



HAL
open science

Nickal - Typologie des minerais latéritiques de Nouvelle-Calédonie et facteurs de concentration de Co et Ni. Rapport scientifique final. Les gisements de nickel latéritique de Nouvelle-Calédonie, volume II

Laurent Bailly, Jean-Paul Ambrosi, Jocelyn Barbarand, Anicet Beauvais, Dominique Cluzel, Catherine Lerouge, François Prognon, Florence Quesnel, Erick Ramanaïdou, Caroline Ricordel-Prognon, et al.

► To cite this version:

Laurent Bailly, Jean-Paul Ambrosi, Jocelyn Barbarand, Anicet Beauvais, Dominique Cluzel, et al.. Nickal - Typologie des minerais latéritiques de Nouvelle-Calédonie et facteurs de concentration de Co et Ni. Rapport scientifique final. Les gisements de nickel latéritique de Nouvelle-Calédonie, volume II. [Rapport de recherche] Programme Nickal. Tome Nickel et Technologie, CNRT Nickel et son environnement. 2014, 448 p. ird-01938833

HAL Id: ird-01938833

<https://ird.hal.science/ird-01938833v1>

Submitted on 29 Nov 2018

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

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



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - NoDerivatives 4.0 International License

CNRT "Nickel et son environnement"

Rapport scientifique

Edition 2016

NICKAL

Typologie des minerais latéritiques de
Nouvelle-Calédonie
et facteurs de concentration de Cobalt et Nickel

Tome Nickel et Technologie

Rapport Scientifique 2014

NICKAL – TYPOLOGIE DES MINERAIS LATÉRIQUES DE NOUVELLE-CALÉDONIE ET FACTEURS DE CONCENTRATION DE Co ET Ni



*Étude réalisée dans le cadre des programmes de recherche financés par
le CNRT « Nickel & son environnement »*



Avril 2014



« NICKAL - Typologie des minerais latéritiques de Nouvelle-Calédonie et facteurs de concentration de Co et Ni »

Rapport scientifique final

Avril 2014

Ouvrage collectif coordonné par Laurent BAILLY (BRGM)

AUTEURS :

L. Bailly, J.P. Ambrosi, J. Barbarand, A. Beauvais, D. Cluzel, C. Lerouge, C. Prognon, F. Quesnel, E. Ramanaïdou, C. Ricordel-Prognon, G. Ruffet, B. Sevin, M. Wells, J. Yans

Avec la collaboration de : L. Alizert, A.S. Audion, C. Gautheron, J.E. Winninger

RÉVISION DU DOCUMENT

Réf.	CSF Programme NICKAL			
Version	Date	Rédacteur(s)	Qualité du rédacteur(s)	Révision pour CNRT
VF	15 Avril 2014	Laurent BAILLY (BRGM)	Coordinateur du programme Nickal	F. Bailly CNRT

CITATION DU DOCUMENT

Mots clés : typologie, latérite jaune, extraction sélective, nickel, cobalt, paléomagnétisme, datations, K/Ar, datations Ar/Ar, datations U-Th/He, isotopes stables, Nouvelle-Calédonie

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

Bailly L. et coll. (2014) – *Nickal – Typologie des latérites de Nouvelle-Calédonie*. Gisements de nickel latéritique, Volume II. CNRT « Nickel & son environnement. 448 pages.

PRÉAMBULE

Le programme « **Les gisements de nickel latéritique de Nouvelle-Calédonie - Typologie des profils, caractérisation des latérites et identification des porteurs de Ni et Co** » a fait l'objet d'une restitution publique en Juillet 2014, lors d'un symposium organisé par le CNRT « Nickel et son environnement »¹.

Parallèlement à cette restitution, trois rapports ont été produits, regroupant l'ensemble des contributions des différents partenaires de ce programme majeur de l'axe 'Nickel et Technologie' du CNRT. Ces rapports scientifiques sont complétés par un ouvrage à visée pédagogique conçu sous la forme d'un atlas. Ainsi le programme comporte 5 tomes déclinés comme suit :

- **Volume I – Synthèse** des principaux résultats du programme
- **Volume II – Rapport scientifique** du projet « **NICKAL – Typologie des minerais latéritiques de Nouvelle-Calédonie et facteurs de concentration de Co et Ni** »
- **Volume III – Rapport scientifique** du projet « **ANALYSE FINE DES MINERAIS LATÉRITIQUES – Facteurs de minéralisation Ni/Co des latérites de Nouvelle-Calédonie** »
- **Volume IV – Rapport scientifique** du projet « **LES OXYDES DE MANGANÈSE ASSOCIÉS AUX LATÉRITES DE TRANSITION** »
- **Volume V – « ATLAS DES LATÉRITES NICKÉLIFÈRES DE NOUVELLE-CALÉDONIE »**

Le présent volume II constitue le rapport scientifique final du projet « Nickal – Typologie des minerais latéritiques de Nouvelle-Calédonie et facteurs de concentration de Co et Ni ».

¹ *Symposium « Latérites et gisements supergènes de Nouvelle-Calédonie », organisé à Nouméa les 24 et 25 Juillet 2014 par le CNRT « Nickel et son environnement » en partenariat avec l'IRD et l'UNC et avec le soutien du Gouvernement de Nouvelle-Calédonie et de Glencore.*

SOMMAIRE

PRÉAMBULE.....	5
2. CONTEXTE DU PROJET	25
2.1. INTRODUCTION	25
2.2. LES DIFFERENTES TACHES.....	25
2.3. ORGANISATION DES TRAVAUX	27
3. TYPOLOGIE.....	30
3.1. INTRODUCTION	30
3.2. RAPPELS CONCERNANT LE PROFIL LATÉRITIQUE.....	31
3.3. CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE	32
3.3.1. <i>Le Massif de Goro</i>	35
3.3.2. <i>Le Massif du Boulinda-Kopéto</i>	36
3.3.3. <i>Le Massif du Koniambo</i>	39
3.3.4. <i>Nakéty – SMT</i>	43
3.3.5. <i>Nakéty - NMC</i>	43
3.3.6. <i>Le Massif de Poro</i>	45
3.3.7. <i>Prony</i>	45
3.4. NATURE DU PROTORE – CONTEXTE PETROLOGIQUE.....	46
3.4.1. <i>Le Massif de Goro</i>	48
3.4.2. <i>Le Massif de Tiébaghi</i>	49
3.4.3. <i>Le Massif du Koniambo</i>	49
3.4.4. <i>Le Massif du Kopéto-Boulinda</i>	49
3.4.5. <i>Le Massif de Poro</i>	49
3.4.6. <i>Synthèse</i>	52
3.5. LES DIFFERENTS TYPES DE LATERITE	53
3.5.1. <i>Le type A</i>	53
3.5.2. <i>Le type B</i>	57
3.5.3. <i>Le type C</i>	64
3.5.4. <i>Le type D</i>	65
3.6. DISCUSSION	66
4. STRUCTURATION DU BEDROCK.....	75
4.1. INTRODUCTION	75
4.2. EVOLUTION TECTONIQUE DES PÉRIDOTITES.....	75
4.2.1. <i>A l'échelle de la Nouvelle-Calédonie</i>	75
4.2.2. <i>A l'échelle des sites miniers</i>	78
4.3. LES ACQUISITIONS DE TERRAIN	82
4.3.1. <i>Introduction</i>	82
4.3.2. <i>Méthodologie</i>	82
4.3.3. <i>Le Massif du Kopéto</i>	83
4.3.4. <i>Le Koniambo</i>	97
4.3.5. <i>Le massif de Poro (CFTMC-SLN)</i>	104
4.3.6. <i>Massif de Nakéty (NMC-SMT)</i>	114
4.3.7. <i>Massif du Gwa N'Doro- Kadjitra (NMC)</i>	127
4.3.8. <i>Massif du Sud</i>	128
4.4. STRUCTURATION DU PROTORE ET DISTRIBUTION DES TENEURS EN NI ET CO – CAS DE GORO	156
4.4.1. <i>Toit du bedrock et mur des latérites jaunes</i>	157
4.4.2. <i>Isopaques des horizons du profil d'altération</i>	157

4.4.3.	<i>Distribution des teneurs en Ni et Co</i>	161
4.5.	DISCUSSION	167
5.	DYNAMIQUE DE L'ALTÉRATION	172
5.1.	INTRODUCTION	172
5.2.	LE MODELE KARSTIQUE	172
5.2.1.	<i>Formation du karst</i>	172
5.2.2.	<i>Démantèlement du karst</i>	174
5.3.	CRITERES DE RECONNAISSANCE DES PROCESSUS DE KARSTIFICATION	174
5.3.1.	<i>L'exokarst</i>	175
5.3.2.	<i>L'endokarst</i>	176
5.4.	COMPARAISON ENTRE GISEMENTS DE MONTAGNE ET DE PLAINE	182
5.5.	KARST ET DISTRIBUTION DES TENEURS EN NI ET CO	183
5.5.1.	<i>Chantier Trazy (Massif du Koniambo)</i>	183
5.5.2.	<i>Chantier Exercice Minier (Goro)</i>	185
5.5.3.	<i>Discussion</i>	185
6.	MINERALOGIE DES PORTEURS DE NI ET CO	189
6.1.	INTRODUCTION	189
6.2.	CARACTERISATION PAR SPECTROSCOPIE HYPERSPECTRALE.....	189
6.3.	PETROGRAPHIE, MINÉRALOGIE ET GEOCHIMIE DES LATERITES JAUNES	191
6.3.1.	<i>Géochimie</i>	191
6.3.2.	<i>Caractérisation par DRX</i>	205
6.3.3.	<i>Caractérisation au MEB</i>	211
6.4.	EXTRACTIONS SELECTIVES	217
6.5.	ECHANTILLONS SELECTIONNÉS.....	217
6.6.	RÉSULTATS	218
7.	DATATION DES PROCESSUS LATÉRITIQUES	223
7.1.	INTRODUCTION	223
7.2.	DATATION DES CUIRASSES FERRUGINEUSES PAR PALÉOMAGNETISME	224
7.2.1.	<i>Principe</i>	224
7.3.	DATATION DES OXYDES DE FER PAR U-TH / HE.....	237
7.3.1.	<i>Principe</i>	237
7.3.2.	<i>Résultats et discussion</i>	237
7.4.	DATATION DES OXYDES DE MANGANESE	242
7.4.1.	<i>Principe</i>	242
7.4.2.	<i>Echantillonnage</i>	244
7.4.3.	<i>Caractérisations</i>	245
7.4.4.	<i>Résultats</i>	250
8.	TÂCHE 7 – EVOLUTION DES CONDITIONS PALÉOCLIMATIQUES	255
8.1.	ECHANTILLONNAGE.....	255
8.2.	METHODES	256
8.2.1.	<i>Mesures spectroradiométriques IR</i>	256
8.2.2.	<i>Protocole de séparation des argiles</i>	256
8.2.3.	<i>Protocole de séparation des oxy-hydroxydes de fer</i>	257
8.2.4.	<i>Diffraction des RX</i>	257
8.2.5.	<i>Analyse isotopique en oxygène et hydrogène des argiles et des oxy-hydroxydes de fer</i>	257
8.3.	RESULTATS.....	258
8.3.1.	<i>FieldSpec 3</i>	258
8.4.	INTERPRETATION	264

9. TÂCHE 8 – ESTIMATION DES MOUVEMENTS VERTICAUX.....	269
9.1. MÉTHODES.....	269
9.2. ÉCHANTILLONNAGE.....	270
9.3. PROTOCOLE ANALYTIQUE	270
9.4. RESULTATS.....	272
9.5. DISCUSSION & PERSPECTIVES	274
10. CONCLUSIONS	276
11. REMERCIEMENTS.....	280
12. RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	280

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte de localisation des sites échantillonnés dans le cadre du projet NICKAL.	29
Figure 2 : Relations entre les différents termes utilisés pour décrire les profils d'altération sur péridotites.....	33
Figure 3 : Evolution du modelé des péridotites, selon Trescases (1973).	34
Figure 4 : Coupe morphologique de la région de Goro (100 000ème).	36
Figure 5 : Vue générale du Massif de Goro depuis le chantier Exercice Minier. Notez au loin les crêtes acérées ceinturant les « plateaux ».	37
Figure 6 : Vue générale du contexte géomorphologique de Goro depuis le chantier Exercice Minier.	37
Figure 7 : Vue générale vers l'Est du Massif du Boulinda.	38
Figure 8 : Coupe morphologique du massif du Kopéto (100 000ème).	38
Figure 9 : Massif du Koniambo. Vue des exploitations sur le versant Ouest du massif	39
Figure 10 : Massif du Koniambo. Vue général du plateau Trazy entaillé par de profondes lavakas.....	40
Figure 11 : Vue d'une paléosurface correspondant au niveau III (Népouto) sur le massif du Boulinda (Photo : L. Alizert).....	41
Figure 12 : Doline au niveau d'une paléosurface correspondant au niveau III sur le massif du Boulinda (Photo : L. Alizert).....	41
Figure 13 : Massif du Koniambo vu du Plateau de Tia (Photo : L. Alizert).....	42
Figure 14 : Plateau de Trazy sur le massif du Kopéto (Photo : L. Alizert).	42
Figure 15 : Contexte géomorphologique des chantiers Plateau H1N1 (Nakéty – SMT) et Euréka (Nakéty – NMC) à partir des données du MNT. En rouge, les chantiers visités dans le cadre de ce projet.	43
Figure 16 : Nakéty SMT – Chantier d'exploitation Plateau H1N1 sur le flanc d'un relief résiduel.	44
Figure 17 : Nakéty NMC – Chantier d'exploitation Euréka sur le flanc d'un relief résiduel. Notez l'aspect démantelé de la cuirasse.....	45
Figure 19 : Poro – Carrière C1.	46
Figure 19 : Prony – site Marbeau : affleurement de latérite à la faveur d'une lavaka.	47
Figure 18 : Vue générale du site de Poro depuis le site La Française.	47
Figure 21 : Injection de dyke de gabbro/wehrilite recoupant les harzburgites au niveau du col Paillard.....	48

Figure 22 : Intrusif acide observé sur le massif du Boulinda.	50
Figure 23 : Affleurement de latérite dans une petite carrière au sommet du Boulinda (Concession Monique ?). La proximité du bedrock (harzburgite) est bien visible dans la partie gauche de la photographie.	51
Figure 24 : Massif du Boulinda. Réseau de veines à garniérite dans la saprolite.....	51
Figure 25 : Photographie en microscopie optique sur lame mince des roches saines des sites de Goro, Poro-Bonini et La française. A) Harzburgite de Goro (éch. NC4). B) Wehrlite à plagioclase de Goro (éch. NC3). C) Harzburgite de Poro (éch. Poro03). D) Dunite du chantier La Française (éch. FRAN01). A), B) et C) lumière polarisée et analysée. D) lumière polarisée. Notez l'absence de veines de serpentine pour la harzburgite de Poro..	52
Figure 26 : Caractéristique topographique et géologique de la zone d'étude et localisation des sondages analysés. L'encadré rouge correspond à la zone plus particulièrement ciblée dans le cadre de l'étude de la structuration du protore et de la distribution des teneurs en Ni et Co (géologie extraite des cartes au 50 000ième).....	54
Figure 27 : Localisation des sondages des chantiers Manguen, Centre et Trazy (Massif du Koniambo) sur le fond de la carte géologique au 1/50 000ième.	58
Figure 28 : Typologie des différents sondages du massif du Koniambo.	60
Figure 29 : Altitude moyenne des différents types de profils d'altération des chantiers Centre, Manguen et Trazy. (l'axe des ordonnées a été fixé de façon à pouvoir comparer l'altitude des différents chantiers).	61
Figure 30 : Fiche synthétique des caractéristiques des profils de type A1.....	69
Figure 31 : Fiche synthétique des caractéristiques des profils de type A2.....	71
Figure 32 : Fiche synthétique des caractéristiques des profils de type C.....	72
Figure 33 : Schéma synthétique de la Nouvelle-Calédonie et coupes illustrant le rôle des détachements et des failles normales dans la distribution des péridotites et des de leur soubassement (d'après Lagabrielle et Chauvet, 2008).....	76
Figure 34 : Scénario possible d'évolution du Sud de la Nouvelle-Calédonie après l'obduction (d'après Lagabrielle et Chauvet, 2008).....	77
Figure 35 : Les principales phases tectoniques affectant la Nouvelle-Calédonie (d'après Leguéré, 1976).....	79
Figure 36 : Schéma morpho-tectonique du Sud du Massif du Sud où les principales orientations structurales sont reportées (d'après Maurizot et al., 2002a).	80
Figure 37 : Localisation des massifs sélectionnés pour l'analyse structurale.	83
Figure 38 : Massif de Kopéto. Identification des structures par linéaments à partir des photos aériennes du massif.	85

Figure 39 : Projection stéréographique de à l'échelle du massif du Kopéto sur le canevas de Schmidt. i) projection des plans, ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.....	85
Figure 40 : Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le massif du Kopéto. i) Projection des plans (grand cercle) et des stries, ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).	88
Figure 41 : Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des filons et filonnets serpentineux rencontrés sur le massif. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).	88
Figure 42 : Fentes de tensions serpentinisées en bordure et à remplissage de garniérite se développant au sein d'un filon de pyroxénolite serpentinisé.	88
Figure 43 : Fosse 1, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.	90
Figure 44 : Fosse 1, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Schéma structural de la fosse.	91
Figure 45 : Fosse 2, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.	93
Figure 46 : Fosse 2, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Schéma structural de la fosse.	94
Figure 47 : Chantier Blanche, Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.	95
Figure 48 : Chantier Blanche, Massif de Kopéto. Schéma structural de la fosse.	96
Figure 49 : Chantier Iris Paidié, Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.	97
Figure 50 : Analyse linéaire du massif du Koniambo à partir du MNT.	98
Figure 51 : Massif de Koniambo. Projection stéréographique du rubanement et de la foliation à l'échelle du massif sur le canevas de Schmidt. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Diagramme de densité, iii) Rose des vents.....	99
Figure 52 : Massif de Koniambo. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le massif. a) Projection des plans (grand cercle) et	

des stries, b) Projection des pôles de plans, c) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).	101
Figure 53 : Massif de Koniambo, Pandanus. Projection stéréographique des filons sur le canevas de Schmidt. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).	102
Figure 54 : Massif de Koniambo, Pandanus. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.	102
Figure 55 : Massif de Koniambo, Trazy. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.	103
Figure 56 : Massif de Poro. Identification des structures par linéaments à partir du MNT.	104
Figure 57 : Massif de Poro, mine La Française. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le massif. i) Projection des plans (grand cercle) et des stries, ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).	106
Figure 58 : Massif de Poro, mine La Française. Projection stéréographique des filons sur le canevas de Schmidt. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).	107
Figure 59 : Massif de Poro, mine La Française, piste minière. Fractures et filonnets serpentinisés à vergence Est contrôlant le drainage vertical et qui semble favoriser l'altération des péridotites.	108
Figure 60 : Massif de Poro, mine La Française, piste minière. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.	109
Figure 61 : Massif de Poro, mine La Française, piste minière. Structure « plate » et brèche affectant la base du massif. Les péridotites présentent un faciès très serpentinisé.	110
Figure 62 : Massif de Poro, mine La Française, fosse Stanislas. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.	112
Figure 63 : Massif de Poro, mine La Française, fosse Stanislas. Fractures siliceuses conservées au sein des latérites tendant à s'horizontaliser par compaction.	113
Figure 64 : Massif de Poro, mine La Française, fosse Stanislas. Différence d'altération de part et d'autre d'une faille « plate » serpentinisée et minéralisée en garniérite/silice brune. ...	113

Figure 65 : Massif de Poro, mine La Française, fosse Stanislas. Schéma structural de la fosse.	114
Figure 66 : Massif de Nakéty. Identification des structures par linéaments à partir du MNT ...	115
Figure 67 : Massif de Nakéty. Projection stéréographique du rubanement et de la foliation à l'échelle du massif sur le canevas de Schmidt. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Diagramme de densité, iii) Rose des vents.....	116
Figure 68 : Massif de Nakéty. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le massif. i) Projection des plans (grand cercle) et des stries, ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).	117
Figure 69 : Massif de Nakéty, Base du massif, piste minière. a) Filons de pyroxénite serpentinisés formant un « coude ». Le filon Sud décale un autre filon de même nature selon une cinématique inverse. Massif de Nakéty, Euréka. b) Filons de gabbros altérés et riches en nickel.	118
Figure 70 : Massif de Nakéty. Projection stéréographique des filons sur le canevas de Schmidt. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).	118
Figure 71 : Massif de Nakéty, Base du massif, piste minière. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.	120
Figure 72 : Massif de Nakéty, Base du massif, piste minière. Structures minéralisées par différentes générations de silice supergène.....	120
Figure 73 : Massif de Nakéty, Euréka (NMC). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.	122
Figure 74 : Massif de Nakéty, Euréka (NMC). a) et b) Grand plan N120° à pendage Sud (ordre 1) (antigorite striée en normal-senestre). c) Fractures centimétriques serpentinisées et minéralisées d'ordre 2. d) Tassement des structures serpentinisées au sein des latérites jaunes.	123
Figure 75 : Massif de Nakéty, Euréka (NMC). a), b) et c) Conduits karstiques entre deux discontinuités serpentinisées et minéralisées en bordure. d) Figures de compaction (plissement, structures en faisceau) marquées par les horizons chromifères au sein des latérites jaunes.	124
Figure 76 : Massif de Nakéty, Fosse ABC (SMT). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.	125

Figure 77 : Massif de Nakéty, Fosse ABC (SMT) a) Réseau de silice brune au sein de l'horizon saprolitique. b) Structures silicifères horizontalisées au sein des latérites jaunes c) Plan de deweylite/garniérite faiblement penté vers le SW et qui semble contrôler la fosse dans sa partie Est (Ordre 1).....	126
Figure 78 : Massif de Nakéty, Fosse ABC (SMT). a) Schéma structural de la carrière. b) Coupe structurale de la fosse.	127
Figure 79 : Massif de Gwa N'Doro - Kadjitra (NMC), point GPS 155. Péridotites massivement serpentinisées et faillées.	128
Figure 80 : Massif de Gwa N'Doro - Kadjitra (NMC). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le massif. i) Projection des plans (grand cercle) et des stries, ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).....	129
Figure 81 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud). Identification des structures par linéaments à partir du MNT.	130
Figure 82 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud). (a) et (b) Rubanement-Foliation (S0-1) marqué par l'alternance dunite-harzburgite, (c) et (d) Chromite rubanée.....	131
Figure 83 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud). Projection stéréographique du rubanement et de S0-1 sur le canevas de Schmidt. i) grands cercles, ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.	131
Figure 84 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud). a) Faille normale E-W. b) Faille normale N-S décalant un filon de pyroxénite, c) Fracturation E-W affectant les péridotites, d) Faille inverse réutilisant une discontinuité lithologique (filon de gabbro) et faille normale à chrysotile d'attitude similaire.....	132
Figure 85 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le terrain. i) grands cercles, ii) diagramme de densité, iii) rose des vents (direction moyenne par famille de plans).....	133
Figure 86 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud). Projection stéréographique des filons sur le canevas de Schmidt. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).....	134
Figure 87 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud), carrière 2. Filon felsique minéralisé et daté à 53 Ma (Cluzel et al., 2012).	135
Figure 88 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud). a) et b) Filons felsiques cisailés respectivement en dextre et senestre, (c) et (d) Filonnets serpentineux cisailés.....	135
Figure 89 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud). Filons ultramafiques recoupant les péridotites et affectés par la fracturation. a), b), c) et d) Différentes vue du site. e) Schéma illustrant l'affleurement.....	136
Figure 90 : Massif de Dunite 78 (Massif du Sud). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice	

- supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents. 137
- Figure 91 : Massif Dunite78 (Massif du Sud). Point GPS 51. a) Grande structure E-W (« sillon ») à mouvement normal-senestre recoupée par une structure oblique; ces deux plans sont très serpentinisés et minéralisés en nickel. b) Continuité de ce « sillon » au niveau d'une ancienne carrière (carrière1) située plus à l'ouest. c) Vue rapprochée des deux structures. d) Plaquage d'antigorite striée en normal-senestre..... 139
- Figure 92 : Massif Dunite78 (Massif du Sud). Carrière 1. Continuité du « sillon » et de la structure oblique au niveau de la carrière. (a), (b), (c) et (d) Différentes vue de la carrière. (e) Schéma de la carrière (vue en plan). 140
- Figure 93 : Massif Dunite78 (Massif du Sud). Schéma illustrant le piégeage du nickel par deux structures serpentinisées, l'une favorisant le drainage et l'autre jouant comme un écran.141
- Figure 94 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud) : a) Filon felsique altéré subvertical, serpentinisé en bordure et minéralisé sur ces épontes. b) Schéma illustrant la photo (a). c) Serpentinisation intense en bordure du filon. d) Schéma illustrant le drainage de la minéralisation nickélique par les filons. 141
- Figure 95 : Creek Ouénarou (Massif du Sud). Projection stéréographique de S0-1 sur le canevas de Schmidt. i) grands cercles, ii) diagramme de densité, iii) rose des vents. 142
- Figure 96 : Creek Ouénarou (Massif du Sud). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le terrain. i) grands cercles, ii) diagramme de densité, iii) rose des vents (direction moyenne par famille de plans)..... 143
- Figure 97 : Creek Ouénarou (Massif du Sud). Projection stéréographique des filons sur le canevas de Schmidt. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans)..... 144
- Figure 98 : Creek Ouénarou (Massif du Sud). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt de l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases)..... 144
- Figure 99 : Creek Ouénarou (Massif du Sud). Schéma structural du secteur étudié dans le creek. Les structures E-W semble contrôler le creek dans la partie haute de la cascade située à l'ouest alors qu'à la base de cette dernière, le réseau N-S semble prendre le contrôle. 145
- Figure 100 : Creek Ouénarou (Massif du Sud). a) Vue de la partie basse de la cascade. b) Structures N-S découpant le creek dans la partie haute. c) Structures E-W découpant le creek dans la partie basse. d) Grand plan à vergence SE dans la partie haute du site. Aucune strie n'a été observée sur ce plan pourtant serpentinisé par endroit. 146
- Figure 101 : Bordure Est du massif du Mont Dore (Massif du Sud). Projection stéréographique de la schistosité mylonitique sur le canevas de Schmidt..... 147
- Figure 102 : Bordure Est du massif du Mont Dore (Massif du Sud). a) Cisaillement N130° majoritairement à cinématique dextre et développé entre la semelle serpentineuse et les péridotites plus saines de la base du Mont Dore. b), c) et d) « Mylonite cataclastique » marquant le décrochement. Les clastes centimétriques à décimétriques sont des

péridotites. Plusieurs cinématiques ont été observées mais les dextres sont les plus fréquentes.....	148
Figure 103 : Bordure Est du massif du Mont Dore (Massif du Sud). Schéma illustrant le décrochement N130° situé sur la bordure Est du massif et exprimée par des mylonites cataclastiques. Ces dernières sont recoupées par une structure normale post-décrochement pendant faiblement vers le NE.	149
<i>Figure 104 : Col de N'Go (Massif du Sud). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le terrain. i) grands cercles, ii) diagramme de densité, iii) rose des vents (direction moyenne par famille de plans).....</i>	<i>150</i>
Figure 105 : Col de N'Go (Massif du Sud). a) Réseau de failles normale injecté de latérite. b) Serpentine cisailée selon une cinématique senestre. c) Filon N120° serpentinisé injecté dans une structure à jeu inverse et anté 50-55 Ma. d) L'ensemble de l'affleurement et affecté par de nombreux filons d'orientation très variée.....	151
Figure 106 : Col de N'Go (Massif du Sud). Projection stéréographique des filons sur le canevas de Schmidt. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).....	152
Figure 107 : Col de Prony (Massif du Sud). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le terrain. i) grands cercles, ii) diagramme de densité, iii) rose des vents (direction moyenne par famille de plans).....	153
Figure 108 : Col de Prony (Massif du Sud). Fracturations E-W qui semble initier la saprolitisation des péridotites (Banc supérieur). Ce réseau est d'ailleurs souvent injecté de latérites. b) Ces structures se retrouve plus bas dans des péridotites plus serpentinisées. L'altération y est beaucoup moins développée.	154
Figure 109 : Ancienne mine Anna-Madeleine (Massif du Sud). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le terrain. i) grands cercles, ii) diagramme de densité, iii) rose des vents (direction moyenne par famille de plans).	155
Figure 110 : Ancienne mine Anna-Madeleine (Massif du Sud). a) Décrochement senestre N18°. b) Le jeu est exprimé par des cannelures présentant un faible pitch vers le Nord. c) Faille normale à vergence Nord injectée de latérite et qui semble contrôler l'altération.....	156
Figure 111 : Interpolation du toit (en rouge) et du mur (jaune) de l'horizon de latérite jaune et du toit (marron) du bedrock (modélisation sous Surpac, interpolation des surfaces par la méthode l'inverse de la distance au carré, grille de 50 x 50 m, vue oblique).....	158
Figure 112 : Interpolation de la surface topographique (en gris), du toit (en rouge) et du mur (jaune) de l'horizon de latérite jaune et du toit (marron) du bedrock (modélisation sous Surpac, interpolation des surfaces par la méthode l'inverse de la distance au carré, grille de 50 x 50 m, vue vers le Nord).....	158
Figure 113 : Vue du dessus du toit du bedrock avec en codage en fonction de l'altitude.....	159
Figure 114 : Vue du dessus du mur de l'horizon de latérite jaune avec en codage en fonction de l'altitude.....	159

Figure 115 : Interpolation des isoépaisseurs de saprolite.	160
Figure 116 : Interpolation des isoépaisseurs de latérite jaune.	160
Figure 117 : Exemple de distribution verticale des différents horizons d'altération sur le massif de Poum (d'après Lajoinie et Colleau, 1978). 1. Latérites indifférenciées et cuirasse. 1a. Minerai latéritique à teneur de coupure >1,3 %Ni. 2a : Minerai garniéritique. 2. Magasin. 3. Bedrock. En tiretés, discontinuités structurales probables.	161
Figure 118 : Bloc modèle de distribution des teneurs en Ni dans la latérite jaune par interpolation par krigeage ordinaire (vue oblique).	162
Figure 119 : Bloc modèle de distribution des teneurs en Co dans la latérite jaune par interpolation par krigeage ordinaire (vue orientée de façon à visualiser les teneurs au niveau du mur de l'horizon de latérite jaune).	162
Figure 120 : Coupes EW de visualisation de la distribution des teneurs en Ni dans la latérite jaune (interpolation par la méthode du krigeage ordinaire).	163
Figure 121 : Coupes EW de visualisation de la distribution des teneurs en Co dans la latérite jaune (interpolation par la méthode du krigeage ordinaire).	164
Figure 122 : Représentation cartographique des variogrammes de distribution des teneurs en Ni (à gauche) et Co (à droite) mettant en évidence l'homogénéité de distribution (absence de direction préférentielle de distribution des teneurs).	165
Figure 123 : Illustration de la distribution des teneurs en Ni dans les horizons de saprolite+transition et de latérite jaune. En gris, surface topographique, en rouge, toit de la latérite jaune, en jaune, mur de la latérite jaune, en brun, toit du bedrock.	166
Figure 124 : Stade d'enrichissement en Ni de l'horizon de transition et de la base des latérites jaunes par « digestion » des veines de garniélite de l'horizon saprolitique. CUI : cuirasse. LATR : latérite rouge. LATJ : latérite jaune. TRN : horizon de transition. BRK : bedrock. Garn : garniélite.	166
Figure 125 : a) Piège type dièdre. Ces pièges sont formés par des failles serpentinisées ou silicifiées, et moyennement pentées. b) Piège type sillon. Ces pièges sont apparentés aux dièdres mais les structures les contrôlant sont beaucoup plus abruptes.	168
Figure 126 : Faille « courbe-oblique-plate » : a) Faille courbe d'origine gravitaires assistée par de la fracturation hydraulique induite par les circulations et les variations de pression des fluides du karst (Genna et al, 2005a). b) Faille de glissement accommodant la rupture de pente engendrée par une faille normale syn-altération (Cluzel & Vigier 2008). c) Massif de Poro, mine La Française, fosse Stanislas : Structure « oblique-plate » serpentinisée et minéralisée entraînant une différence d'altération de part et d'autre de la discontinuité. La partie sus-jacente est en effet nettement plus altérée et riche en minerai. d) Massif de Dunite 78 (Massif du Sud) : Grande structure E-W (« sillon ») recoupée par une structure oblique; ces deux plans sont très serpentinisés et minéralisés en nickel.	169
Figure 127 : a) Massif de Nakéty, Panneau Nord (SMT). Cliché d'un alignement de dolines selon un axe E-W. b) Développement de dolines au croisement des structures d'ordre 1 et 2. Elles s'alignent en général suivant l'axe des structures de premier ordre. c) Coupe schématique d'une doline de « Montagne ». Ces dolines surplombent le plus souvent des	

dièdres plus profonds et leur perte semble être localisée au pied des parois les plus abruptes.	170
Figure 128 : Evolution du modelé des péridotites selon Trescazes (1973). Phase de karstification : A) Apparition de dolines, B) Coalescence des dolines en poljé, C) Sédimentation en bassins fermés, captures. Phase de démantèlement du karst (surrection) : D) Entaille des rivières, cuirassement, E) Dissection des versants, dépôts de piedmont.	173
Figure 129 : Relations entre épikarst et endokarst. L'exokarst est représenté par la surface du paysage karstique.	175
Figure 130 : Effondrement de la cuirasse sur le site de Goro.	177
Figure 131 : Effondrement de la cuirasse sur le site de Goro.	177
Figure 132 : Trou du Tahitien (Mine de Goro, Massif du Sud) en Juin 2010.	178
Figure 133 : Trou du Tahitien (Plateau de Goro, Massif du Sud) en décembre 2010.....	178
Figure 134 : Fond de doline sur le chantier Trazy (Massif du Koniambo).	179
Figure 135 : Large doline sur le chantier Plateau du site de Nakéty SMT.	179
Figure 136 : Photographie et coupe interprétative à travers une doline (Massif de Poro). Les chiffres correspondent à la localisation des photos de la figure suivante.	180
Figure 137 : Détail des figures d'altération observées au sein d'une doline (cf. figure précédente pour la localisation des photographies). 1 : Cuirasse montrant des figures de resédimentation. 2 : Entraînement des altérites dans une fracture du bedrock. 3 : Bedrock saprolitisé le long d'une fissure et entraînement des altérites dans une structure ouverte dans le bedrock de même orientation que la fissure. 4 : Figure de dissolution du bedrock. 5 : Figure de saprolitisation du bedrock.	181
Figure 138 : Lapiasz sur péridotite sur le massif du Koniambo (Photo A. Genna, dans Genna et al., 2005b).	182
Figure 139 : Localisation des sondages sélectionnés pour étudier les variations de teneurs en Ni et Co au voisinage d'une doline sur le chantier Trazy (Massif du Koniambo).	184
Figure 140 : Coupes Ouest-Est de distribution des teneurs en Ni dans la latérite jaune (horizon dont le toit est figuré en rouge et le mur en jaune), la saprolite et l'horizon de transition, le toit du bedrock étant matérialisé en brun).	186
Figure 141 : Schéma de formation des dolines d'après Williams (1983). L'eau stockée dans la zone subcutanée constitue un aquifère épikarstique perché au-dessus d'une zone faiblement perméable. Les dolines s'expriment en raison de la focalisation des circulations le long de drains majeurs.	187
Figure 142 : Schéma de la conductivité hydraulique à l'aplomb des dolines (d'après Williams, 1985). Ce schéma est tout à fait applicable aux circulations fluides à l'interface entre le bedrock et les horizons d'altération. a) Les « points-bas » ou sillons ou alvéoles d'altération, parfois exprimés en surface par la présence de dolines sont le siège d'un	

drainage centripète des solutions. b) Sous la surface, le niveau phréatique « sous-cutané » souligne la surface supérieure de l'aquifère épikarstique et montre des zones préférentielles de drainage. c) Les zones de drainage majeur sont des zones à forte conductivité hydraulique.....	188
Figure 143 : Comparaison des teneurs en Ni, Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ et Co obtenues par analyses géochimiques et estimation par la méthode statistique des moindres carrés.....	190
Figure 144 : Variabilité chimique d'un front de taille du massif du Koniambo par spectrométrie de réflectance (Yang et al., 2013).....	192
Figure 145 : Diagrammes ternaires a) (Si+Mg)-Fe-10Ni et b) 10Si-10Mg-Fe. Les courbes fléchées représentent les sens d'évolution lors de l'altération croissante. Pour Goro, le trait plein représente l'évolution des péridotites, le trait en pointillés, le sens d'évolution des wehrlites. Pour le Koniambo, le trait plein représente l'évolution des sondages I5690 + K845, le trait en pointillés, le sens d'évolution des sondages K695 + K844. Le domaine de stabilité du rapport Si/Mg est délimité par les droites pointillées entre Fe et la lizardite et le talc. SG-T : saprolite grossière ou transition ; SF-LJ : saprolite fine ou latérite jaune ; LR+Cr : latérite rouge + cuirasse.....	194
Figure 146 : Evolutions géochimiques comparatives dans le forage C001 à Goro (Le report des courbes de Si, Mg et Fe facilite la comparaison avec les autres éléments).	197
Figure 147 : Evolutions géochimiques comparatives dans le forage I5690 de Koniambo (Le report des courbes de Si, Mg et Fe facilite la comparaison avec les autres éléments). ...	198
Figure 148 : Diagrammes ternaires a) Al-Mg-Cr et b) Ni-Mg-Cr. Les courbes fléchées pleines et pointillées représentent les sens d'évolution lors de l'altération croissante des péridotites. Le domaine de stabilité du rapport Cr/Mg est délimité par les droites pointillées entre Al et Ni et les spinelles analysées par Guillon (1976). SG-T : saprolite grossière ou transition ; SF-LJ : saprolite fine ou latérite jaune ; LR+Cr : latérite rouge + cuirasse.	200
Figure 149 : Diagrammes ternaires a) Mn-10Co-Ni et b) Mn-Mg-Ni. Les domaines de stabilité des rapports Mn/10Co et Mn/Ni sont délimités par les droites pleines et pointillées entre Ni et les pôles lithiophorite et asbolane (Llorca, 1986), et entre Mg et asbolane. Pour Goro, la courbe fléchée indique le sens d'évolution de l'altération croissante des péridotites et des wehrlites. Pour le Koniambo, la flèche indique le sens d'évolution de l'altération croissante des péridotites du sondage I5690. SG-T : saprolite grossière ou transition ; SF-LJ : saprolite fine ou latérite jaune ; LR+Cr : latérite rouge + cuirasse.....	201
Figure 150 : Evolutions des teneurs en nickel en fonction du rapport Fe/Mg lors de l'altération des péridotites et des wehrlites dans les profils d'altération de (a) Goro et (b) Koniambo. (Les courbes fléchées pleines et pointillées représentent les tendances évolutives depuis les roches mères jusqu'aux latérites latérites jaunes). (Voir Figure 6 pour SG-T, SF-LJ et LR+Cr).	202
Figure 151 : Bilan isovolume de l'altération des péridotites et des dykes de wehrlites: exemple de la Mine Fer (Goro). (d _r = densité réelle ; d _a = densité apparente).....	204
Figure 152 : Diffractogramme en roche totale de l'échantillon de latérite 11204013458019L (Vivaneau, sondage K845).Kln : kaolinite ; Gbs : gibbsite ; Hem : hématite.....	208

Figure 153 : Diffractogramme en roche totale d'un échantillon de l'horizon de transition (112040I3458034T, sondage K845) traité avec MgCl ₂ et MgCl ₂ -glycerol. Gre : Greenalite ; Gth : goethite ; Mnt : montmorillonite ; Qtz : quartz ; Erk : ernienickelite.	211
Figure 154 : Régions d'intérêt repérées au microscope optique pour les échantillons C77-17 (A & B) et C77-9a (C & D) de latérite jaune.....	212
Figure 155 : Régions d'intérêt repérées au microscope optique pour les échantillons C148-34 (A & B) et C148-20 (C & D) de latérite jaune.....	213
Figure 156 : Cartographie multiélémentaire réalisée pour l'échantillon de latérite jaune C77-9a (région d'intérêt A fig. 154D). Le zoom sur les grains de chromite met en évidence le lessivage en Cr des bordures des grains.....	214
Figure 157 : Cartographie multiélémentaire réalisée pour l'échantillon de latérite jaune C148-20 (région d'intérêt A fig. 155).	214
Figure 158 : BSE et cartographie MEB des oxydes de Mn de l'échantillon C77-17 (Fig. 154B). Sur l'image BSE sont localisés les points d'analyse regroupés dans le tableau 14.....	215
Figure 159 : BSE et cartographie MEB des oxydes de Mn de l'échantillon C148-34 pour la région d'intérêt A (Fig. 155). Sur l'image BSE sont localisés les points d'analyse regroupés dans le tableau 14.	216
Figure 160 : BSE et cartographie MEB des oxydes de Mn de l'échantillon C148-34 sur la région d'intérêt nommée « Mn » (Fig. 151). Sur l'image BSE sont localisés les points d'analyse regroupés dans le tableau 14.	216
Figure 161 : Résultats des extractions chimiques séquentielles sur les échantillons des gradins des sites de Goro et Monéo.	219
Figure 162 : Résultats des extractions chimiques séquentielles sur les échantillons des gradins des sites de Goro et Monéo.	220
Figure 163 : Diagramme binaire des rapports des concentrations atomiques Cr/Fe et Cr/Al dans les résidus des extractions chimiques séquentielles (valeurs en % atom. présent dans le résidu).	221
Figure 164 : Comparaison des courbes de dérive apparente du pôle de l'Europe, de l'Inde et de l'Australie entre 0 et 200 Ma	225
Figure 165 : Carte géologique simplifiée et coupes géomorphologiques indiquant les principaux replats de la Grande Terre de Nouvelle Calédonie (T = Tiébaghi ; Kb = Koniambo ; Kp = Kopéto ; Ka : Kouaoua ; Ké : Kouakoué ; G = Goro).....	235
Figure 166 : Photos des échantillons analysés par U-Th/He.	238
Figure 167 : Structure « en tunnel » des oxydes de manganèse de type cryptomélane. Rouge = Mn, Bleu = O, Violet = K.....	243
Figure 168 : Quelques photos échantillons a priori riches en oxydes de Mn de Nouvelle-Calédonie.....	246

Figure 169 : Exemple d'analyse semi-quantitative au MEB – échantillon PIR3C (boninite de la rivière des Pirogues). On distingue : 1) dans la partie supérieure de la section, une phase minérale riche en Mn et contenant du K (vraisemblablement oxyde de Mn relativement potassique), et 2) dans la partie inférieure de la section, une phase minérale riche en Si-Al, et contenant du K (feldspath ? phyllosilicate ?).....	249
Figure 170 : Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les oxydes de manganèse potassiques de l'échantillon N-C-1-5 (SL3-20,3 m).....	253
Figure 171 : Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les oxydes de manganèse potassiques de l'échantillon N-C-1-8 (SL3-13 m).....	253
Figure 172 : Vue au MEB (EDS) ; analyse semi-quantitative du remplissage (probablement lithiophorite) de la fracture : Al = 3,3% wt ; Mn = 5,9% wt ; K = 1,3%wt.....	254
Figure 173 : Spectre IR des échantillons sélectionnés pour les analyses isotopiques.....	261
Figure 174 : Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ - δD dans lequel sont reportées les compositions isotopiques des argiles.....	264
Figure 175 : Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ - δD dans lequel sont reportées les compositions isotopiques calculées des fluides à l'équilibre avec la kaolinite à une température moyenne de 25°C pour la plupart des points à l'exception des échantillons PMIL5 (60°C), OUE9 (60°C), et Boulinda (90°C).....	265
Figure 176 : Échelle des temps géologiques du Cénozoïque incluant les principales données stratigraphiques et évènementielles utiles en stratigraphie, réalisée avec l'outil Time Scale Creator d'après la dernière « Geologic Time Scale » internationale de Gradstein et al. (2012) ; les cercles et ellipse rouges indiquent, sur la courbe isotopique de l'oxygène, les optima climatiques mentionnés dans le texte.....	268
Figure 177 : Carte géologique simplifiée de la Grande Terre de Nouvelle Calédonie avec les massifs de péridotites et les petits plutons de granodiorites (d'après Chevillotte, 2005).....	271
Figure 178 : Représentation radiale pour deux échantillons S5 (NC2) et S2-K1 (NC5). La distribution des âges est cohérente avec l'existence d'une seule population.....	274

