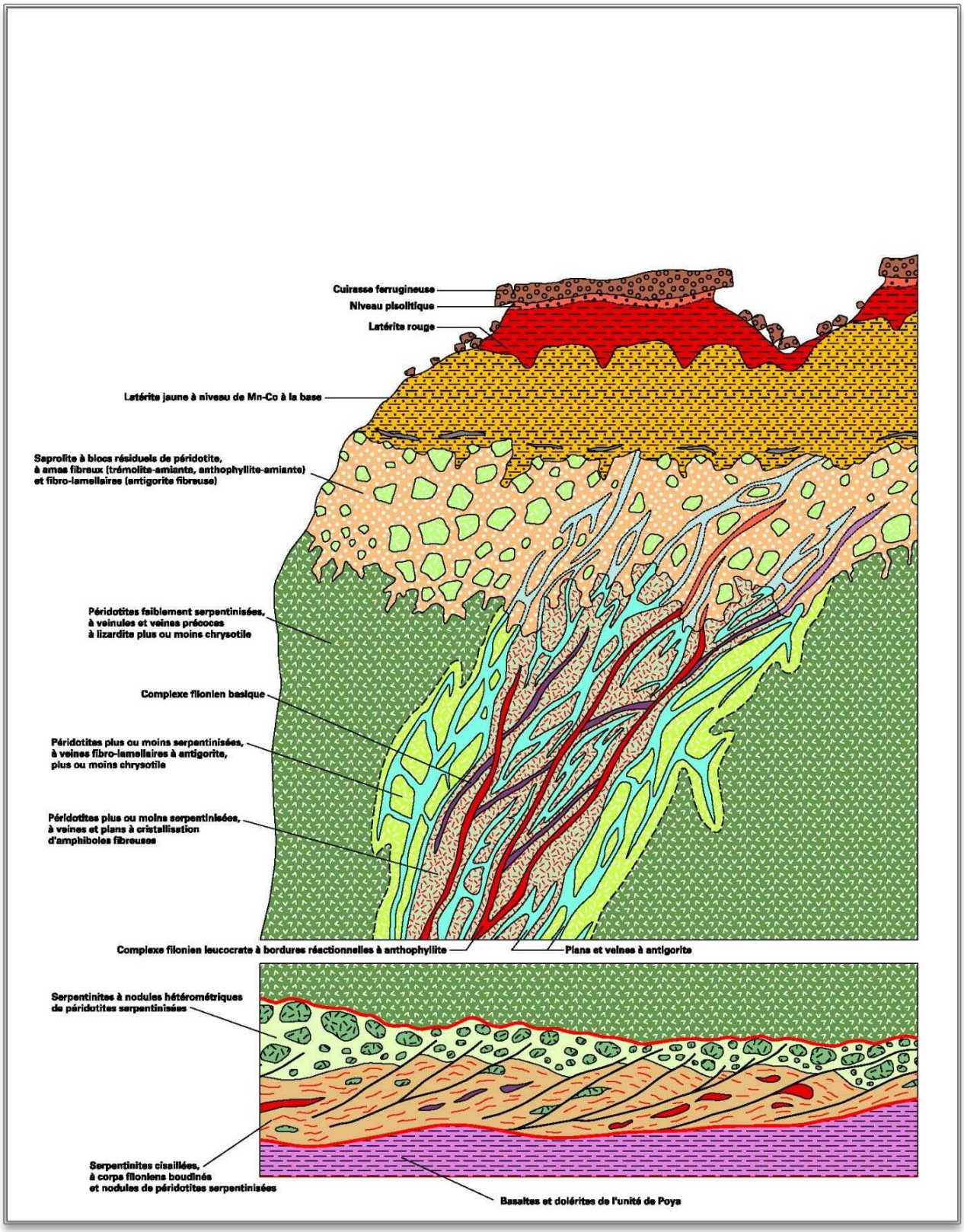


Illustration 140 : Log schématique de la partie supérieure et de la base d'un massif de péridotite, incluant la localisation et le type des occurrences fibreuses reconnues (ci-après).