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Gamme de variation d'épaisseur des différents horizons (basée sur la totalité des sondages). ICP + ISH : cuirasse + horizon gravillonnaire. LATR : latérite rouge. LATJ : latérite jaune. TRN : horizon de transition. SAP : sapolite.....	55
Tableau 2 : Caractéristiques géochimiques des échantillons des différents horizons du profil d'altération du site Exercice Minier à Goro.....	55
Tableau 3 : Données géochimiques d'échantillons de latérite jaune prélevés en surface sur les sites Bossuet, HF7, Marbeau et Penamax.....	56
Tableau 4 : Caractéristiques géochimiques des échantillons de latérite jaune du site KO4.....	57

Tableau 5 : Variations d'épaisseur (en m) des horizons d'altération des différents types de sondage des chantiers Manguen, Centre et Trazy.	62
Tableau 6 : Synthèse des données géochimiques des différents horizons d'altération (LATR : latérite rouge ; LATJ : latérite jaune ; TRN : horizon de transition) des sondages forés sur Trazy, Manguen et Centre sans distinction du type de profil.....	63
Tableau 7 : Puissance moyenne des horizons de latérite rouge (LATR) et jaune (LATJ) des sondages du chantier Vivaneau à Tiébaghi.....	65
Tableau 8 : Composition géochimique des latérites rouges (LATR) et jaunes (LATJ) des sondages du chantier Vivaneau à Tiébaghi.....	65
Tableau 9 : Principales caractéristiques des différents types de profils d'altération développés sur péridotites de Nouvelle-Calédonie et géochimie moyenne de l'horizon de latérite jaune.	74
Tableau 10 : Massif du Kopéto – Azimuth et pendage moyen de S_{0-1} par chantier et à l'échelle du massif.....	84
Tableau 11 : Caractéristiques géochimiques moyennes des échantillons de latérite rouge et jaune des sondages encadrant une doline sur le chantier Trazy (Massif du Koniambo). La géochimie moyenne des mêmes horizons d'altération des sondages de l'ensemble du chantier est présentée dans le bas du tableau.	184
Tableau 12 : Transferts de masse M en $kg\ m^{-3}$ (P : profondeur du prélèvement sous la surface topographique; voir la figure 151 pour la signification des couleurs). Les masses initiales d'éléments dans les roches saines de référence, péridotites et wehrlites, sont respectivement données par les lignes péridotite et Fer 8 (wehrlite) ; comme indiqué sur la figure 151, le bilan de masse de l'altération des dykes de wehrlite a été effectué en prenant Fer 8 comme wehrlite saine de départ, la péridotite ayant servie de référence pour le calcul de bilan de masse dans les saprolites grossières et transition, latérites jaunes et latérites rouges).....	207
Tableau 13 : Résultats des caractérisation par diffraction des RX sur roche totale et sur fraction argileuse.	209
Tableau 14 : Analyses chimiques ponctuelles des différentes espèces d'oxydes de manganèse (localisation des points d'analyse sur les figures 158, 159 et 160).....	217
Tableau 15 : Températures de Curie ou de Néel des principaux oxydes de fer rencontrés dans les latérites.	226
Tableau 16 : Synthèse des données paléomagnétiques obtenues sur les cuirasses ferrugineuses durant le projet CNRT NICKAL.	228
Tableau 17 : Directions paléomagnétiques moyennes et pôles paléomagnétiques obtenus pour 2 sous-sites étudiés Goro 5 et Ile des Pins B. Lat. ($^{\circ}S$)= latitude du site; Long. ($^{\circ}E$)= longitude du site; N= nombre d'échantillons étudiés; n=nombre d'échantillons utilisés pour le calcul de la moyenne; I= inclinaison; k= paramètre de précision; α_{95} = ellipse de confiance à 95 % autour de la direction moyenne; Pôle Lat ($^{\circ}N$)= latitude du pôle; Pôle Long. ($^{\circ}E$)= longitude du pôle; dp and dm= erreurs autour de la position du pôle.....	229

Tableau 18 : Synthèse des résultats paléomagnétiques obtenus lors de la phase 2 du projet DIMENC-BRGM Régolithe - NC, en bleu et texte rouge les données obtenues pour les cuirasses au sommet de profils latéritiques, en rouge et texte bleu, les données obtenues pour les indurations ferrugineuses dans les sédiments fluvilacustres.	230
Tableau 19 : Synthèse des premières données paléomagnétiques obtenues à l'issue de la phase 3 du projet DIMENC-BRGM Régolithe – NC	231
Tableau 20 : Echantillons analysés et âges (U-Th)/He	241
Tableau 21 : Résultats des datations K-Ar sur les oxydes de manganèse potassiques des échantillons de la granodiorite de Saint-Louis altéré.....	250
Tableau 22 : Comparaison des datations K-Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les oxydes de manganèse potassiques des échantillons d'altérites de granodiorite du forage de Saint-Louis.....	252
Tableau 23 : Identification minéralogique des échantillons par spectrométrie IR.	260
Tableau 24 : Données isotopiques en oxygène et en hydrogène des argiles et des goethites de Nouvelle Calédonie. Kln : kaolinite.	263
Tableau 25 : Résultats de l'analyse thermochronologique, âge en Ma. L'âge traces de fission sur apatites correspond à la moyenne pondérée de plusieurs grains (20 pour l'échantillon S5 et 11 pour l'échantillon S2-K1) ; l'âge (U-Th)/He sur apatites correspond à la moyenne de trois aliquotes (échantillons SL-S3 et S2-K1) ou 4 aliquotes (échantillon S5) ; l'âge (U-Th)/He sur zircons correspond à un seul aliquote (échantillon PIR01) et à la moyenne de deux aliquotes (échantillons SL-S3, S5, S7 et K2) Les données sont en cours d'acquisition pour les échantillon PM 51 et 52.	273

2. CONTEXTE DU PROJET

2.1. INTRODUCTION

Le projet Nickal, d'une durée initiale de 3 ans (36 mois), répond à l'appel à projet du CNRT nickel et son environnement intitulé « Facteurs de minéralisation des latérites » sur le volet « Typologie des minéralisations liées à l'altération des péridotites en Nouvelle-Calédonie et concentrations du cobalt dans les latérites ». Ce projet multidisciplinaire implique le BRGM, l'IRD (CEREGE), le CSIRO, les universités de Paris Sud, de Rennes 1, de Namur et de Nouvelle-Calédonie, la DIMENC et plus particulièrement le SGNC.

Ce projet s'intéresse aux facteurs et mécanismes d'enrichissement en nickel et cobalt dans les minerais latéritiques (saproлите fine ou latérite jaune) développés ou non au-dessus des minerais silicatés (saproлите grossière). Il s'articule autour de neuf tâches.

2.2. LES DIFFERENTES TACHES

○ **Tâche 1. Traitement des données existantes et sélection des zones d'études**

BRGM - caractérisation de la variabilité de distribution des teneurs en Ni et Co (et éléments associés) dans les profils d'altération hôtes des minerais saprolitiques et latéritiques à partir des données géographiques, géologiques et minières disponibles, ainsi que des travaux menés antérieurement ou en parallèle par l'équipe de projet (SGNC, BRGM, IRD, ...) et l'expertise des mineurs.

Equipe projet - Présélection des sites d'études les plus caractéristiques et d'intérêt en accord avec les acteurs de la mine.

○ **Tâche 2 : Influence de la structuration et la nature du « protore » sur la genèse des minerais latéritiques**

Université de Nouvelle-Calédonie - Travail d'analyse à l'échelle des massifs pour préciser les rôles respectifs de la fracturation anté et syn-obduction, de la tectonique syn-altération et de la nature du protore dans le développement et/ou l'érosion du manteau latéritique.

○ **Tâche 3. Dynamique de l'altération**

BRGM - Détermination à l'échelle d'un chantier minier, de la répartition des teneurs et des qualités de minerais en fonction de la géométrie des édifices karstiques (failles basales, cellules de résorption et cloisons entre cellules).

○ **Tâche 4. Variabilité géochimique et minéralogique à l'échelle des profils et calculs de bilans de masses**

CSIRO – Analyse in situ par spectroscopie hyperspectrale en réflexion sur carottes et front de taille afin d'établir une première typologie des profils d'altération et des minerais latéritiques associés, en 2D et d'orienter la sélection des zones à échantillonner pour les études minéralogiques et géochimiques.

IRD/CEREGE - Caractérisations pétrographiques, minéralogiques et géochimiques fines d'échantillons choisis (sur carottes de forages miniers, front de taille) dans les horizons de saprolites jaunes de différents gisements sélectionnés. Des calculs de bilans de masse géochimique (iso-volume et/ou iso-élément) permettront de définir les zones d'accumulation en Ni et Co entre chacun des compartiments du profil d'altération. Des extractions chimiques séquentielles permettront d'évaluer la répartition des éléments (Si, Mg, Fe, Cr, Mn, Ni et Co) et leur disponibilité dans le but d'affiner les phases minérales porteuses du nickel et du cobalt.

○ **Tâche 5. Minéralogie des porteurs du cobalt**

IRD/CEREGE - Détermination minéralogique (microscopie optique, DRX) et caractérisation géochimique (microfluorescence X, microsonde électronique) des phases porteuses du Co dans les profils sélectionnés (principalement oxy-hydroxydes de manganèse de type asbolane, birnessite et lithiophorite ; smectites dans les profils mal drainés). Tâche menée en lien étroit avec les études cristallochimiques intégrées au volet B1 de l'appel à projet « Facteurs de minéralisation des latérites ».

○ **Tâche 6. Datation des processus latéritiques**

Ce travail prospectif repose sur l'utilisation combinée de plusieurs méthodes de datation (isotopie, paléomagnétisme) pouvant permettre de mieux contraindre le processus latéritique dans le temps. Cette approche implique un choix judicieux des échantillonnages et sera initiée à partir des premiers résultats issus des tâches précédentes. Ces méthodes étant difficiles à mettre en œuvre en général, particulièrement dans le contexte des profils sur roches ultrabasiques, divers tests seront réalisés en œuvre, à titre exploratoire, afin d'évaluer la pertinence de ces méthodes dans le contexte néo-calédonien avec :

BRGM: Mesures paléomagnétiques sur différents types de concrétions ferrugineuses (cuirasses massives *in situ*...) et sur plusieurs profils des différents sites retenus afin de mieux contraindre l'évolution temporelle et de vérifier les basculements éventuels d'un replat morphologique ;

Université de Namur - Université de Rennes I - Datation Ar/Ar oxydes et hydroxydes de manganèse en concrétions ou phases cristallisées dans les latérites sous-jacentes aux cuirasses ;

Université Paris Sud - BRGM - Datation par U/Th-He des oxydes de fer dans les mêmes niveaux que ceux étudiés en paléomagnétisme.

○ **Tâche 7- Evolution des conditions paléoclimatiques**

BRGM - Compilations des données marines ou continentales locales (legs ODP/DSDP et données sur le Miocène de Népoui) ou les formations récifales plus récentes pour étude du contexte régional.

BRGM - Université de Namur - Analyses isotopiques O et H sur goethites et hématites (cuirasses massives sur ultrabasites, concrétions en base de profils latéritiques, bancs ferrugineux massifs du Fluvio-lacustre...) ainsi que sur kaolinites et hématites dans les profils formés sur d'autres types de substrats (gabbros, roches acides) et probablement essais d'analyse isotopique O et H de la silice blanche supergène de base de profils. Comparaison avec des profils d'altération d'âges comparables et de latitudes comparables (Nord de l'Australie).

○ **Tâche 8. Estimation des mouvements verticaux**

Université Paris Sud - BRGM - Sur plusieurs sites bien répartis à l'échelle de la Grande Terre, la thermochronologie basse température, par analyse des traces de fission et (U-Th)/He sur apatite sera menée sur les roches acides qui intrudent les massifs ophiolitiques et notamment sur les plutons granitiques postérieurs à l'obduction.

Cette méthode permettra d'évaluer l'ampleur des mouvements verticaux qui ont pu accompagner ou engendrer le développement de la topographie et l'enfoncement des profils d'altération régionaux dans leurs substrats. Grâce à la répartition choisie des sites étudiés elle permettra aussi de vérifier s'il y a des différences de mouvements verticaux entre les massifs d'altitudes relatives différentes.

○ **Tâche 9 : Synthèse des résultats et élaboration de l'Atlas typologique des minerais nickélifères de Nouvelle-Calédonie**

BRGM - Pilotage du projet

Equipe projet (soit tous les partenaires : BRGM, CSIRO, IRD/CEREGE, UNC, Univ. de Namur, Univ. de Paris Sud et Univ. de Rennes I) – Synthèse et valorisation des résultats. Il s'agira de mettre en cohérence les résultats issus des différentes approches, et d'apporter un regard critique sur l'utilité ou non de telle ou telle approche. Cette phase de synthèse permettra de fournir aux utilisateurs (entreprises minières) et partenaires locaux :

- Une typologie des faciès miniers (en précisant leurs conditions de formation) pouvant servir de guide de prospection ;
- Des modèles conceptuels illustrant la mise en place des gisements de Ni et Co dans les formations latéritiques des massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie au travers de publications d'articles scientifiques de rang international ;
- La réalisation d'un Atlas typologique des minerais de Nickel latéritique de Nouvelle-Calédonie en étroite collaboration avec l'équipe «Analyse fine des minerais latéritiques» de E. Fritsch ;
- Un transfert de compétence en Nouvelle-Calédonie au travers de séminaires, de conférences données par les intervenants du projet.

2.3. ORGANISATION DES TRAVAUX

Pour mener à bien ce projet, plusieurs missions de terrains ont été réalisées en Nouvelle-Calédonie afin d'échantillonner les principaux sites miniers répartis sur l'ensemble de la Grande Terre (Fig. 1) :

- 24 mai/10 juin 2010 : Première mission de terrain conjointe entre le BRGM, le CSIRO, l'IRD (CEREGE) dans le cadre des tâches 1, 4, 5. Les objectifs étaient de prendre contacts avec les opérateurs miniers, de visiter et d'échantillonner des sites miniers riches en latérites nickélifères et cobaltifères dans le but de constituer un catalogue des principaux types de minerais latéritiques sur la base de caractérisations géologiques, géomorphologiques, minéralogiques et géochimiques. Les sites de Goro, Monéo, Prony, Nakéty, Poro et la Française ont été visités et échantillonnés ;

- 5/17 décembre 2010 : Mission de terrain BRGM dans le cadre de la tâche 3 du projet intitulé « Dynamique de l'altération » et concernant le rôle de la structuration karstique sur l'évolution des profils latéritiques et sur la distribution des teneurs en Ni et Co ;
- Mars/Avril 2011 : mission conjointe BRGM/DIMENC dans le cadre des tâches 6, 7 et 8 du projet, en complément des missions précédentes réalisées dans le cadre du projet DIMENC Régolithe - NC (2007 et 2008). La plupart des sites prometteurs a été visitée, à l'exception de l'Archipel des Béleps, du massif de Poum, et du massif du Kouakoué, pour des raisons d'accessibilité au moment des missions ;
- 15-24 novembre 2011 – Mission conjointe BRGM, IDR, CSIRO d'échantillonnage des sites de Tiébaghi, du Koniambo, de Goro, de Nakéty SMT, de Nakéty SMSP et du Boulinda dans le cadre des tâches 1, 4, 5 du projet.

La liste et la localisation des échantillons prélevés ont été regroupées dans l'Annexe 1.

3. TYPOLOGIE

3.1. INTRODUCTION

L'exploration et l'exploitation minière, principalement voire exclusivement orientées vers le minerai silicaté ou garniéritique, ont très tôt permis de dégager les grands types de gisements de nickel en Nouvelle-Calédonie, en liaison avec leur contexte géomorphologique de genèse. Les gisements de type versant et de croupe ont été prospectés en priorité compte-tenu du faible recouvrement du minerai recherché. Pour ces gisements, le profil latéritique est généralement tronqué, les produits latéritiques ayant généralement été érodés laissant le minerai silicaté proche de la surface. Les gisements de plateau ont été dans un premier temps écarté compte-tenu des fortes épaisseurs de latérite et de cuirasse pour lesquelles aucun procédé métallurgique de traitement n'existait. Avec la raréfaction des gisements les plus riches et l'appauvrissement des teneurs, les gisements de plateau ont été prospectés et exploités, toujours pour le minerai silicaté, le recouvrement latéritique, considéré comme stérile car non valorisable, étant décapé et mis en verse, ou mélangé, en faible proportion, avec le minerai silicaté.

La mise au point de procédés hydrométallurgiques pour la récupération du nickel latéritique a quelque peu modifiée la donne. Certains gisements comme celui de Goro (Sud du Massif du Sud) sont exploités presque exclusivement pour le nickel latéritique. Sur les autres sites miniers, toujours exploités principalement pour le minerai silicaté, le minerai latéritique est considéré comme une ressource potentiellement valorisable dans le futur. En 2010, la proportion de minerai silicaté représentait encore, en Nouvelle-Calédonie, environ 70 % de la production totale de minerai nickélique.

Selon Avias (1969), la distribution du minerai garniéritique est hétérogène et les facteurs avancés pour expliquer cette distribution sont les suivants :

- **Facteurs paléomorphologiques** : Concentration en Ni dans des dépressions fermées ou ouvertes de « pénéplaine de cycle I² ». Les reliefs résiduels ne présentent qu'une minéralisation pauvre en Ni ;
- **Facteurs tectoniques** : Les accidents cassants contemporains de l'obduction des péridotites sont des drains majeurs permettant le développement de l'altération en profondeur et des zones physicochimiques propices à la précipitation des silicates hydratés de nickel. Les zones en amont des accidents siliceux rencontrés sur de nombreux chantiers miniers sont également caractérisés par des teneurs élevées en Ni ;

² Premier cycle de pénéplanation proposé par Davis (1925) lors d'un voyage en bateau autour de l'île.

- **Facteurs hydrologiques et hydrogéologiques** : Tout ce qui peut provoquer un ralentissement de la circulation des eaux de lessivage contenant du Ni peut conduire à la précipitation de silicates hydratés riches. L'amont des zones barrées par des dépôts de silice secondaire est souvent riche en Ni. La circulation des eaux souterraines si elle peut entraîner l'enrichissement de certaines zones, peut également provoquer le lessivage et la destruction de certains gîtes silicatés ;
- **Facteurs pétrologiques** : nature de la roche mère avec comme postulat que plus la roche initiale est riche en olivine, plus important est son potentiel en Ni (l'olivine étant la principale phase porteuse de nickel).

Le minerai latéritique et plus particulièrement la latérite jaune, objet de la typologie à établir dans le cadre de ce projet, est un des horizons du profil d'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Il surplombe l'horizon saprolitique, hôte des minerais silicatés, et est surmonté par les latérites rouges, à peu près dépourvues de nickel et la cuirasse. A ce titre, il paraissait très difficile d'établir une typologie des latérites jaunes qui soit totalement déconnectée de celle des gisements de type garniéritique. C'est donc sur la base de cette dernière, qu'une esquisse de typologie des latérites jaunes, forcément incomplète compte-tenu de la durée du projet, a été réalisée.

La typologie proposée est basée dans un premier temps sur des critères géomorphologiques et pétrologiques, paramètres facilement appréciables sur le terrain mais également à partir des documents cartographiques, du modèle numérique de terrain (MNT), des photographies aériennes. Ces paramètres ont une influence directe sur la dynamique hydrogéologique des sites miniers et sur le développement et l'évolution des profils d'altération.

Les paramètres structuraux ou tectoniques ainsi que les processus de karstification ne seront qu'abordés dans cette typologie dans la mesure où ils ont été observés ou décrits sur l'ensemble des sites miniers et ne semblent pas, dans une première approche, être discriminants. L'influence de ces paramètres sur les gisements de latérites sera abordée et développée dans les parties 2 et 3 de ce rapport.

Signalons enfin que cette typologie des latérites est basée en premier lieu sur les données de la littérature, les discussions que nous avons pu avoir avec les géologues des différents sites visités et enfin, à nos observations de terrains.

3.2. RAPPELS CONCERNANT LE PROFIL LATÉRIQUE

Les opérateurs miniers utilisent une grande diversité de vocabulaire pour décrire les carottes lors de logging. Le code utilisé par la SLN semble être le plus répandu, et dérive des travaux d'Orloff (1968). Il nous paraît important de redéfinir les termes utilisés pour la description du profil d'altération sur péridotite par les différents opérateurs et de les mettre en correspondance (Fig. 2).

Dès l'Oligocène, les péridotites sont soumises à l'altération supergène sous climat tropical humide. Ce phénomène va dissoudre lentement les minéraux primaires jusqu'à ce qu'il ne reste plus, au bout d'un certain temps, qu'une accumulation relative d'oxyhydroxydes de fer. En effet, les autres constituants des roches ultrabasiques, pratiquement dépourvus d'aluminium, sont essentiellement le silicium et le magnésium, tous les deux mobiles dans le profil de par leur forte solubilité dans les conditions de la surface. Au cours de l'altération, les teneurs en Ni et

Co, de l'ordre de 0,3 et 0,01 % respectivement dans la roche mère, vont atteindre des teneurs moyennes de 4 % Ni et 0.05 % Co dans les différents horizons du profil d'altération.

Les produits d'altération obtenus sont de plusieurs types, on observe généralement de bas en haut : la saprolite grossière, la saprolite fine, la latérite *sensu stricto* et au sommet, la cuirasse (ou ferricrète). La saprolite correspond à une péridotite altérée et fracturée, la structure de la roche initiale est bien conservée. Ce niveau d'épaisseur variable montre une granulométrie très hétérogène. Il représente une grande partie du minerai de nickel actuellement exploité (minerai « silicaté »). En effet, le nickel très mobile va s'associer à des phases porteuses serpentineuses ou oxydées. La plus belle expression de ces minéraux néoformés, riches en nickel (jusqu'à 20 % de Ni), va être les « garniérites », ce terme générique recouvrant plusieurs espèces de phyllosilicates nickélifères (népouite, willemseite et pimélite). La saprolite fine, ou latérite jaune des mineurs, constitue un niveau beaucoup plus tendre et beaucoup plus épais (20 m en moyenne). La forme des cristaux de la péridotite est souvent reconnaissable. Le changement radical de couleur de cette isaltérite traduit deux phénomènes : le premier est la disparition quasi totale des silicates, et le deuxième l'apparition en quantité de la goethite dont le pouvoir colorant est jaune à brunâtre. Dans ce niveau, l'atome de Ni n'est pas situé dans le réseau des silicates, mais dans celui de la goethite, où il remplace une partie du fer (minerai latéritique). C'est aussi dans cette altérite que précipitent, au niveau d'un front d'oxydation ou horizon de transition, les minéraux cobaltifères (asbolane des mineurs) et manganésifères, complexes et variés. La chromite et les éléments du groupe du platine, des minéraux peu altérables, subsistent encore très largement dans la saprolite fine. La latérite (latérite « rouge » des mineurs ; pouvant être encore considérée comme une saprolite fine), est un niveau variant de un à plusieurs mètres, de granulométrie très hétérogène et de couleur brun-rouge. Ce changement de couleur résulte de l'apparition progressive de l'hématite ayant un fort pouvoir colorant rouge sang. Cette allotérite (perte de structure de la roche-mère) est généralement très appauvrie en nickel et cobalt. Les ferricrètes ou cuirasses coiffant le profil, très sombres, sont essentiellement constituées de goethite et d'hématite, et ne présentent que très peu d'intérêt pour les sociétés minières. Très souvent un niveau pisolithique de démantèlement (grenaille des mineurs) surplombe ces cuirasses ferrugineuses.

3.3. CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE

La géomorphologie des massifs péridotitiques et de leur manteau d'altération est intimement liée au comportement pseudo-karstique (ou « karst d'altérite ») de ces roches et aux mouvements verticaux ayant affectés la Nouvelle-Calédonie depuis l'Oligocène. Bien que ces paramètres soit traités dans les parties suivantes, il paraît important d'évoquer ici le modèle karstique qui est à l'origine des différents types de morphologie observés durant cette étude.

Ainsi, de nombreux auteurs (Davis, 1925 ; Routhier, 1953 ; Avias, 1952, Trescases, 1973 ; Chevillotte, 2005) ont tenté de décrire l'évolution menant à ce modèle. Nous reprendrons ici, les grands traits de cette évolution (Fig. 3), confirmés par cette étude :

- karstification : dès la fin de la mise en place des péridotites, ces dernières vont subir une altération tropicale intense qui va façonner des paléosurfaces, encore observables de nos jours sur les reliefs les plus élevés. L'altération, par ailleurs guidée par la structure, s'installent par un réseau de circulations des eaux météoriques. En résulte en surface une morphologie karstique (dolines, poljés, etc.) comparable aux paysages calcaires. Les bassins de type endoréique sont le résultat de cette phase ;

Géologique	Altérologique	Mineur calédonien en général	SLN (SMGM, KNS)	SMT	Vale NC		
Horizon pisolithiques de démantèlement	Ferricrete	Grenaille	G/GR: Grenailles	6	G: Grenailles	6	ISH: Grenaille de fer
Cuirasse (ferricrete) démantelée		Cuirasse démantelée	C/CU: Cuirasse	6	CL: Cuirasse démantelée	6	ICP: Cuirasse de fer
Cuirasse (ferricrete) in situ		Cuirasse en place	G/Gf: Grenailles	6	CF: Cuirasse de fer	6	ISI: Grenaille de fer
Carapace	Allotérite (perte de masse et de volume)	Grenaille	G/GR: Grenailles	6	G: Grenailles	6	ISH: Grenaille de fer
Horizon nodulaire							
Saprolite fine/ Latérite		Latérite rouge	LR: Latérite rouge	6	LF: Latérite rouge	5	LATR: Latérite rouge
	Isaltérite (perte de masse)	Latérite jaune	LJ: Latérite jaune	6	LA: Latérite jaune ou LB: Latérite boueuse	5	LATJ: Latérite jaune
Niveaux à oxydes de Mn et Co		Latérite de transition (à asbolane)	LT: Latérite de transition	6	TM: terre minéralisée (transition) ou TB: terre boueuse	5	TRN: Transition ou/et ASB: Asbolane ou/et: CO: Cobalt
Saprolite grossière		Saprolite		5		5	SSP: Saprolite molle
			Saprolite terreuse		MP: Minéral tendre ou MB: Minéral boueux		
Horizon fissuré				4		4	
	Horizon fissuré		Saprolite dure		MA: Minéral tendre + Noyaux altérés		HSP: Saprolite dure
Roche-mère (bed rock)				3		3	
	Roche-mère			2	MD: Minéral tendre + Noyaux durs		
		Bed rock Péridotite	Roche saine	1	Roche saine	1	RIK: Rocheux

Figure 2 : Relations entre les différents termes utilisés pour décrire les profils d'altération sur péridotites.

- soulèvement et démantèlement du karst : des mouvements verticaux, de différentes origines, vont affecter une partie de la Grande-Terre (le sud du Massif du Sud semble en effet partiellement épargné) et vont conduire au démantèlement de ce « karst » et à la mise en altitude de certains massifs.

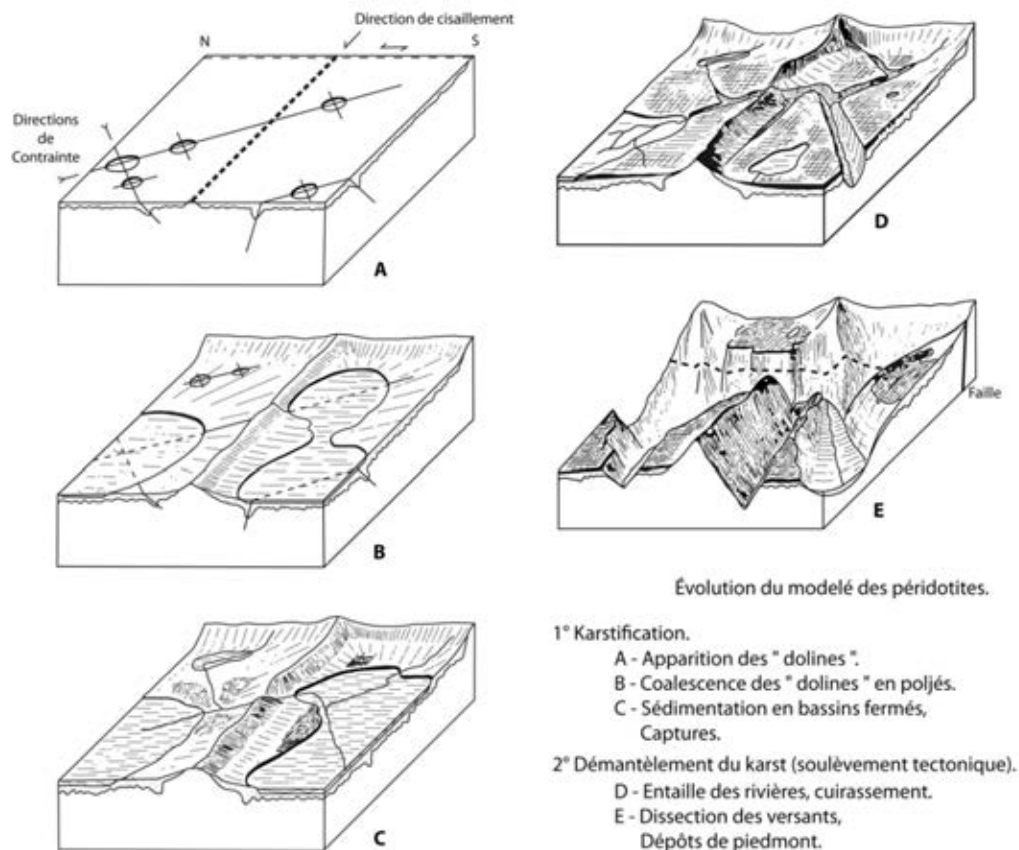


Figure 3 : Evolution du modelé des péridotites, selon Trescases (1973).

La première distinction qui peut être faite entre les différents sites visités dans le cadre de ce projet concerne leur altitude. Il est donc aisé de distinguer :

- les gisements de montagnes représentés par les sites miniers de la côte Ouest (Tiébaghi, Koniambo, Boulinda) et le Nord du Massif du Sud, sur la côte Est (Monéo, Nakéty, Poro) ;
- les gisements de plaine représentés essentiellement par le site de Goro et les quelques chantiers visités du domaine de Prony (Penamax, HF7, Bossuet, Marbeau).

Quelle que soit leur localisation géomorphologique, la plupart des sites visités dans le cadre de ce projet, sélectionnés en concertation avec les opérateurs miniers avec l'objectif de pouvoir échantillonner des latérites, correspondent tous à des gisements dits de plateau. A ce stade du travail il convient de préciser cette notion de plateau.

Même si, compte-tenu de leurs dimensions et de leur nombre, l'appellation de plateau semble, à priori, plus particulièrement adaptée aux différents chantiers et sites miniers du Massif du Sud, la plupart des autres sites miniers sont également caractérisés par des « chantiers » bénéficiant de cette appellation « plateau ». C'est le cas à Poum, Tiébaghi, Art, Nakéty, Thio. Sur d'autres sites comme le Koniambo, des gisements de type plateau existent (Chantiers Trazy, Manguen). Même si leur dénomination ne le fait pas clairement apparaître, les cartes morpho-structurales réalisées à différentes échelles et le MNT les identifient cependant clairement.

Comme souligné par exemple par Lajoinie et Colleau (1978), cette notion de plateau est fortement dépendante de l'échelle d'observation. Remarquablement tabulaires lorsque observés à distance, ces surfaces montrent à plus grande échelle une complexité importante, avec existence de gradins d'altitude différente, de structuration en marches d'escalier liée à la présence de failles qui morcellent la surface initiale en sous-zones, chacune ayant des caractéristiques propres. Nous reviendrons sur cet aspect dans la partie consacrée à la structuration des massifs de péridotite.

La notion de plateau nous semble particulièrement adaptée dans le cas de la plupart des chantiers de montagne visités sur la côte Ouest (Tiébaghi, Koniambo, Boulinda) et ceux du Nord du Massif du Sud (Nakéty, Monéo). Le site de Poro est légèrement différent dans la mesure où le site visité, la carrière C1, correspond à une zone de plateau très étroit, situé à une altitude légèrement inférieure à celle des crêtes qui l'entourent. Sur ces chantiers, des reliefs résiduels sont présents, la différence d'altitude entre crêtes et plateaux reste cependant limitée. Les zones de plateau de ces sites sont généralement orientées E-W et sont relativement étroites. Les flancs des massifs montrent des contours semi-circulaires beaucoup moins développés que sur le Massif du Sud et ils ne sont pas bordés de zones de plateaux très développés. Les flancs sont en effet très raides et entaillés par un réseau hydrologique très développé.

3.3.1. LE MASSIF DE GORO

À Goro et sur les chantiers du Sud du Massif du Sud, la situation est différente. Bien que les chantiers soient d'apparence tabulaire, leur position géomorphologique est complètement différente de celles des chantiers de montagne. Les chantiers d'exploitation correspondent à de vastes alvéoles globalement tabulaires, ou cellules d'altération, bordés de reliefs résiduels étroits et acérés dont l'altitude dépasse de presque 100 m, celle des alvéoles. Dans le cas de Goro, les sommets culminent à 400 m alors que les plateaux s'étagent entre 330 et 70 m. Ces alvéoles n'occupent plus la position la plus haute des massifs de péridotites mais globalement la plus basse (Fig. 4, 5 et 6). Dans le cas de Goro, ces cellules correspondent plus à des bassins, fermés ou non, qu'à des plateaux, terme à réserver à des reliques de la surface d'altération originale. C'est cette terminologie qui sera utilisée dans la suite du rapport.

La morphologie associée à ce type de gisements présente tous les aspects du modelé karstique (cf. Partie 3) avec présence de dolines et de conduits souterrains.

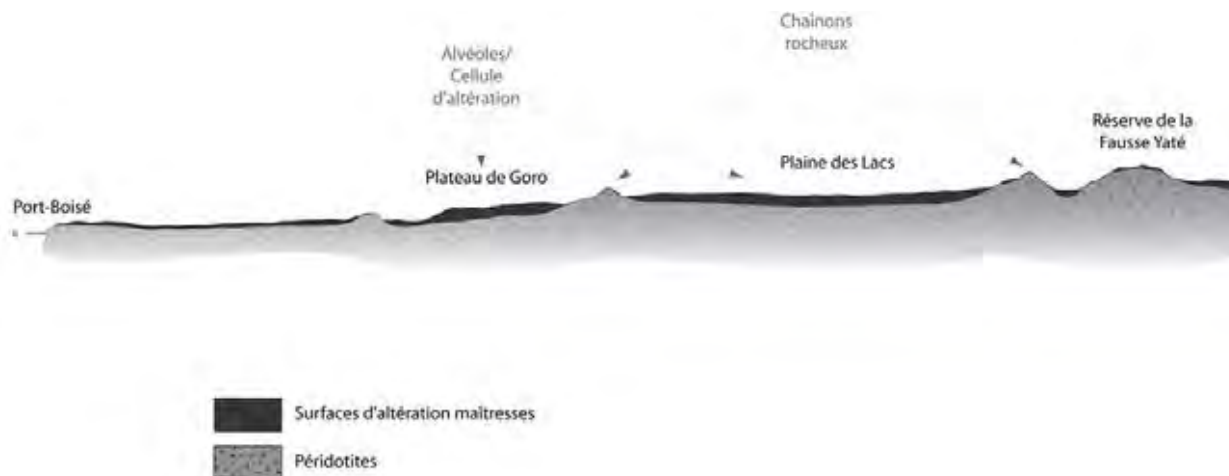


Figure 4 : Coupe morphologique de la région de Goro (100 000ème).

3.3.2. LE MASSIF DU BOULINDA-KOPÉTO

La taille de ce massif en fait la klippe la plus imposante de la Grande-Terre (le Massif du Sud n'étant pas considéré comme l'une d'entre elle). On a pour habitude de distinguer le massif du Kopéto, le plus au Nord, culminant à 1026 m et le massif du Boulinda, au Sud, dont le pic Boulinda culmine à 1330 m.

Le massif du Boulinda (Fig. 7, 11 & 12), largement étudié par Latham (1975), se présente comme un ensemble ayant subi une série de planations dont il ne reste que des lambeaux de paléosurfaces. Le massif est composé de trois unités géomorphologiques distinctes : la ou les paléosurfaces disséquées par des dolines, les versants et les fonds de vallées. Quatre niveaux morpho-structuraux sont différenciés au niveau des paléosurfaces :

- niveau I : zone de plateau situé entre 1150 et 1300 m d'altitude. Son pendage vers le NE est inverse à celui du massif. Quelques reliefs résiduels constituent les points culminants de ce massif ;
- niveau II : ce niveau correspond à une série de lambeaux de pénéplaines étagés entre 1050 et 800 m. Ce niveau est parsemé de dépressions fermées ou vallées sans exutoire, identiques à celles observées dans le Sud du Massif du Sud ;
- le niveau III situé à une altitude variant entre 650 et 350 m, correspond à un glacis très disséqué par le réseau hydrographique ;
- le niveau IV d'extension limité s'observe sur certains épaulements à basse altitude.

Les versants sont très fortement pentés (40 à 45%) et s'amortissent légèrement vers les sommets.

Nos observations démontrent que le massif du Kopéto présente sensiblement les mêmes surfaces étagées (Figure 8).



Figure 5 : Vue générale du Massif de Goro depuis le chantier Exercice Minier. Notez au loin les crêtes acérées ceinturant les « plateaux ».



Figure 6 : Vue générale du contexte géomorphologique de Goro depuis le chantier Exercice Minier.



Figure 7 : Vue générale vers l'Est du Massif du Boulinda.

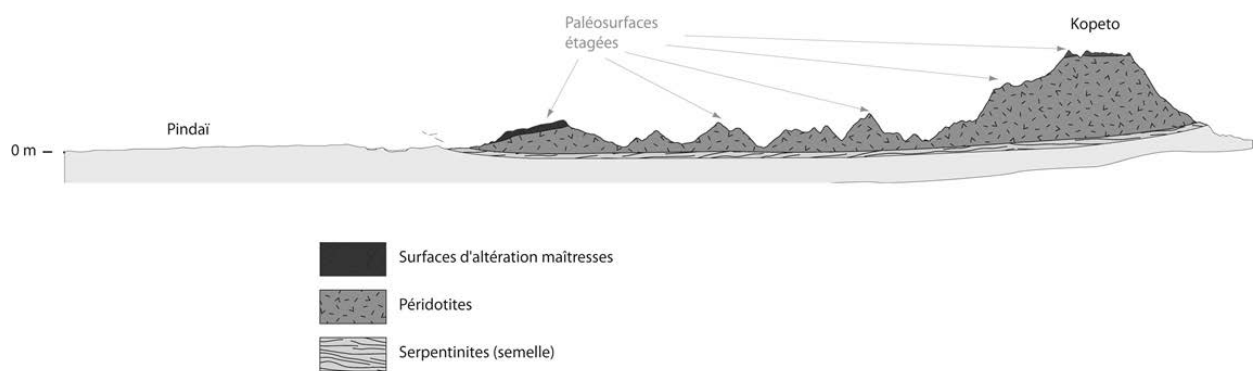


Figure 8 : Coupe morphologique du massif du Kopéto (100 000ème).



Figure 9 : Massif du Koniambo. Vue des exploitations sur le versant Ouest du massif

3.3.3. *LE MASSIF DU KONIAMBO*

Le massif du Koniambo présente un relief escarpé, s'élevant de la plaine côtière jusqu'à un premier plateau de 250 m d'altitude (Plateau de Kaféaté), puis passe rapidement à des replats à 500 m pour culminer à près de 930 m. Il s'étend sur 20 km de long et 5 km de large, pour une surface de l'ordre de 21 km² (Fig. 9, 10, 13 & 14). La paléosurface la plus haute s'étire selon un axe NW-SE (Bilboquet – Manguen - Centre), disséquée par des chaînons rocheux mais se terminant par le plateau de Trazy, ondulé et portant quelques dolines.



Figure 10 : Massif du Koniambo. Vue général du plateau Trazy entaillé par de profondes lavakas.



Figure 11 : Vue d'une paléosurface correspondant au niveau III (Népouto) sur le massif du Boulinda (Photo : L. Alizert).



Figure 12 : Doline au niveau d'une paléosurface correspondant au niveau III sur le massif du Boulinda (Photo : L. Alizert).



Figure 13 : Massif du Koniambo vu du Plateau de Tia (Photo : L. Alizert).



Figure 14 : Plateau de Trazy sur le massif du Kopéto (Photo : L. Alizert).

3.3.4. NAKÉTY – SMT

Le gisement « plateau » d'une superficie d'environ 42 ha et d'altitude moyenne 520 m est limité au Nord par une rupture de pente jalonnée par des affleurements de serpentinites orientés Est-Ouest. Contrairement au flanc Nord, le flanc Sud est en pente raide (30-35%), orienté selon les directions N60 et N120 (Fig. 15).

Le site du plateau (Fig. 16) présente une morphologie très particulière avec une série de dolines alignées selon une direction Est-Ouest. Ces dolines sont profondes et présentent une épaisseur importante de sédiments. La paléosurface correspondant à ce plateau morcelé en dolines est constitué essentiellement de blocs de cuirasse démantelée.

3.3.5. NAKÉTY - NMC

La concession minière étudiée (Euréka) est portée par le massif de Connau. Ce massif est divisé par une ligne de crête orientée globalement N120°E (Fig. 15). C'est le long de cette ligne que se trouve les épaisseurs de latérite les plus importantes. De part et d'autre de cette ligne de crête, on retrouve classiquement des croupes sur les versants (orientation N20°E). Comme sur le site de Nakéty SMT localisé plus au Sud, les cuirasses observées sur les points hauts sont intégralement demantelées (Fig. 17).

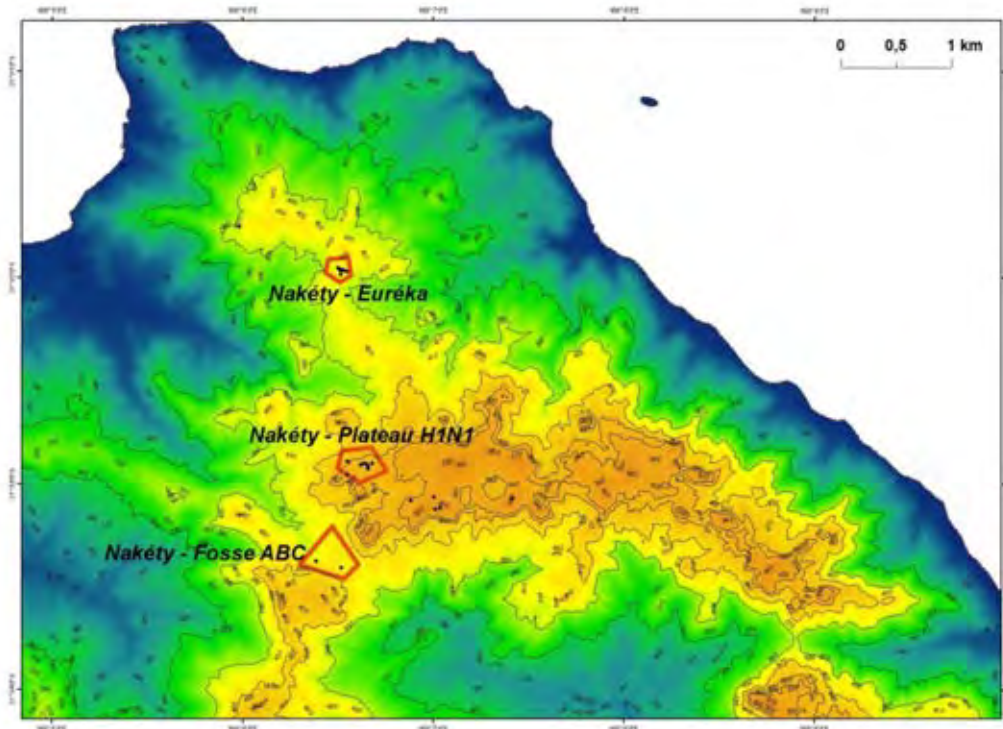


Figure 15 : Contexte géomorphologique des chantiers Plateau H1N1 (Nakéty – SMT) et Euréka (Nakéty – NMC) à partir des données du MNT. En rouge, les chantiers visités dans le cadre de ce projet.



Figure 16 : Nakéty SMT – Chantier d'exploitation Plateau H1N1 sur le flanc d'un relief



résiduel.

Figure 17 : Nakéty NMC – Chantier d’exploitation Euréka sur le flanc d’un relief résiduel.
Notez l’aspect démantelé de la cuirasse.

3.3.6. *LE MASSIF DE PORO*

Au niveau de Poro, deux sites ont été visités (Fig. 18 & 19) :

- La mine La Française, Centre de Formation aux Techniques de la Mine et des Carrières (CFTMC) dont les titres miniers appartiennent à la SLN ;
- L’exploitation de Bonini appartenant également à la SLN.

Dans les deux cas, ces exploitations ont vécu une longue histoire dont il ne subsiste que peu de traces documentaires. Il est particulièrement difficile de définir une géomorphologie précise.

La mine La Française semble s’étaler sur une succession de replats et de croupes sur les versants Nord-Est du massif culminant à 679 m d’altitude au niveau du Gwâ Nédoï. Les épaisseurs de latérite sont faibles, mais riches car elles surplombent le célèbre minerai quadrillé de Poro.

Le gisement de Bonini se trouve d’une part sur un plateau latéritique déjà bien entamé par l’exploitation, et d’autre part sur le versant Nord-Ouest de ce plateau, riche en latérite et plongeant dans le lagon.

3.3.7. *PRONY*

La morphologie du site de Prony se rapproche de celle observée sur le site de Goro. En effet, sur les concessions visitées (ancienne exploitation Penamax), on peut observer une grande paléosurface cuirassée incisée par les rivières actuelles. Cette surface présente sur sa bordure

Ouest et Nord des chaînons rocheux entourant ce bassin, et plonge doucement vers le lagon (Baie de la Somme) sur sa bordure Sud-Est.

Plusieurs sites regroupés sous l'appellation Prony ont été rapidement visités dans le cadre de ce projet : Penamax ; HF7, Bossuet, Marbeau (Fig. 20). Compte-tenu des données géologiques et géochimiques très limitées, ces sites n'ont pas été échantillonnés.

3.4. NATURE DU PROTORE – CONTEXTE PETROLOGIQUE

Deux paramètres semblent avoir une importance sur le développement du profil latéritique des péridotites de Nouvelle-Calédonie : la nature de la roche mère et le taux de serpentinisation. Bien que liés à des origines différentes, il nous a semblé opportun de regrouper ces deux paramètres dans ce paragraphe car ils concernent la nature et l'état de la roche mère sur

laquelle se développe l'altération.



Figure 18 : Poro – Carrière C1.



Figure

latérite
lavaka.

19 : Prony – site
Marbeau :
affleurement de
à la faveur d'une



Figure 20 : Vue générale du site de Poro depuis le site La Française.

La plupart des descriptions géologiques des sites miniers font état de la présence sous le manteau d'altération d'une roche mère représentée principalement par des harzburgites montrant localement mais de façon assez systématique des intercalations de dunites. La présence de filons ou sills de gabbro est localement décrite. A la lecture de ces descriptions, il semble donc que l'on soit en présence d'une roche mère globalement identique sur l'ensemble des sites miniers. A défaut d'arguments contraires, on considère communément que le bed-rock, observée à l'affleurement ou en sondage, est représentatif de la roche mère à partir de laquelle le profil d'altération s'est développé. Mais est-ce réellement et toujours le cas ? Il est difficile de répondre à cette question dans le cadre de ce projet. En revanche, il nous semble possible de distinguer différents types de bed-rock.

3.4.1. LE MASSIF DE GORO

A Goro, le bed-rock est représenté par des harzburgites, des dunites, des wehrlites à plagioclase et des gabbros cumulats. Les dunites en niveaux plus ou moins continus, en poches ou lentilles sont de plus en plus abondantes à proximité des gabbros et des wehrlites. Ces dernières, localement à plagioclase interstitiel (Fig. 25), sont représentées par un faciès rubané ou par de grands cristaux poecilitiques de clinopyroxène englobant les cristaux d'olivine. Les gabbros cumulats sont bien exposés dans la Baie de Prony (Maurizot et al., 2002a). Un réseau relativement dense de veines et veinules altérées a été observé sur le front de taille du chantier Exercice Minier. Un équivalent probable non altéré a été observé au niveau du col Paillard (Fig. 21).



Figure 21 : Injection de dyke de gabbro/wehrlite recoupant les harzburgites au niveau du col Paillard.

3.4.2. LE MASSIF DE TIÉBAGHI

Le Massif de Tiébaghi diffère des autres massifs de péridotite par sa richesse en chromitite et par la diversité des faciès ultramafiques qui le composent. Moutte (1979) y voit une « série différenciée » avec de bas en haut et du Nord-Est au Sud-Ouest, une formation de dunites et harzburgites, des harzburgites à diopside, des lherzolites à spinelle, des lherzolites à plagioclase, des pyroxénites avec apparition locale de plagioclase. Un cortège filonien important recoupe ce massif. Ces filons, parfois pegmatitiques, sont bien visibles à proximité de la laverie de la SLN.

Le profil d'altération recoupé par sondage sur la zone de plateau met en évidence par rapport aux profils des autres massifs, la présence d'un horizon supérieur acide (HSA) en position équivalente à l'horizon de transition, et un horizon de gley, localisé sous l'horizon HSA. Le détail de ces différents horizons sera présenté ci-dessous.

3.4.3. LE MASSIF DU KONIAMBO

Les péridotites du Massif du Koniombo sont représentées principalement par des harzburgites. Des intercalations de dunites sous forme de bancs, lentilles ou corps de dimensions centimétriques à pluri-hectométriques sont observées (Maurizot et al., 2002b ; Audet, 2009). Les filons de gabbros sont rares sur le massif du Koniombo. Un filon de roches feldspathiques altérées (gabbro ?), orienté NS, et dont l'épaisseur peut atteindre 3 m est signalé dans le secteur de Manguen. Les péridotites de la partie SW du massif sont fortement serpentinisées et représentent un faciès de transition avec la semelle de serpentinites bien exposée à présent dans la baie de Vavouto.

3.4.4. LE MASSIF DU KOPÉTO-BOULINDA

Ce massif est constitué de l'ensemble ultrabasique Kopéto, Boulinda, Paéoua. Il comprend essentiellement une masse de péridotite reposant sur une semelle de serpentinite laminée dont l'épaisseur serait de l'ordre de 100 m (Latham, 1975). Les péridotites sont composées principalement de harzburgites à intercalations de dunites.

Les filons recoupant sont visibles à plusieurs endroits du massif, leur fréquence augmente largement à proximité du site de Siréis au cœur du massif. Certains de ces faciès intrusifs sont acides (Fig. 22).

La petite carrière visitée, au sommet du massif, est localisée sur la concession Monique. La proximité du bedrock (Figure 23 & 24), la faible épaisseur de latérite et la présence locale de veinules à garnièrite suggèrent qu'il ne s'agit pas de latérite jaune mais plus vraisemblablement d'une latérite de transition voire de saprolite. Quelques échantillons ont cependant été prélevés sur ce site. Le fort taux de serpentinsation du bedrock est vraisemblablement responsable du développement limité du profil d'altération.

Les péridotites du site du Kopéto sont parmi les moins serpentinisées. Ainsi ce faciès sert-il de référence pour le terme « faciès supérieur » utilisé par les mineurs.

3.4.5. LE MASSIF DE PORO

Les roches non altérées du massif de Poro sont représentées principalement par des harzburgites. Ces roches sont des péridotites à faciès Poro. Il s'agit d'un faciès sommital très peu serpentinsé (Fig. 24), caractérisé par un réseau de diaclases important qui par altération

météorique donne le minéral quadrillé de Poro. Les faciès « intermédiaire » et « normal » caractérisés par un taux de serpentinisation croissant, sont observés sur les bordures Est et Ouest du massif de Poro.



Figure 22 : Intrusif acide observé sur le massif du Boulinda.



Figure 23 : Affleurement de latérite dans une petite carrière au sommet du Boulinda (Concession Monique ?). La proximité du bedrock (harzburgite) est bien visible dans la partie gauche de la photographie.



Figure 24 : Massif du Boulinda. Réseau de veines à garniérinite dans la saprolite.

3.4.6. SYNTHÈSE

La pétrologie du bedrock n'a pas donné lieu à des caractérisations très poussées dans le cadre de ce projet. Les données de la littérature et les quelques caractérisations sur lame mince semblent indiquer que les roches rencontrées sur la plupart des massifs, qu'il s'agisse des harzburgites ou des dunites, sont peu différentes en termes d'assemblage minéralogique et de chimisme des phases primaires. Si ces roches correspondent effectivement aux roches mères à partir desquelles les profils d'altération se sont développés, le critère pétrologique ne semble pas être déterminant pour la typologie des latérites.

En revanche, certains sites sont caractérisés par des faciès propres comme les dykes de wehrlite à plagioclase de Goro ou encore, les harzburgites à diopside, les lherzolites à plagioclase et les pyroxénites bien développées sur le massif de Tiébaghi qui sont à l'origine de particularités au niveau des profils d'altération : niveaux riches en Al_2O_3 dans les latérites de Goro provenant vraisemblablement du remplacement des niveaux de wehrlite à plagioclase, horizon HSA et de gley des profils d'altération de Tiébaghi.

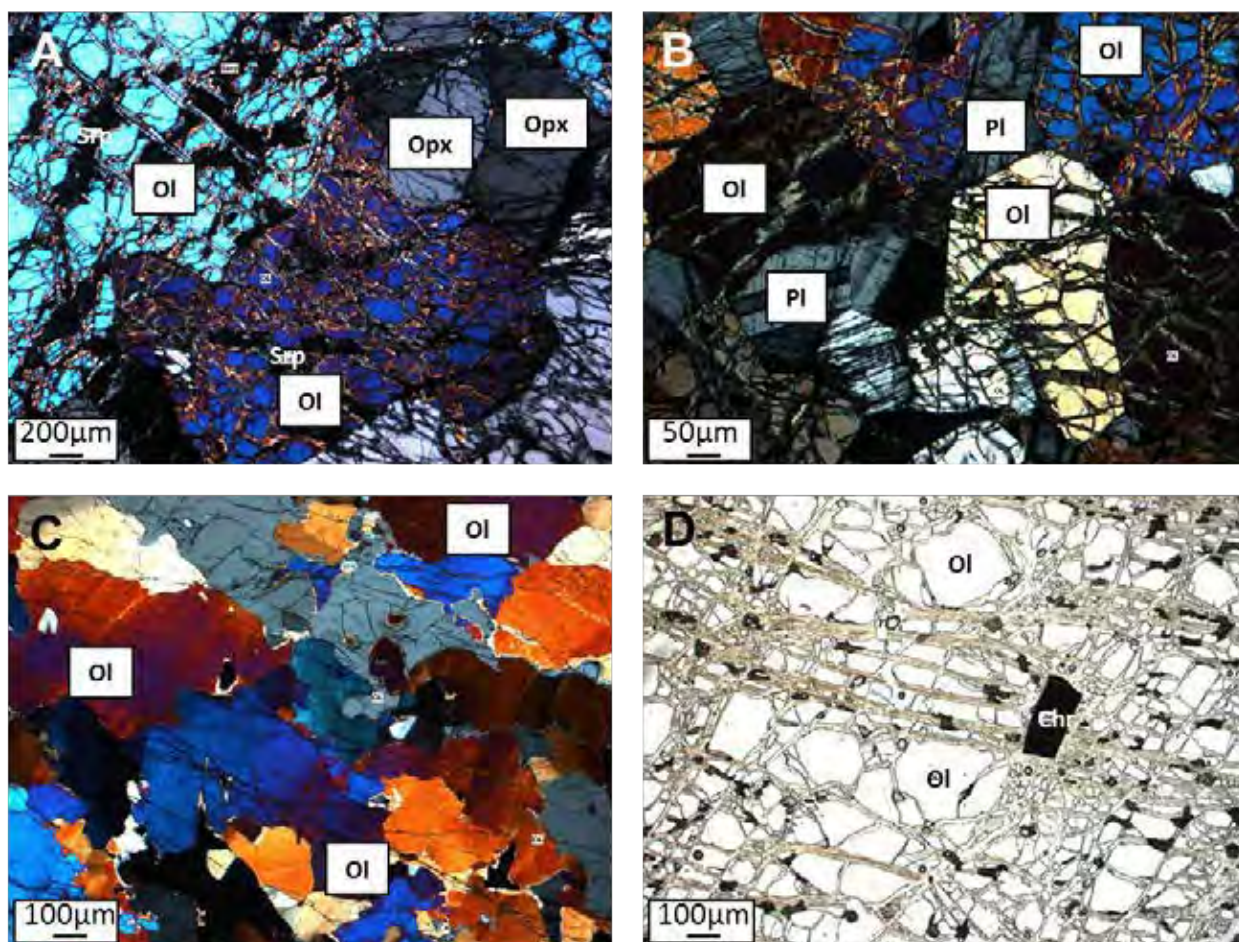


Figure 25 : Photographie en microscopie optique sur lame mince des roches saines des sites de Goro, Poro-Bonini et La française. A) Harzburgite de Goro (éch. NC4). B) Wehrlite à plagioclase de Goro (éch. NC3). C) Harzburgite de Poro (éch. Poro03). D) Dunite du chantier La Française (éch. FRAN01). A), B) et C) lumière polarisée et analysée.

D) lumière polarisée. Notez l'absence de veines de serpentine pour la harzburgite de Poro.

3.5. LES DIFFERENTS TYPES DE LATERITE

Sur la base des critères géomorphologiques et pétrologiques, il nous semble donc à présent possible de distinguer, à ce stade de l'étude, quatre grands types de profil d'altération :

- le type A : symptomatique des gisements de type bassin, principalement représenté par le site Exercice Minier de Goro ;
- le type B : symptomatique des gisements de montagne (klippes de la côte Ouest à l'exception du site de Tiébaghi), gisements du Nord du Massif du Sud ;
- le type C : représenté par le site de Tiébaghi, caractérisé par une lithologie nettement différente de celle des autres sites et un profil d'altération particulier ;
- le type D : représenté par le chantier Monique du massif du Boulinda, traité séparément compte-tenu du taux de serpentinisation élevé de la roche-mère.

3.5.1. LE TYPE A

Dans le contexte du site de Goro, ce type peut être subdivisé en deux sous-types, le type A1 communément observé sur le site et le type A2 caractérisé par la présence d'intercalations d'horizons de dépôts fluvio-lacustres au-dessus d'un profil de type A1.

3.5.1.1. Le sous-type A1

Le profil d'altération comporte cinq horizons principaux, avec de la base vers le sommet :

- le bed-rock non altéré : cet horizon n'a pas été observé directement sur le terrain mais recoupé dans les sondages du chantier Exercice Minier;
- la saprolite : un seul pointement de saprolite été observé sur l'un des fronts de taille du chantier Exercice minier. Il est également recoupé en sondage;
- l'horizon de transition;
- la latérite jaune ;
- la latérite rouge ;
- la cuirasse.

Les caractéristiques de ces différents horizons sont regroupées dans le tableau 1, issues du traitement géostatistique des données de sondage fournies par Vale.

Le logging et les données géochimiques de 533 sondages réalisés sur le chantier Exercice Minier nous ont été fournis par Vale-Inco. Ces sondages ont été implantés pour l'essentiel en bordure Ouest d'un plateau bordé au Sud par une crête culminant à plus de 300 m d'altitude (Fig. 26). La maille de sondage varie de 12.5 x 12.5 m à 50x50 m. L'interprétation des données sur la puissance des différents horizons (Tableau 1) et sur leurs caractéristiques géochimiques (Tableau 2) est basée sur l'ensemble de ces 533 sondages.

Les différents horizons montrent une forte variabilité d'épaisseur, en lien avec la structuration du protore qui sera abordée dans la partie 2 de ce rapport. En moyenne et par comparaison avec les autres sites visités, ces profils sont caractérisés par une forte épaisseur de latérite jaune qui constitue le minerai principal de Goro en terme de volume et de composition chimique, et un horizon de saprolite relativement peu développé.

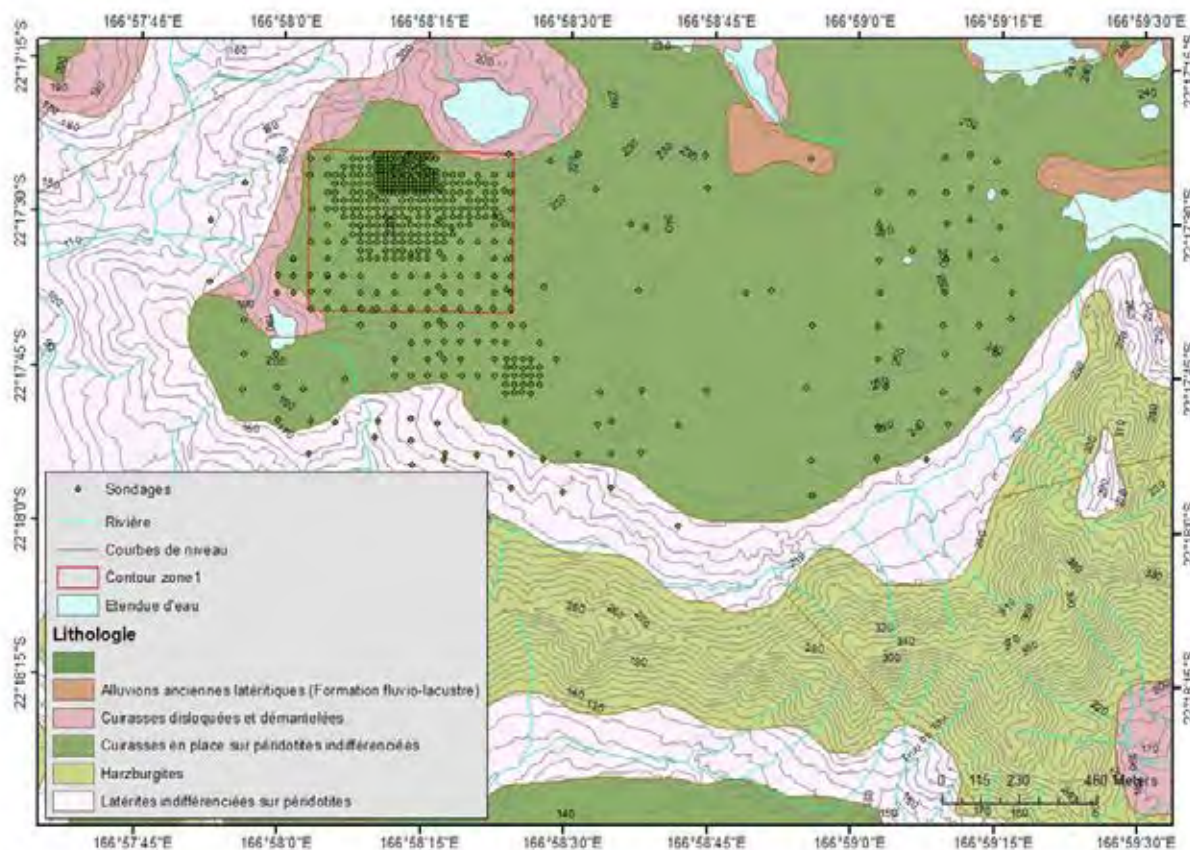


Figure 26 : Caractéristique topographique et géologique de la zone d'étude et localisation des sondages analysés. L'encadré rouge correspond à la zone plus particulièrement ciblée dans le cadre de l'étude de la structuration du protore et de la distribution des teneurs en Ni et Co (géologie extraite des cartes au 50 000ième).

D'une manière générale, le traitement des données géochimiques met en évidence les évolutions suivantes classiquement observées le long des profils latéritiques :

- Une augmentation des teneurs moyennes en Ni de la latérite rouge jusqu'à la saprolite ;
- Un enrichissement maximum en Co dans l'horizon de transition ;
- Une augmentation des teneurs en SiO₂, MgO de la latérite rouge vers la saprolite.

On observe également des teneurs localement élevées en Al₂O₃ et Cr₂O₃ qui correspondent respectivement, d'après nos observations de terrain, à des niveaux de gabbro ou de wehrlite à plagioclase remplacés par de la gibbsite et des accumulations de cristaux de chromite correspondant probablement à des niveaux altérés de dunite.

Des teneurs élevées en SiO₂ sont également observées dans tous les horizons avec des teneurs atteignant plus de 85 % dans l'horizon de transition et dans la saprolite. Ces teneurs élevées correspondent vraisemblablement à des « veines » de silice ou de quartz observées fréquemment dans la saprolite et recoupant les veines de garnièrite, sans doute préservées dans les horizons d'altération supérieurs. La présence de niveaux de brèche siliceuse commune sur de nombreux sites miniers n'est pas à exclure mais n'a pas été confirmée par nos observations de terrain.

Tableau 1 : Gamme de variation d'épaisseur des différents horizons (basée sur la totalité des sondages). ICP + ISH : cuirasse + horizon gravillonnaire. LATR : latérite rouge. LATJ : latérite jaune. TRN : horizon de transition. SAP : saprolite.

Horizon	N de sondage	Epaisseur (m)	Moyenne (m)
ICP+ISH	525	0 – 16.3	3.53
LATR	525	0 – 24.76	5.76
LATJ	522	0 - 50	25.33
TRN	525	0 – 55.2	5.56
SAP	525	0 – 45.4	10.7

Tableau 2 : Caractéristiques géochimiques des échantillons des différents horizons du profil d'altération du site Exercice Minier à Goro.

		Ni	Co	Fe	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	Cu	Zn	LOI
LATR N=2429	Minimum	0.11	0.00	16.79	0.31	0.00	1.89	0.74	0.04	0.00	0.00	8.52
	Maximum	1.92	0.70	57.57	34.53	17.32	43.63	12.37	4.38	281.00	666.00	26.88
	Moyenne	0.83	0.03	52.30	1.54	0.32	5.27	3.35	0.37	47.95	298.57	13.00
	Ecart-type	0.25	0.04	3.11	0.91	0.40	2.83	1.08	0.30	22.33	85.17	1.38
LATJ N=13847	Minimum	0.07	0.00	3.63	0.51	0.00	0.54	0.12	0.03	0.00	0.00	0.88
	Maximum	3.57	3.17	60.04	52.21	41.03	44.99	40.62	25.84	11100.00	1210.00	27.12
	Moyenne	1.30	0.11	49.60	2.56	0.50	5.85	3.69	1.03	58.85	387.30	13.06
	Ecart-type	0.34	0.17	4.08	2.93	0.51	3.49	1.13	1.33	102.56	118.93	1.34
TRN N=3161	Minimum	0.15	0.01	2.33	0.89	0.18	0.08	0.18	0.05	0.00	0.00	1.79
	Maximum	6.04	2.17	57.71	88.92	45.29	40.28	16.35	48.30	562.00	956.00	25.06
	Moyenne	1.63	0.23	37.89	17.64	2.73	6.60	2.98	1.69	64.44	327.55	11.45
	Ecart-type	0.57	0.23	10.59	16.27	3.83	5.12	1.19	2.20	53.12	137.84	2.73
SAP N=6137	Minimum	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Maximum	6.03	1.55	51.05	86.74	46.06	30.68	9.86	11.70	681.00	814.00	25.04
	Moyenne	1.70	0.06	12.23	42.83	24.88	1.86	0.97	0.45	16.93	124.43	8.52
	Ecart-type	1.04	0.09	8.34	8.80	11.72	2.45	0.79	0.66	36.04	111.49	1.78

Avec des teneurs moyennes de l'ordre de 1.3 % Ni et 0.11 % Co, les latérites jaunes, bien que montrant des teneurs en Ni et Co bien inférieures à celles des saprolites exploitées en Nouvelle-Calédonie, constituent le minerai principal en terme de volume et de composition chimique.

L'horizon de saprolite est irrégulier et ses teneurs en Ni sont parmi les plus basses de tous les gisements de Nouvelle-Calédonie où ce type de minerai est exploité (communication Vale).

Dans le cas du site de Goro, la relativement faible épaisseur de saprolite et les teneurs en Ni peu élevées (par rapport au minerai silicaté des autres sites de Nouvelle-Calédonie) trouve probablement son origine dans la position géomorphologique particulière des alvéoles d'altération et les conditions de drainage qui en résultent.

Le minerai garniéritique ou silicaté se développe dans des environnements bien drainés, caractérisés par des fractures ouvertes, des zones à fortes perméabilités. Les enrichissements maximum en Ni de cet horizon sont liés à de multiples cycles de lessivage et de dépôt en lien avec les variations du niveau de la nappe phréatique. Ce processus se poursuit tant que le front d'altération entre saprolite et roche mère est situé au-dessus du niveau phréatique (McFarlane, 1976, Brand et al., 1998). Sur le site de Goro et d'une manière générale sur une grande partie du Sud du Massif du Sud, et contrairement aux sites de la côte Ouest et du Nord du Massif du Sud, l'absence de mouvements verticaux n'a pas permis une progression verticale du front d'altération et les phénomènes de lessivage et dépôt sont relativement limités. Les bassins latéritiques du Sud du Massif du Sud peuvent être considérés comme des gisements « les pieds dans l'eau ».

Les sites de Prony sont d'une manière générale proches (géomorphologie, nature du bed-rock) de celui de Goro. Les seules données géochimiques dont nous disposons concernent un nombre limité de données d'échantillons de surface. Les données concernant la latérite jaune des différents sites sont très similaires (Tab. 3). Seul le site de la Penamax semble se distinguer par des teneurs en Ni plus élevées (2,24 %). Ces teneurs sont cependant couplées à des teneurs également plus élevées en MgO et SiO₂ suggérant que les échantillons analysés correspondent soit à la base de l'horizon de latérite jaune, soit à l'horizon de transition.

Tableau 3 : Données géochimiques d'échantillons de latérite jaune prélevés en surface sur les sites Bossuet, HF7, Marbeau et Penamax.

Site	No		Ni (%)	Co (%)	Fe2O3 (%)	Fe (%)	SiO2 (%)	MgO (%)	Al2O3 (%)	Cr2O3 (%)	Mn (%)	CaO (%)
BOSSUET	11	Moyenne	1,34	0,19	67,43	47,16	3,91	1,10	5,58	3,83	2,03	0,03
		Min.	1,14	0,06	62,32	43,58	2,03	0,74	3,14	2,67	0,72	0,02
		Max.	1,73	0,34	71,70	50,14	7,22	1,58	7,75	5,09	7,61	0,08
		Ecart-type	0,23	0,09	3,44	2,40	1,78	0,30	1,58	0,71	2,31	0,02
HF7	27	Moyenne	1,17	0,13	72,10	50,42	2,64	1,12	4,92	3,73	0,96	0,02
		Min.	0,62	0,01	65,16	45,57	1,66	0,70	3,79	2,01	0,35	0,02
		Max.	1,69	0,46	77,35	54,09	5,25	2,44	7,20	6,66	2,27	0,02
		Ecart-type	0,22	0,13	2,52	1,76	0,74	0,41	0,81	1,10	0,57	0,00
MARBEAU	51	Moyenne	1,14	0,13	69,42	48,54	4,21	1,15	4,85	3,82	0,94	0,03
		Min.	0,57	0,01	57,97	40,54	1,89	0,40	2,26	1,39	0,10	0,02
		Max.	2,33	0,43	76,03	53,17	15,90	3,47	8,77	8,83	2,39	0,07
		Ecart-type	0,33	0,10	3,81	2,67	2,43	0,70	1,33	0,90	0,48	0,01
PENAMAX	9	Moyenne	2,24	0,20	66,06	46,19	9,43	2,01	3,67	3,31	0,77	0,02
		Min.	1,89	0,13	62,20	43,50	5,18	1,30	2,91	2,71	0,62	0,02
		Max.	2,47	0,25	70,25	49,13	14,16	3,04	5,12	4,15	1,05	0,02
		Ecart-type	0,22	0,04	2,57	1,79	3,04	0,67	0,71	0,48	0,16	0,00

3.5.1.2. Le sous-type A2

Ce sous-type a été défini, à la demande de C. Tessarolo, à partir de l'examen de trois sondages forés dans le bassin KO4, 10EX0148 forés dans le centre du bassin, 09EX0125 localisé à 250 m à l'Ouest du précédent et 09 EX0077 localisé à 500 m de 09EX0125. Les données géochimiques sur les latérites jaunes de deux sondages (analyses Cerege) semblent

indiquer des teneurs plus élevées en Ni (> 2 % ; Tab. 4). Compte-tenu du nombre limité d'échantillons, il est difficile de tirer des conclusions définitives sur cet enrichissement en Ni.

Tableau 4 : Caractéristiques géochimiques des échantillons de latérite jaune du site KO4.

Sondage	No		Ni (%)	Co (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	Fe (%)	SiO ₂ (%)	MgO (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Cr ₂ O ₃ (%)	MnO (%)
10EX0148	16	Moyenne	2,24	0,10	67,90	47,48	7,72	1,97	2,72	3,52	1,00
		Min.	1,39	0,07	58,60	40,98	2,42	0,39	1,18	2,59	0,82
		Max.	2,75	0,13	73,10	51,12	13,15	7,11	5,58	5,08	1,38
		Ecart-type	0,43	0,01	3,54	2,47	2,85	1,66	1,02	0,69	0,13
09EX0077	6	Moyenne	2,15	0,14	71,90	50,28	5,98	1,13	2,38	2,54	0,99
		Min.	0,86	0,08	66,60	46,57	1,88	0,34	0,87	2,00	0,61
		Max.	3,12	0,25	77,00	53,85	9,37	1,94	3,50	3,21	1,20
		Ecart-type	0,79	0,06	3,38	2,36	2,90	0,60	0,95	0,45	0,22

3.5.2. LE TYPE B

Ce type correspond à celui rencontré plus spécifiquement sur les massifs de péridotites de la Côte Ouest (à l'exception du Massif de Tiébaghi) et dans le Nord du Massif du Sud. Le modèle de ce type est principalement basé sur le Massif du Koniambo pour lequel nous disposons des informations les plus complètes. Ce type de profil a également été observé à Poro et sur le massif du Kopéto. Compte-tenu des dimensions de ce massif, il est difficile de le résumer à un profil. En effet, les observations réalisées sur le terrain montrent que plusieurs profils existent depuis des profils très peu développés comportant un mince horizon de latérite reposant directement sur la saprolite jusqu'à des profils très développés comme celui observé à la faveur d'une lavaka sur le site de Trazy. Des épaisseurs de latérites de l'ordre de 100 m ont été observées sur plusieurs sondages de ce site. Nous nous attacherons à décrire plus précisément ces profils très développés dans la mesure où ils sont caractérisés par une forte épaisseur de latérite jaune.

De haut en bas, ces profils d'altération sont proches de ceux observés à Goro et sont caractérisés par :

-
- Une cuirasse ferrugineuse ;
- Un horizon de latérite rouge ;
- Un horizon de latérite jaune ;
- Un horizon de transition généralement peu développé ;
- Un horizon saprolitique très développé en comparaison de celui développé sur les profils de type A.

Les caractéristiques de ce profil ont été abordées à partir de la base de données géochimique transmise par KNS pour les chantiers Manguen, Centre et Trazy (Fig. 27).

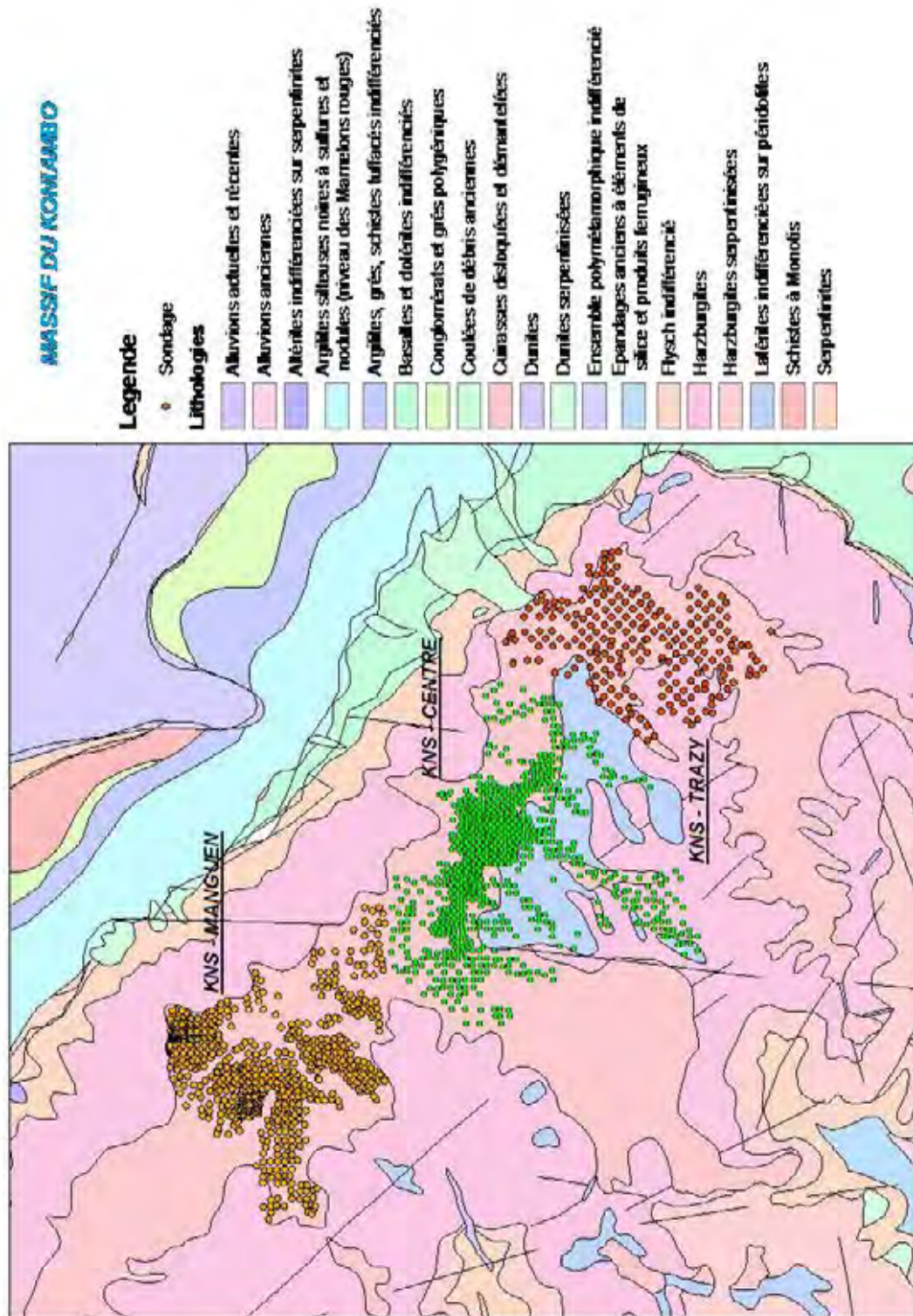


Figure 27 : Localisation des sondages des chantiers Manguen, Centre et Trazy (Massif du Koniambo) sur le fond de la carte géologique au 1/50 000ième.

Contrairement aux sondages réalisés sur le massif de Goro, relativement homogènes en termes de succession des horizons d'altération, ceux réalisés sur le Koniambo montrent une grande variabilité dans la succession des différents horizons recoupés. D'autres part, le logging ne fait pas toujours apparaître de façon évidente de distinction entre la saprolite et la roche mère. Afin de pouvoir comparer des profils identiques, il a été nécessaire de coder les différents sondages en fonction de la succession des horizons d'altération:

- Type 0 : sondage démarrant directement dans la saprolite (SAP) ou roche mère (BRK) ;
- Type 1A : sondage montrant la succession latérite rouge (LATR), latérite jaune (LATJ), horizon de transition (TRN), saprolite (SAP) ou roche mère (BRK) ;
- Type 1B : sondage montrant la succession latérite rouge (LATR), saprolite (SAP) ou roche mère (BRK) ;
- Type 1C : sondage montrant la succession latérite jaune (LATJ), saprolite (SAP) ou roche mère (BRK) ;
- Type 1D : sondage montrant la succession latérite rouge (LATR), latérite jaune (LATJ), saprolite (SAP) ou roche mère (BRK) ;
- Type 1E : sondage montrant la succession latérite rouge (LATR), horizon de transition (TRN), saprolite (SAP) ou roche mère (BRK) ;
- Type 1F : sondage montrant la succession latérite jaune (LATJ), horizon de transition (TRN), saprolite (SAP) ou roche mère (BRK) ;
- Type 1G : sondage montrant la succession horizon de transition (TRN), saprolite (SAP) ou roche mère (BRK).

L'horizon de cuirasse (CF) n'a été reporté que sur 17 sondages forés sur le chantier Trazy, 7 sondages forés sur Manguen et 29 sondages forés sur Centre d'où son absence dans les types de profil décrits plus haut.

Le nombre de sondages appartenant à chacune de ces catégories, sur chacun des différents sites a été comparé (Fig. 28). Les chantiers Centre et Trazy montrent une distribution similaire des différents types de sondage, alors que sur Manguen le type 1B (LATR-SAP/BRK) est dominant.

En termes d'altitude, les sondages du chantier Manguen se situent à une altitude moyenne de 689,3 m (min : 566,1 m ; max : 820 m) contre 792,24 m (min : 468.3 m ; max : 930.3 m) pour le chantier Centre et 814,4 m (min : 685,4 m ; max : 929 m) pour le chantier Trazy.

A l'échelle des chantiers de Trazy et Centre, les profils d'altération les plus complets (type 1A, 1D et 1F) sont situés aux altitudes les plus élevées tandis que les altitudes plus basses sont caractérisées par des profils tronqués (type 1B, 1E ; Fig. 28). Sur Manguen, les variations moyennes d'altitude sont moindres et la distribution des profils d'altération en fonction de l'altitude est beaucoup moins évidente à interpréter.

En termes d'épaisseur moyenne des horizons d'altération des différents types de profil, il apparaît une forte similitude entre les sondages des chantiers Trazy et Centre (Tab. 5). En revanche, les profils du chantier Manguen sont caractérisés par des épaisseurs plus faibles en particulier au niveau de la latérite jaune, quel que soit le type de profil considéré.

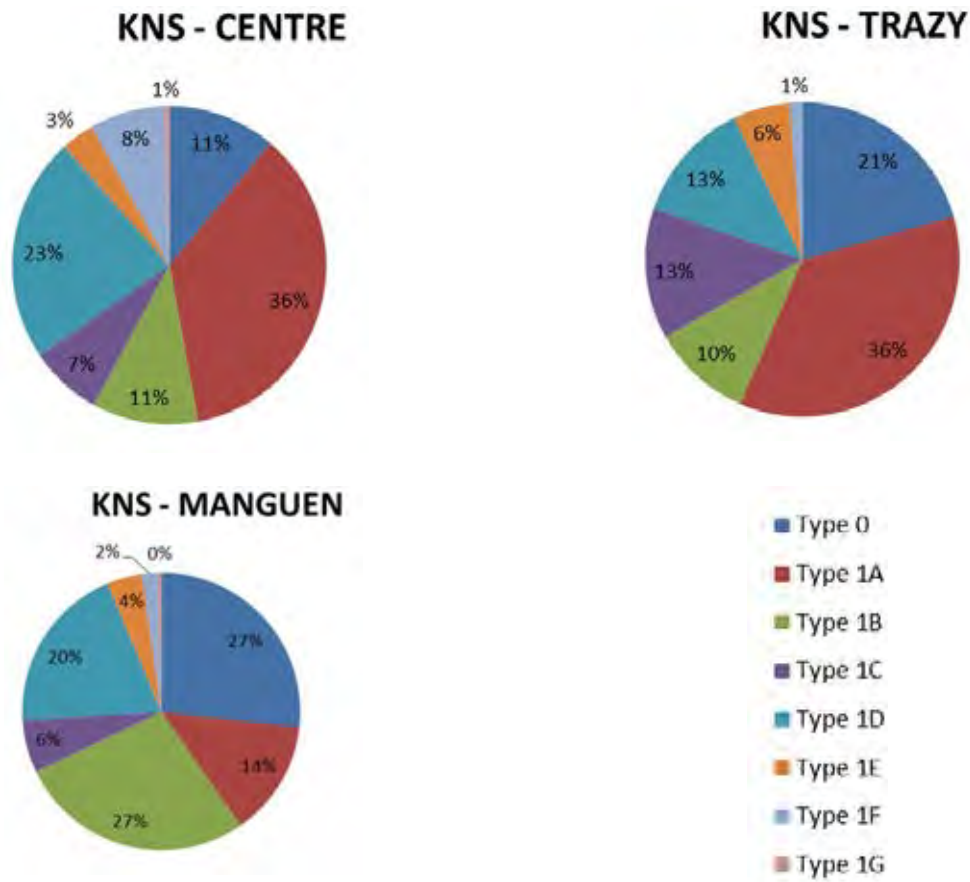


Figure 28 : Typologie des différents sondages du massif du Koniambo.

La chimie moyenne des horizons de LATR, LATJ et TRN est synthétisée dans le tableau 6. A Manguen, les latérites jaunes semblent légèrement plus riches en Ni et Co que celles des autres chantiers. Ces teneurs plus élevées sont accompagnées de teneurs plus fortes en MgO et plus faibles en Fe_2O_3 . Combiné à une épaisseur plus faible de cet horizon, il est probable qu'une partie des latérites jaunes les plus superficielles ait été érodée ne laissant que la partie inférieure de cet horizon, traditionnellement plus riche en Ni et Co à l'approche de l'horizon de transition.