Pour ce qui concerne les processus de serpentinisation, ces cartographies devront s'appuyer sur la reconnaissance des structures-types et s'attacher à décrire leurs principales caractéristiques (orientation des plans et des fentes syncinématiques,

composition minéralogique des fentes, densité des réseaux, *etc.*). Ces cartographies devront inclure une caractérisation des champs filoniens et intéresser, à terme, l'ensemble de la nappe des péridotites, dans le but de déterminer tous les paramètres à l'origine de son compartimentage passé et actuel, tant horizontal que vertical.

De nombreuses incertitudes existent encore sur l'origine et sur la nature des fluides impliqués dans les processus de serpentinisation. Les mesures des isotopes stables réalisées par Ulrich (2010) à partir d'échantillons de roche totale et de différents polymorphes de serpentine correspondent à des valeurs de $\delta^{18}O$ et de δD assez variables et difficiles à interpréter, respectivement comprises entre 2 et 14‰ et entre -110 et -90‰. Les données acquises dans le cadre de cette étude, bien que peu nombreuses, semblent indiquer que les fibres d'antigorite et de trémolite ont probablement cristallisé en équilibre avec un même fluide, d'origine magmatique. Les prochaines études devront poursuivre la caractérisation isotopique des fluides impliqués au cours des différentes étapes de l'évolution géodynamique, dans le but notamment de documenter l'origine des fluides impliqués dans les premiers stades de serpentinisation et de comprendre si des interactions entre des eaux océaniques et des fluides magmatiques ont existé ou non. Ces travaux devront être réalisés à partir d'échantillons représentatifs des différents stades de cette évolution. Ils concerneront tous les polymorphes de la serpentine (lizardite précoce, chrysotile prograde, antigorite, chrysotile rétrograde, lizardite tardive) mais aussi les amphiboles et les chlorites magnésiennes. Cette étude sur l'origine des fluides devra inclure l'identification et l'analyse des inclusions fluides éventuellement piégées dans certaines phases des péridotites serpentinisées (serpentines) ainsi que dans les minéraux primaires des filons quartzo-feldspathiques.

Enfin, les données structurales actuellement disponibles pour l'ensemble de la nappe ne sont pas suffisantes pour reconstituer le (ou les) champ(s) de contrainte qui s'exercait (ent) dans les péridotites au moment de la mise en place du cortège filonien. La caractérisation de ces états de contrainte ne pourra se faire qu'à travers un relevé systématique et exhaustif de toutes les données relatives à l'orientation et à la cinématique associée aux structures planaires et aux veines syncinématiques à antigorite, trémolite et anthophyllite. Ces données, qui devront être acquises massif après massif, permettront de mieux appréhender le compartimentage actuel de la nappe des péridotites.

Remerciements :

Ces travaux de recherche ont été financés par le GIP CNRT "Nickel et son environnement" [numéro d'octroi des financements GIPCNRT98]". Ces travaux n'auraient pas pu être réalisés sans l'appui du personnel du Service Géologique de Nouvelle-Calédonie et sans la collaboration des géologues des centres miniers visités. Les auteurs tiennent notamment à remercier Denis Fayard (SMGM), Fabien Trotet, Nicolas Renfer, Philippe Bains, Manuel Domenech et Aurélie Rolland (SLN), Julie Michaud (SMT/SMCB), Yann Dijkstra (CFTMC), Clément Couteau (KNS), Audrey Berthomier (Ingémine) et Violaine Chevillotte (Goro-VALE).

5. Bibliographie

Aitchison, J.C., Clarke, G.L., Meffre, S., Cluzel, D., (1995). Eocene arc-continent collision in New Caledonia and implications for regional Southwest Pacific tectonic evolution. Geology v. 23; n° 2, pp. 161-164.

Agrinier, P., Cannat, M., (1997). Oxygen-isotope constraints on serpentinization processes in ultramafic rocks from the Mid-Atlantic Ridge (23° N). Proceedings of Ocean drilling Program, Scientific results, 153, pp. 381-388.

Andréani , M., (2003). Les microstructures de deformation des serpentines et la partition sismique/asismique : exemple de la Californie. Thèse Université Joseph Fourrier, Grenoble, 216 pages.

Audet, M.A., (2008). Le Massif du Koniambo, Nouvelle-Calédonie. Formation et obduction d'un complexe ophiolitique de type SSZ. Enrichissement en nickel, cobalt et scandium dans les profils résiduels. Thèse, Univ. Nouvelle-Calédonie et Univ. du Québec, 355 pages.

Auzende, A.L., Guillot, S., Devouard, B., Baronnet, A., (2006). Serpentinites in an alpine convergent setting: effects of metamorphic grade and deformation on microstructures. Eur. J. Mineral., 18, pp. 21-33.

Avias, J., (1949). Note préliminaire sur quelques observations et interprétations nouvelles concernant les péridotites et serpentines de Nouvelle-Calédonie (secteur central). Bull. Soc. Géol. Fr., 5, XIX, pp. 439-451.

Avias, J., (1967). Overthrust structure of the main ultrabasic New Caledonian massives. Tectonophysics, vol. 4, pp. 531-541.

Bailey, K.F., Kelse, J., Wylie, A.G., Lee, R.J., (2003). The asbestiform and nonasbestiform mineral growth habit and their relationship to cancer studies.

Baldwin, S.L., Rawling, T., Fitzgerald, P.G., (2007). Thermochronology of the New Caledonian high pressure terrane - Implications for the middle Tertiary plate boundary process in the SW Pacific. Geological Society of America Special Paper 419, pp. 117-134.

Barnes, I., O'Neil, J., Trescases, J., (1978). Present day serpentinization in New-Caledonia, Oman and Yugoslavia. Geochemica Cosmochimica Acta, 42, pp. 144-145.

Baumann, F., Rougier, Y., Ambrosi, J.P., Robineau, B., (2007a). Pleural Mesothelioma in New Caledonia : An acute environmental concern, Cancer Detection and prevention; 3, pp. 70-76.

Baumann, F., Maurizot, P., Ambrosi, J.P., Robineau, B., (2007b). Facteurs de risque du mésothéliome en Nouvelle-Calédonie : données épidémiologiques et géologiques. Confrontation des données épidémiologiques et des données géologiques pour étudier l'étiologie du mésothéliome environnemental en Nouvelle-Calédonie : application dans les deux zones test des communes de Houailou et de Bourail. Rapport au Ministère de l'Outre-Mer.

Baumann, F., Maurizot, P., Robineau, B., Ambrosi, JP., (2008a). L'amiante environnemental en Nouvelle-Calédonie : Confrontation des données épidémiologiques et des données géologiques dans le secteur de Koné-Touho-poindimié, et Identification des fibres aériennes d'amiante dans les zones à risques de Houailou-Bourail. Rapport IPNC FB MOM 2008.

Baumann, F, Maurizot, P, Robineau, B, Viel, J.F, (2008b). Facteurs de risque du mésothéliome en Nouvelle-Calédonie : données épidémiologiques et géologiques. 11th Pacific Science Inter-Congress 2009, Tahiti, Polynésie Française.

Baumann, F., (2010). Le mésothéliome malin pleural en Nouvelle-Calédonie : analyse spatiale et déterminants environnementaux – Facteurs de risque d'exposition à l'amiante naturel. Thèse, Univ. Nouvelle-Calédonie.

Baumann, F., et *al.* (2010). Pleural Mesothelioma in New Caledonia: associations with environmental risk factors. EHP (accepted).

Berman, R., Engi, M., Greenwood, H., Brown, T., (1986). Derivation of internally-consistent thermodynamic data by the technique of mathematical programming: a review with application to the system MgO-SiO2-H2O. Journal of Petrology, 27, 6, pp. 1331-1364.

Blake, M.C. Jr., Brothers, R.N., Lanphere, M.A., (1977). Radiometric ages of blueschists in New Caledonia. In : International symposium on geodynamics in South-West Pacific, pp. 279-281.

Boulmier, J.L., (2009). Expertise indépendante sur l'amiante dans la chaine de production minière – Mission préparatoire. Rapport BRGM/RP–57421–FR, 149 pages.

Boulmier, J.L., (2010). Examen d'un échantillon d'antigorite prismatique altérée, à l'état brut et après broyage ménagé. Projet PSP10NCL05/1, Octobre 2010, 10 pages.