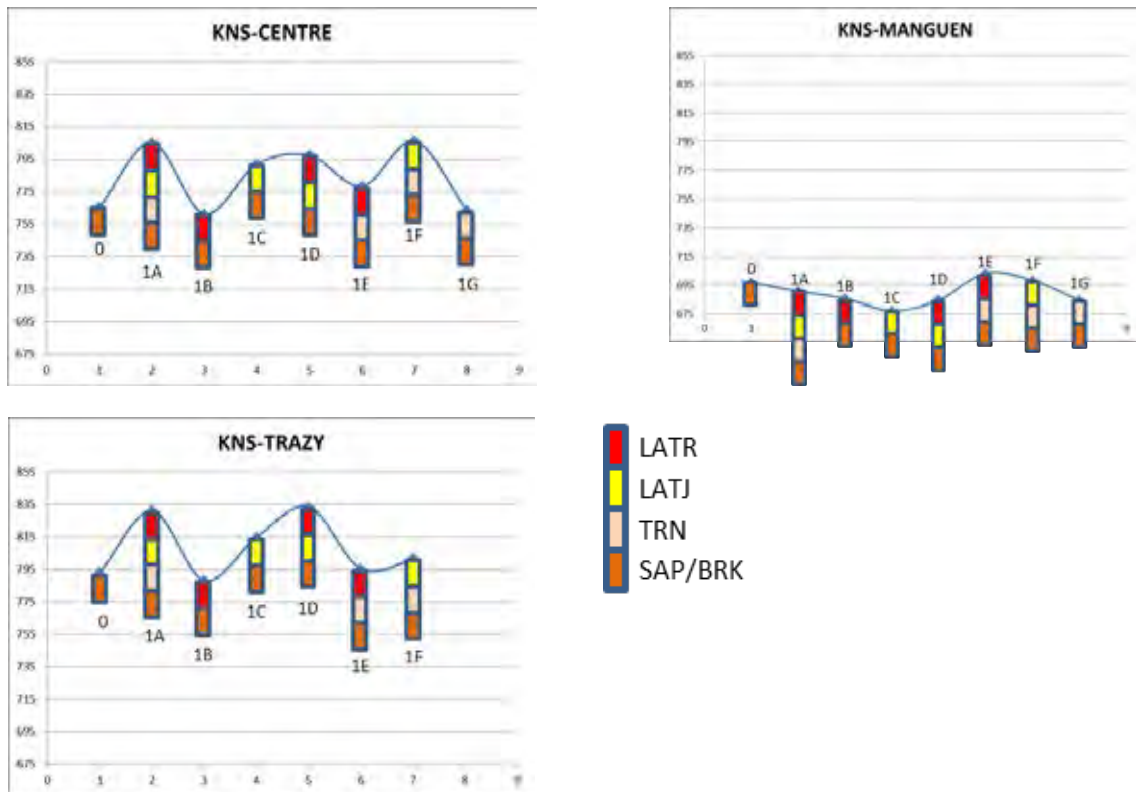


Figure 29 : Altitude moyenne des différents types de profils d'altération des chantiers Centre, Manguen et Trazy. (l'axe des ordonnées a été fixé de façon à pouvoir comparer l'altitude des différents chantiers).

Tableau 5 : Variations d'épaisseur (en m) des horizons d'altération des différents types de sondage des chantiers Manguen, Centre et Trazy.

		MANGUEN			TRAZY			CENTRE		
		LATR	LATJ	TRN	LATR	LATJ	TRN	LATR	LATJ	TRN
Type 1A	Min	0,0	0,2	0,2	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2	0,1
	Max	14,4	36,0	21,2	22,1	35,4	34,9	35,0	61,2	26,6
	Moy.	2,4	4,3	2,8	5,9	12,5	4,3	2,8	10,1	4,9
Type 1B	Min	0,2			0,2			0,2		
	Max	12,0			2,5			13,0		
	Moy.	1,7			1,2			2,0		
Type 1C	Min		0,2			1,0			0,2	
	Max		20,2			24,0			36,0	
	Moy.		2,3			9,7			11,0	
TYPE 1D	Min	0,2	0,2		1,0	0,8		0,2	0,2	
	Max	14,0	28,7		20,5	30,0		39,0	40,0	
	Moy.	1,9	2,7		6,7	12,8		2,9	9,0	
Type 1E	Min	0,4		0,2	0,6		0,7	0,3		0,3
	Max	8,7		9,1	8,5		9,0	4,2		14,0
	Moy.	2,3		1,9	3,3		3,0	1,6		4,1
Type 1F	Min		0,5	0,4		1,0	0,6		0,5	0,4
	Max		15,0	15,7		8,7	5,3		37,5	25,0
	Moy.		4,4	3,9		3,7	3,3		9,1	4,6
Type 1G	Min			1,0						1,0
	Max			5,5						11,1
	Moy.			2,8						3,5

Tableau 6 : Synthèse des données géochimiques des différents horizons d'altération (LATR : latérite rouge ; LATJ : latérite jaune ; TRN : horizon de transition) des sondages forés sur Trazy, Manguen et Centre sans distinction du type de profil.

Chantier	FACIES	N		Fe2O3 (%)	MgO (%)	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Ni (%)	Co (%)
			Moyenne	65,65	2,77	8,89	5,21	1,16	0,08
	LATR	424	Min.	9,80	0,16	0,54	0,37	0,14	0,02
			Max.	84,40	38,50	78,40	9,15	5,31	0,53
			Ecart-type	14,85	5,18	14,38	1,84	0,58	0,08
TRAZY			Moyenne	68,43	1,26	6,01	5,29	1,30	0,19
	LATJ	1710	Min.	12,62	0,19	0,74	0,33	0,17	0,02
			Max.	83,49	30,30	74,90	11,40	3,31	1,65
			Ecart-type	7,76	2,12	8,67	1,81	0,37	0,16
			Moyenne	47,63	6,53	26,02	3,63	1,88	0,22
	TRN	460	Min.	8,47	0,26	1,66	0,17	0,28	0,02
			Max.	74,20	43,40	80,70	9,08	5,16	1,47
			Ecart-type	15,84	7,22	18,26	1,90	0,68	0,19
			Moyenne	59,21	4,33	14,27	4,93	1,31	0,15
	LATR	1063	Min.	0,00	0,14	0,46	0,66	0,18	0,02
			Max.	81,40	41,40	76,20	9,13	3,49	0,71
			Ecart-type	13,98	5,32	12,89	1,53	0,46	0,10
			Moyenne	60,98	3,42	12,02	5,00	1,62	0,24
MANGUEN	LATJ	513	Min.	16,10	0,44	0,90	0,00	0,45	0,02
			Max.	77,70	24,80	63,30	15,10	4,39	0,70
			Ecart-type	12,14	3,88	12,34	1,43	0,46	0,12
			Moyenne	46,09	6,58	27,52	3,54	1,99	0,21
	TRN	904	Min.	0,00	0,37	1,81	0,07	0,39	0,02
			Max.	74,10	42,10	83,00	11,40	5,17	3,32
			Ecart-type	14,81	5,69	16,79	1,61	0,75	0,20
			Moyenne	66,32	2,28	8,75	4,83	1,04	0,11
	LATR	1354	Min.	8,35	0,14	0,32	0,26	0,12	0,01
			Max.	81,70	39,90	83,67	30,40	4,24	0,93
			Ecart-type	11,82	3,93	12,45	1,67	0,46	0,11
CENTRE			Moyenne	63,38	1,74	11,66	4,50	1,33	0,21
	LATJ	8273	Min.	8,00	0,16	0,52	0,09	0,19	0,01
			Max.	81,99	42,50	88,54	17,60	5,55	2,08
			Ecart-type	12,62	2,63	15,66	1,52	0,39	0,17
			Moyenne	47,24	4,68	29,09	3,24	1,68	0,24
	TRN	2746	Min.	6,94	0,20	1,55	0,01	0,22	0,01
			Max.	75,50	40,90	88,60	8,89	7,02	2,20
			Ecart-type	15,64	5,11	19,55	1,55	0,72	0,18

3.5.3. LE TYPE C

Ce type a été défini à Tiébaghi compte-tenu de la nature différente du bed-rock et l'identification d'un profil d'altération dont certains horizons d'altération ne sont observés sur aucun autre site.

Par rapport aux profils d'altération classiquement décrit en Nouvelle-Calédonie, celui développé sur la zone de plateau est caractérisé par la présence d'un horizon supérieur acide (HSA) en position équivalente à l'horizon de transition, et un horizon de gley, localisé sous l'horizon HSA.

L'horizon HSA présente une composition intermédiaire entre la saprolite et la latérite et se distingue par des teneurs élevées en Al_2O_3 . Des minéraux tels que des smectites et plus précisément des nontronites y sont souvent observés.

Un horizon de « gley » a été observé sur le chantier Santal. Cet horizon de couleur grise, est caractérisé par une forte odeur de soufre et son touché argileux. De fins rubans de sulfures, préservés de l'oxydation sont localement observés. Les caractérisations réalisées au microscope électronique à balayage sur quelques échantillons font apparaître des cristaux de sulfures de petites taille très automorphes. Deux morphologies sont présentes, des cristaux de forme octaédriques avec une composition Fe-S (pyrite probable) et des cristaux aciculaires ou en baguettes dont la composition est proche de celle de la pentlandite (NiFeS) avec des teneurs significatives en Co et Mn.

La répartition exacte de ces horizons à l'échelle de la zone de plateau n'est pas connue. Ces horizons n'ont pas été observés sur les fronts d'exploitation du chantier Vivaneau déjà largement exploités.

L'origine du niveau HSA, décrit uniquement à Tiébaghi, n'est pas connue. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées :

- La présence d'un cortège intrusif bien développé et en particulier la présence de lherzolite à plagioclase dont l'altération serait à l'origine des smectites ;
- La possibilité que la partie supérieure de l'ophiolite composée de wehrlite et de gabbro cumulat ait été intégralement altérée et soit la source de cet aluminium résiduel ;
- La présence de ces smectites pourrait être liée à l'existence de doline. Les travaux P. Sainte (2010) sur ce massif, ont mis en évidence l'existence d'un horizon riche en nontronite à la base d'une doline, à l'interface entre saprolite et latérite. Cette hypothèse peut être également avancée pour les gleys à sulfures décrits plus haut. Des dolines de ce type, riches en MO et en sulfures sont également observées localement dans les profils d'altération de Goro.

En termes de caractérisation des latérites, les données de sondages (3 851 sondages) du chantier Vivaneau nous ont été transmises par la SLN. Les épaisseurs moyennes des horizons de latérite rouge et jaune sont regroupées dans le tableau 7. Compte-tenu de la complexité des codes lithologiques utilisés pour l'horizon saprolitique, seules les données géochimiques des latérites rouges (LATR) et latérites jaunes (LATJ) ont été traitées. Les résultats des analyses de ces différents horizons sont regroupés dans le tableau 8. Les teneurs moyennes en Al_2O_3 des latérites rouges (>14%) et des latérites jaunes (>10%) sont en effet sans commune mesure avec les teneurs moyennes en aluminium des latérites jaunes des autres massifs étudiés. En revanche, les teneurs en Ni et Co sont comparables à celles observées sur les autres massifs étudiés.

Tableau 7 : Puissance moyenne des horizons de latérite rouge (LATR) et jaune (LATJ) des sondages du chantier Vivaneau à Tiébaghi.

	N Sondage	Epaisseur (m)		
		Moyenne	Min	Max
LATR	244	5,41	1	30
LATJ	1089	13,9	1	48

Tableau 8 : Composition géochimique des latérites rouges (LATR) et jaunes (LATJ) des sondages du chantier Vivaneau à Tiébaghi.

		Ni (%)	Co (%)	Fe2O3 (%)	Fe (%)	SiO2 (%)	MgO (%)	Al2O3 (%)	Cr2O3 (%)
LATR (277 éch.)	Moyenne	0,86	0,05	62,38	43,63	3,16	1,51	14,78	3,20
	Min.	0,10	0,00	28,03	19,60	0,01	0,06	0,41	0,79
	Max.	3,78	0,61	79,90	55,87	29,14	6,38	44,03	8,21
	Ecart-type	0,52	0,10	9,96	6,97	4,15	0,72	7,67	1,07
LATJ (5 109 éch.)	Moyenne	1,31	0,09	61,92	43,30	7,75	1,73	10,35	3,07
	Min.	0,12	0,00	7,90	5,52	0,00	0,00	0,00	0,00
	Max.	5,19	4,26	83,28	58,24	83,26	38,42	47,71	16,30
	Ecart-type	0,50	0,14	8,17	5,71	7,90	2,04	5,18	1,21

3.5.4. LE TYPE D

Nous ne disposons d'aucune donnée géochimique concernant ce massif et plus particulièrement le chantier Monique, échantillonné en 2011.

3.6. DISCUSSION

La synthèse proposée ici n'a pas la prétention de couvrir l'ensemble des occurrences de latérite jaune de Nouvelle-Calédonie. Les données utilisées pour réaliser cette synthèse proviennent des données bibliographiques, généralement peu abondantes en ce qui concerne les petites exploitations, des données de terrain, des données géochimiques provenant principalement de trois sites : Koniambo, Goro et Tiébaghi. Ce travail nécessiterait plus que les quelques missions de terrain réalisées et davantage de données géochimiques provenant de tous les chantiers miniers. Cette synthèse constitue cependant une première base pouvant guider les futurs travaux.

A ce stade de l'étude, quatre grands types de profil d'altération comportant des latérites jaunes ont été identifiés. Leurs caractéristiques géomorphologiques, pétrologiques et géochimiques sont regroupées dans le tableau 9 et les figures 30 à 32. L'aspect macroscopique des différents horizons des profils échantillonnés est représenté par des planches photographiques regroupées dans l'Annexe 2.

La principale distinction introduite dans cette typologie concerne la position géomorphologique actuelle des sites miniers. L'évolution géodynamique de la Nouvelle-Calédonie est à l'origine de la mise en altitude de certains massifs de péridotites (klippes de la Côte Ouest, Nord du Massif du Sud) alors que d'autres sont restés à une altitude moindre (Sud du Massif du Sud).

Les gisements de plaine (type Sud du Massif du Sud) ont été généralement préservés du démantèlement et subsistent sous forme de larges alvéoles d'altération où les profils d'altération (profils de type A) sont caractérisés par de fortes épaisseurs de latérite jaune mais des horizons saprolitiques généralement peu développés. Ces alvéoles peuvent être entaillées par le réseau hydrographique et par le développement de dolines où les altérites sont évacuées.

Les gisements de montagne ont subi un démantèlement important où l'altération essentiellement mécanique s'est traduite par :

- un morcellement des zones de plateaux uniquement préservées sous forme de bandes étroites, allongées et généralement bordées de reliefs résiduels ;
- des profils d'altération (profils de type B, C et D) localement relativement complets et puissants mais latéralement tronqués par disparition des horizons supérieurs, un faible niveau d'altérites reposant directement sur la saprolite.

Identifier le rôle de la nature de la roche mère sur le développement du profil d'altération suppose que ce profil se soit formé par altération de la roche actuellement observée sous ce profil, ce qui n'est pas forcément le cas. En l'absence d'autres évidences, il semble que la plupart des profils étudiés se soient formés à partir de péridotites composées principalement de harzburgite à intercalations de dunite. La seule exception concerne le site de Tiébaghi où un cortège filonien très développé est décrit. Sur ce site, un profil particulier est identifié (profil de type C) caractérisé par la présence d'un « horizon supérieur acide – HSA » et d'un horizon de gley à l'interface entre latérite jaune et saprolite. La nature exacte et la distribution de ces horizons à l'échelle du site de Tiébaghi restent très mal comprises.

L'influence du degré de serpentinisation de la roche mère sur le développement du profil d'altération et plus particulièrement sur l'horizon de latérite jaune est très difficilement identifiable. Son rôle sur le développement de l'altération au niveau de l'horizon saprolitique a été abordé par plusieurs auteurs mais aucune information concernant les horizons supérieurs

du profil n'a été trouvée. Un profil type a cependant été défini (type D) mais reste pauvrement caractérisé.

L'ensemble des données géochimiques disponibles (Goro, Koniambo et Tiébaghi), transmises par les opérateurs miniers, a été utilisé afin de comparer la géochimie des latérites jaunes des différents sites miniers en fonction de la typologie des latérites définie principalement sur des critères géomorphologiques et de nature du bed-rock (Tab. 9). La fiabilité des données varient sans doute d'un site à l'autre en particulier en ce qui concerne la sensibilité des techniques analytiques utilisées, de la préparation des échantillons, pour lesquelles nous ne disposons pas d'information. Les données concernant le site de Prony sont données à titre indicatif dans la mesure où il s'agit d'échantillons prélevés en surface et pas en sondage.

Cette synthèse masque sans doute les particularités propres à chaque site en termes de variations locales des teneurs en Ni, Co en particulier, mais donne une bonne représentation des variations chimiques entre les différents massifs de péridotite. Le traitement des données disponibles met en évidence une forte homogénéité des teneurs en Ni et Co des horizons de latérite jaune des différents types de profil d'altération, respectivement autour de 1,3 % et 0,15%. Sur tous les sites étudiés, ces teneurs augmentent généralement du toit vers le mur de l'horizon de latérite jaune. Cette apparente homogénéité est peut-être artificielle, si liée à un découpage des profils d'altération sur la base de la géochimie (les teneurs de coupure entre latérite et saprolite sont plus ou moins les mêmes d'un exploitant à l'autre) et non pas sur des critères strictement pétrologiques.

Les teneurs en Si et Mg augmentent généralement dans le même sens dans cet horizon suggérant que la présence de phases porteuses silicatées résiduelles. Les teneurs en SiO₂ des latérites jaunes sont largement plus élevées sur les profils de type B et C que sur les profils de type A. Ces teneurs élevées en SiO₂ ont dans un premier temps été considérées comme liées à une codification erronée de l'horizon recoupé en sondage. Il semble qu'il n'en soit rien. Ces teneurs ne sont pas rencontrées dans les parties les plus profondes de l'horizon de latérite jaune mais sont distribuées de façon relativement homogène tout au long du profil. Elles ne sont pas corrélées à des teneurs élevées en MgO, rendant l'hypothèse de l'analyse d'échantillons de l'horizon de transition ou de saprolite au lieu d'échantillons de latérite jaune peu probable. Il semble bien que ce soit une particularité des latérites jaunes des profils de montagne. Les teneurs en Al₂O₃ sont relativement similaires à Goro, et sur les différents chantiers du Koniambo. Elles sont liées, dans la majorité des cas, à l'analyse de filons de gabbro ou de wehrilite à plagioclase intercalés dans les harzburgites altérés en gibbsite. Dans le cas de Tiébaghi, les fortes teneurs en Al₂O₃ sont observées sur l'ensemble du niveau de latérite jaune et ne semble pas limitées à des niveaux particuliers. Cette chimie particulière des latérites jaunes du chantier Vivaneau est vraisemblablement liée à la nature différente des roches dont dérivent les latérites.

Malgré les limites exprimées ci-dessus, il semble que quelques grandes généralités puissent être dégagées :

- Les volumes les plus importants de latérite jaune sont rencontrés dans le Sud du Massif du Sud. Au cours de l'évolution géodynamique de la Nouvelle-Calédonie, cette partie du Massif du Sud a été globalement préservée du démantèlement des profils d'altération par action de l'altération mécanique visibles sur les chantiers de montagnes. Des zones de plateau, où des profils d'altération complets et localement épais sont observés sur la plupart des gisements de montagnes mais leurs dimensions sont sans communes mesures avec celles des plateaux du Sud du Massif du Sud. Il s'agit généralement de zones étroites en cours de démantèlement caractérisées par des flancs où les profils

- d'altération sont tronqués, des altérites de faible épaisseur, reposant plus ou moins directement sur les saprolites ;
- Les épaisseurs les plus fortes de latérite jaune sont rencontrées dans les profils de type A. Même si de fortes épaisseurs sont localement observées pour les profils de type B et C, elles sont d'une manière générale bien inférieures à celles du type A ;
 - Les latérites jaunes des profils de type A semblent les plus matures. Elles sont caractérisées par de faibles teneurs en MgO et SiO₂ traduisant un lessivage efficace de ces éléments. Les teneurs élevées en SiO₂ des profils de type B et C sont probablement liées à une évacuation incomplète de la silice initialement présente au niveau des saprolites ;
 - Les teneurs en Al₂O₃ sont relativement comparables dans les profils de type A et B. Les fortes teneurs sont irrégulièrement réparties dans l'horizon de latérite jaune, liées à la présence d'un réseau de veines et veinules de gabbro, de wehrlite à plagioclase. Sur le chantier Vivaneau (Massif de Tiébaghi), les teneurs élevées en Al₂O₃ (> 10 %) sont distribuées de façon relativement homogène sur l'ensemble de l'horizon de latérite jaune et sont liées à une nature pétrologique différente du protore ;
 - Les teneurs en Ni et Co des latérites jaunes sont remarquablement comparables d'un site à l'autre. Les teneurs légèrement plus élevées sur le site de Penamax (Prony) sont probablement liées à l'échantillonnage d'un niveau plus proche de l'horizon de transition.

TYPE A – Bassin

Sous-type A1 : Profil « classique »

Sous-type A1 Profil « classique »

Exemples :

Sud de FER à Goro (essai minier) ;
HF7 à Prony

Cible :

- Gisement de type oxydé, uniquement exploité pour les latérites ;
- Gisement de fort tonnage > 100 Mt, moyenne de 1,4 % Ni et 0,1 % Co
- Type uniquement observé dans le sud du Massif du Sud ;
- Faibles teneurs en Si et Mg ;
- Fortes teneurs en Fe > 40 %.

Morphologie :

- Bassin endoréique ou bassin partiellement ouvert ;
- Chainons rocheux bordant ces bassins ;
- Généralement deux types de profils, celui du bassin mais aussi celui de pied de pentes (pauvre en Ni/Co) constitué d'éléments très remaniés de type colluvion ;
- Profil cuirassé sur sa partie supérieure ;
- Epaisseur de profil maximum au centre du bassin et se biseaute graduellement vers les bordures.

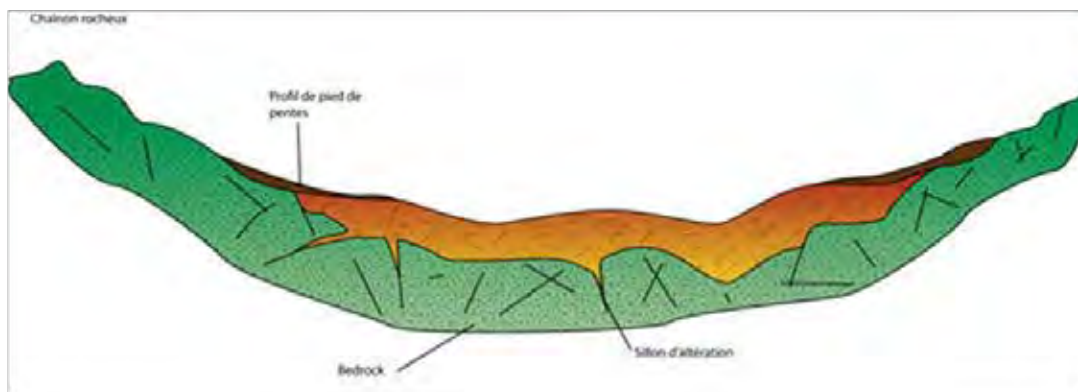
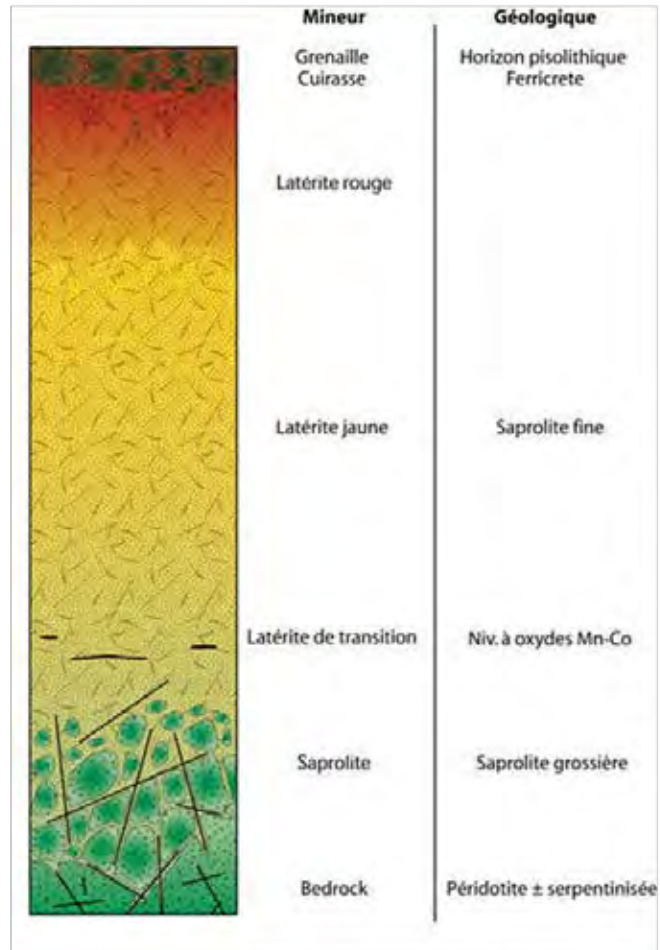


Figure 30 : Fiche synthétique des caractéristiques des profils de type A1.

TYPE A1 (Suite)

Profil :

	Epaisseur (m)	Moy. en Ni (%)	Moy. en Fe (%)	Minéralogie
Cuirasse(+ grenaille)	3	-	-	Hem±Gt
Latérite rouge	5	0,8	52	Gt+Hem
Latérite jaune	25	1,3	50	Gt±Hem±Tlc±Cr(±Gbs si passe de wehrlite ou gabbro)
Latérite de transition	5	1,7	38	
Saprolite	10	1,8	12	Ol+Opx+Lz±Cr(±Tlc±Chl±Sme pour les termes plus altérés)
Bedrock	-	-	-	

- Les approfondissements locaux sont liés à la présence de faille qui facilite le drainage des fluides et/ou à des variations de proportion de serpentine ;
- Sillons NS principaux et rares sillons EW ;
- Trois familles de faille bien marquées en linéaments de surface et en structures du bedrock : i) N0-10° ; ii) N30-40 ; iii) N90°.

Minéralisation

- Enrichissement maximum en Co dans l'horizon de transition ;
- Dans les latérites jaunes, les teneurs les plus élevées en Ni sont localisées à la base de cet horizon ;

Altération

- Toit des horizons d'altération parallèle à la surface topographique ;
- Irrégularités du bedrock sestompent sur le haut du profil ;
- Présence d'un niveau développé de « latérite de transition, intermédiaire entre saprolite et latérite jaune ;
- Variété lithologique dans la séquence (dont la présence de wehrlite et gabbro) vont être à l'origine de variations de chimisme soit sous forme de barrière influant sur le transfert vers le bas des eaux de surface, soit en termes de potentiel Ni.

Critères géochimiques

- Fe très élevé, souvent supérieur à 40% dès que l'on sort de la saprolite ;
- Fe et Al sont anticorrélés ;
- Ni est indépendant des autres éléments
- Cr et Zn fluctuent ensemble ;
- Si indépendant, localement associé à Mg ;
- Mn et Co ont des signatures de wads à oxydes de manganèse ;

Hydrogéologie

- Géométrie du profil d'altération dépendant du pseudo-karst sous-jacent ;
- Trois aquifères distingués : i) aquifère superficiel à la base de la cuirasse ; ii) aquifère profond de la zone de transition et la saprolite ; iii) aquifère du socle dans la roche mère mis en évidence par traçages hydrogéologiques

Structure

- Progression irrégulière du front d'altération matérialisée par une morphologie du toit du bedrock en « boîte à œufs » ;

- Cr et Zn ont un enrichissement marqué au milieu de la latérite jaune ;
- Concentrations en oxydes de Mn-(Co) observées au contact des veines à gibbsite (remplacement de veines de wehrlites et de gabbro) ;
- Les latérites jaunes développés sur wehrlite/harzburgite sont les plus riches en Ni et les moins riches en fer.

Phases porteuses

- Dans les latérites jaunes, les oxyhydroxydes de fer sont les principaux porteurs de Ni. A la base de cet horizon, une fraction de Ni est contenue dans des silicates résiduels ;
- Les oxydes de Mn (lithiophorite, asbolane) sont les principaux porteurs de Co. Ces phases peuvent également contenir du Ni.

Commentaires sur la genèse

- La présence d'Al et de minéraux de type gibbsite indique la présence de niveaux à wehrlites ou de gabbros ;
- Les niveaux riches en chromite correspondent vraisemblablement à des niveaux de dunite altérée ;
- Le Massif du Sud correspond à un niveau structural élevé de la pile ophiolitique (abondance de dyke) donc différent des klippes de la côte Ouest ;
- Gisement n'ayant pas connu de mouvements verticaux importants (versus klippes) ;
- Altération marquée de l'oligocène à l'Actuel (25 à 0 Ma)

Figure 30 (suite) : Fiche synthétique des caractéristiques des profils de type A1

TYPE A – Bassin Sous-type A2 : Profil fluvio-lacustre

Exemples :

Creek Pemod ; KO4 sur la région de Goro

Cible :

Identique au sous-type A1

Morphologie :

- Identique au profil A1 mais se superpose des sédiments fluvio-lacustres voire des alluvions actuelles ;
- Des chenaux sont parfois bien visibles.

Commentaires sur la genèse :

- L'opercule formé par les sédiments fluvio-lacustres sont en général appauvris en Ni/Co. Ce niveau pouvant aller de quelques cm à 30 m devra être décapé tout comme la cuirasse in-situ.
- La cuirasse coiffant les sédiments fluvio-lacustres sont facilement identifiables par la présence de nombreuses concrétions racinaires

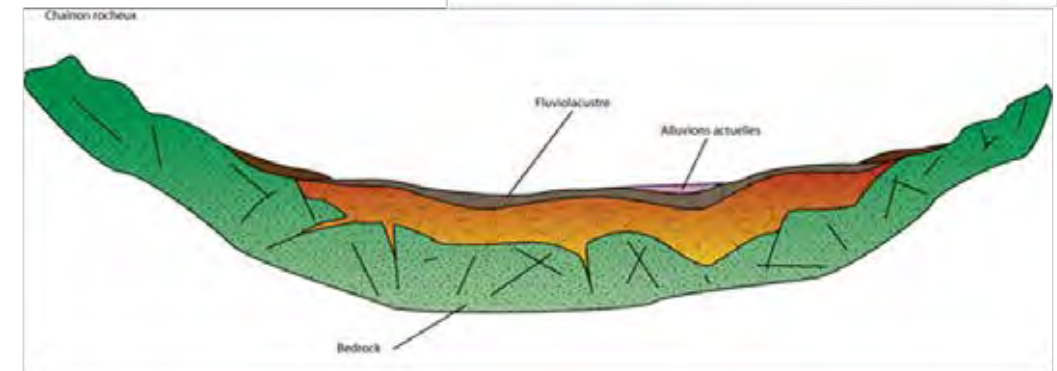
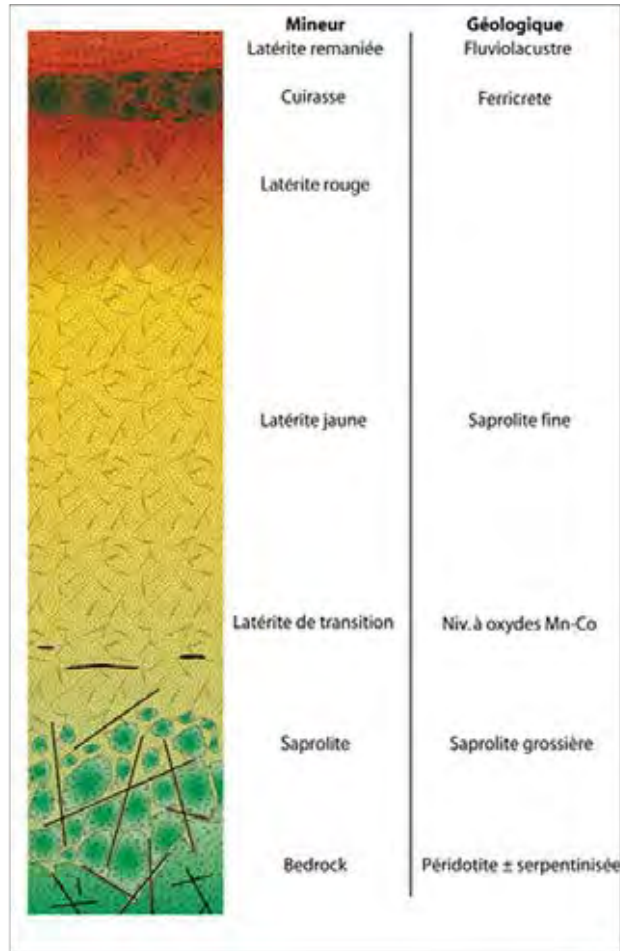


Figure 31 : Fiche synthétique des caractéristiques des profils de type A2

TYPE C – Plateau dur péridotites à cortège intrusif

Exemples :

Vieille Montagne 1 (Santal) et Alpha 2 (Vivaneau) de Tiébaghi.

Cible :

Gisement de type silicaté, mais se rapproche très nettement des gisements du type argileux, ou « latérites sèches », connues ailleurs (ex. : Murrin Murrin, Australie ; Buruktal, Oural ; Sao Joao do Piaui, Brésil).

Morphologie :

- Plateau présentant une surface cuirassée importante découpée en marches d'escalier ;
- Plateau résultant d'une altération de type pseudo-karstique avec des dolines et des avens ;
- Versants plus abruptes laissant affleurer la péridotite.

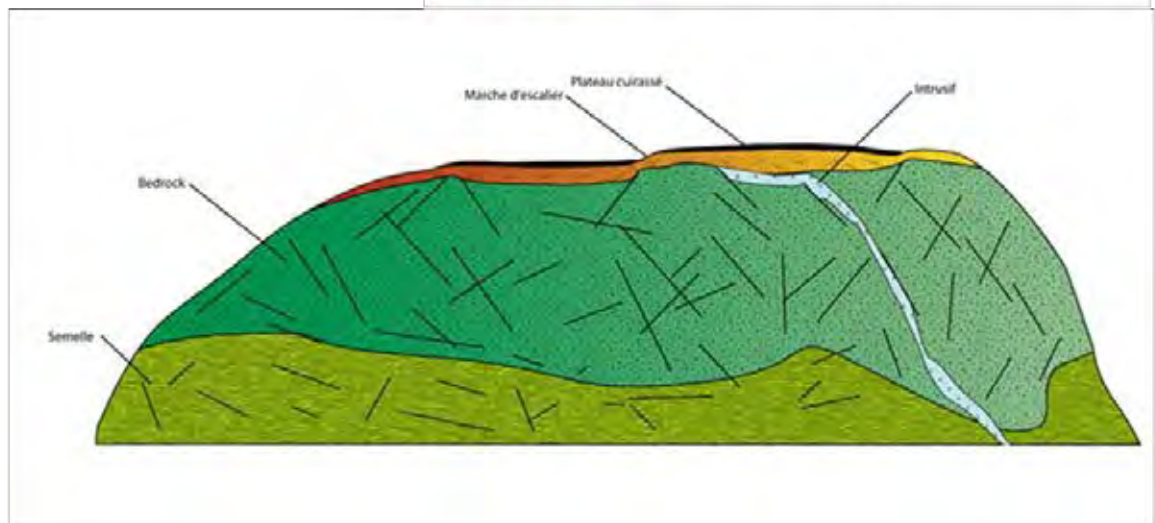
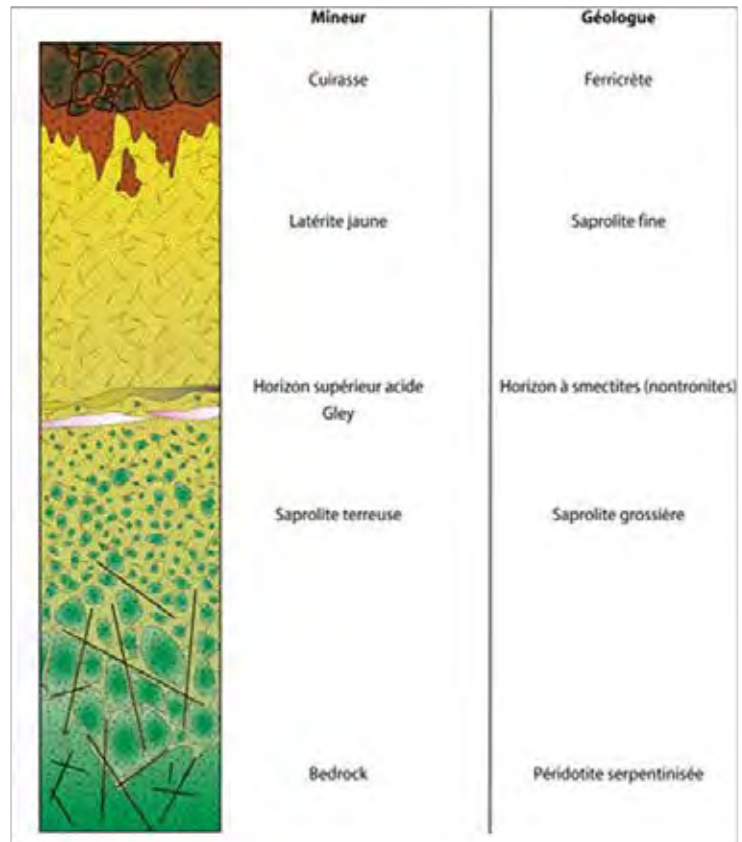


Figure 32 : Fiche synthétique des caractéristiques des profils de type C

TYPE C (Suite)

Profil

	Epaisseur (m)	Moy. en Ni (%)	Moy. en Fe (%)	Minéralogie
Cuirasse(+ grenaille)	5	-	-	Hem±Gt
Latérite rouge	2	0,8	43	Gt+Hem
Latérite jaune	10	1,3	43	
HSA+Gley	3	1,5	35	Sme±Gt±Hem
Saprolite	10	1,6	15	Ol+Opx+Lz±Cr(±Tlc±Chl±Sme pour les termes plus altérés)
Bedrock	-	-	-	

Altération

- La saprolite est dite « terreuse » car elle est constituée de blocs pris dans une matrice à granulométrie très fine et riche en Ni ;
- Présence de cryptomélane suggérant l'addition de potassium d'un parent gabbroïque ;
- Présence importante de chromite, source significative d'aluminium ;
- Présence de nontronite importante (smectite ferrifère ;
- Minéraux associés au milieu hydromorphe et aux conditions réductrices sont très présents : sidérite, pyrite, millérite, etc...

Critères géochimiques

- Rapport Al/Fe plus élevé que sur tout autre gisement.

Hydrogéologie

- Milieu mal drainé (fréquence des carrières ennoyées) ;
- Figures pseudo-karstiques très présentes sur ce type de gisement : dolines, avens et criques de versants ;
- Axe de circulation des eaux souterraines présente la même direction que l'axe d'alignement et d'éirement des dolines (N140°).

Structure

- Plateau très structuré par des marches d'escalier formant des seuils à grande échelle (N140°) ;
- Des failles plates souvent bordées de serpentine compartimentent l'ensemble ;
- Trois familles de faille sont bien marquées : i) N140°, ii) N0°, iii) N110° ;

- Les dolines se développent à l'intersection de deux directions de failles.

Minéralisation

- Le minerai saprolitique est le minerai principal avec une saprolite de type terreuse ;
- Le minerai argileux présente un fort potentiel en Ni ;

Phases porteuses

- Les oxydes de Mn de type lithiophorite-asbolane, avec des taux élevés en Al et bas en K, contiennent des teneurs élevées en Co (jusqu'à 18,4 % CoO) et Ni (jusqu'à 13,8 % NiO) ;

- Les nontronites sont porteuses de Ni ;
- Les silicates nickélicifères présents dans la saprolite terreuse sont les porteurs principaux de Ni.
- La granulométrie est très fine : 100 à 5 000 µm.

Commentaires sur la genèse

- Ce type de gisement est typique d'un milieu mal drainé, avec présence de minéraux de type smectites, voire même de milieu réducteur ;
- Le régime hydrique à des pluies plus faibles que la moyenne de la Grande Terre doit contribuer aux conditions plus sèches favorables au développement de smectites ;
- La fossilisation des cuirasses date de l'Oligocène (datations paléomagnétiques), le plateau est donc une paléosurface ;
- Les latérites rouges sont beaucoup moins développés dans ce type de gisement ;
- La forme tabulaire de ce massif favorise le mauvais drainage ;
- Il paraît difficile de savoir si ce type de gisement riche en Al découle i) d'une lithologie particulière, dont l'altération produirait des smectites et de ce fait un milieu mal drainé, ou ii) d'une morphologie tabulaire qui ne permettrait pas un bon drainage et aurait pour conséquence la formation de smectites.

Figure 32 (suite) : Fiche synthétique des caractéristiques des profils de type C...

Tableau 9 : Principales caractéristiques des différents types de profils d'altération développés sur péridotites de Nouvelle-Calédonie et géochimie moyenne de l'horizon de latérite jaune.

TYPE DE PROFIL	LOCALITE TYPE	PROFIL D'ALTERATION							COMMENTAIRES	MASSIF	GEOCHIMIE LATERITE JAUNE						EPAISSEUR MOYENNE LATERITE JAUNE	
		CUIRASSE	LATERITE ROUGE	LATERITE JAUNE	TRANSITION	HORIZON SUPERIEUR ACIDE	GLEY	SAPROLITE			CHANTIER	Ni (%)	Co (%)	Fe2O3 (%)	MgO (%)	SiO2 (%)		AL2O3 (%)
TYPE A	Goro	Présente	Présent	Puissant	Présent	Absent	Absent	Peu puissant		Goro	Exercice Minier	1,30	0,11	70,93	0,50	2,56	5,85	25,33
										Prony	Bossuet	1,34	0,19	67,43	1,10	3,91	5,58	
											HF7	1,17	0,13	72,10	1,12	2,64	4,92	
											Marbeau	1,14	0,13	69,42	1,15	4,21	4,85	
											Penamax	2,24	0,20	66,06	2,01	9,43	3,67	
TYPE B	KONIAMBO	Souvent pelliculaire, démantelée	Présent	Présent et localement puissant		Absent	Absent	Puissant	Ce type de profil est limité à des zones de plateau de dimensions réduites par rapport à ceux du Sud du Massif du Sud. Il évolue rapidement vers des profils tronqués où un horizon latéritique peu puissant surmonte directement l'horizon saprolitique. Les "latérites" décrites par les mineurs sur les sites de Nakéty, Poro, la Française correspondent plus à l'horizon de transition voire à l'horizon de saprolite.	Komiambo	Trazy	1,30	0,19	68,43	1,26	6,01	5,29	9,70
										Manguen	Centre	1,33	0,21	63,38	1,74	11,66	4,50	9,80
TYPE C	Tiébaghi	Peu puissant	Réduit (?)	Présent et localement puissant		Présent	Présent	Puissant	L'extension des niveaux HSA et Gley à l'échelle du Massif et des chantiers est peu reconnue. L'origine de ces niveaux est mal contrainte. S'agit-il de faciès lithologiques particuliers à ce massif intercalés dans la classique série harzburgite/dunite ou réellement du résultat de l'altération supergène ?	Tiébaghi	Vivaneau	1,31	0,09	61,92	1,73	7,75	10,35	13,90
TYPE D	Boulinda	Souvent pelliculaire, démantelée	Réduit (?)	Réduit (?)	Réduit (?)	Absent	Absent	Réduit (?)										

4. STRUCTURATION DU BEDROCK

4.1. INTRODUCTION

Considéré initialement comme d'origine hydrothermale en raison de leur aspect filonien, les veines de garniérite ont initialement été prospectées le long des grands accidents affectant les massifs de péridotite. Ce n'est qu'avec la reconnaissance de l'origine supergène des minéralisations nickélifères de Nouvelle-Calédonie (Glasser, 1903) que d'autres guides de prospection ont dû être élaborés. Comme souligné par Leguéré (1976), l'altération utilise toujours préférentiellement les plans de discontinuité de la roche. Dans les péridotites, les plans de discontinuité sont toujours d'origine tectonique (faille, micro-faille, fentes de tension) à l'exception du rubanement et de rares filons. Il y a donc un lien direct entre tectonique et altération.

Les massifs de péridotite sont découpés par un réseau de fractures pluridirectionnelles dont le rôle en termes de répartition des panneaux d'altérites et de minéralisation a été très rapidement mis en évidence (voir les différents types de piège dans Leguéré, 1976).

Ce chapitre, consacré à la structuration du bedrock et à son influence sur la distribution des teneurs en Ni et Co, est organisé de façon à rendre compte des différentes échelles d'observation de ces structures :

- A l'échelle de la Nouvelle-Calédonie puisque des travaux récents montrent le rôle de la tectonique sur la distribution et la préservation des péridotites et des altérites associées (Lagabrielle et al. 2005, Lagabrielle & Chauvet 2008) ;
- A l'échelle des massifs à partir des données cartographiques et géomorphologiques existantes et de données de terrains acquises sur différents massifs et différents chantiers ;
- A l'échelle d'un chantier minier en utilisant les données de sondage pour caractériser la structuration du bedrock et tenter de comprendre la distribution des teneurs en Ni et Co.

4.2. EVOLUTION TECTONIQUE DES PÉRIDOTITES

4.2.1. A L'ÉCHELLE DE LA NOUVELLE-CALÉDONIE

Lagabrielle et al. (2005), Lagabrielle & Chauvet (2008) replacent les massifs de la côte Ouest de la Nouvelle Calédonie et le Massif du Sud dans deux contextes structuraux différents. Les massifs de la côte Ouest forment des klippes isolées dont la bordure Est, orientée N140 est parallèle à la « zone de faille Ouest calédonienne ». Les autres bordures de ces klippes sont interprétées comme d'origine érosive. Les bordures des massifs de péridotites du Sud de l'île sont au contraire toujours rectilignes et correspondent à des failles normales qui accommodent l'extension et l'amincissement tectonique de la nappe de péridotite. Dans le modèle proposé par ces auteurs, les péridotites du Nord et du Sud, séparées par une zone de détachement reprise par des failles normales plus tardives (N110 à N140 65-70°SW), représentent respectivement la partie supérieure et inférieure d'un système en extension (Fig. 33 et 34).

Le taux de surrection différent entre le Nord et le Sud de l'île est responsable de la configuration actuelle des massifs de péridotite. Dans le Nord de l'île, les massifs de péridotite de la côte Ouest seraient des reliques du compartiment supérieur d'un détachement régional préservées de l'érosion du fait de leur position structurale basse. Les péridotites du compartiment supérieur, initialement situées au-dessus des unités HP-LT ont été complètement érodées. Dans le Sud de l'île où la surrection a été moins importante, les péridotites du compartiment supérieur ont été moins affectées par l'érosion et constituent le Massif du Sud.

L'origine de la tectonique extensive en Nouvelle Calédonie n'est pas clairement contrainte. La mise en place de granitoïdes (Saint-Louis, Koum) dans le Sud de l'île est interprétée comme le résultat d'un processus de rupture de la plaque en subduction (slab break-off) sous la Nouvelle-Calédonie (Cluzel et al. 2005), processus capable comme le retrait de la plaque en subduction (slab roll-back) de générer des domaines en extension (Schellart et al. 2006).

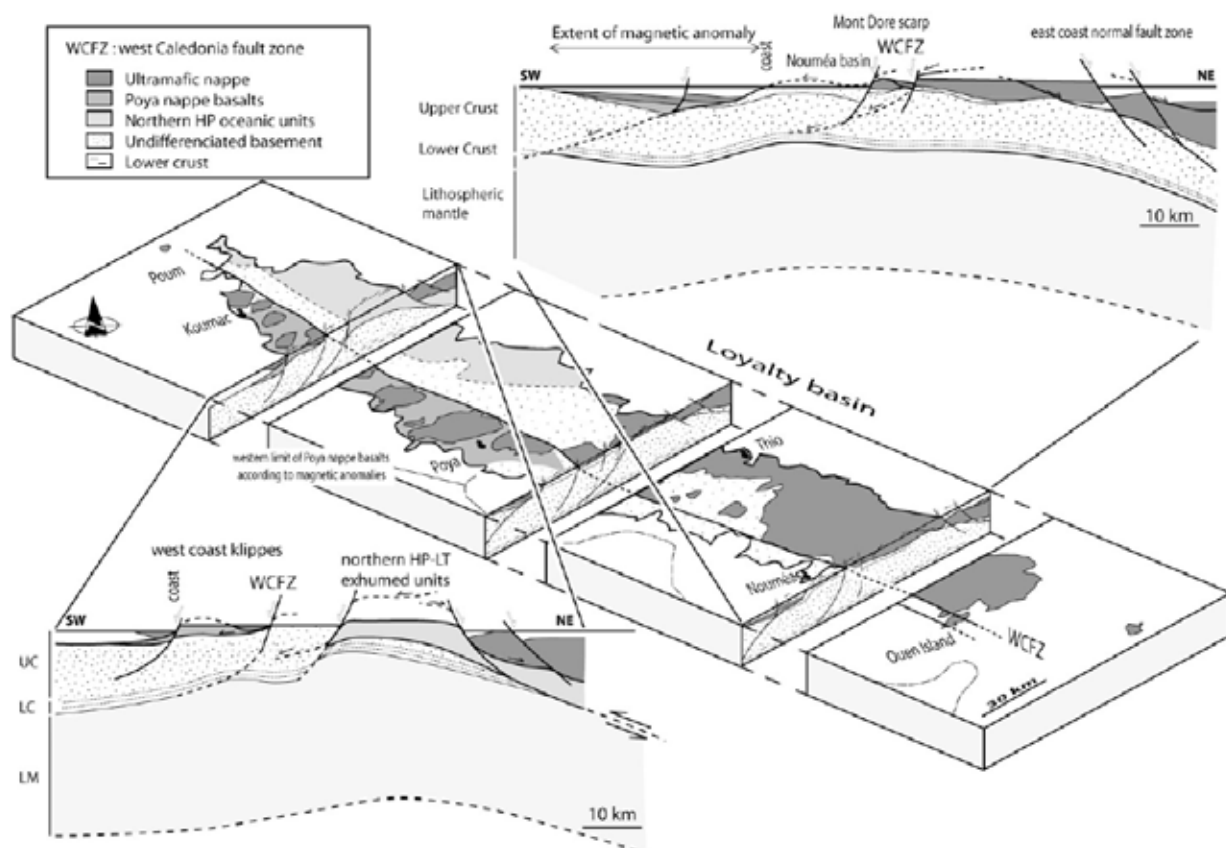


Figure 33 : Schéma synthétique de la Nouvelle-Calédonie et coupes illustrant le rôle des détachements et des failles normales dans la distribution des péridotites et de leur soubassement (d'après Lagabrielle et Chauvet, 2008)

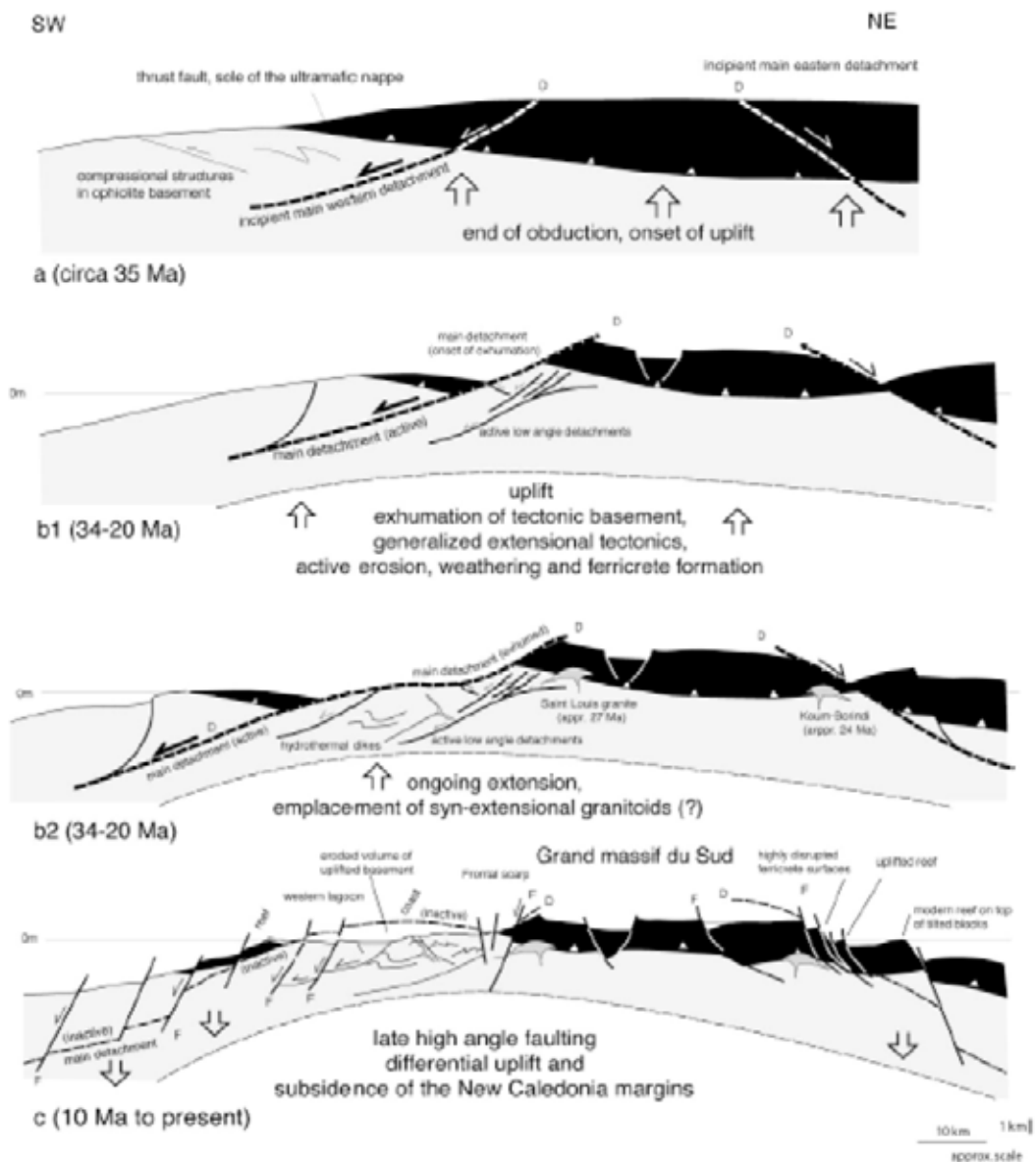


Figure 34 : Scénario possible d'évolution du Sud de la Nouvelle-Calédonie après l'obduction (d'après Lagabrielle et Chauvet, 2008).

C'est principalement à Leguéré (1976) que l'on doit une synthèse de la tectonique cassante affectant les péridotites de Nouvelle-Calédonie à partir d'études de terrain réalisées sur le Massif du Sud et sur plusieurs massifs de la Côte Ouest. Plusieurs épisodes de déformation ont été distingués, le premier contemporain de la mise en place des péridotites et plusieurs autres postérieurement.

Outre la puissante couche de serpentines matérialisant le plan de chevauchement de la nappe ophiolitique caractérisée par des failles inverses à faibles pendages, trois phases de déformation cassante sont distinguées (Fig. 35) :

- *Phase 1* : en compression, avec une direction de raccourcissement orientée N70°E. Les microstructures correspondent à des décrochements. Les familles dextres ont un maximum N10-20°E et un autre N50°E. Une famille conjuguée senestre est orientée N80-90°E ;
- *Phase 2* : en compression avec une direction de raccourcissement orientée N160°E. Les microstructures sont essentiellement des failles inverses orientées N50, N90°E qui reprennent les décrochements de la phase 1. Le réseau de fentes N160°E est probablement lié à cette phase ;
- *Phase 3* : en distension, avec une direction d'allongement N160°E à l'origine d'un réseau de failles normales de direction majeure N50, N90°E.

Les phases 1 et 2 sont postérieures à la mise en place de l'ophiolite donc post Eocène supérieur – Oligocène inférieur. La phase 3 est probablement postérieure au Miocène. Des variations d'orientation de ces différentes phases tectoniques d'un massif à l'autre sont observées. Ainsi, si la direction de raccourcissement N70 (Phase 1) est observée sur les massifs du Koniambo, de Népoui et du Mont Dore, elle prend une orientation N20°E à Tiébaghi, à Thio et dans le massif du Sud. La direction de raccourcissement N160°E (Phase 2) est observée sur pratiquement tous les massifs sauf à Thio et dans le massif du Sud. La direction d'allongement N160°E est absente à Tiébaghi et Thio (allongement N90°E) et dans le massif du Sud (allongement N120°E).

A ces accidents liés aux différentes phases tectoniques, il faut ajouter l'existence de failles liées à des glissements superficiels liés à la gravité qui sont observées sur l'ensemble des massifs.

Durant les visites réalisées sur différents chantiers au cours de ce projet, nous n'avons pas eu accès à des cartes précises répertoriant les directions et pendages des accidents structuraux à l'échelle des chantiers. Compte-tenu du temps limité passé sur chacun des sites miniers au cours de ce projet, il n'était pas envisageable de se livrer à une analyse structurale fine de ces différents sites. Nombre des données concernant les principales directions structurales observées à l'échelle des chantiers existent dans la littérature et sur les différentes cartes géologiques et morpho-structurales de l'île. Même si elles ne sont pas suffisantes pour comprendre précisément, à l'échelle des chantiers, leur rôle sur le développement du profil d'altération, elles méritent néanmoins d'être mentionnées.

4.2.2. A L'ÉCHELLE DES SITES MINIERS

Si les travaux de Leguéré (1976) permettent de dégager les grandes lignes de l'organisation structurale des massifs de péridotites de la Grande-Terre, les travaux récents de modélisation du toit du bed-rock, à partir des données de sondages ou de campagnes de géophysique au sol (Robineau & Join, 2005 ; Robineau et al., 2007) ont mis en évidence une complexité structurale des chantiers miniers qui dépassent largement la simple reconnaissance de deux ou trois directions majeures de fracturation.

	PHASE 1	PHASE 2	PHASE 3
Tiébaghi	z: 020 	z: 160 	x: 100
Koniambo	z: 065 	z: 165 	x: 160
Népoui	Si Reis z: 070 	z: 160 	x: 165
	Surprise 2 z: 080 	z: 170 	x: 160
	Kopeto z: 070 	z: 160 	x: 160
Thio	z: 030 	z: 120 	x: 090
Mont Dore	z: 075 	z: 165 	x: 160
Massif du Sud	z: 040 	z: 130 	x: 120

Figure 35 : Les principales phases tectoniques affectant la Nouvelle-Calédonie (d'après Leguéré, 1976).

4.2.2.1. Goro

Les gisements du Massif du Sud correspondent à des plateaux latéritiques enserrés par des crêtes de péridotite de 400 m d'altitude. L'altitude des différentes surfaces cuirassées varie entre 330 m au contact de la Plaine des Lacs et 70 m au fond de la vallée de la Kué. Sur cette zone, deux grandes familles de failles sont identifiées (Fig. 36 ; Maurizot et al., 2002a) :

- Un système de failles N110°E ;
- Un système de failles N50°E.

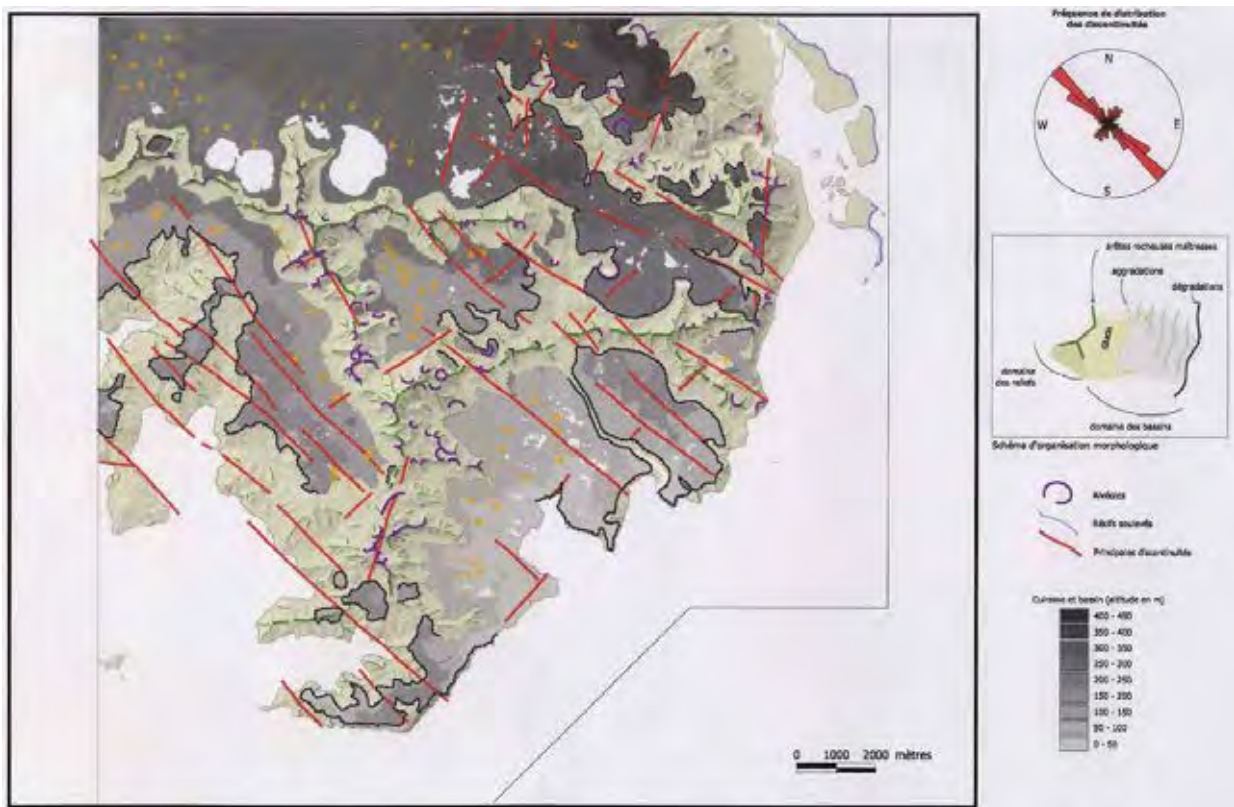


Figure 36 : Schéma morpho-tectonique du Sud du Massif du Sud où les principales orientations structurales sont reportées (d'après Maurizot et al., 2002a).

4.2.2.2. Thio

Sur le secteur de Thio, la zone Plateau ou Grand Saint-Pierre, est localisée sur les concessions Santa Maria, Débris Pie B et Dothio 1. Ce gisement est structuré selon deux directions principales N140°E et N50°E. Des approfondissements de la minéralisation sont observés au croisement de ces structures, des pinacles rocheux s'individualisent quand on s'en écarte.

4.2.2.3. Nakéty

La zone Plateau, d'environ 42 ha, est localisée au NO de la concession Lucienne 2. Sur photographies aériennes, deux directions structurales majeures sont identifiées :

- N170-N10°E ;
- N60-N160°E.

4.2.2.4. Koniambo

Les péridotites du Massif du Koniambo montrent un rubanement relativement homogène à l'échelle du massif de direction NE-SW à EW avec un pendage variant de 40 à 60° vers le S. Plusieurs familles de discontinuités sont distinguées (Maurizot et al. 2002b) :

- des discontinuités probablement antérieures au charriage soulignées par des intrusifs de gabbro ou de roches feldspathiques bien visibles dans la partie Est du Massif, orientées N0 à N170 ;
- des couloirs discontinus de direction NW-SE. Les anciens gisements de Bilboquet et Manguen en crête du massif étaient visiblement contrôlés par cette direction ;
- une famille de fracture N70, très rectilignes et probablement tardive qui se superposent aux principales vallées qui drainent et découpent le massif. Cette famille est à l'origine du découpage en touches de piano, décalant les différents panneaux d'altérites du massif.

4.2.2.5. Tiébaghi

C'est sans doute pour ce massif que l'on dispose des informations les plus complètes concernant la distribution et la nature des accidents tectoniques qui structurent la morphologie du bed-rock (Robineau et Join, 2005 ; Robineau et al., 2007). Au niveau du bedrock, plusieurs orientations principales sont observées : N130-150, N170-10°, N90-110, N50-70. Des failles normales orientées N140, à pendage Ouest sur le flanc Ouest du massif et à pendage Est sur le flanc Est, semblent structurer les versants du massif. Des failles orientées N140 à EW semblent contrôler l'épaisseur des altérites.

L'évolution géologique du massif de Tiébaghi est ainsi résumée par ces auteurs :

- Démarrage du processus d'altération dès l'émersion des péridotites après découpage par des décrochements NE-SW ;
- Les sillons orientés NE-SW se structurent en grabens par le rejeu, en faille normale des failles N140 ;
- Morcellement de la surface cuirassée sous l'effet de ces failles normales à fort rejet vertical et individualisation du plateau de Tiébaghi.

4.3. LES ACQUISITIONS DE TERRAIN

4.3.1. INTRODUCTION

L'altération supergène utilise préférentiellement les plans de discontinuité de la roche. Dans les péridotites, ces plans peuvent être d'origine magmatique (rubanement), tectonique ou plus rarement liés à la présence de filons acides ou basiques recoupant les péridotites dont la présence et l'abondance varient d'un site et d'un chantier à l'autre. Si les principales orientations structurales à l'échelle d'un massif peuvent être déduites de l'observation des images satellites et des photographies aériennes, il devient beaucoup plus difficile de les identifier à l'échelle d'un chantier minier. De plus, quelle que soit leur origine, ces discontinuités sont principalement identifiables dans les niveaux relativement peu altérés saprolitiques des différents chantiers. Dans la majorité des cas, les structures observées au niveau du bedrock s'amortissent très rapidement dans les horizons d'altération latéritique en raison du comportement rhéologique particulier de ces formations.

Les travaux de caractérisation structurale réalisés dans le cadre de ce projet ont été réalisés par J.E. Winninger, stagiaire à l'UNC (Winninger, 2013). Il a bénéficié de l'aide de B. Sevin (DIMENC-SGNC) et suivant les sites étudiés de S. Lesimple (DIMENC), P. Maurizot (BRGM), N. Folcher (UNC), D. Cluzel (UNC), et des géologues des différents sites miniers. Les mesures structurales acquises dans le cadre de ce projet correspondent à des observations réalisées au niveau des fosses ou des fronts de taille des chantiers miniers, où l'exploitation a permis de dégager le bedrock de sa couverture d'altération. Lorsque cela était possible, le suivi et la caractérisation des structures observées au niveau du bedrock dans les latérites sus-jacentes ont été réalisés.

L'influence des différentes structures observées sur la distribution des teneurs en Ni et Co, ne peut être appréhendée qu'à travers le couplage entre les mesures structurales et les données géochimiques des horizons d'altération sus-jacents, en particulier des latérites. On ne dispose malheureusement pas de ces deux types d'information.

4.3.2. MÉTHODOLOGIE

Dans un premier temps, une analyse linéaire sur photographies aériennes a été réalisée afin d'identifier les orientations préférentielles des structures majeures découpant les massifs de péridotites. Sur le terrain, toutes discontinuités qu'elles soient d'origine tectonique (failles, diaclases,..) ou lithologiques (rubanement, foliation, cortège intrusif,...) ont été mesurées. Les données structurales ont été projetées sur le canevas de Schmidt (hémisphère inférieur, aire égale) afin de faire ressortir les directions et pendages moyens de ces grandes familles. Les diagrammes de densité sont créés à partir des pôles des plans. Lorsque le nombre de données est trop faible, seuls les pôles des plans sont représentés. La rose des vents indique la direction moyenne par grande famille de discontinuités tectoniques ou lithologiques.

Plusieurs sites miniers ont été étudiés dans le cadre de projet (Fig. 37) :

- Massif du Sud : Dunite 78, Creek Ouénarou, bordure Est du Massif du Mont Dore, col de Ngo, col de Prony, ancienne mine Anna-Madeleine ;
- Massif du Koniambo (KNS) ;
- Massif du Kopéto (SLN) ;
- Massif de Poro (CFTMC-SLN) ;
- Massif de Gwa N'Doro (NMC) ;

- Massif de Nakéty (NMC et SMT) ;
- Massif de Tiébaghi (SLN).

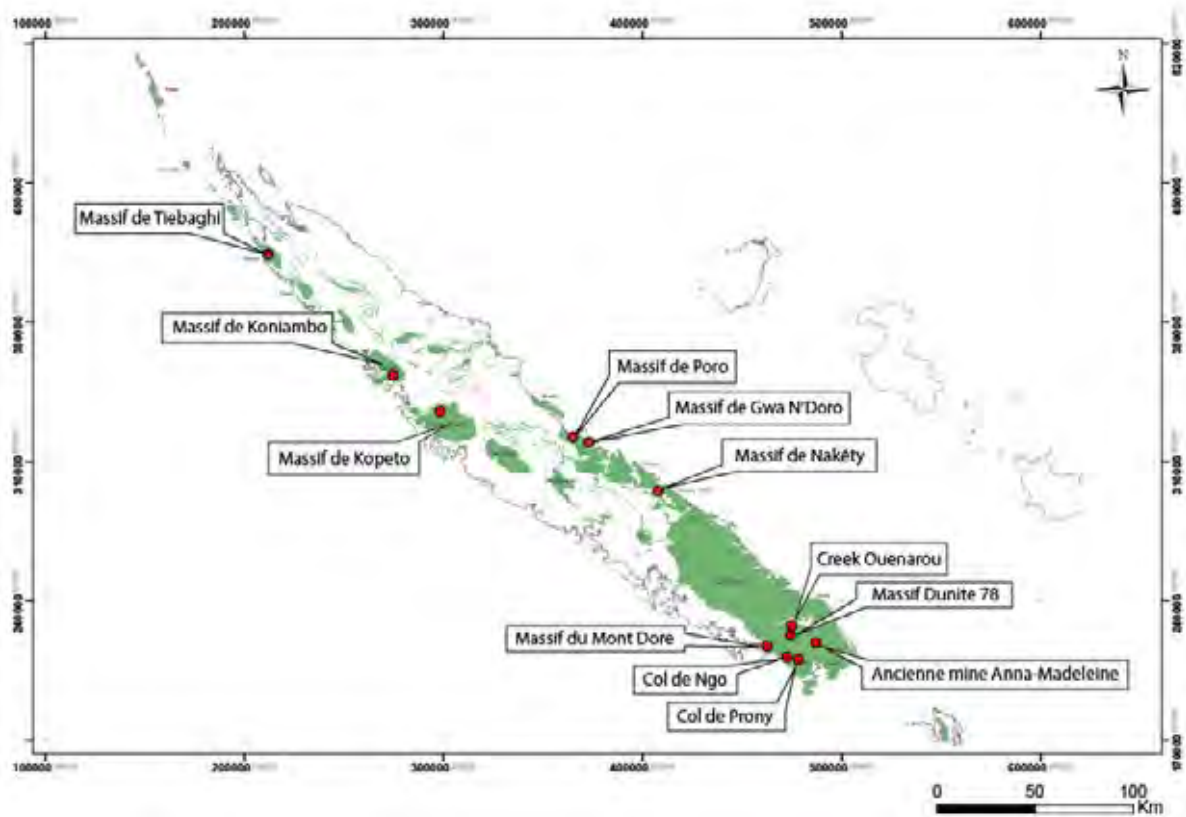


Figure 37 : Localisation des massifs sélectionnés pour l'analyse structurale.

4.3.3. LE MASSIF DU KOPÉTO

4.3.3.1. Analyse linéamentaire

À grande échelle, le massif semble marqué dans sa partie centrale par un couloir majeur orienté ESE-WNW (Fig. 38). D'autres alignements, beaucoup plus fréquents et d'orientation N-S, découpent également la zone. De plus, la partie Est de ce massif semble affectée par des structures orientées NE-SW non visibles dans sa partie ouest.

Ces orientations principales ont été recherchées sur quatre chantiers, répartis sur l'ensemble du massif (Fig. 38) :

- Bégonia (fosses 1 et 2) ;
- Blanche ;
- Iris Paidié.

4.3.3.2. Rubanement

Sur le Massif du Kopéto, la foliation, parallèle au rubanement (alternance harzburgite-dunite, lits de pyroxénolite), nommée S_{0-1} . S_{0-1} montre une orientation relativement constante (N150°E) à l'échelle du massif. Le pendage toujours orienté vers le SW est de l'ordre de 40° sauf dans la fosse 1 du chantier Bégonia où un pendage moyen de l'ordre de 60° a été mesuré (Tableau 10, Fig. 39).

Tableau 10 : Massif du Kopéto – Azimuth et pendage moyen de S_{0-1} par chantier et à l'échelle du massif.

	Azimuth moyen	Pendage moyen	Direction pendage
Bégonia (fosse 1)	N141°	61°	SW
Bégonia (fosse 2)	N158°	37°	SW
Blanche	N136°	32°	SW
Massif du Kopéto	N150°	40°	SW

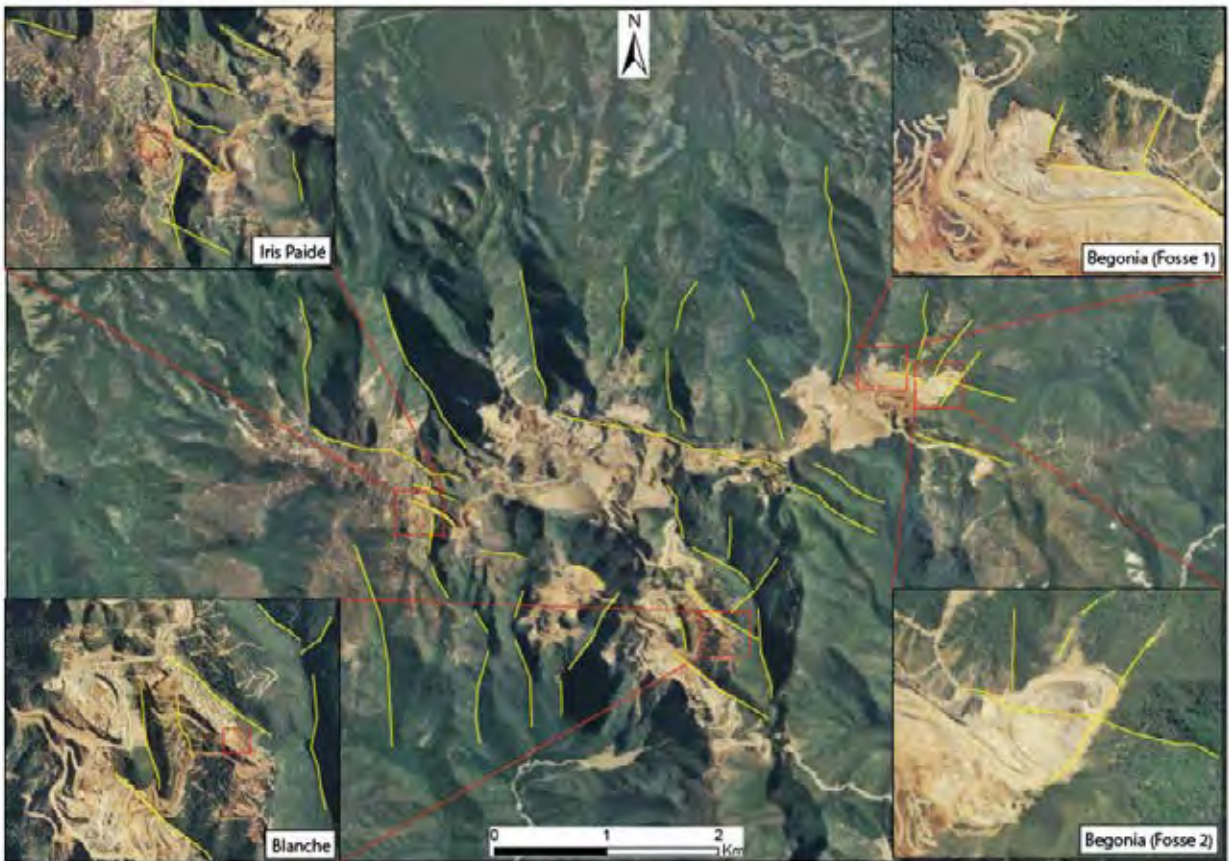


Figure 38 : Massif de Kopéto. Identification des structures par linéaments à partir des photos aériennes du massif.

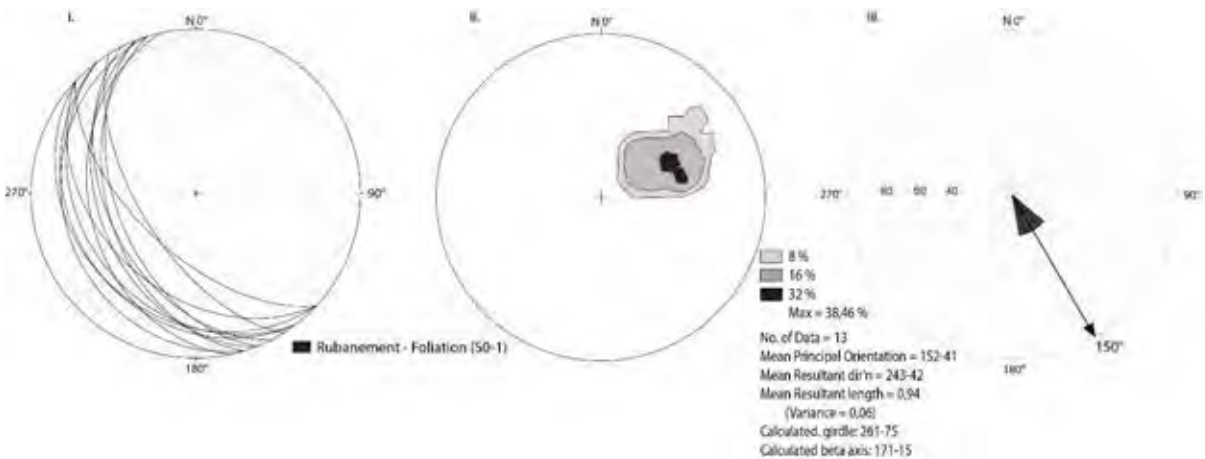


Figure 39 : Projection stéréographique de à l'échelle du massif du Kopéto sur le canevas de Schmidt. i) projection des plans, ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.

4.3.3.3. Failles et filons

Dans un premier temps, seuls les plans de fracturation présentant une cinématique et les filons seront étudiés. Les données concernant l'ensemble des plans de fracturation mesurés seront présentées par la suite et par chantier.

Deux grandes cinématiques ont pu être observées sur le massif, à savoir une phase extensive (Fig. 40a) et une phase compressive (Fig. 40b). Les phases de décrochement (Fig. 40c) ont été représentées à part ainsi que les failles présentant un sens de déplacement non identifié (Fig. 40d).

La tectonique extensive est représentée par des failles normales. Leur orientation varie d'un chantier à l'autre ainsi que leur pendage. La fosse 1 de Bégonia est marquée par des structures N-S à pendage ouest alors que la fosse 2 et Blanche présente plutôt des structures E-W (N100°) à pendage nord et sud.

Cette tectonique extensive vient parfois réutiliser de grandes structures décrochantes à fort pendage. En effet, il n'est pas rare d'observer sur le terrain des plans portant deux générations de stries, les plus récentes étant généralement marquées par de la silice, deweylite ou garniérite, striées selon un mouvement normal et les plus anciennes, par de la serpentine (antigorite, lizardite) striée subhorizontalement. Des mouvements composites ont également été observés, signe que l'extension a parfois joué en décrochement.

La phase compressive est représentée quant à elle par des failles inverses orientées principalement N170° sur le secteur Bégonia (fosses 1 et 2) et N40° sur le site Blanche (Fig. 40b). L'intensité du pendage est variable mais les structures pendent principalement vers l'Est à l'exception de celles mesurées dans la fosse 1 de Bégonia. Cependant, seule une structure à cinématique inverse a pu être mesurée dans cette fosse, ce qui est peu représentatif.

Les décrochements sont principalement orientés NE-SW quel que soit le chantier étudié (Fig. 40c). Leur pendage est soit subvertical, soit moyennement penté vers le SE. Les données, concernant les failles à cinématique indéterminée, montrent également cette orientation (Fig.40d).

A ce stade de l'étude, trois orientations majeures ont donc pu être mise en évidence à l'échelle de ce massif, à savoir N0°, N45° et N100°. Il semble important de noter que cette dernière orientation semble liée principalement à la tectonique extensive. Ce réseau N100° semble avoir un lien avec la structure découpant le massif dans sa partie centrale, observée lors de l'analyse linéamentaire.

Les filons semblent peu abondants au Kopéto. Seul un dyke de pyroxénite a pu être observé dans la fosse 1 de Bégonia. Le filon présente une orientation de N153° et pend de 40° vers le SW (Fig. 41). Malgré le fait qu'il recoupait la foliation marquée par l'alignement des pyroxènes au sein de l'harzburgite, l'orientation et le pendage de ce filon reste relativement proche de ceux mesuré pour S0-1 dans cette fosse, à savoir N150°, 60° SW. L'intérêt de ce filon est qu'il est affecté par des fentes de tensions minéralisées en garniérite (Fig. 42). Notons que ces fentes n'affectent pas la harzburgite encaissante. La direction de raccourcissement est orientées NE-SW, ce qui est concordant avec l'orientation de la faille inverse mesurée sur ce site (N173°, 45°W). La minéralisation en nickel est donc bien postérieure à la tectonique compressive ayant affecté le massif puisqu'elle semble réutiliser le réseau créé par cette dernière.

Un réseau de filonnets formés par de la serpentine noire a pu être mesuré. Ce réseau semble primaire mais leur orientation reste relativement variable. Une direction moyenne de N153° a tout de même été identifiée (Fig. 41).

Par ailleurs, des petits filonnets de serpentine minéralisés au cœur par de la garniélite ont également été observés (Fig. 42). Leur direction suit les grandes orientations déterminées précédemment, à savoir N43° et N100°.

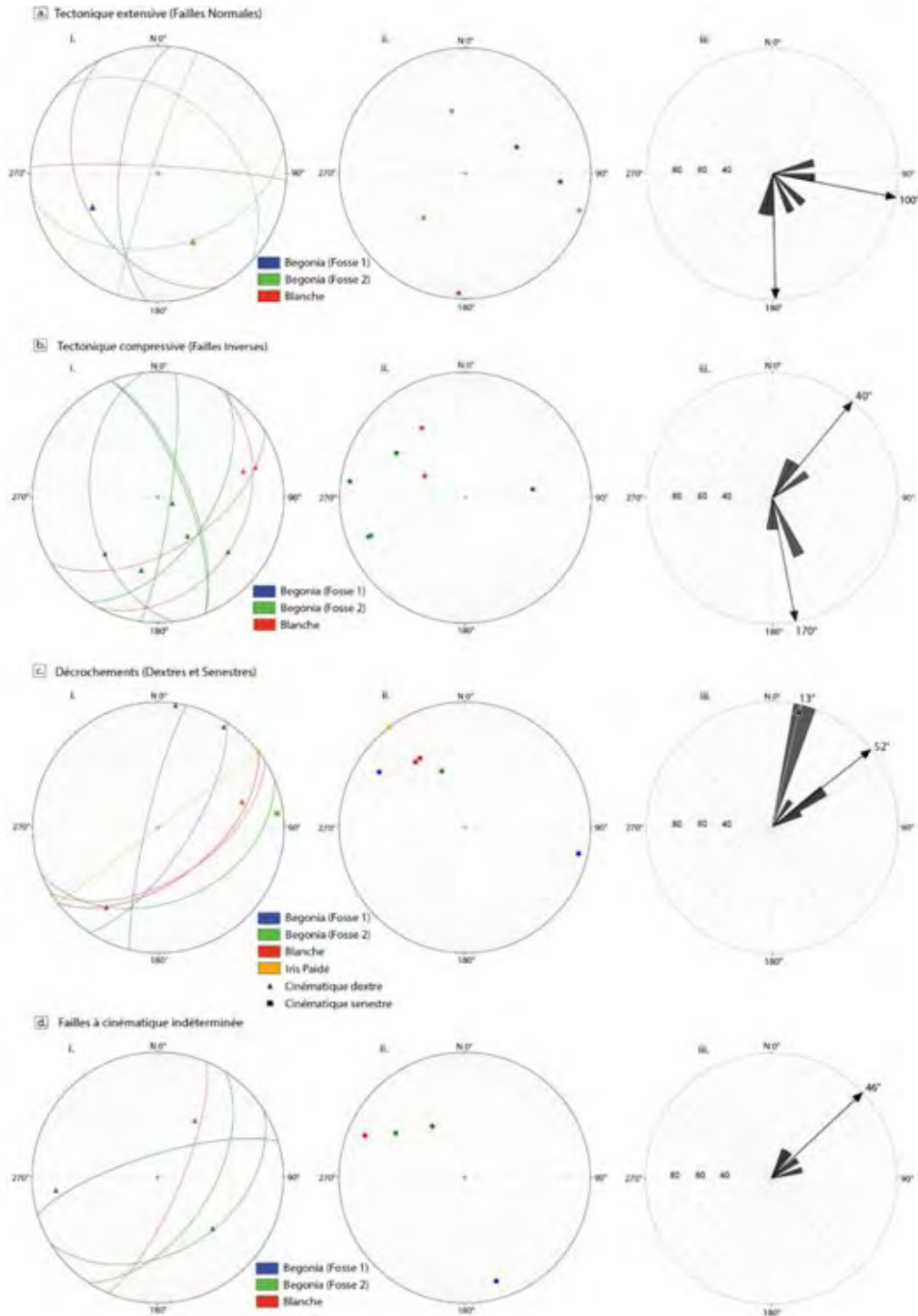


Figure 40 : Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le massif du Kopéto. i) Projection des plans (grand cercle) et des stries, ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).

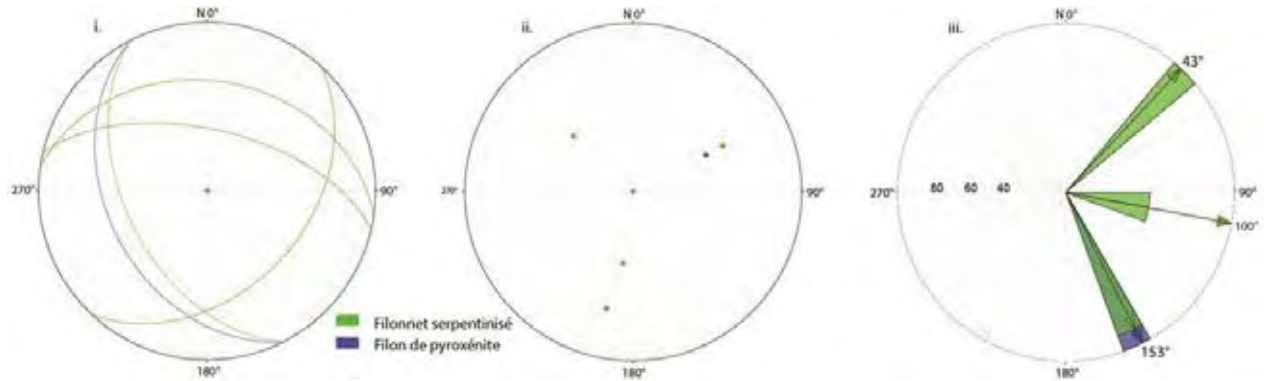


Figure 41 : Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des filons et filonnets serpentiniteux rencontrés sur le massif. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).

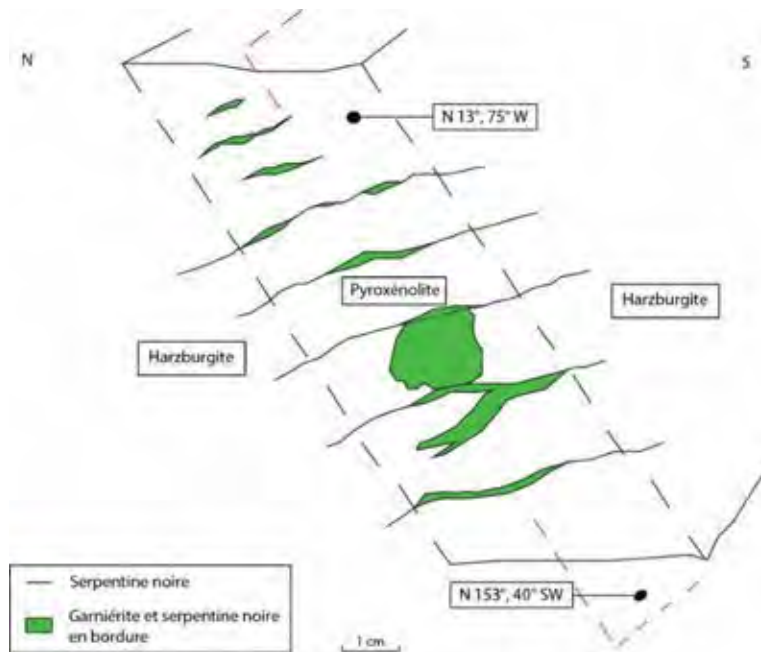


Figure 42 : Fentes de tensions serpentinitisées en bordure et à remplissage de garniérite se développant au sein d'un filon de pyroxénolite serpentinitisé.