BRGM-LEPI-INSERM, (2007). Rapport de mission du 23 avril au 4 mai 2007 – Amiante environnemental en Nouvelle-Calédonie – Recommandations concernant les mesures de réduction du risque et l'évaluation du risque sanitaire. 56 pages, 2 annexes.

Caillère, S., (1936). Contribution à l'étude des minéraux, des serpentines. Bull. Soc. Géol. Fr., t. 59, Thèse, Paris.

Campbell, W.J., Blake, R.L., Brown, L.L., Cather, E.E., Sjoberg, J.J., (1977). Selected Silicate Minerals and their Asbestiform Varieties. Bureau of Mines Information Circular, IC 8751, United States Departement of the Interior, 56 pages.

Cardile, V, Lombardo, L, Belluso, E, Panico, A, Capella, S, Balazy, M., (2007). Toxicity and carcinogenicity mechanisms of fibrous antigorite. Int J. Environ. Res. Public Health, 4, pp. 1–9.

Caruso, L., Chernosky, J., (1979). The stability of lizardite. Canadian Mineralogist, 17, 4, pp. 757-769.

Clarke, G.L., Aitchison, J.C., Cluzel, D., (1997). Eclogites and blueschists of the Pam Peninsula, NE New Caledonia ; a reappraisal. Journal of Petrology, vol. 38/7, pp. 843-876.

Cluzel, D., (1995). Dénudation tectonique du complexe à noyau métamorphique de haute pression d'âge tertiaire (Nord de la Nouvelle-Calédonie, Pacifique, France). Données cinématiques. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 321, série II a, pp. 57-64.

Cluzel, D, Pelletier, B., (1994). Compte-rendu préliminaire de la visite géologique du secteur de Montfaoué (Poya). 1994 ; rapport UNC-SLN.

Cluzel, D., Clarke, G., Aitchison, J., (1995). Northern New Caledonia high-pressure metamorphic core complex; from continental subduction to extensional exhumation. In : Proceedings of the 1995 PACRIM congress; Exploring the rim. Publication Series - Australasian Institute of Mine.

Cluzel, D., (1996). Affinités intra-océaniques des métavolcanites de l'unité de la Boghen (ex-"anté-Permien" de Nouvelle-Calédonie, Pacifique sud-ouest) : conséquences paléogéographiques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II. Sciences de la Terre et des Planètes. 323; 8, pp. 657-664.

Cluzel, D., Aitchison, J.C., Picard, C., (2001). Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific) : geodynamic implications. Tectonophysics, vol. 340, pp. 23-59.

Cluzel, D., Meffre, S., (2002). L'unité de la Boghen (Nouvelle-Calédonie, Pacifique sud-ouest) : un complexe d'accrétion jurassique. Données radiochronologiques préliminaires U-Pb sur les zircons détritiques. C. R. Geoscience, vol. 334, pp. 867-874.

Cluzel, D., Meffre, S., Maurizot, P, Crawford, A.J., (2006). Earliest Eocene (53 Ma) convergence in the Southwest Pacific ; evidence from preobduction dikes in the ophiolite of New Caledonia. Terra Nova. Doi: 10.1111./j.1365-3121.2006.00704.x.

Collot, J.Y., Malahoff, A., Récy, J., Latham, G., Missegue, F., (1987). Overthrust emplacement of New Caledonia ophiolite ; geophysical evidence. Tectonics. 6; 3, pp. 215-232.

Evans, B., Johannes, W., Oterdoom, H., Trommsdorff, V., (1976). Stability of chrysotile and antigorite in the serpentine multisystem. Schw. Mineral. und Petrog. Mitt., 56, pp. 79-93.

Fitz Gerald, J.D., Eggleton, R.A., Keeling, J., (2010). Antigorite from Rowland Flat, South Australia: asbestiform character. Eur. J. Mineral., 22, pp. 525-533.

Fitzherbert, J.A., Clarke, G.L., Powell, R., (2005). Preferential retrogression of HP metasediments and the preservation of blueschist to eclogite facies metabasite during exhumation, Diahot terrane, NE New Caledonia, Lithos, 83, pp. 67-96.

Früh-Green, G., Plas, A., Lécuyer, C., (1996). Petrologic and stable isotope constraints on hydrothermal alteration ans serpentinisation of the EPR shallow mantle at Hess Deep (site 895). Proceedings of Ocean drilling Program, Scientific results, 147, pp. 255-291.

GéoImpact, (2007). Cartographie des formations géologiques de la région de Houaïlou. Identification des sites aménagés potentiellement amiantifères.

GéoImpact, (2008a). Etude de l'amiante environnemental des régions de Houaïlou et de Bourail. Inventaire des sites aménagés potentiellement amiantifères.

GéoImpact, (2008b). Etude de l'amiante environnemental - Commune de Hienghène. Inventaire des sites aménagés potentiellement amiantifères.

Germine, M., Puffer, J.H., (1989). Origin and development of flexibility in asbestiform fibres. Mineralogical Magazine, 53, pp. 327-335.

Ghent, E.D., Roddick, J.C., Black, P.M., (1994). 40Ar/ 39Ar dating of white micas from the epidote to the omphacite zones, northern New Caledonia ; tectonic implications. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 31/6, pp. 995-1001.

Groppo, C., Compagnoni, R., (2007). Ubiquitous fibrous antigorite veins from the Lanzo ultramafic Massif; Internal western Alps (Italy): characterisation and genetic conditions. Per. Mineral., 76, pp. 169-181.

Harf, R., Laval, I., Davezies, P., Prost. G., (1993). Unrecognized occupational risk of pleural mesothelioma. The example of the Rhone-Alps region, Rev. Mal. Respir., 10, pp. 453-458.

Harris, K.E., Bunker, K.L., Strohmeier, B.R., Hoch, R., Lee, R.J., (2007). Discovering the True morphology of Amphibole Minerals: Complementary TEM and FESEM Characterization of Particles in Mixed Mineral Dust. Modern Research and Educationnal Topics in Microscopy, A. Méendez-Vilas et J. Diaz (Eds), pp. 643-650.

Hekinian, R., (1970). Gabbro and pyroxenite from a deep-sea core in the indian ocean. Marine Geology, 9, pp. 287-294.

Hendrickx, M., (2008). Naturally occurring asbestos in eastern Australia: a review of geological occurrence, disturbance and mesothelioma risk. Environ Geol (2009) , 57, pp. 909–926.

Ingémine, (2008). Inventaire des sites aménagés potentiellement amiantifères, commune de Poindimie.

INRS, (1997). Fibres minérales artificielles et amiante. Rapport du Groupe scientifique pour la surveillance des atmosphères de travail (G2SAT). DMT 69TE46, pp. 45-54.

IODP, (2005). Integrated Ocean Drilling Program. Expedition 304. Preliminary Report.

Keeling, J.L., Raven, M.D., McClure, S.G., (2006). Identification of fibrous mineral from Rowland Flat area, south Australia. Department Primary Industries and Resources, South Australia, report book 2006/02.

Keeling, J.L., Raven, M.D., Self, P.G., Eggleton, R.A., (2008). Asbestiform antigorite occurrence in South Australia. Proceedings 9th International Congress for applied Mineralogy (ICAM), Brisbane, September 2008, AusIMM, Melbourne, pp. 329-336.

Komor, S.C., Grove, T.L., Hébert, R., (1990). Abyssal peridotites from ODP Hole 670A : residues of mantle melting exposed by non-constructive axial divergence. Proc. ODP, Sci. Results, 106/109, pp. 85-101.

Lahondère, D., (2007). L'amiante environnemental en Nouvelle-Calédonie : Expertise géologique des zones amiantifères. Evaluation des actions engagées. Rapport BRGM/RP-55894-FR, 55 pages, 5 figures, 9 planches.

Lahondère, D., Maurizot, P., (2009). Typologie et protocole d'échantillonnage des occurrences naturelles d'amiante en Nouvelle-Calédonie. Rapport BRGM/RP-57334-FR, 164 pages, 11 tableaux, 10 figures, 37 planches, 1 annexe.