4.3.3.4. Chantier Bégonia – Fosse 1

Dans cette partie, chaque chantier sera étudié indépendamment. Les grandes familles de plans de fracturation (diaclasses et failles comprises) seront ainsi identifiées par chantier. Suivant l'orientation de la fosse et du degré de minéralisation des différentes familles, un ordre leur sera attribué. Enfin, nous tenterons de définir le type de piège de chaque secteur d'étude.

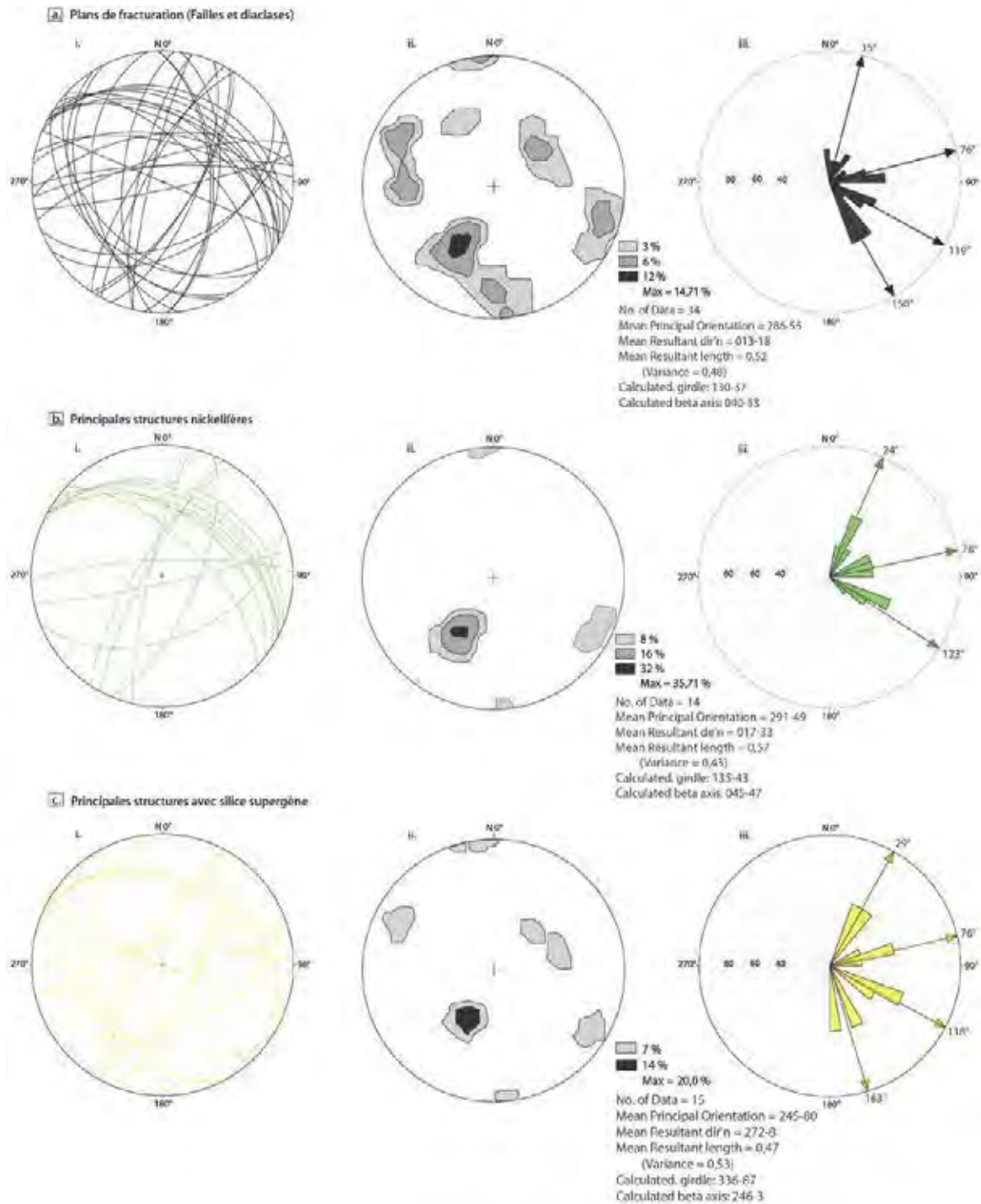


Figure 43 : Fosse 1, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.

La fosse 1 du secteur bégonia est affectée par un réseau de failles orientées selon quatre direction majeures : N15°, N75°, N120° et N150° (Fig. 43). Les réseaux N15° et N120° sont les plus marqués à l'échelle de la fosse et sont conformes avec les orientations observées pour les linéaments (Fig. 38). Les plans N15° pendent aussi bien à l'ouest qu'à l'est d'environ 65-70°. Une majorité des structures orientées N120° pendent vers le NE d'une cinquantaine de degré. Les réseaux N76° et N150° sont beaucoup moins développés.

L'ensemble de ces familles est affecté par la minéralisation supergène, que ce soit en nickel ou en silice/magnésium (Fig. 43b et c), à l'exception de la famille N150° qui ne contient pas de nickel. En revanche, cette dernière semble contrôler un couloir d'altération au sein de la fosse. Ceci montre donc que l'ensemble du réseau de fracturation a été utilisé par la minéralisation supergène, d'où un contrôle potentiel de ce dernier.

Les plans N120° sont les plus abondants et les plus minéralisés suivis par les structures N15° (Fig. 43b). Nous leur attribuons donc respectivement l'ordre 1 et 2. L'ordre 3 est attribué aux structures N75°. Elles sont légèrement minéralisées et moins développées que les deux autres.

Le type de piège de ce chantier s'apparenterait à un sillon, matérialisé par les structures N120° et recoupé par les trois autres réseaux de fracturations (Fig. 44).

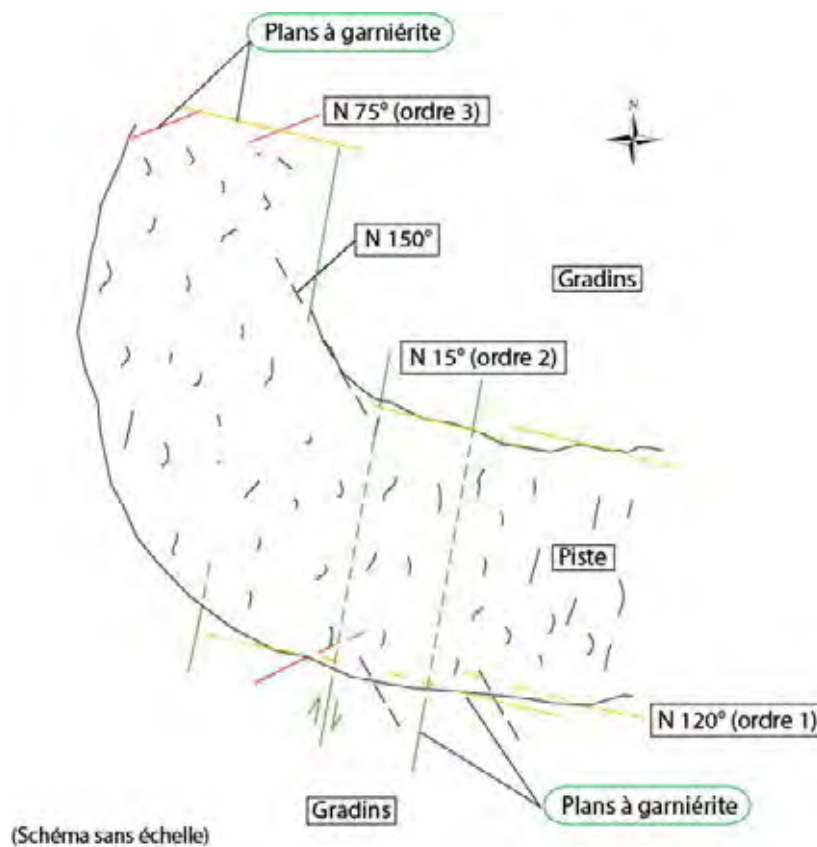


Figure 44 : Fosse 1, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Schéma structural de la fosse.

4.3.3.5. Chantier Bégonia – Fosse 2

La fosse 2 du secteur Bégonia est affectée par un réseau de fractures proche de celui observé pour la fosse 1 avec quatre directions majeures : N20°, N70°, N100° et N140 (Fig. 45a). Cette fosse semble être contrôlée par un grand plan orienté N70° - 40°SE. Cette structure est minéralisée par de la lizardite et de la deweylite striée respectivement selon un décrochement senestre et un mouvement normal (Fig. 46). Nous lui attribuons donc l'ordre 1.

L'ensemble des familles rencontrées sont minéralisées en nickel et en silice, comme au niveau de la fosse 1 (Fig. 45b et c). Les structures N100° semblent également jouer un rôle important dans le contrôle de la minéralisation supergène. En effet, cette famille est très minéralisée et semble contrôler la fosse dans sa partie NE et S. L'ordre 2 leur a donc été attribué. Notons que ces structures pendent moyennement vers le sud dans la partie nord de la fosse alors que dans la partie sud, leur pendage est plus abrupt et orienté vers le nord.

Les plans orientés N20° sont également très abondants sur ce chantier (Fig. 45b). La fosse étant orientée E-W, ces structures sont bien marquées à l'affleurement. Ces plans, généralement subverticaux, sont très minéralisés, mais ne semblent pas avoir guidé les mineurs lors de l'exploitation de cette fosse. Nous leur attribuons l'ordre 3 tout comme aux structures orientées N140. En effet, ces dernières sont moins marquées et peu minéralisées.

Le type de piège de ce chantier pourrait également correspondre à un dièdre, matérialisé dans sa partie nord par des structures orientées plus ou moins E-W et moyennement pentées vers le sud, et dans sa partie sud par des plans E-W relativement abrupts, le tout formant un dièdre dissymétrique (Fig. 46).

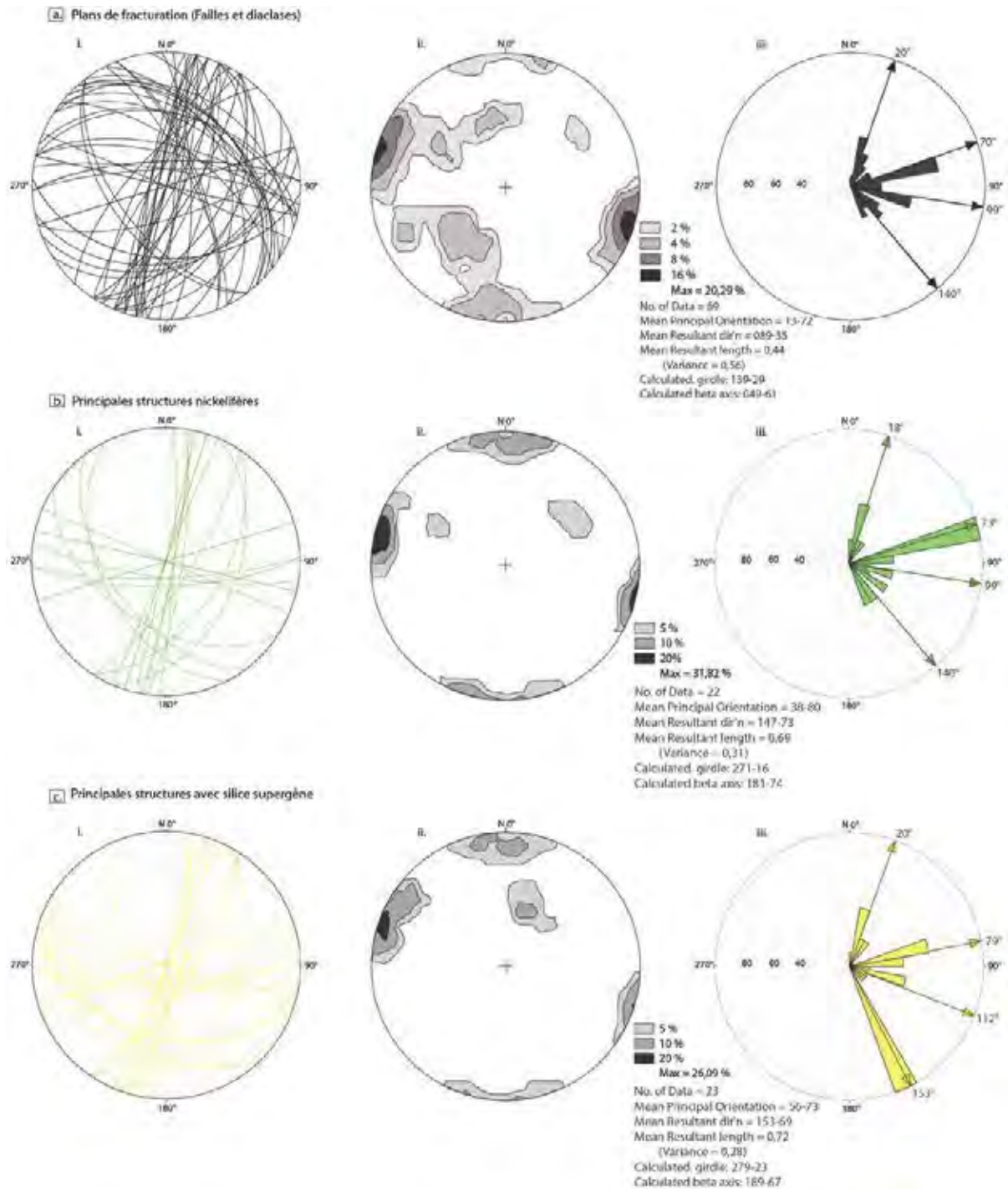


Figure 45 : Fosse 2, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.

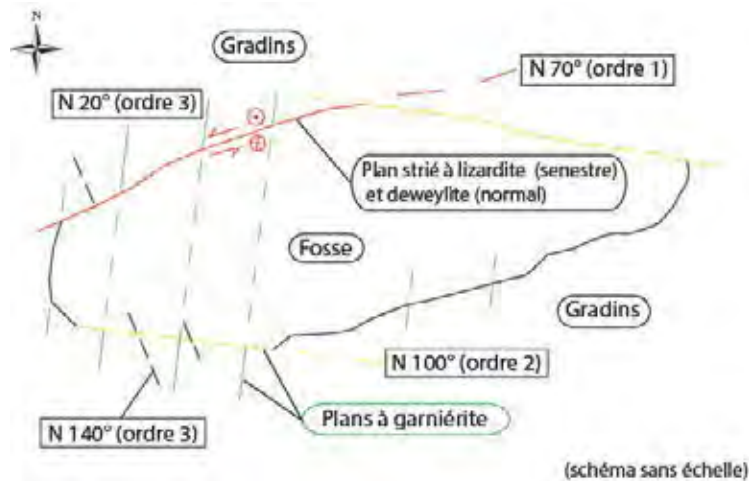


Figure 46 : Fosse 2, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Schéma structural de la fosse.

4.3.3.6. Chantier Blanche

Comme sur les chantiers précédents, le chantier Blanche est caractérisé par de grandes directions de fracturation : N7°, N46°, N91° et N134° (Fig. 47a). Contrairement aux autres chantiers visités, un réseau N46° à pendage SW est bien marqué dans la partie sud de la fosse. Les structures N-S et E-W sont également bien développées. Ces dernières sont relativement pentées et découpent bien la carrière orientée NW-SE (Fig.48). Le réseau N134° est principalement localisé sur la bordure Est de la fosse, ce qui est concordant avec l'analyse linéamentaire (Fig. 38). Ces structures ainsi que le réseau N-S pendent aussi bien à l'est qu'à l'ouest.

La minéralisation en nickel et en silice/magnésium est visible dans l'ensemble du réseau de fracturation (Fig. 47b et c). Seuls les plans orientés N134° semblent ne pas avoir subi un remplissage par la silice et le magnésium.

La fosse semble contrôlée à l'ouest par un grand plan serpentinsé à fort pendage vers l'est. Ce réseau N-S est bien minéralisé, l'ordre 1 lui sera par conséquent attribué comme pour le réseau N134°, également très minéralisé, et qui semble structurer la partie Est de la carrière. L'ordre 2 a été attribué aux structures orientées N46°. Ces dernières sont riches en nickel et semblent correspondre à des alignements majeurs dans le secteur (Fig. 38).

Nous attribuerons l'ordre 3 au réseau E-W sur le site de Blanche. Même si ces structures sont bien développées et minéralisées, aucun alignement préférentiel E-W n'a été déterminé sur cette portion du Kopéto (Fig. 38). De, plus ces structures semblent ne pas avoir guidé les mineurs lors de la réalisation de la carrière.

Cette fosse n'est ni structurée par des plans à pendage opposé (type dièdre), ni par des structures abruptes pseudo-parallèles (type sillon). Par conséquent, le type de piège envisagé pour cette carrière pourrait correspondre à une grande faille courbe ou plate, présente en profondeur, et dont la base n'aurait pas été atteinte (Fig. 48).

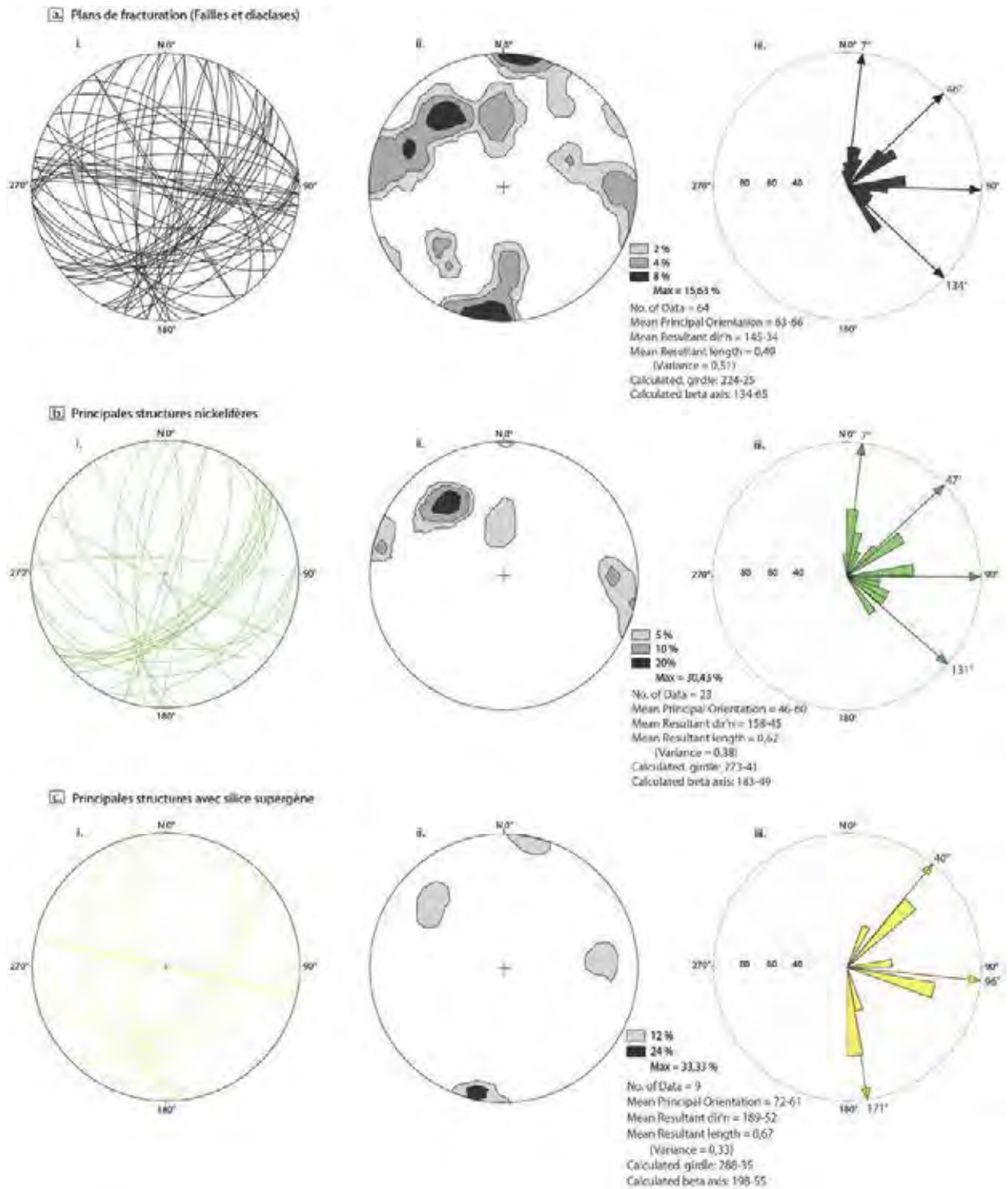


Figure 47 : Chantier Blanche, Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickelifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.



Figure 48 : Chantier Blanche, Massif de Kopéto. Schéma structural de la fosse.

4.3.3.7. Chantier Iris Paidié

À la différence des autres sites, Iris Paidié est un chantier beaucoup plus riche en latérites. La visibilité de l'horizon saprolitique étant beaucoup plus limitée sur cette portion du massif, le nombre de données structurales récolté est moins important. Il est cependant intéressant de noter, que des diaclases à silice, relativement bien conservées, ont été retrouvées au sein des latérites jaunes. Ces structures tendent à prendre un couleur plutôt sombre et à s'horizontaliser du fait d'un phénomène de tassement. Elles n'ont donc pas été mesurées.

La carrière d'Iris Paidié présente, comme les autres chantiers, quatre grands réseaux de fracturation : N16°, N58°, N111° et N139°. (Fig. 49a). L'analyse des linéaments (Fig. 38) ainsi que les projections stéréographiques montrent cependant une dominance des structures N134°. Seuls ces plans étaient minéralisés dans la fosse (Fig. 49b et c), l'ordre 1 leur a donc été attribué.

Le type de piège de cette fosse semble donc correspondre à un dièdre orienté NW-SE, formé par des structures pentées d'environ 50° vers le NE et le SW. La faible quantité des mesures réalisées sur ce site peut cependant rendre cette interprétation non représentative.

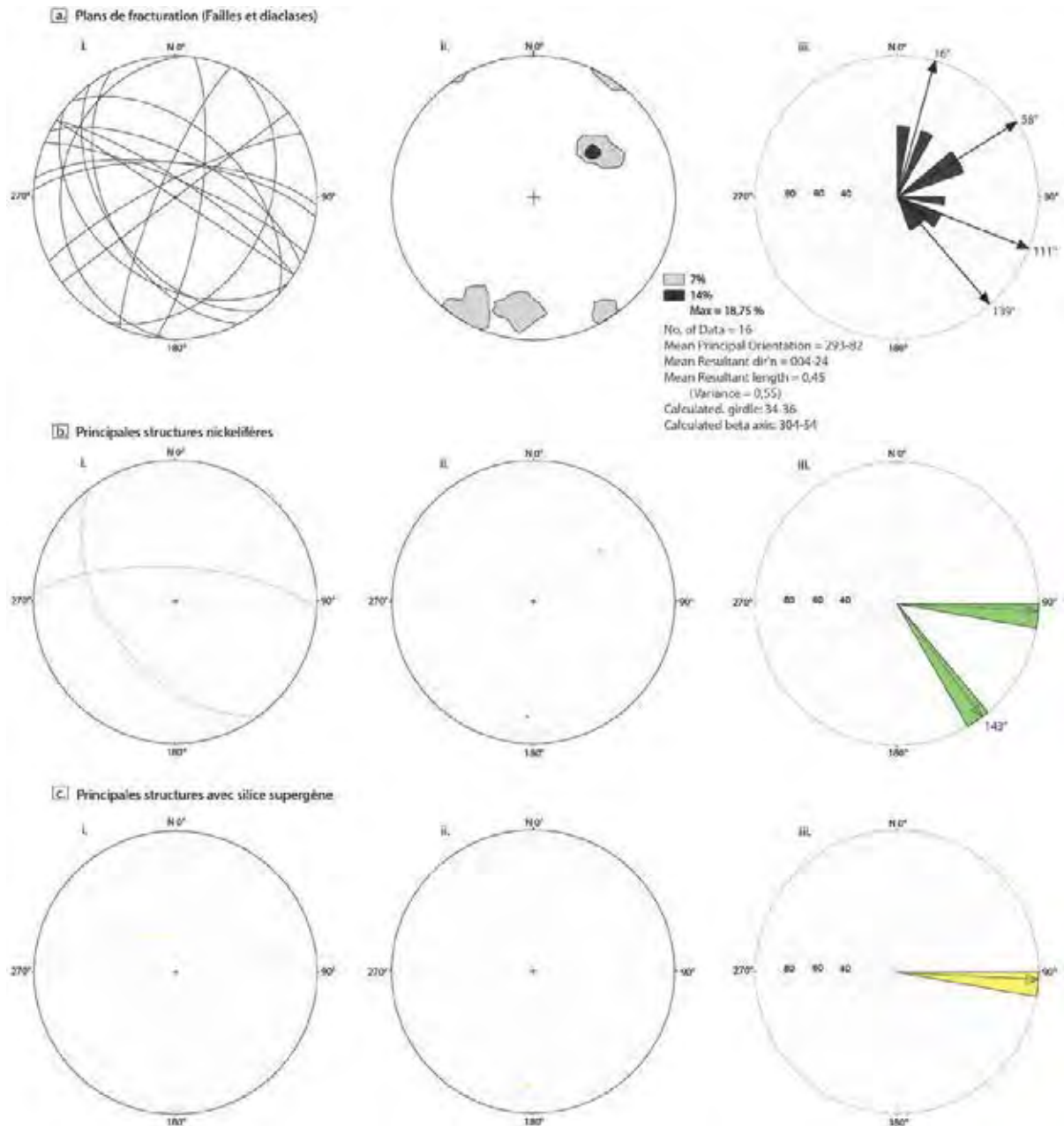


Figure 49 : Chantier Iris Paidié, Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickelifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.

4.3.4. LE KONIAMBO

L'analyse linéamentaire (Fig. 50) montre qu'à grande échelle, le Koniambo est marqué dans sa partie Est par un relief majeur orienté NW-SE et dans sa partie Ouest, par des alignements WSW-ENE. Ces derniers semblent recoupés par des structures NW-SE et NE-SW beaucoup plus fréquentes. Quelques alignements NS sont également observables sur cette portion du

massif. Le versant Est du relief principal (NW-SE) est prédominé par des alignements NE-SW recoupés parfois par des structures NS.

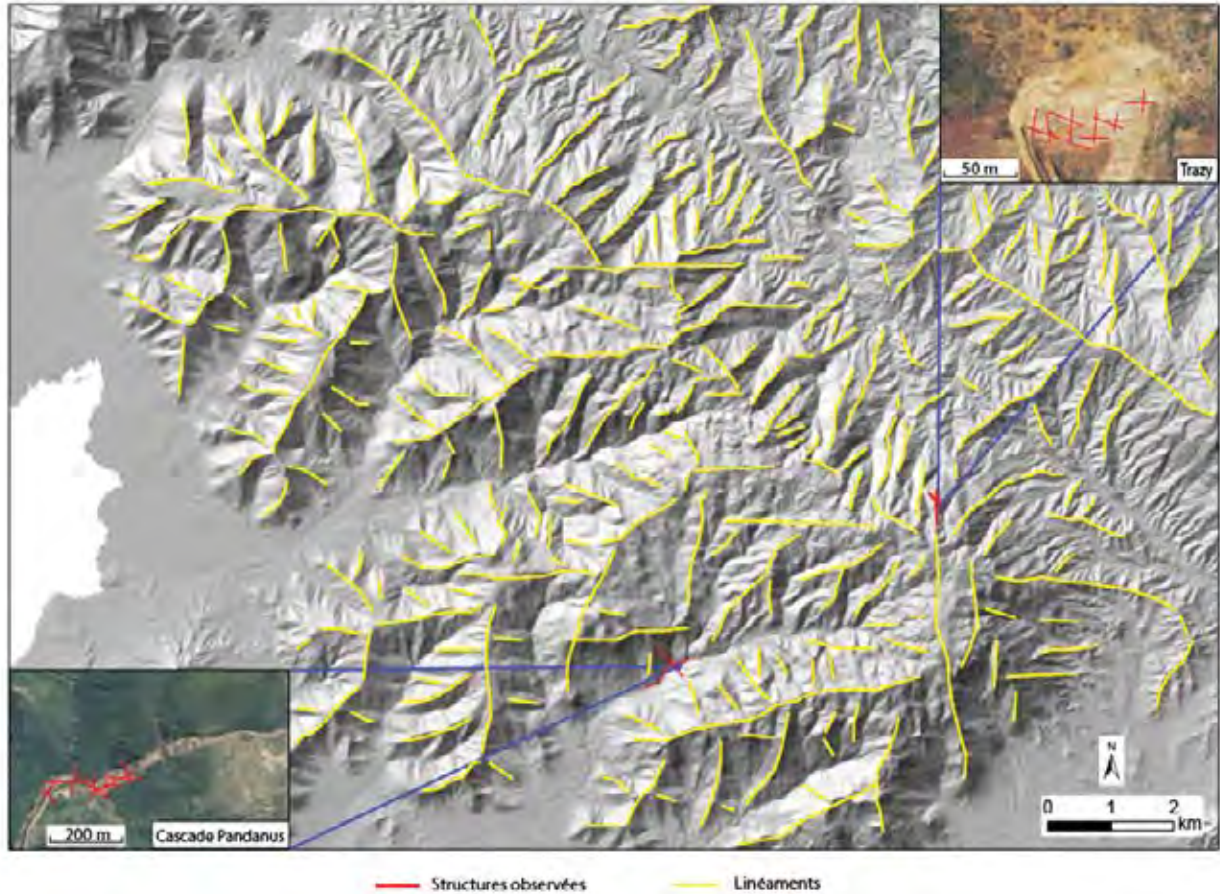


Figure 50 : Analyse linéamentaire du massif du Koniambo à partir du MNT.

Deux sites ont été visités pour cette étude structurale, le plateau de Trazy, localisé au NE du massif et la cascade Pandanus, située au SW (Fig. 50). Il faut noter que le nombre de mesures structurales réalisées sur ce site est relativement limité du fait de la courte durée de visite du site.

Sur le Koniambo, le rubanement et la foliation présentent des valeurs non constantes en direction et en pendage (Fig. 51). Deux directions majeures ont été relevées, N68° et N108°. Le pendage, majoritairement incliné vers le Sud à l'exception d'une fracture à pendage nord sur le site de Trazy, varie entre 20° et 80°. Ces données sont conformes aux observations faites par Maurizot et al. (2002b).

La tectonique extensive du site Pandanus et de Trazy est marquée par des structures principalement orientées N20° et N115° (Fig. 49a). Sur le site de Trazy, les plans à pendage N et E dominent ; sur Pandanus, une seule fracture à pendage ouest a pu être mesurée. Cette tectonique est matérialisée par des plans à silice striée sur le site Pandanus alors que sur Trazy, les déplacements sont marqués par de la garniérite et/ou de la silice striée.

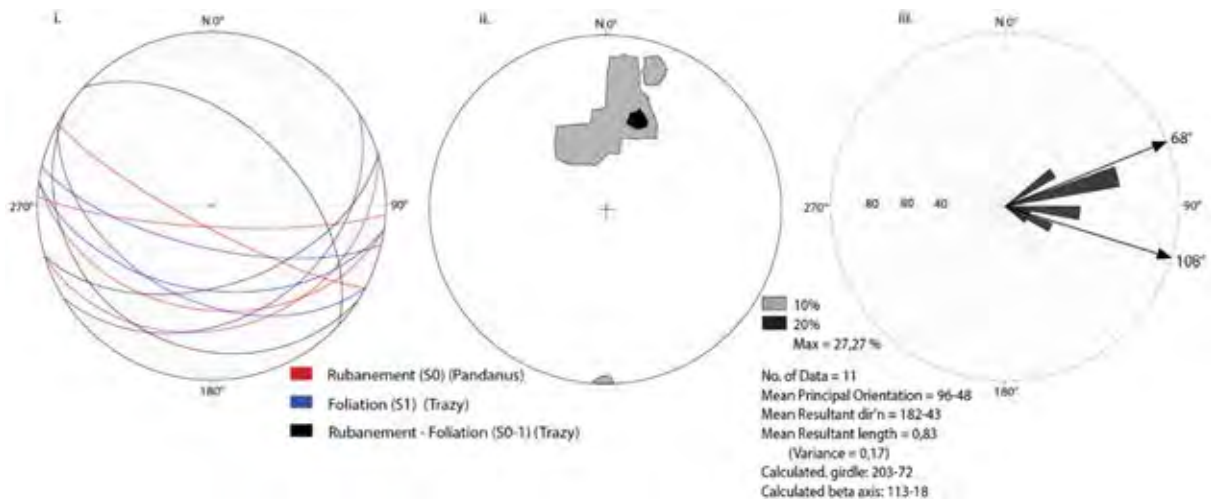


Figure 51 : Massif de Koniambo. Projection stéréographique du rubanement et de la foliation à l'échelle du massif sur le canevas de Schmidt. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Diagramme de densité, iii) Rose des vents.

La tectonique décrochante est représentée principalement par des déplacements obliques (décrochant-normaux) sur les deux sites (Fig. 52a) et un seul décrochement pur subvertical (stries sur serpentine), orienté N28°, a été observé au niveau de la cascade Pandanus (Fig. 52b). Deux failles à cinématique indéterminée ont été mesurées sur le site de Trazy (Fig. 52c). Ces deux structures, légèrement décrochantes, sont orientées N78° et N123°, et pendent respectivement vers le N et le SW.

Un seul filon de pyroxénite, d'orientation N173° et à pendage Est, a été observé à Trazy (Fig. 53). En revanche, au niveau de la cascade Pandanus, les filons sont beaucoup plus fréquents et très serpentinisés. Leurs pendages varient en direction et en intensité (Fig. 53) et leurs azimuts s'orientent selon trois directions majeures, N23°, N90° et N138°.

Par ailleurs, un réseau de filonnets millimétriques de serpentine noire, interprété comme primaire et d'orientation NS, a pu être observé dans la partie supérieure de la cascade.

La cascade Pandanus est orientée selon un axe WSW-ENE (Fig. 50). L'étude de la fracturation sur ce site a permis de faire ressortir quatre directions majeures : N6°, N33°, N94° et N133° (Fig. 54a). Les structures NNE-SSW (N6° et N33°) et NW-SE sont les plus développées. Les premières sont généralement très pentées aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest alors que les secondes pendent principalement vers le SW et peuvent présenter des pendages relativement faibles.

Ce site, localisé dans la partie basse du Koniambo, ne présente aucune minéralisation supergène de nickel et n'est par conséquent pas exploité par la société KNS. En revanche, les familles NS et EW sont minéralisées en silice/magnésium (Fig. 54b).

Le site de Trazy est également affecté par quatre réseaux de fracturation : N32°, N93°, N133° et N178° (Fig. 55a). Les structures EW, à pendage nord et sud, sont les plus développées, suivies par le réseau NS dont les fractures pendent principalement vers l'Est.

L'ensemble des familles est affecté par la minéralisation supergène (Ni et Si/Mg) (Fig. 55b et c). Le front d'exploitation (Fig. 50) semble contrôlé par un grand plan à deweylite striée en normale (en direction de la pente) et faiblement penté vers le NE (20°). L'ordre 1 est par conséquent attribué au réseau NW-SE. L'ordre 2 est donné aux structures EW qui sont relativement développées et minéralisées. Elles semblent constituer la matrice du piège. Peu de plans NS minéralisés en nickel ont été observés sur ce site, l'ordre 3 leurs est donc attribué tout comme aux structures NE-SW qui sont relativement peu fréquentes à l'affleurement.

Le piègeage du nickel sur cette partie du plateau de Trazy est certainement lié à la structure « plate » minéralisée par la deweylite. En effet cette structure à caractère imperméable (lié à la à la serpentine présente sous le plaquage de deweylite) a probablement limité le cheminement en profondeur des eaux météoriques chargées en Ni.

Il semble difficile de tirer une conclusion générale des pièges structuraux à l'échelle du massif du fait de la faible quantité de chantiers étudiés. En revanche, il est intéressant de noter que la structure contrôlant la minéralisation sur la portion étudiée de Trazy s'aligne avec l'axe majeur NW-SE décrit lors de l'analyse linéamentaire (Fig. 50). Par ailleurs, d'après les photos aériennes du Koniambo, la majorité des chantiers en cours d'exploitation sont également alignés suivant cette direction. Ceci semble attester le rôle majeur des structures N120°-140° dans le contrôle de la minéralisation supergène sur le massif.

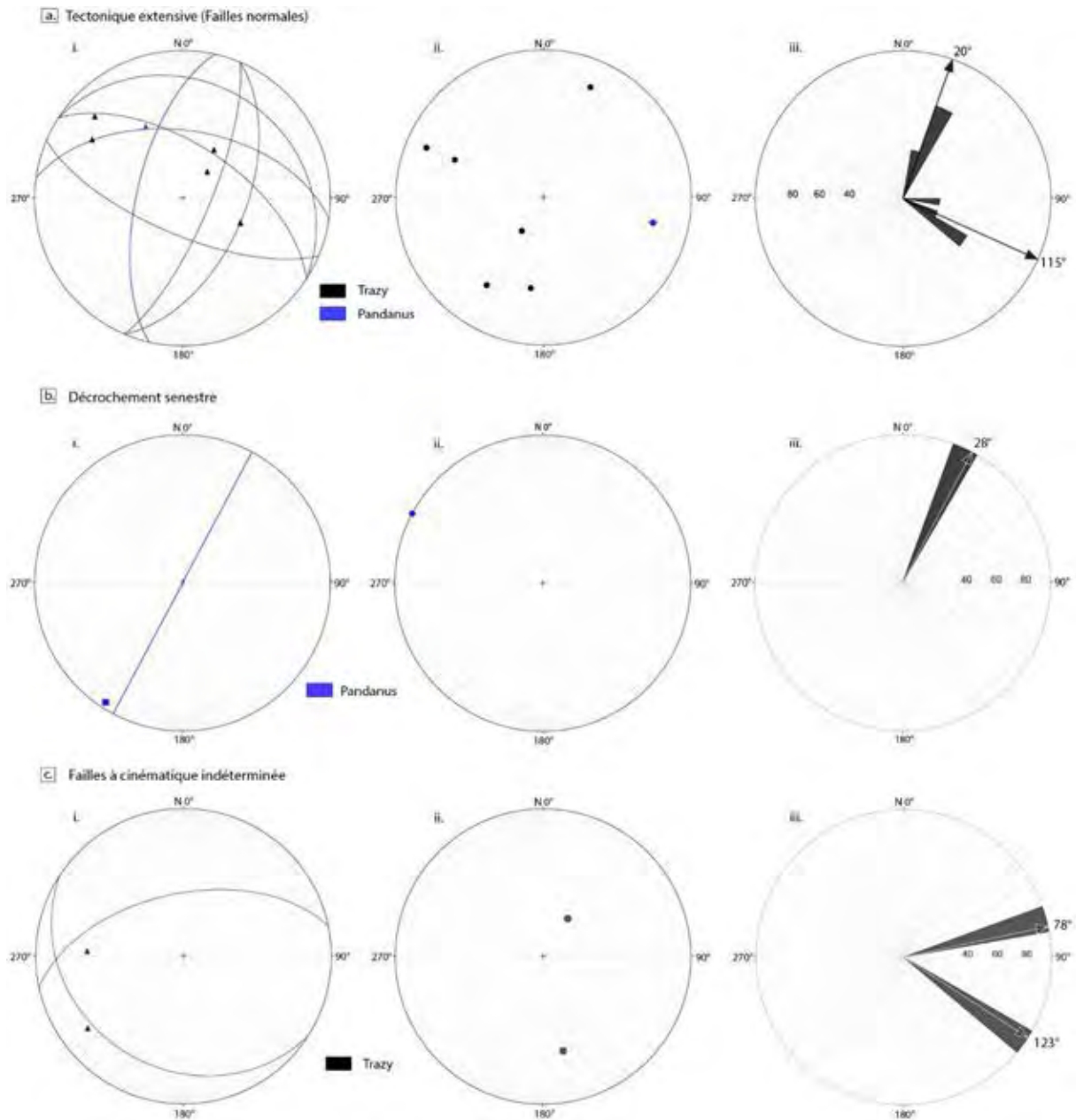


Figure 52 : Massif de Koniambo. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le massif. a) Projection des plans (grand cercle) et des stries, b) Projection des pôles de plans, c) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).

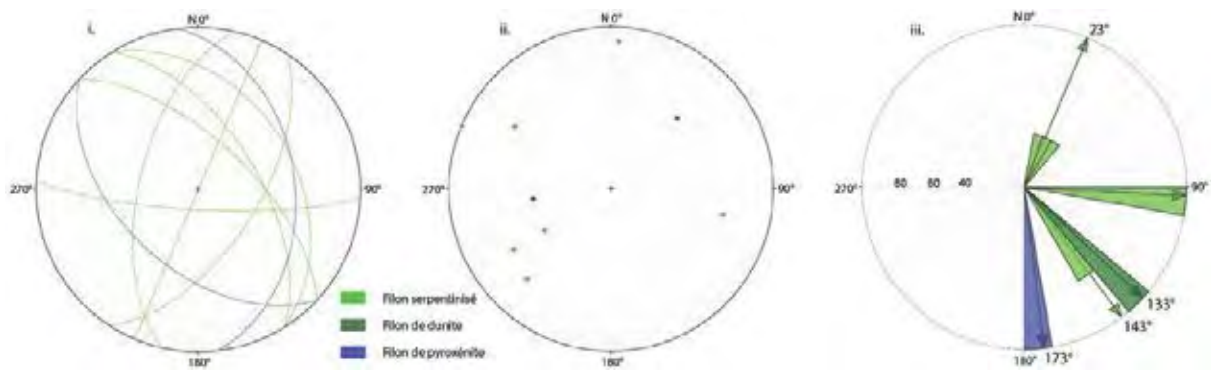


Figure 53 : Massif de Koniambo, Pandanus. Projection stéréographique des filons sur le canevas de Schmidt. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).