Lahondère, D., Cagnard, F., Lahfid, A., Wille, G., Maurizot, P., (2011). L'amiante dans les massifs de péridotite de Nouvelle-calédonie. Rapport BRGM/RP-59252-FR, Rapport final, 302 pages.

Lahondère, D., Lesimple, S., Cagnard, F., Lahfid, A., Wille, G., Maurizot, P., (2012). Serpentinisation et fibrogenèse dans les massifs de péridotite de Nouvelle-calédonie. Rapport BRGM/RP-60192-FR, Rapport final, 458 pages.

Maurizot, P., Eberlé, J.M., Habault, C., Tessarolo, C., (1989). Carte géol. Territoires d'Outre-Mer, Nouvelle-Calédonie (1/ 50000), feuille Pam-Ouégoa, 2e édition, B.R.G.M., Notice explicative par Maurizot, P., Eberlé, J.M., Habault, C., Tessarolo, C., 81 pages.

Maurizot, P., Baumann, F., Robineau, B., Baltassat, J.M., (2008). Amiante environnemental en Nouvelle-Calédonie : Identification des fibres aériennes d'amiante dans les zones à risques de mésothéliome révélées par l'enquête épidémiologique dans le secteur de Koné-Touho-Poindimié. Rapport BRGM/RP-56198-FR, 75 pages.

Mellini, M., (1982). The crystal structure of lizardite 1T: hydrogen bonds and polytypism. American Mineralogist, 67, pp; 587-598.

Mellini, M., Zanazzi, P., (1987). Crystal structure of lizardite 1T and lizardite 2H1 from Coli, Italy. American Mineralogist, 72, 9-10, pp. 943-948.

Mével, C., (2003). Serpentinisation of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. C. R. Geosciences, 335, pp. 825-852.

Moutte, J., (1982). Chromite deposits of the Tiebaghi ultramafic massif, New Caledonia, Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists. 77; 3.

Normand, C., Williams-Jones, A.E., Martin, R.F., Vali, H., (2002). Hydrothermal alteration of olivine in a flow-through autoclave: nucleation and growth of serpentine phases. American Mineralogist, 87, pp. 1699-1709.

O'Hanley, D., Wicks, F., (1995). Conditions of formation of lizardite, chrysotile and antigorite, Cassiar, British Columbia. Canadian Mineralogist, 33, 4, p. 753.

Orloff, O., (1968). Etude géologique et géomorphologique des massifs d'ultrabasites compris entre Houailou et Canala (Nouvelle-Calédonie). Thèse, Faculté des Sciences de Montpellier, 189 pages + annexes.

Pelletier, B., (2003). Les minerais de nickel de Nouvelle-Calédonie. Géologues, 138, pp. 30-38.

Pelletier, B., (2006). L'altération supergène de l'antigorite. Mines.

Picard, C., (2004a). L'aléa amiante environnemental dans le Nord de la nouvelle-Calédonie. Géologie, distribution et caractéristiques des affleurements à minéraux fibriformes de talc-trémolite-antigorite et chrysotile de la région de Hienghène. Rapport Univ. Nouvelle-Calédonie, LGPMC, EA 3325, 79 pages.

Picard, C., (2004b). Caractéristiques des serpentines et des minéraux asbestiformes dans les matériaux ophiolitiques et les latérites du Massif du Koniambo. Rapport Univ. Nouvelle-Calédonie, LGPMC, EA 3325.

Picard, C., (2005). Caractéristiques minéralogiques de la Pierre à Savon (Stéatite) utilisée par les sculpteurs de la région de Hienghène et Pouébo (Nouvelle-Calédonie). Laboratoire des Géosciences et Physique de la Matière Condensée, Université de la Nouvelle-Calédonie, Nouméa.

Prinzhofer, A., Nicolas, A., Cassard, D., Moutte, J., Leblanc, M., Paris, J.P., Rabinovitch, M., (1980). Structures in the New Caledonia peridotites-gabbros ; implications for oceanic mantle and crust. Tectonophysics, vol. 69; 1-2, pp. 85-112.

Pugnaloni, A., et *al.* (2010). Effects of asbestiform antigorite on human alveolar epithelial A549 cells : A morphological and immunohistochemical study. Acta histochemica, 112, pp 133-146.

Rawling, T.J., (1998). Oscillating orogenesis and exhumation of high-pressure rocks in New Caledonia, SW Pacific. Thèse Phd, Monash University, Department of Earth Sciences, Melbourne, Australia.

Ribeiro da Costa, I., Barriga, F., Viti, C., Mellini, M., Wicks, F., (2008). Antigorite in deformed serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge. Eur. J. Mineralogy, 20, pp. 563-572.

Robineau, B., (2006). Amiante environnemental en terrain minier. Note de synthèse fin octobre 2006 sur les campagnes de mesure. Rapport DIMENC.

Sécher, D., (1981). Les lherzolites ophiolitiques de Nouvelle-Calédonie et leur gisements de chromite, Déformation de la chromite. Thèse Institut des Sciences de la Nature de l'Université de Nantes.

Spandler, C, Rubatto, D., Hermann, J., (2005). Late Cretaceous-Tertiary tectonics of the southwest Pacific: Insights from U-Pb sensitive, high-resolution ion microprobe

(SHRIMP) dating of eclogite facies rocks from New Caledonia. Tectonics, vol. 24, pp. 1-16.

Stamoudi, C., Mével, C., Agrinier, P., Gaudichet, A., (1995). Nature et signature des phases serpentineuses dans les péridotites océaniques serpentinisées de Hess Deep et MARK. Journ. Spéc. Soc. Géol. France, Géosciences marines, Brest, Abstr. 66.

Trescases, J., (1969). Premières observations sur l'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Cahiers ORSTOM, Série Géologie, 1, 1, pp. 27-57.

Ulrich, M., (2010). Péridotites et serpentinites du complexe ophiolitique de la Nouvelle-Calédonie. Etudes pétrologiques, géochimiques et minéralogiques sur l'évolution d'une ophiolite de sa formation à son altération. Thèse Doctorat, Univ. de Nouvelle-Calédonie et Univ. Joseph Fourrier (Grenoble), 212 Pages + annexes.

Whittaker, E.J.W., (1953). The structure of chrysotile. Acta Crystallographica, 6, pp. 747-748.

Wicks, F.J., O'Hanley, D.S., (1988). Serpentine minerals: structures and petrology. In Bailey, S.W., ed., Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas), Reviews in Mineralogy, 19, Washington, D.C. Mineralogical Society of America, pp. 125-128.

Wicks F.J., Whittaker, E.J.W., (1975). A reappraisal of the structures of the serpentine minerals. Canadian Mineralogist, 13, 3, pp. 227-243.

Wicks F.J., Whittaker, E.J.W., (1977). Serpentine textures and serpentinisation, Canadian Mineralogist, Vol. 15, pp. 459-488.

Wozniak, H., Wiecek, E., Stetkiewicz, J., (1988). Fibrogenic and carcinogenic effects of antigorite. Polish Journal of Occupational Medicine, Vol. 1, N° 3, pp. 192-202.

Wozniak, H., Wiecek., E., (1991a). Evaluation of occupational exposure of workers engaged in mining of rock raw materials in the Sleza massif. Med Pr., 42(6), pp. 411-417.

Wozniak, H., Wiecek, E., (1991b). Maximum permissible levels of asbestos and other natural minerals with fibrous structure--necessity of verification. Med Pr., 42(4), pp. 249-255.

Wozniak, H., Wiecek, E., (1992). Various ecological problems related to mining and processing of serpentine. Evaluation of non-occupational exposure of the population of Nasławice to fibrous mineral dust; Med Pr. , 43(3), pp. 235-243.