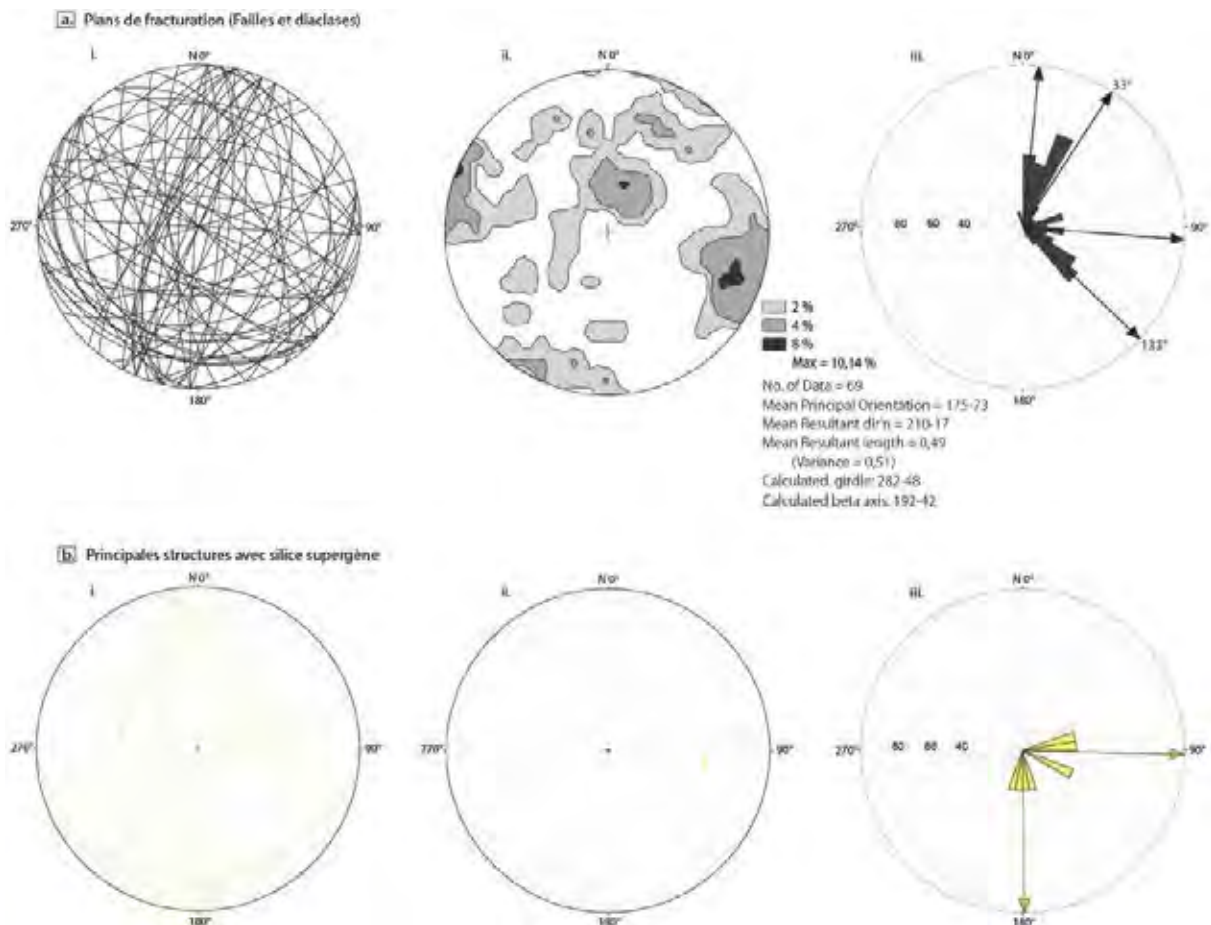


Figure 54 : Massif de Koniambo, Pandanus. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.

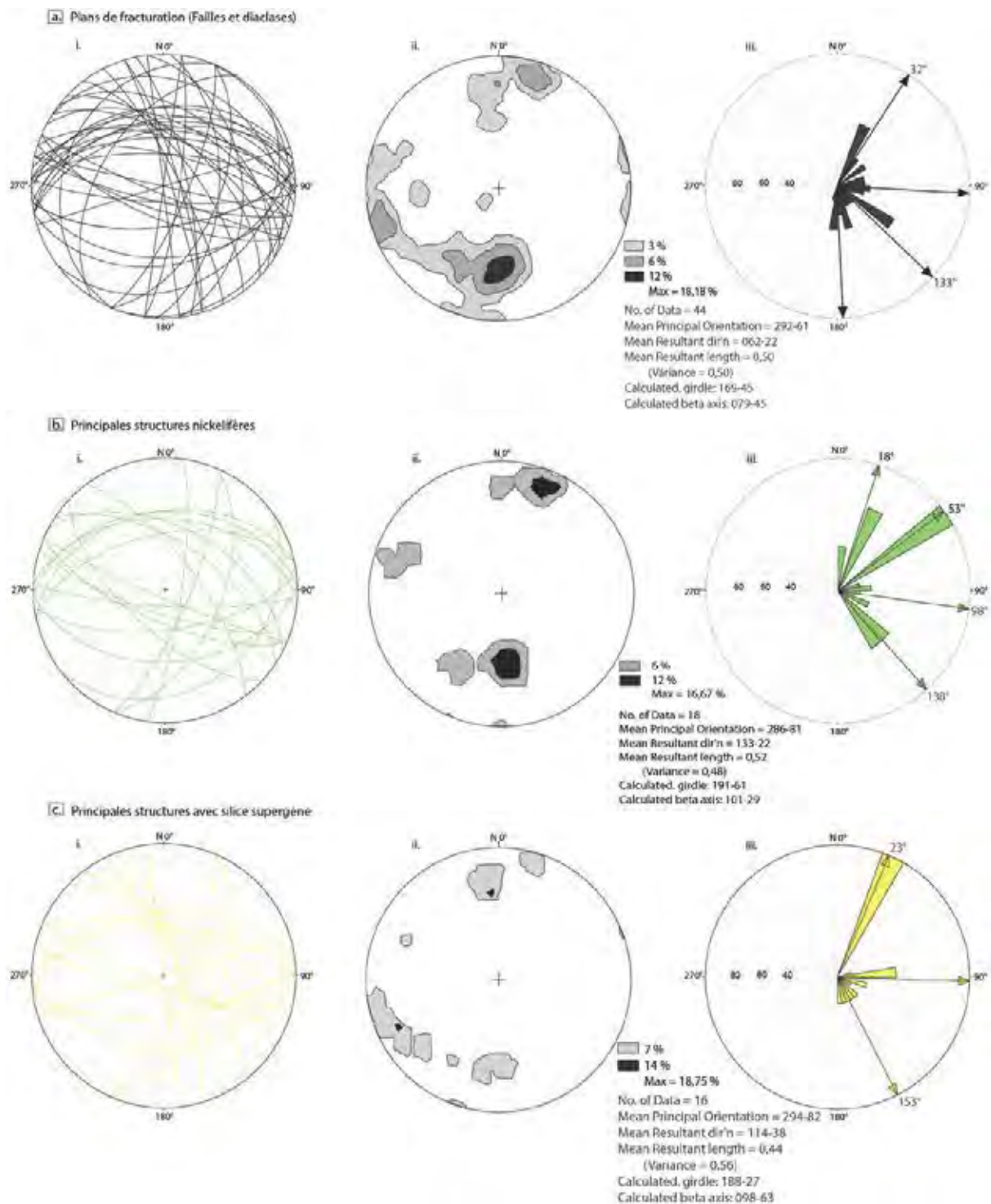


Figure 55 : Massif de Koniambo, Trazy. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.

4.3.5. LE MASSIF DE PORO (CFTMC-SLN)

Le massif de Poro est localisé sur la côte Est de la Grande Terre. La fosse Stanislas a été visitée, ainsi que la piste minière menant à cette carrière, tous deux étant situés sur la mine La Française.

A grande échelle, l'analyse linéaire (Fig. 56) montre que le massif de Poro est principalement marqué dans sa partie Sud par des alignements NW-SE qui tendent à s'atténuer vers le nord au détriment d'alignements NS et NE-SW. Des linéaments EW sont également observables sur l'ensemble du massif mais ces derniers sont particulièrement développés dans la partie centrale et Est.

Aucun rubanement, marqué par l'alternance dunite/harzburgite, n'a été observé sur cette portion du massif. Seuls des filons de pyroxénite altérés en bastite, orientés EW et à pendage Sud ($N105^\circ, 55^\circ S$), forment une sorte de rubanement au sein des harzburgites.

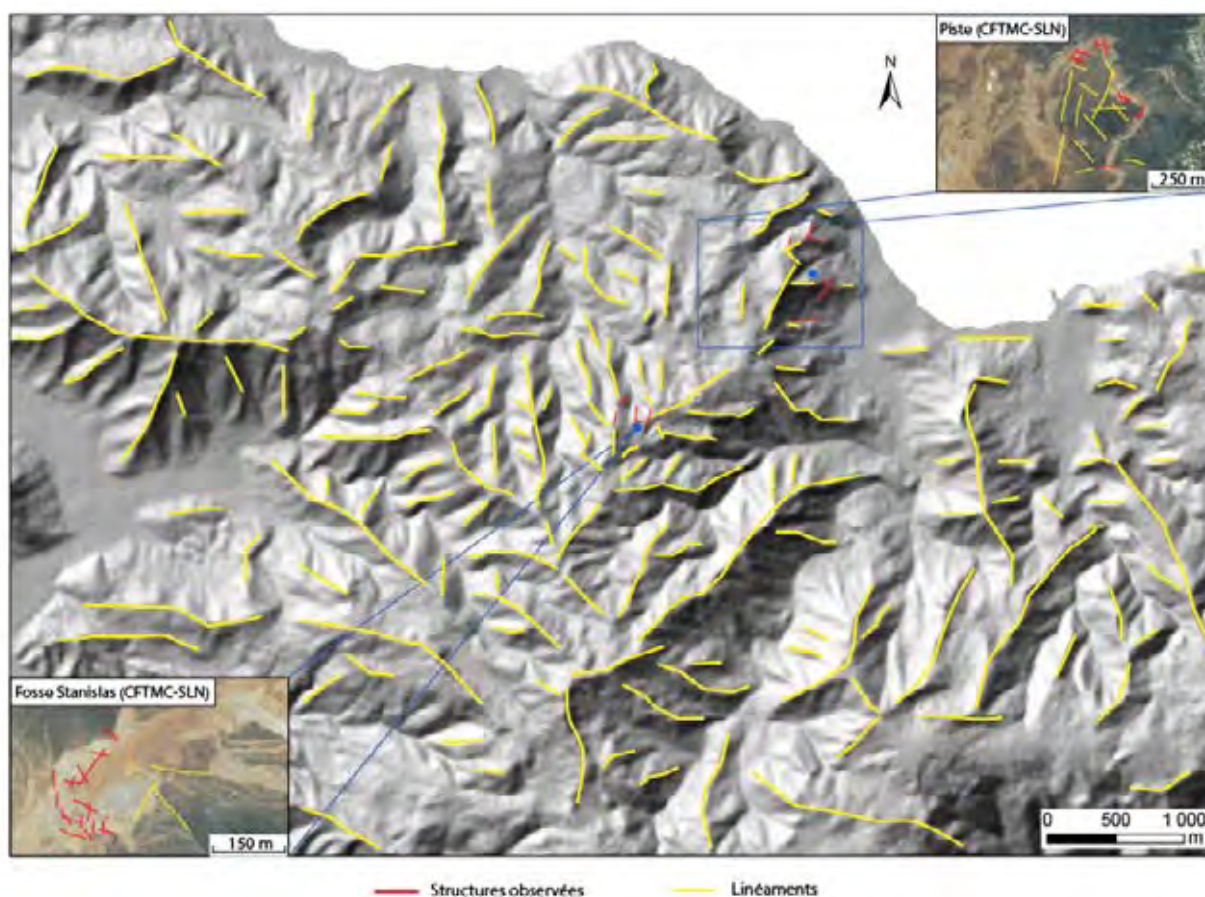


Figure 56 : Massif de Poro. Identification des structures par linéaments à partir du MNT.

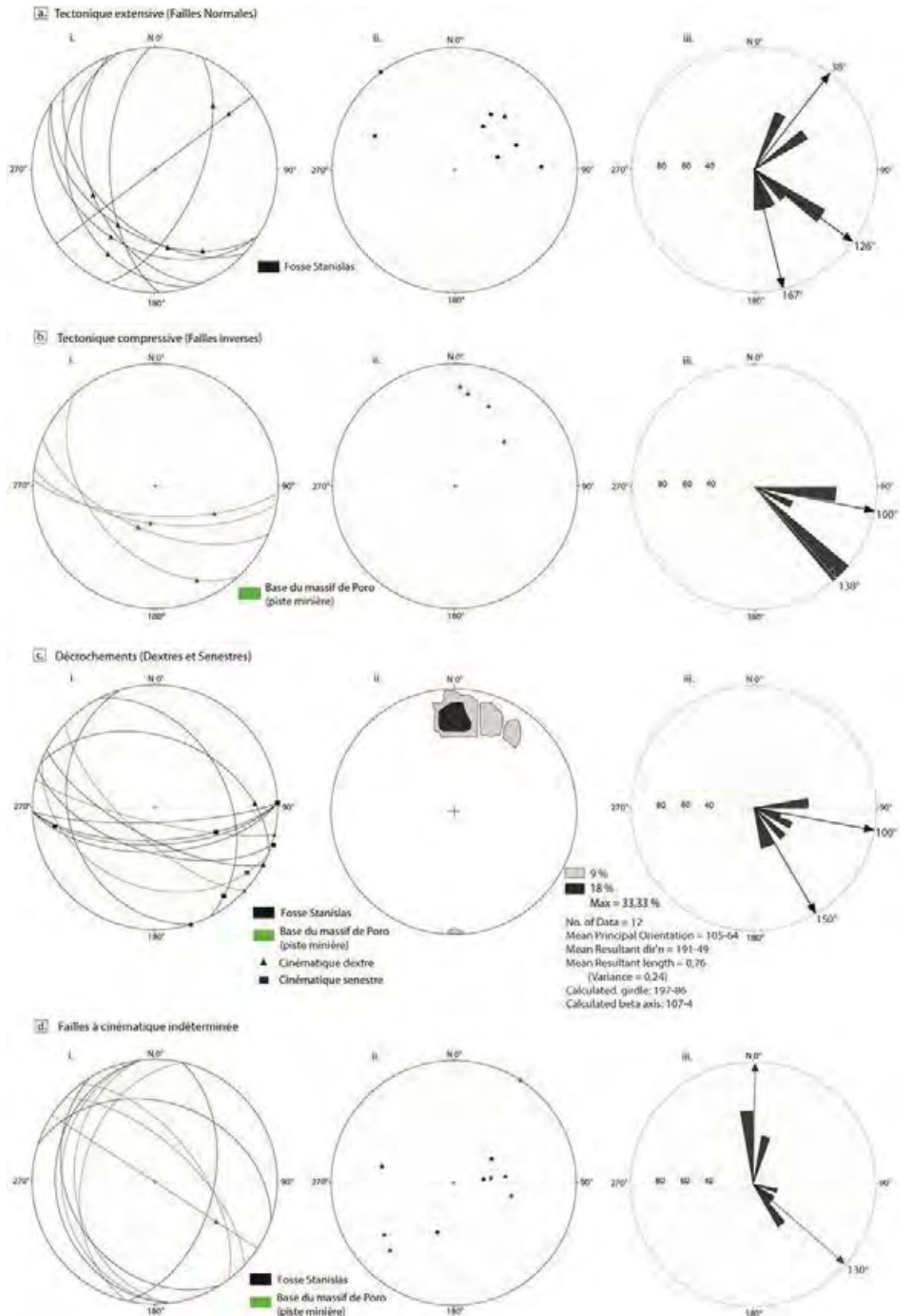


Figure 57 : Massif de Poro, mine La Française. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le massif. i) Projection des

plans (grand cercle) et des stries, ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).

La tectonique extensive n'a été observée que sur le site Stanislas. Celle-ci est exprimée par de nombreux plans à plaquage de garniérite et/ou de silice/magnésium striée. Elle est marquée par trois orientations majeures, N38°, N126° et N167° (Fig.57a). Les structures NE-SW sont subverticales ou moyennement pentées vers le SE, alors que les deux autres réseaux, prédominants à l'échelle de la fosse, pendent vers le Sud-Ouest ou l'Ouest.

Des failles inverses, marquées par de l'antigorite striée, ont été observées le long de la piste menant à ce chantier, à proximité d'une zone à brèches de péridotite colmatées par de la silice brune, orientée N8° et à forte vergence Est. Ces failles présentent deux orientations principales, N100° et N138° (Fig. 57b) et pendent toutes vers le S ou le SW.

Les décrochements, principalement EW (N100°) et NW-SE (N150°), pendent tantôt vers le N, tantôt vers le S (Fig. 57c) et sont exprimés comme généralement par de la serpentine striée. Les structures à cinématique indéterminée montrent deux orientations, NS et NW-SE (N130°), déjà observées précédemment.

Les filons de pyroxénite serpentinisés et altérés sont relativement développés sur le massif. Ils sont généralement orientés NS (N23° et N178°), EW (N93°) et NW-SE (N148°) (Fig. 58).

Deux réseaux de fractures/filonnets serpentinisés ont également été observés sur cette mine. Le premier, orienté NS, est à vergence Est (Fig. 58 & 59) et le second, EW, est subvertical. Ces réseaux, très verticalisés et serpentinisés, semblent contrôler l'altération des péridotites en surface en favorisant le drainage vertical des eaux météoriques vers les zones plus profondes. Par ailleurs, les harzburgites sont parfois affectées par un réseau de serpentine noire primaire millimétrique d'orientation N23° et N115°.

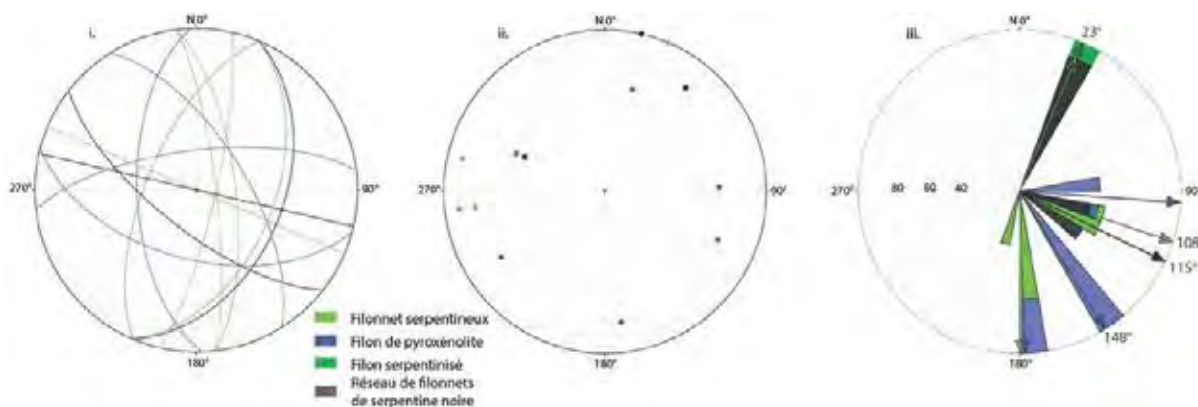


Figure 58 : Massif de Poro, mine La Française. Projection stéréographique des filons sur le canevas de Schmidt. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).

La piste minière menant au chantier Stanislas montre trois réseaux de fracturation orientés N101°, N139° et N180° (Fig. 60a). Ces deux dernières familles sont les plus développées à l'affleurement.

La base de la mine La Française présente des faciès relativement serpentinisés. La minéralisation supergène y est peu développée à l'exception d'un réseau NS présentant une minéralisation en silice/magnésium (magnésite) réutilisant très souvent des fractures serpentinisés (Fig. 60b).

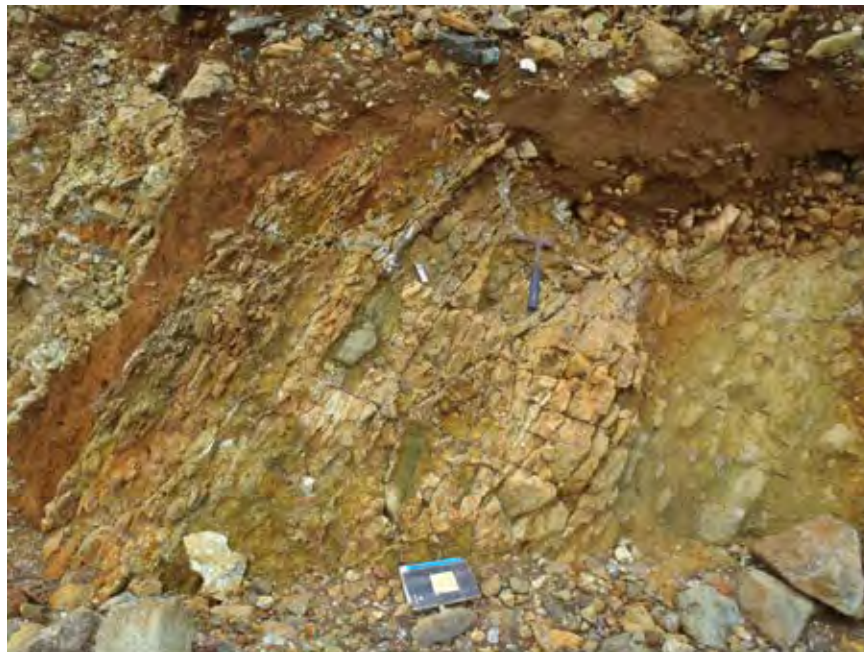


Figure 59 : Massif de Poro, mine La Française, piste minière. Fractures et filonnets serpentinisés à vergence Est contrôlant le drainage vertical et qui semble favoriser l'altération des péridotites.

Cette portion du massif a été étudiée du fait de la présence de nombreuses failles à pendage faible (Fig. 61). D'un site à l'autre, ces structures varient en orientation. Elles sont parfois constituées de brèches, à clastes de péridotites serpentinisés et colmatées par de la silice. Il est généralement difficile de voir sur le terrain l'ampleur du déplacement occasionné par ces structures.

La fosse Stanislas constitue le second site d'étude de ce massif. Cette fosse est orientée selon un axe NE-SW (Fig. 53 et 60). Quatre grandes familles de fracturation ont été observées : N25°, N98°, N128° et N168° (Fig. 60a). Les structures les plus développées et les mieux marquées à l'affleurement sont les réseaux NE-SW, et NW-SE. Le premier est préférentiellement à vergence E et le second présente des structures à pendage NE et SW, ces derniers étant les plus fréquents.

Tout comme sur les autres sites d'étude, la minéralisation en nickel et en silice/magnésium a affecté l'ensemble du réseau de fracturation (Fig. 60b, c). En revanche la minéralisation siliceuse est principalement développée sur la partie Ouest de la fosse. Comme sur le chantier Iris Païdi du Kopéto, ces structures sont relativement bien conservées au sein des latérites mais tendent à se compacter à la suite de phénomènes de tassement (différence de rhéologie) (Fig. 61).

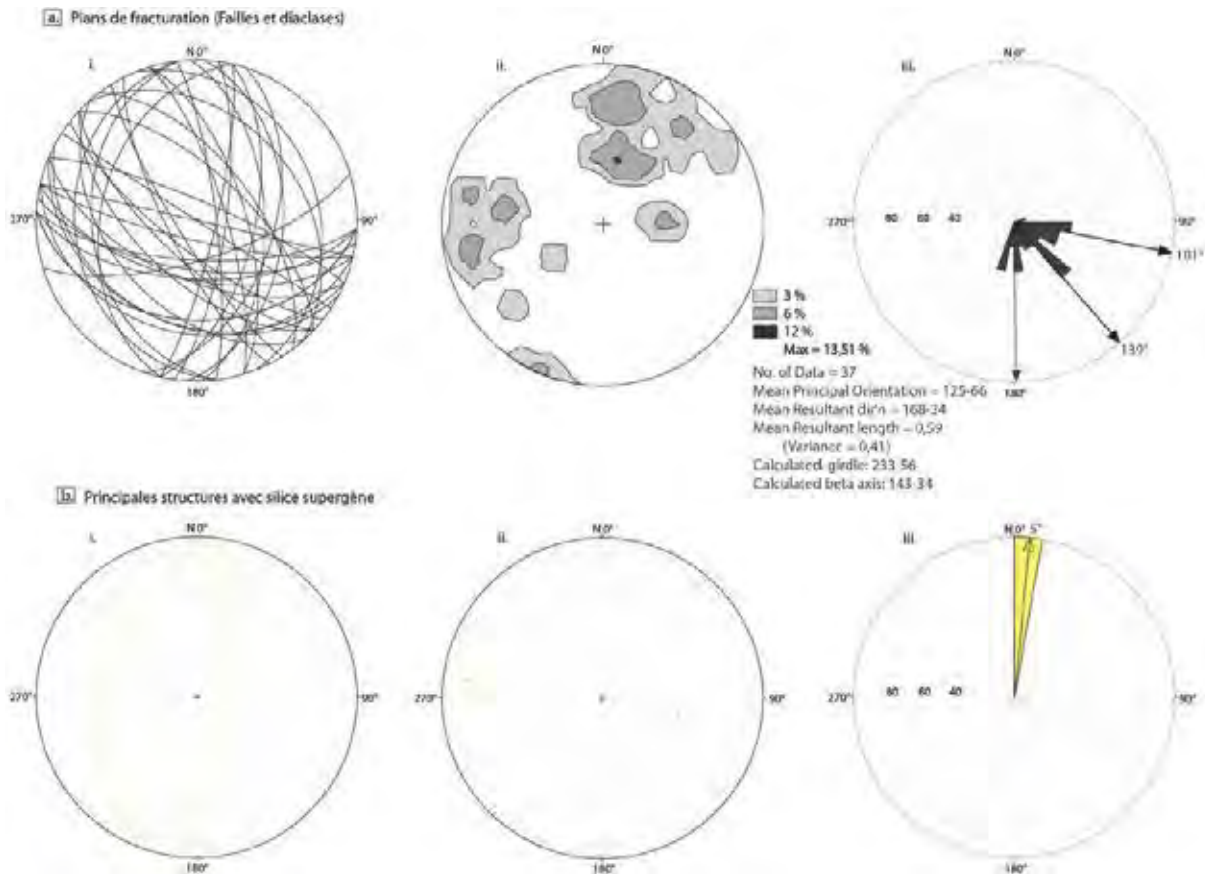


Figure 60 : Massif de Poro, mine La Française, piste minière. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.



Figure 61 : Massif de Poro, mine La Française, piste minière. Structure « plate » et bréchique affectant la base du massif. Les péridotites présentent un faciès très serpentinisé.

La fosse Stanislas constitue le second site d'étude de ce massif. Cette fosse est orientée selon un axe NE-SW (*Fig. 56 et 65*). Quatre grandes familles de fracturation ont été observées : N25°, N98°, N128° et N168° (*Fig. 62a*). Les structures les plus développées et les mieux marquées à l'affleurement sont les réseaux NE-SW, et NW-SE. Le premier est préférentiellement à vergence E et le second présente des structures à pendage NE et SW, ces derniers étant les plus fréquents.

Tout comme sur les autres sites d'étude, la minéralisation en nickel et en silice/magnésium a affecté l'ensemble du réseau de fracturation (*Fig. 62b et c*). En revanche la minéralisation siliceuse est principalement développée sur la partie Ouest de la fosse. Comme sur le chantier Iris Païdi du Kopéto, ces structures sont relativement bien conservées au sein des latérites mais tendent à se compacter à la suite de phénomènes de tassement (différence de rhéologie) (*Fig. 63*).

Une faille « plate » à cinématique dextre puis normale, très serpentinisée (mouvement dextre) et minéralisée par de la garniérite/silice brune (mouvement normal), a par ailleurs été observée sur le côté Ouest du chantier (*Fig. 64*). Il est intéressant de noter la différence d'altération de part et d'autre de cette structure. La partie sommitale est en effet beaucoup plus altérée que la partie sous-jacente (*Fig. 64*). D'autre part, la base de l'horizon altéré au contact avec la discontinuité, ne présente aucune figure de déplacement (stries, brèches), cela signifie que l'altération s'est développée après le jeu de la faille. Ces structures semblent donc fortement contrôler le drainage des eaux superficielles et de la minéralisation, en jouant comme un écran, limitant ainsi la propagation du nickel en profondeur.

La fosse d'exploitation, orientée NE-SW, semble contrôlée dans sa partie Est par de grands plans N170° à vergence Ouest, très serpentinisés et minéralisés par de la garniérite et de la

silice, et dans sa partie Ouest, par des structures NNE-SSW (N20°-30°) à vergence Est et présentant les mêmes minéralisations (*Fig. 65*). L'ordre 1 leur a donc été attribué.

L'ordre 2 a été affecté aux structures EW (N100°). Ces dernières sont très minéralisées et développées mais elles n'ont pas guidé les mineurs lors de l'exploitation de la fosse. L'ordre 3 est attribué au réseau N134° qui est peu présent sur cette portion de la mine.

Le type de piège envisagé pour ce chantier peut correspondre à un dièdre, matérialisé par les structures orientées globalement NNE-SSW, et recoupé par le réseau E-W constituant la matrice du piège. Cette seconde famille semble également former des dièdres à plus petite échelle mais d'après l'analyse linéamentaire et l'étude structurale, cette famille E-W n'est pas prédominante à l'échelle du massif et ne semble pas contrôler le chantier Stanislas.

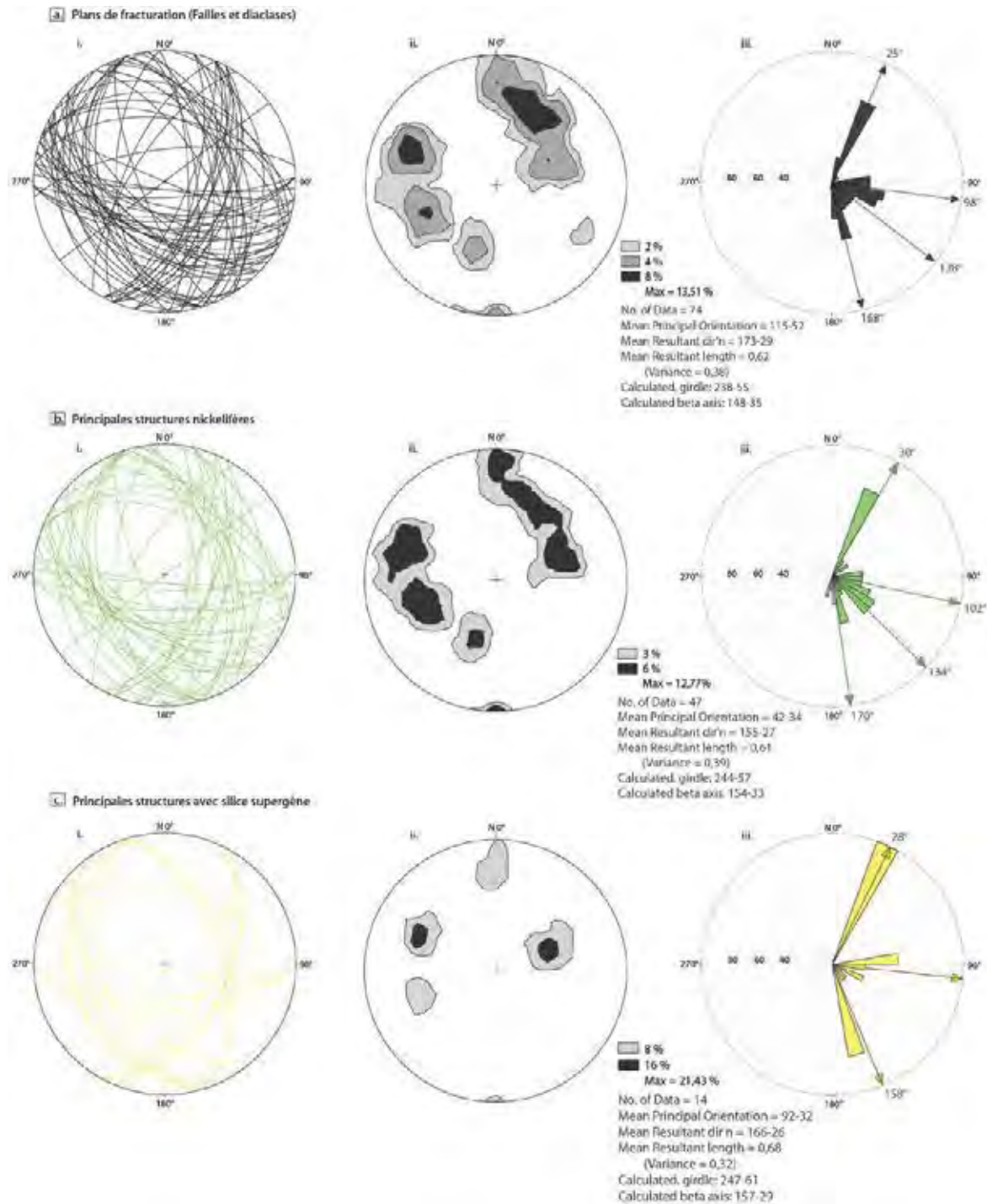


Figure 62 : Massif de Poro, mine La Française, fosse Stanislas. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.



Figure 63 : Massif de Poro, mine La Française, fosse Stanislas. Fractures siliceuses conservées au sein des latérites tendant à s'horizontaliser par compaction.

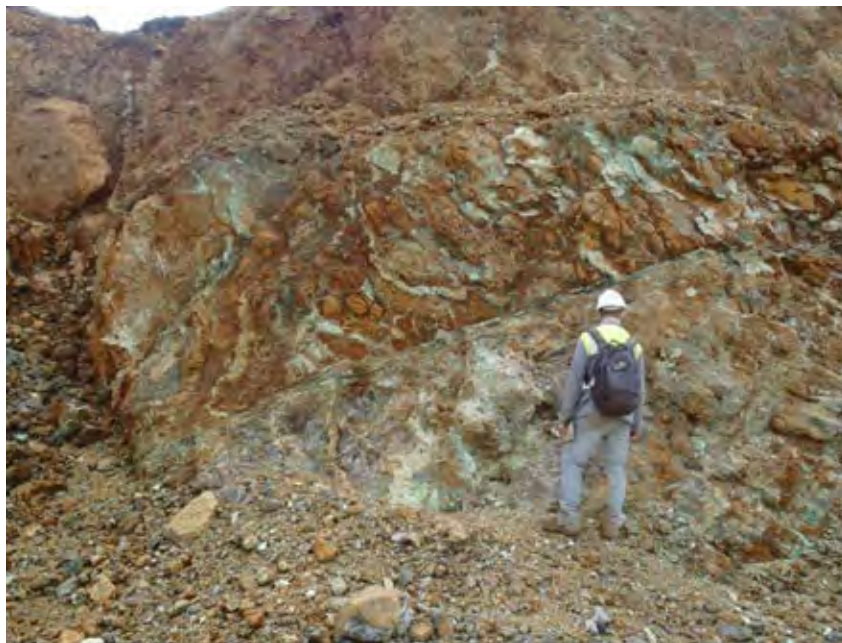


Figure 64 : Massif de Poro, mine La Française, fosse Stanislas. Différence d'altération de part et d'autre d'une faille « plate » serpentinisée et minéralisée en garniérite/silice brune.

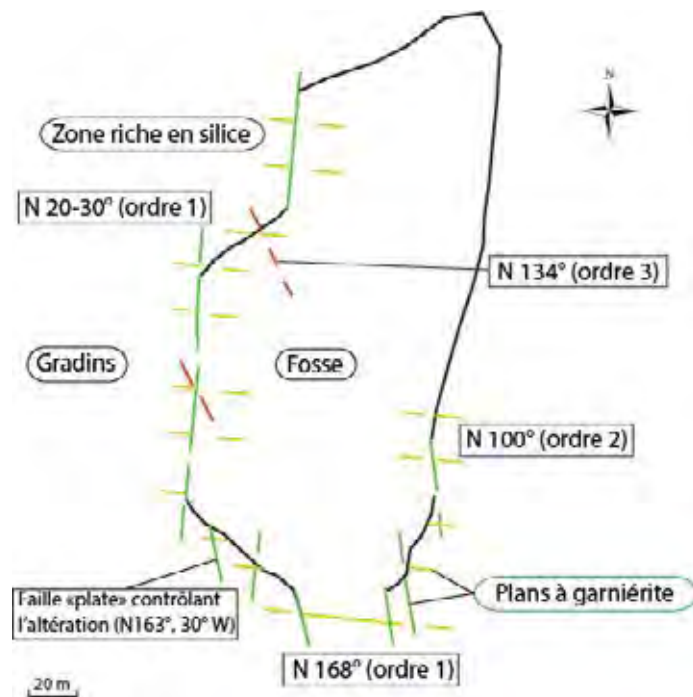


Figure 65 : Massif de Poro, mine La Française, fosse Stanislas. Schéma structural de la fosse.

4.3.6. MASSIF DE NAKÉTY (NMC-SMT)

Le massif de Nakéty est également localisé à l'Est de la Grande Terre. Ce site est exploité par deux sociétés minières, la NMC et la SMT. Dans le cadre de cette étude structurale, deux concessions minières ont été visitées. La première, Eureka, appartient à la NMC et la seconde, appelée Fosse ABC, est détenue par la SMT. Quelques affleurements en bordure de la piste menant à ces deux mines ont également été étudiés. Par ailleurs, un autre site de la société SMT, le Plateau H1N1 a été visité durant la mission mais par manque de temps, aucune donnée structurale n'a pu être recueillie. En revanche, ce dernier site présente une morphologie particulière qui va être signalée par la suite, du fait de sa forte ressemblance avec celle de la Fosse ABC (communication personnelle par les mineurs du site) qui présente une géomorphologie difficile à interpréter suite à la réalisation de l'énorme fosse qui a complètement dénaturé le secteur.

Le site Plateau H1N1 est constitué d'une série de dolines alignées selon une direction E-W. Certaines dolines sont en cours d'exploitation (Panneau Nord), notamment pour leur forte épaisseur en latérite jaune qui présente parfois des teneurs en Ni relativement élevées (~2% de Ni, <50% de Fe). La paléo-surface correspondant à ce plateau morcelé en dolines est constitué essentiellement de cuirasse démantelée. Les anciens alignements de dolines sur le secteur ABC n'étaient en revanche pas alignés E-W mais plutôt selon un axe N130°, ce qui correspond également à l'alignement de la fosse actuelle.

La concession Eureka de la société NMC est portée par le massif de Connau. Ce massif est divisé par une ligne de crête orientée globalement N120°E. C'est le long de cette ligne que se trouvent les épaisseurs de latérite les plus importantes. De part et d'autre de la ligne de crête, on retrouve classiquement des croupes sur les versants (orientation N20°E).

L'analyse linéaire montre que le massif de Nakéty est marqué principalement par de grands alignements NW-SE (Fig. 66). D'autres alignements, plus denses et orientés NE-SW sont également observables. Quelques orientations E-W marquent le massif dans sa partie Est et centrale. Contrairement aux autres sites étudiés, très peu d'alignements N-S ressortent de cette étude linéaire.

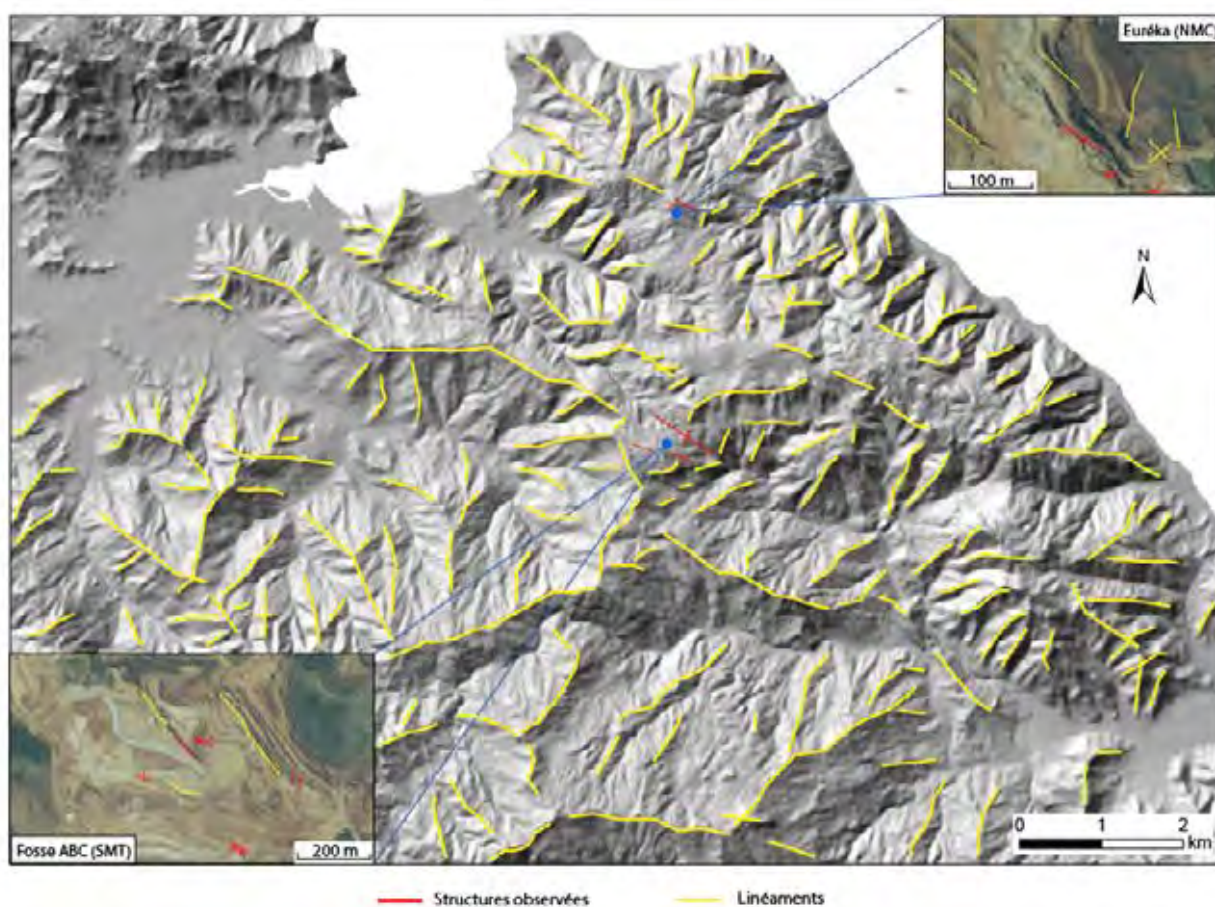


Figure 66 : Massif de Nakéty. Identification des structures par linéaments à partir du MNT

Les secteurs exploités du massif de Nakéty sont principalement constitués de harzburgites et de latérites. L'épaisseur de ces dernières peut varier d'un site à l'autre. Il est également intéressant de noter que sur les deux concessions étudiées, la transition entre les saprolites grossières et les latérites jaunes est très nette). Les harzburgites sont parfois marquées par des alignements de pyroxènes traduisant un rubanement. Ce dernier présente deux orientations majeures. La première, orientée N90°, est à pendage N (~53°) et la seconde, orientée N153°, est à pendage SW (45°) (Fig. 67).

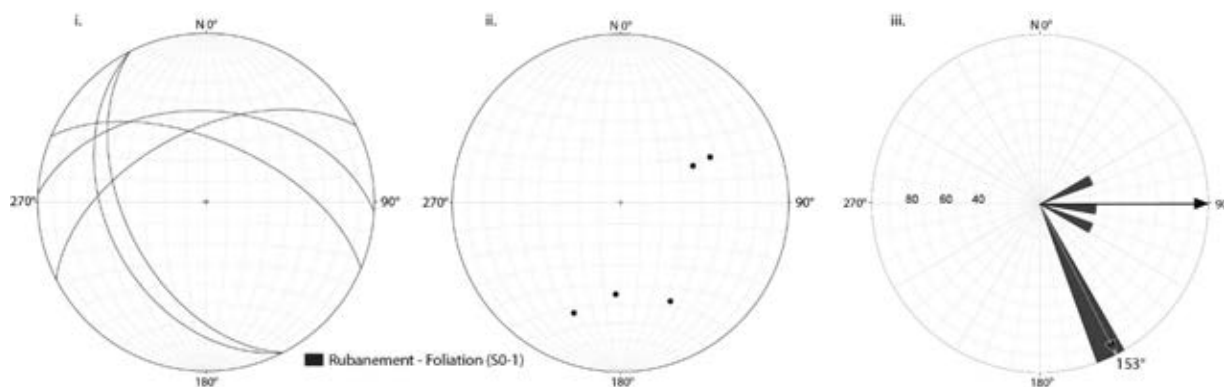


Figure 67 : Massif de Nakéty. Projection stéréographique du rubanement et de la foliation à l'échelle du massif sur le canevas de Schmidt. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Diagramme de densité, iii) Rose des vents.

La tectonique extensive du massif de Nakéty présente quatre orientations majeures, N03°, N47°, N80° et N142° (Fig. 68a). Il semble important de noter que le réseau N-S, marqué par des pendages E, s'est retrouvé sur l'ensemble des trois sites étudiés alors que très peu d'alignements de ce type ont été observés durant l'analyse linéaire (Fig. 68). Les familles NE-SW et NW-SE sont également bien développées. Les orientations des fractures sont très mal réglées. (Fig. 68a). Cette fracturation est, comme dans la majorité des cas, caractérisée par de la garniérite et/ou silice striée.

Deux failles inverses ont été mesurées sur la concession Euréka. Ces dernières, marquées par de la serpentine striée, sont orientées N43° et N128° et pendent respectivement vers le SE et le SW (Fig. 68b).