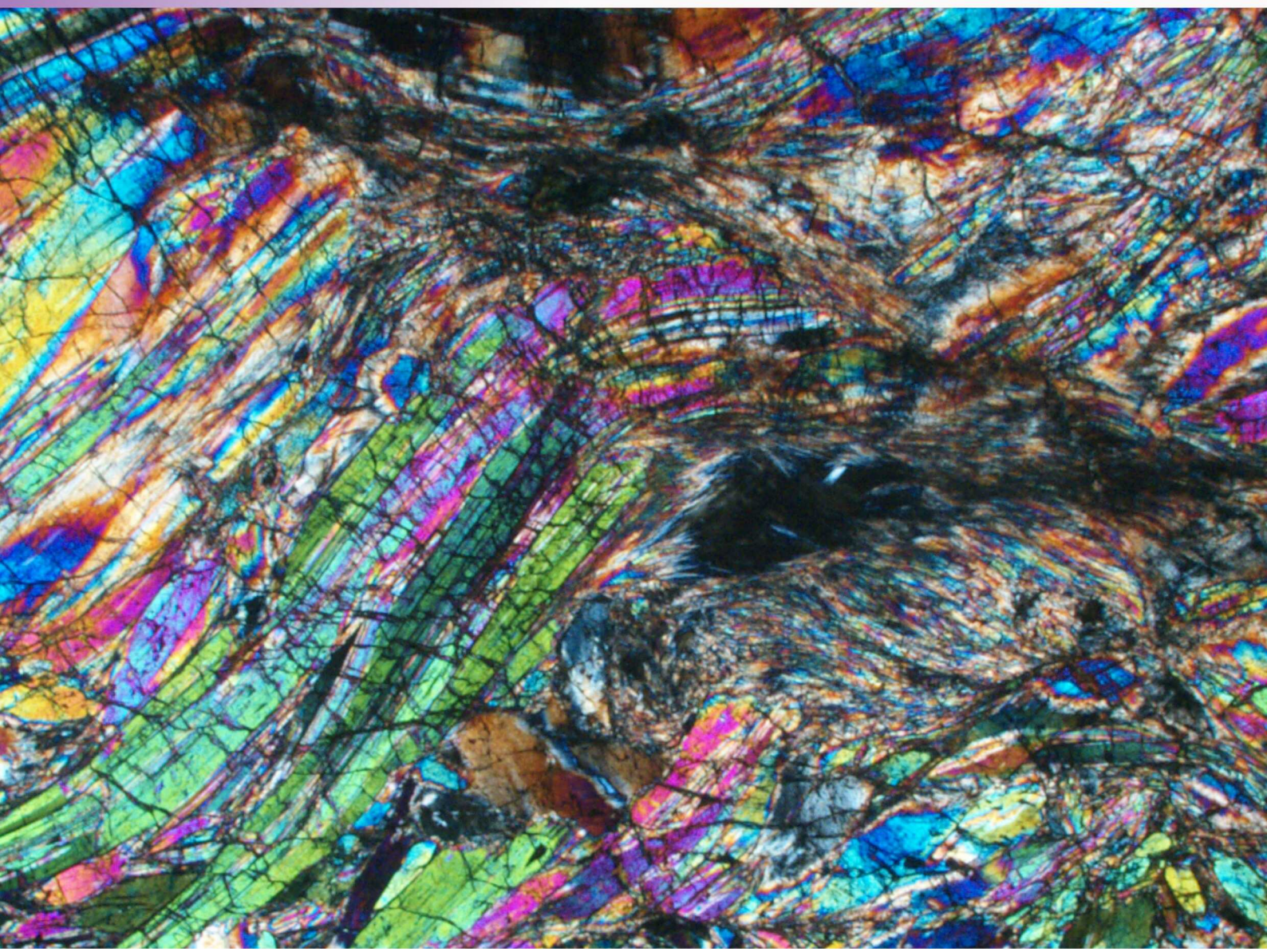
Wozniak H., Wiecek, E., Stetkiewicz, J., (1993). Experimental carcinogenicity and mutagenicity of non-asbestos natural fibres--preliminary report. *Polish Journal of Occupational Medicine and Environmental Health*, 6(1), pp. 55-60.

Yada, K., (1967). Study of chrysotile asbestos by a high resolution electron microscope. Acta Crystallographica, 23, pp. 704-707.

Yada, K., (1971). Study of microstructure of chrysotile asbestos by high-resolution electron microscope. Acta Crystallographica Section A : Crystal physics, 27, pp. 659-664.

Zoltai, T., Wylie, A.,G., (1979). Definitions of asbestos-related mineralogical terminology.

Centre scientifique et technique
Service Géologie
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34



CNRT NICKEL & son environnement

CNRT "Nickel et son environnement"

Tome Nickel et Santé