Les décrochements, observés sur les trois sites, sont orientés selon quatre directions, N18°, N60°, N100° et N148° (Fig. 68c). La direction principale est cependant marquée par les structures N60°, subverticales ou à fort pendage SE. Les réseaux N18° et N148° sont également caractérisés par des structures abruptes tandis que la famille E-W présente des pendages beaucoup plus hétérogènes (Fig. 68c). Ces décrochements sont également exprimés par des stries sur serpentine.

Sur Nakéty, la plupart des filons observés sont localisés dans la partie basse du massif, en bordure de piste. Ces filons, principalement des pyroxénites serpentinitées intrusives dans des péridotites également très serpentinisées (faciès proche de la semelle) (Fig. 69a), présentent trois directions majeures, N18°, N73° et N118° (Fig. 70). La famille principale est cependant marquée par les filons orientés N18° à pendage E.

Les réseaux de serpentine noire interprétée comme primaire ont également été retrouvés dans ce secteur. Ceux-ci sont orientés N5° et N110°, le premier étant parallèle à un réseau de fractures.

Des filonnets serpentinisés, d'orientation moyenne N162° et à pendage E, ont également été observés sur cette portion du massif. Par ailleurs, deux réseaux de filons serpentinisés, probablement des gabbros (traces de feldspaths et de pyroxènes), ont été observés au niveau de la concession Euréka. Ils sont orientés N33° et N103° (Fig. 69b) et pendent respectivement vers l'E et le N (Fig. 70). Ces derniers sont relativement altérés et riches en nickel.

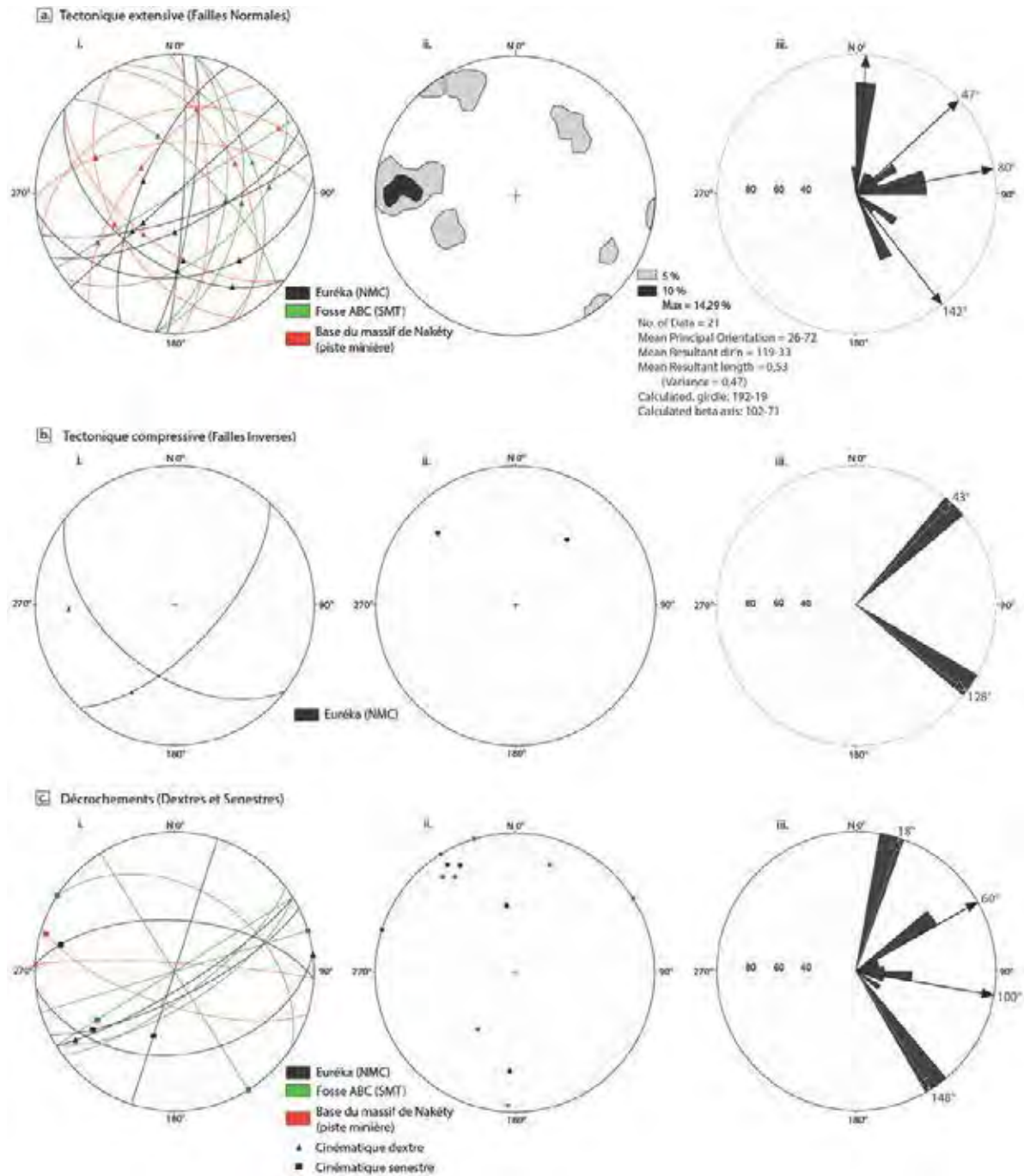


Figure 68 : Massif de Nakéty. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le massif. i) Projection des plans (grand cercle) et des stries, ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).

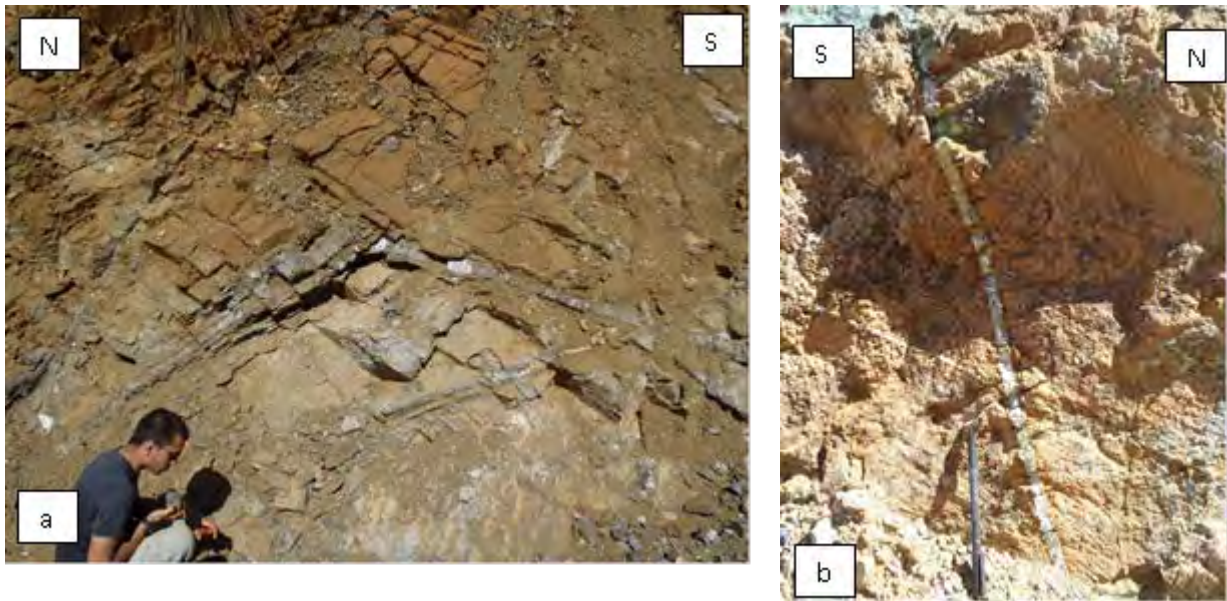


Figure 69 : Massif de Nakéty, Base du massif, piste minière. a) Filons de pyroxénite serpentinisés formant un « coude ». Le filon Sud décale un autre filon de même nature selon une cinématique inverse. Massif de Nakéty, Euréka. b) Filons de gabbros altérés et riches en nickel.

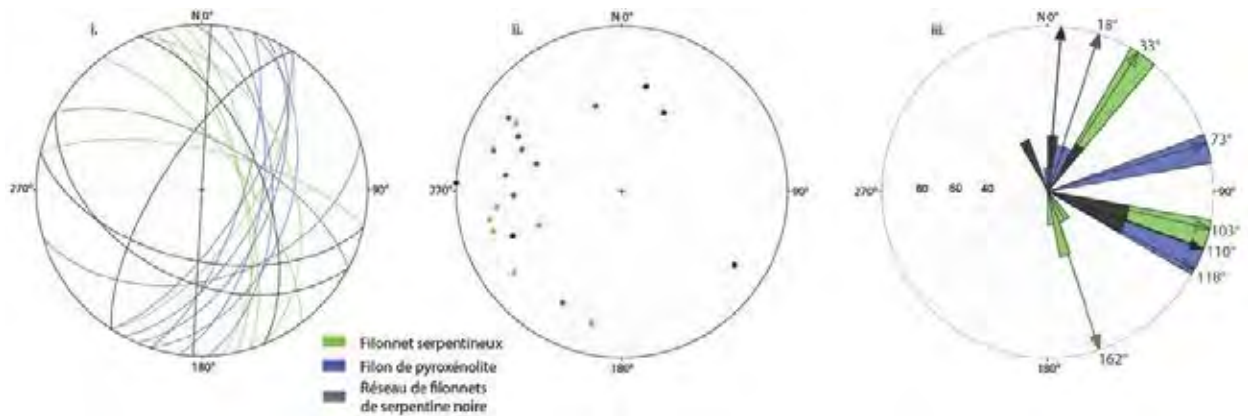


Figure 70 : Massif de Nakéty. Projection stéréographique des filons sur le canevas de Schmidt. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).

La base du massif de Nakéty est constitué de péridotites relativement serpentinisées et fracturées. Quatre familles de plans de fracturation ont été identifiées : N42°, N88°, N137° et N173° (Fig. 71a). Les réseaux les plus développés sont marqués par les plans E-W et N-S. Les structures E-W sont très souvent subverticales ou moyennement pentées vers le Nord et le Sud

et les plans N-S sont principalement à pendage E. Les familles N42° et N137° présentent des orientations de pendage très hétérogènes (*Fig. 71a*).

Cette partie du massif très serpentinisée est très peu altérée et ne présente aucune structure minéralisée en nickel. En revanche, certaines portions de la piste sont relativement riches en silice supergène comme l'atteste la figure 72. Cette silice semble avoir emprunté l'ensemble du réseau de fracturation préexistant (*Fig. 71b*) mais plusieurs générations de minéralisation, marquées par différents plaquages striés suivant des orientations différentes, ont été observées.

La concession Euréka (NMC) présente également quatre grands réseaux de fracturations relativement proches de ceux observés à la base du massif, à savoir, N7°, N33°, N83° et N128° (*Fig. 73a*). La famille N128°, principalement à pendage NE, est cependant la plus développée à l'affleurement suivie par le réseau N33°, subvertical ou fortement penté vers le SE. Les structures N-S et E-W sont plus rares, les premières pendent principalement vers l'Est et les secondes tantôt vers le Nord tantôt vers le Sud.

La minéralisation supergène est présente sur les quatre réseaux mais à différents degrés (*Fig. 73b et c*). En effet, le front de taille du site étudié semble contrôlé par un grand plan à antigorite striée (normal-senestre) orienté N120° et à faible pendage Sud (~40°) et légèrement minéralisé en garniérite (*Fig. 74a et b*). L'ordre 1 lui a par conséquent été attribué. Le réseau le plus minéralisé et le plus développé est la famille NW-SE à pendage NE (*Fig. 73b*), matérialisée majoritairement par des fractures d'ouverture centimétrique serpentinisées (*Fig. 74c*) mais également par les petits filons de gabbros très serpentinisés, altérés en bordure et minéralisés, orientés N103° et à pendage Nord (*Fig. 69b*). L'ordre 2 a donc été attribué à ces structures.

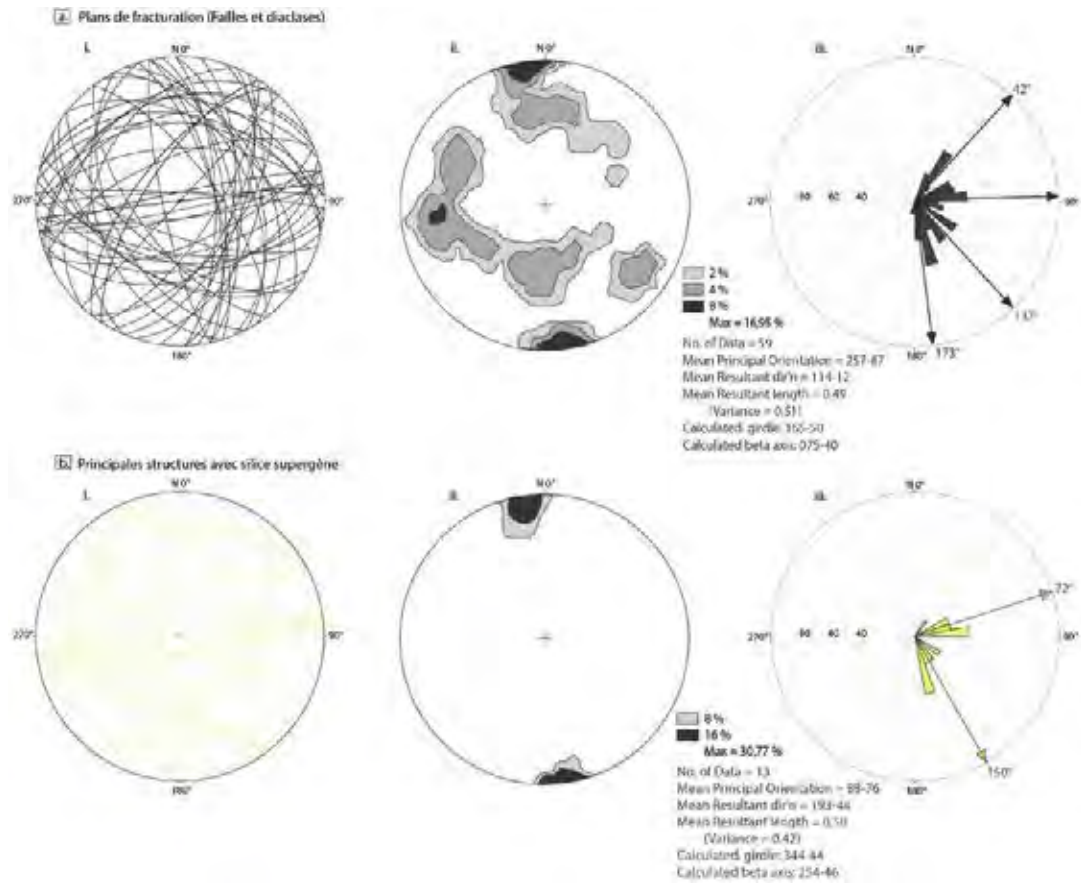


Figure 71 : Massif de Nakéty, Base du massif, piste minière. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.

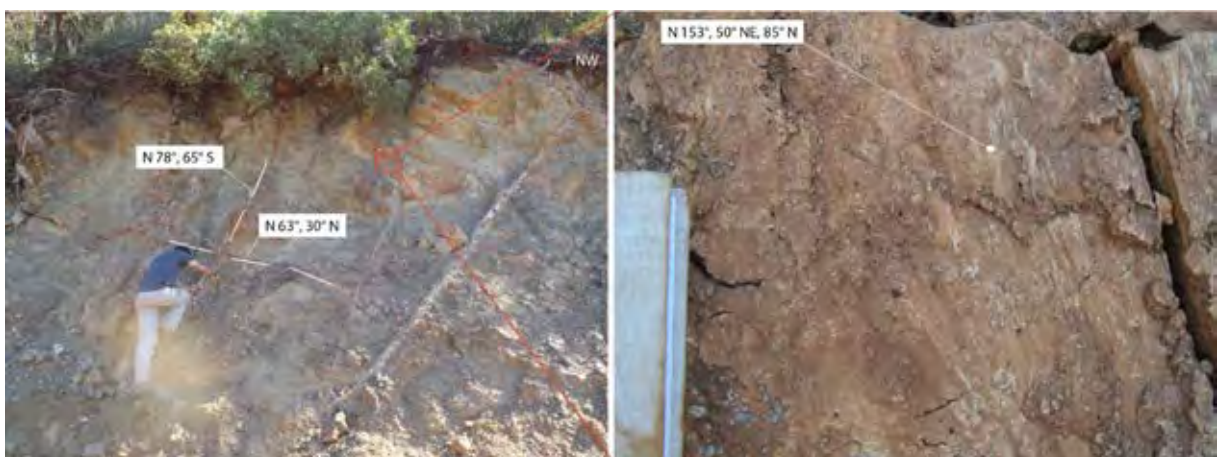


Figure 72 : Massif de Nakéty, Base du massif, piste minière. Structures minéralisées par différentes générations de silice supergène.

Cette famille NW-SE recoupe les saprolites grossières et les latérites jaunes sus-jacentes et semble former un couloir relativement drainant pour la minéralisation et l'altération. Il n'est pas rare en effet d'observer dans ce secteur, d'anciens conduits karstiques, marqués par des dépôts sédimentaires (litage entrecroisé souligné par la sédimentation de lits de chromite), et coincés entre deux fractures serpentinisées et minéralisées en bordure (*Fig. 75a, b et c*). Ceci semble donc expliquer les teneurs relativement élevées des latérites exploitées sur ce site. Ces structures tendent par ailleurs à s'horizontaliser dans l'horizon meuble (*Fig. 74d*). Les figures de compaction sont en effet bien visibles et s'expriment généralement par les niveaux chromifères (analogie avec des plis, structures en faisceau) (*Fig. 75d*).

L'ordre 2 a également été affecté au réseau N33°. Ce dernier, légèrement moins minéralisé en nickel, est relativement développé sur le site et constitue le réseau le plus minéralisé en silice/magnésium (*Fig. 73c*).

L'ordre 3 a été affecté aux familles N-S et E-W relativement peu fréquentes à l'affleurement.

Sur ce site de la concession Euréka, la minéralisation semble donc contrôlée par une grande structure à caractère imperméable (plaquage d'antigorite) et faiblement pentée vers le Sud. Cette dernière est recoupée par l'ensemble des discontinuités NW-SE et NE-SW qui développe la matrice du piège et concentre la minéralisation supergène.

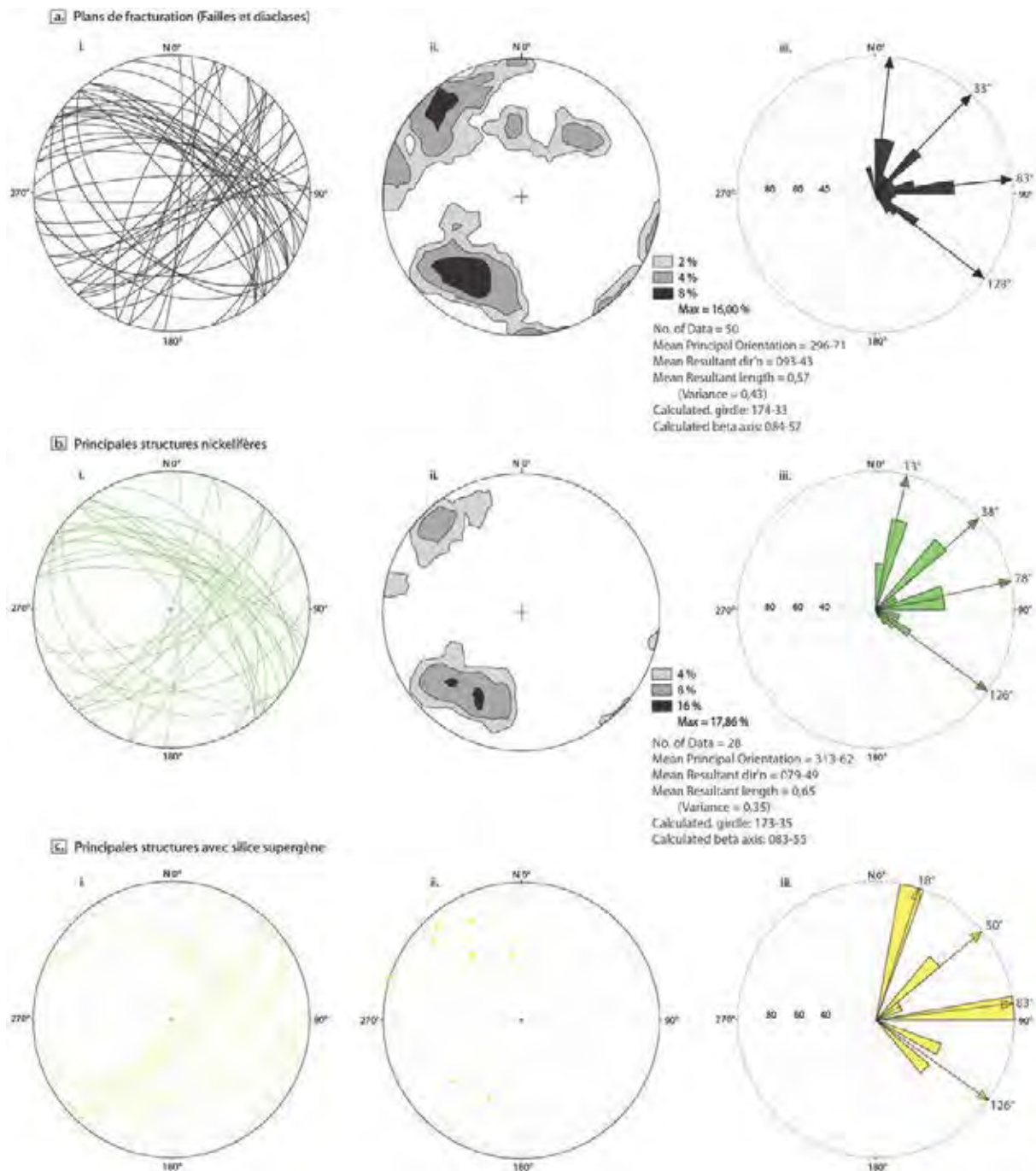


Figure 73 : Massif de Nakéty, Euréka (NMC). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickellifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.

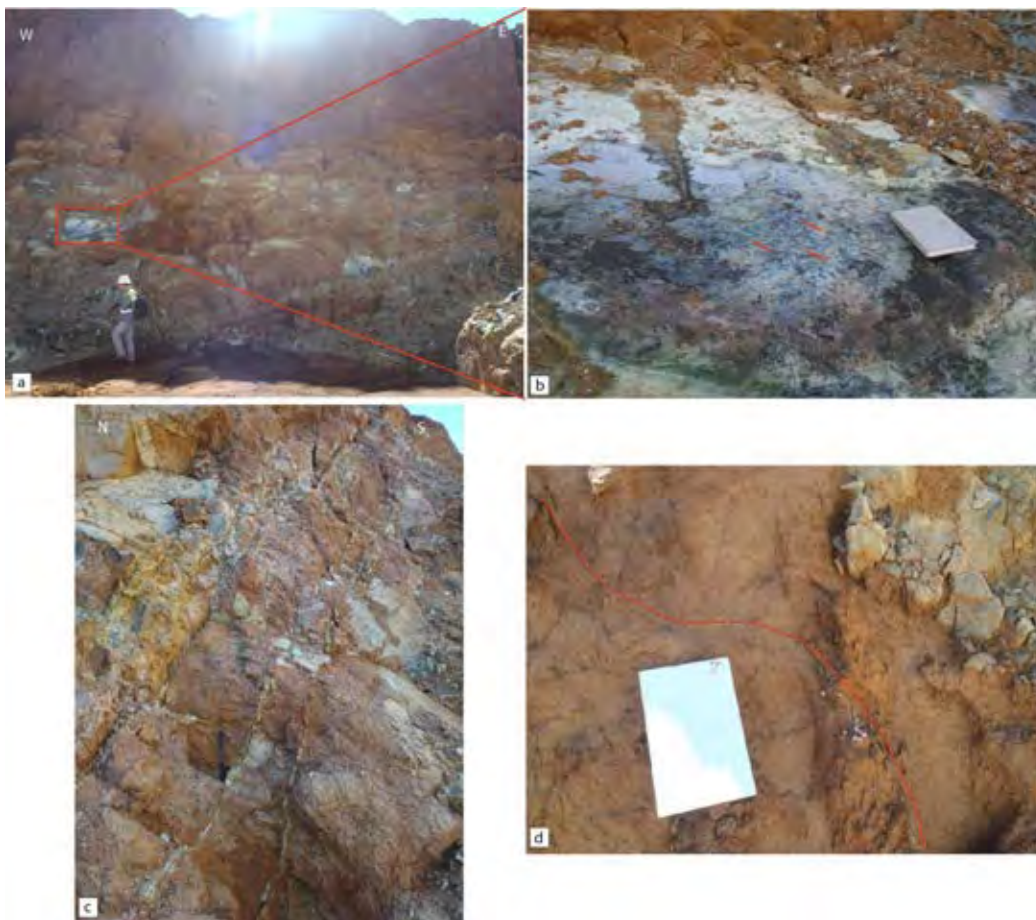


Figure 74 : Massif de Nakéty, Euréka (NMC). a) et b) Grand plan N120° à pendage Sud (ordre 1) (antigorite striée en normal-senestre). c) Fractures centimétriques serpentinisées et minéralisées d'ordre 2. d) Tassement des structures serpentinisées au sein des latérites jaunes.

Le dernier site étudié sur le massif de Nakéty est la Fosse ABC appartenant à la SMT qui est orientée selon un axe N130°. Quatre familles de fracturation ont également été identifiées sur ce site : N55°, N88°, N130° et N173° (Fig. 76a). Les structures N55° et N130° sont les plus fréquentes à l'échelle de la fosse, suivie par le réseau E-W. L'intensité et l'orientation des pendages sont très hétérogènes au sein d'un même réseau.

L'élément le plus surprenant en visitant la carrière et la quasi-absence de plans minéralisés en nickel (Fig. 76b). Ce dernier a certainement été « digéré » par les latérites, très développées sur ce site et qui sont aujourd'hui exploitées. Trois familles sur quatre sont tout de même affectées par cette minéralisation : le réseau N-S, NW-SE et les structures NE-SW qui sont les plus fréquentes (Fig. 76b).

La fosse présente en revanche une intense minéralisation en silice/magnésium. Cette dernière est présente dans tous les réseaux de l'horizon saprolitique (Fig. 76c) mais aussi conservée dans les latérites sus-jacentes (Fig. 77a et b).

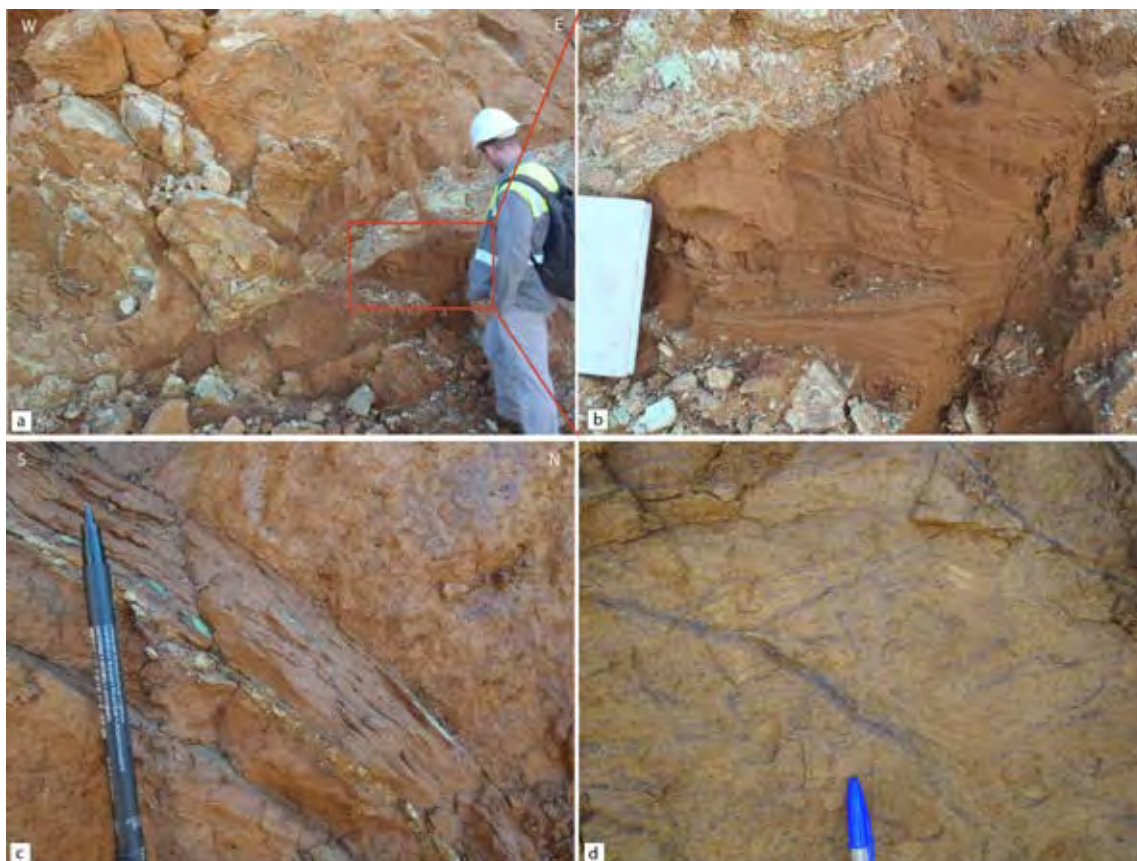


Figure 75 : Massif de Nakéty, Euréka (NMC). a), b) et c) Conduits karstiques entre deux discontinuités serpentinisées et minéralisées en bordure. d) Figures de compaction (plissement, structures en faisceau) marquées par les horizons chromifères au sein des latérites jaunes.

Malgré le faible nombre de données concernant les structures nickélifères, un ordre a tout de même pu être assigné aux trois familles grâce au couplage des renseignements obtenu par l'analyse linéaire (Fig. 66), l'orientation de la fosse (N130°) et les quelques données présentées.

L'ordre 1 a été attribué aux structures NW-SE. En effet, même si elles sont relativement fréquentes à l'échelle de la fosse, cette dernière semble être contrôlée sur son flanc NE par une grande structure faiblement pentée vers le SW (~40°) et minéralisée par de la deweylite (et légèrement par de la garniélite) (Fig. 77c), et sur son flanc SW, par un grand plan siliceux (épaisseur centimétrique) légèrement plus abrupte pendant vers le NE. Ces minéralisations donnent en effet un caractère imperméable à ces deux structures, ce qui a certainement guidé et piégé la minéralisation nickélifère.

L'ordre 2 a été assigné au réseau NE-SW, qui recoupe suborthogonalement la Fosse ABC. Cette famille est en effet très développée et semble concentrer la minéralisation.

Les plans N-S et E-W étant peu voire non nickélifères, l'ordre 3 leur a été attribué. Un schéma de la carrière est illustré dans la figure 78a.

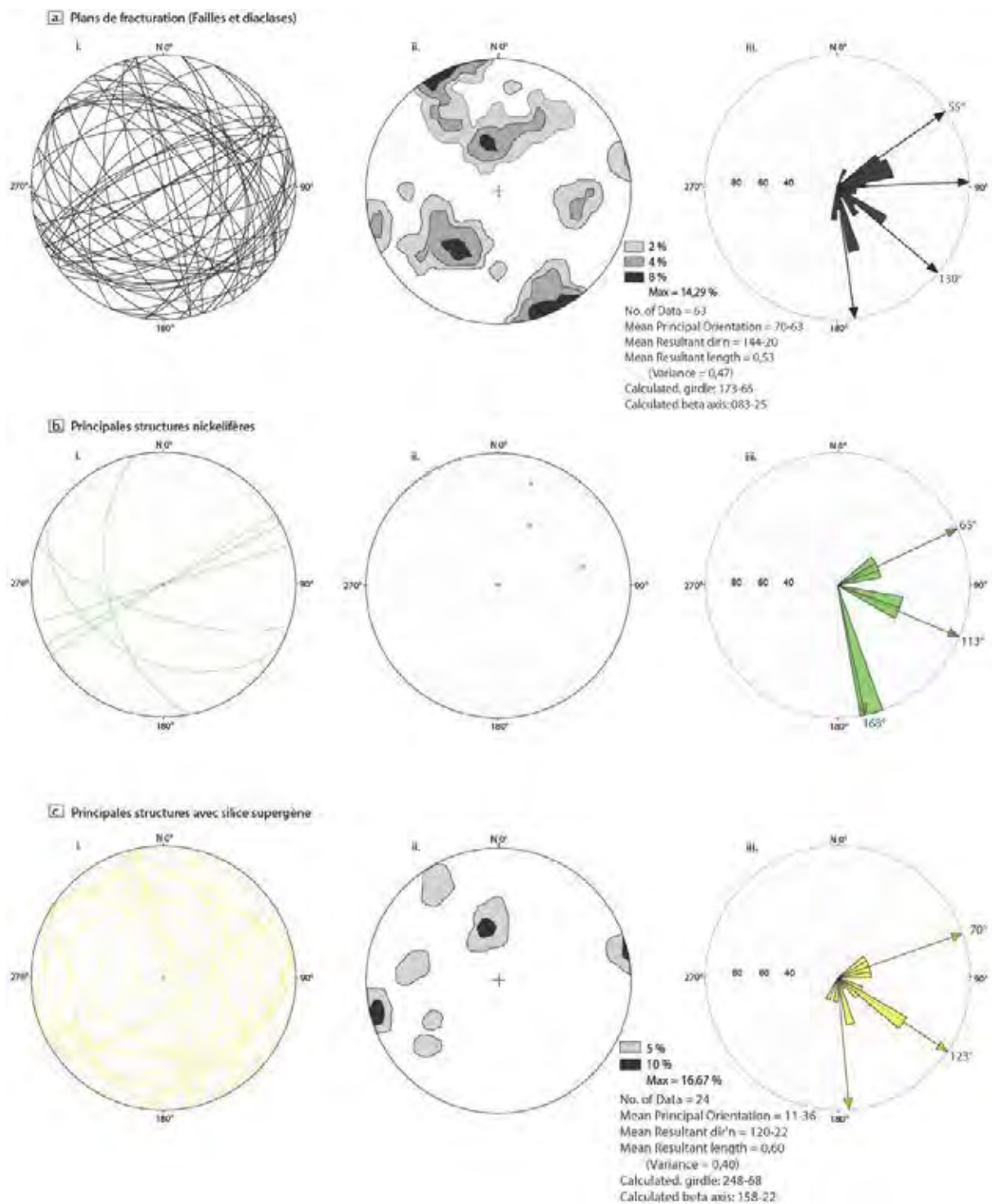


Figure 76 : Massif de Nakéty, Fosse ABC (SMT). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickelifères, (c) Des principales structures avec

remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.

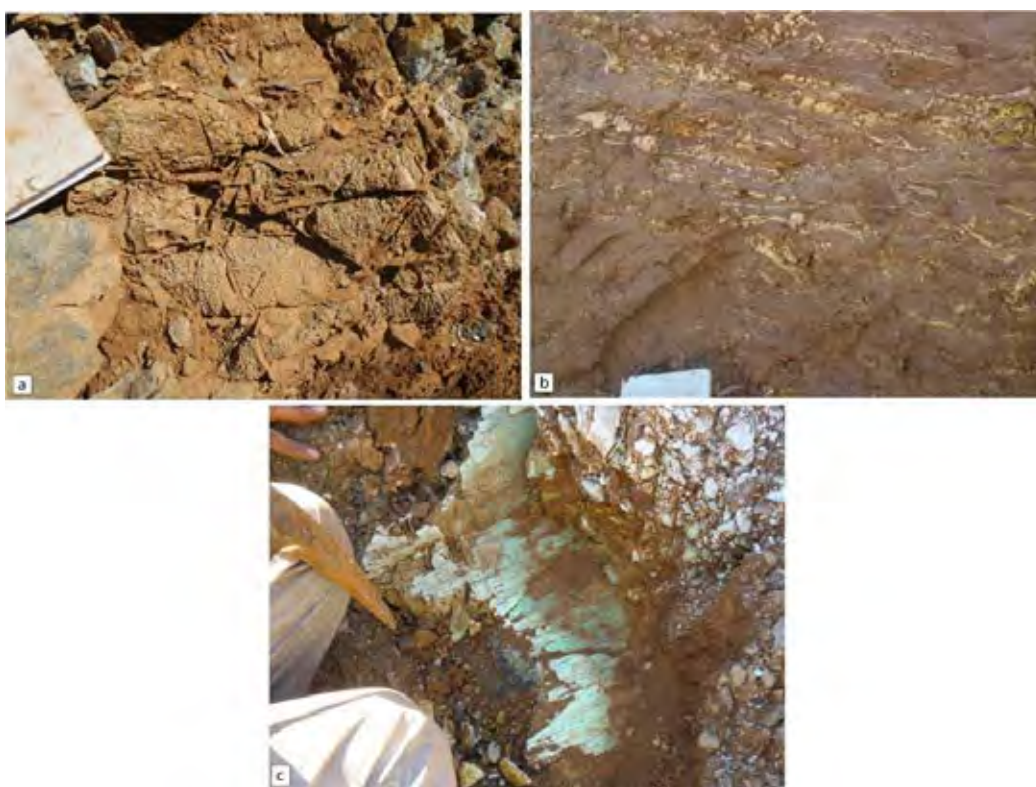


Figure 77 : Massif de Nakéty, Fosse ABC (SMT) a) Réseau de silice brune au sein de l'horizon saprolitique. b) Structures silicifères horizontalisées au sein des latérites jaunes c) Plan de deweylite/garniérite faiblement penté vers le SW et qui semble contrôler la fosse dans sa partie Est (Ordre 1).

Le type de piège structural envisagé pour cette fosse est donc un dièdre NW-SE matérialisé par le grand plan à deweylite au NE et celui à silice au SW. La minéralisation nickélique est alors concentrée dans les structures N55° qui recoupent le dièdre (Fig. 78b). L'étude structurale réalisée sur l'ensemble des trois sites a confirmé les grandes tendances observées lors de l'analyse linéaire du massif, à savoir la prédominance des structures NW-SE et NE-SW qui semblent avoir une forte influence sur le contrôle et le piégeage de la minéralisation nickélique sur Nakéty.

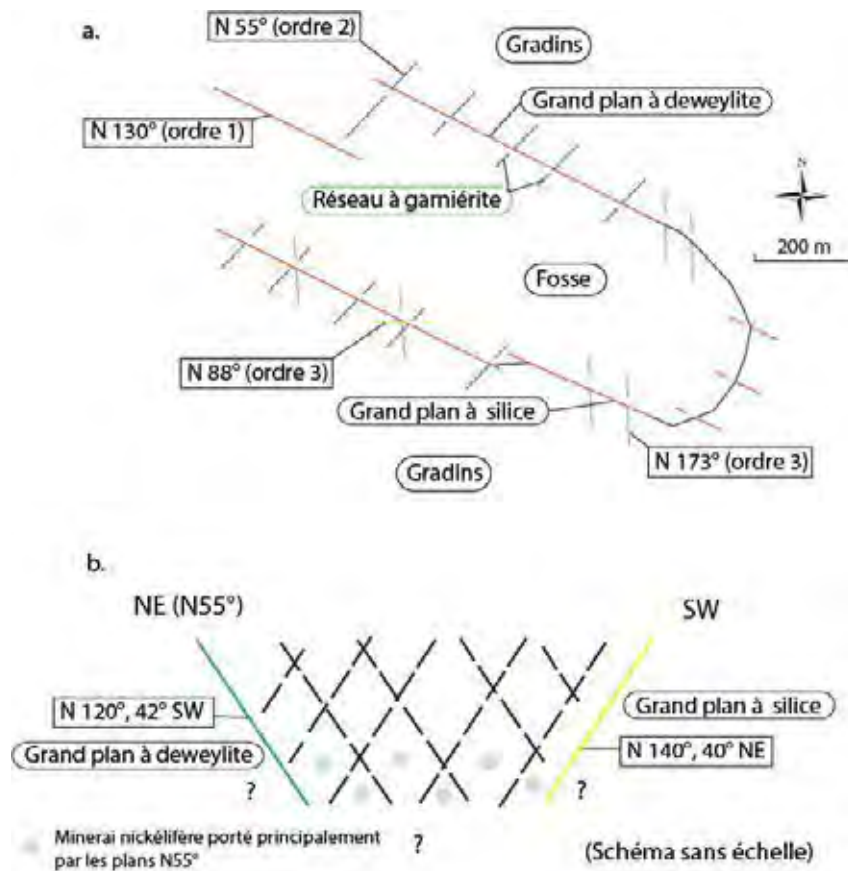


Figure 78 : Massif de Nakéty, Fosse ABC (SMT). a) Schéma structural de la carrière. b) Coupe structurale de la fosse.

4.3.7. MASSIF DU GWA N'DORO- KADJITRA (NMC)

Le massif du Gwa N'doro-Kadjitra constitue également l'un des massifs péridotitiques de la côte Est et est situé entre le site de Poro au Nord et Nakéty au Sud. Ce site a très peu été étudié. La portion étudiée est constituée de péridotite très serpentinisée et faillée (Fig. 79). La tectonique extensive est marquée principalement par des structures N-S (N168°) à pendage E. Deux autres orientations ont été observées, N68° et N120° mais ces plans sont moins fréquents à l'affleurement. Le premier réseau pend vers le SE et le second majoritairement vers le NE (Fig. 80a).

Une faille inverse à pendage SW a été mesurée sur le site. Cette dernière est orientée N108° (Fig. 80b).

Les décrochements sont relativement fréquents. Ceux-ci présentent deux orientations majeures : N100° et N148° (Fig. 80c). Le premier réseau pend principalement vers le Sud et le second est à pendage NE et SW.



Figure 79 : Massif de Gwa N'Doro - Kadjitra (NMC), point GPS 155. Péridotites massivement serpentinisées et faillées.

4.3.8. MASSIF DU SUD

Pour rappel, les différents sites étudiés dans le Massif du Sud ne font pas partie des secteurs retenus pour l'intégralité du projet NICKAL (à l'exception de Goro) mais l'étude du massif Dunite 78, anciennement exploité pour son nickel, a permis d'accéder à des structures oblique ou « plates » relativement profondes, rarement observées dans les fosses d'exploitation actuelles, qui semblent avoir limité la migration du nickel en profondeur. Ce site sera donc traité de manière plus détaillée que les cinq autres. Ces cinq autres sites ne présentaient pas de minéralisation supergène de nickel mais leur étude a permis d'apporter un jeu de données structurales supplémentaire.

4.3.8.1. Massif Dunite 78

Le massif Dunite 78 se situe dans le Massif du Sud, au sud-ouest du lac de Yaté à proximité du col des Deux Tétions. Anciennement exploité pour son nickel, ce site est entaillé par quelques carrières localisées à des altitudes d'environ 300 m.

L'analyse linéamentaire de ce massif (Fig. 81) montre qu'il est marqué dans sa partie centrale par un relief principal orienté NE-SW. Des crêtes, beaucoup plus fréquentes et d'orientation E-W sont également observables, notamment dans la partie Sud et sur le versant Est du relief principal. Au Nord de ce dernier, les alignements N-S et NW-SE dominent.

Le massif est constitué principalement de dunite. Sa base est marquée par une alternance dunite/harzburgite laissant apparaître un rubanement bien marqué et relativement constant (Fig. 82a et b) sur l'ensemble du massif. La foliation étant parallèle au rubanement sur l'ensemble du site, nous les nommerons S0-1. S0-1 présente une orientation moyenne N110° et pend toujours vers le SW d'environ 30° (Fig. 83).

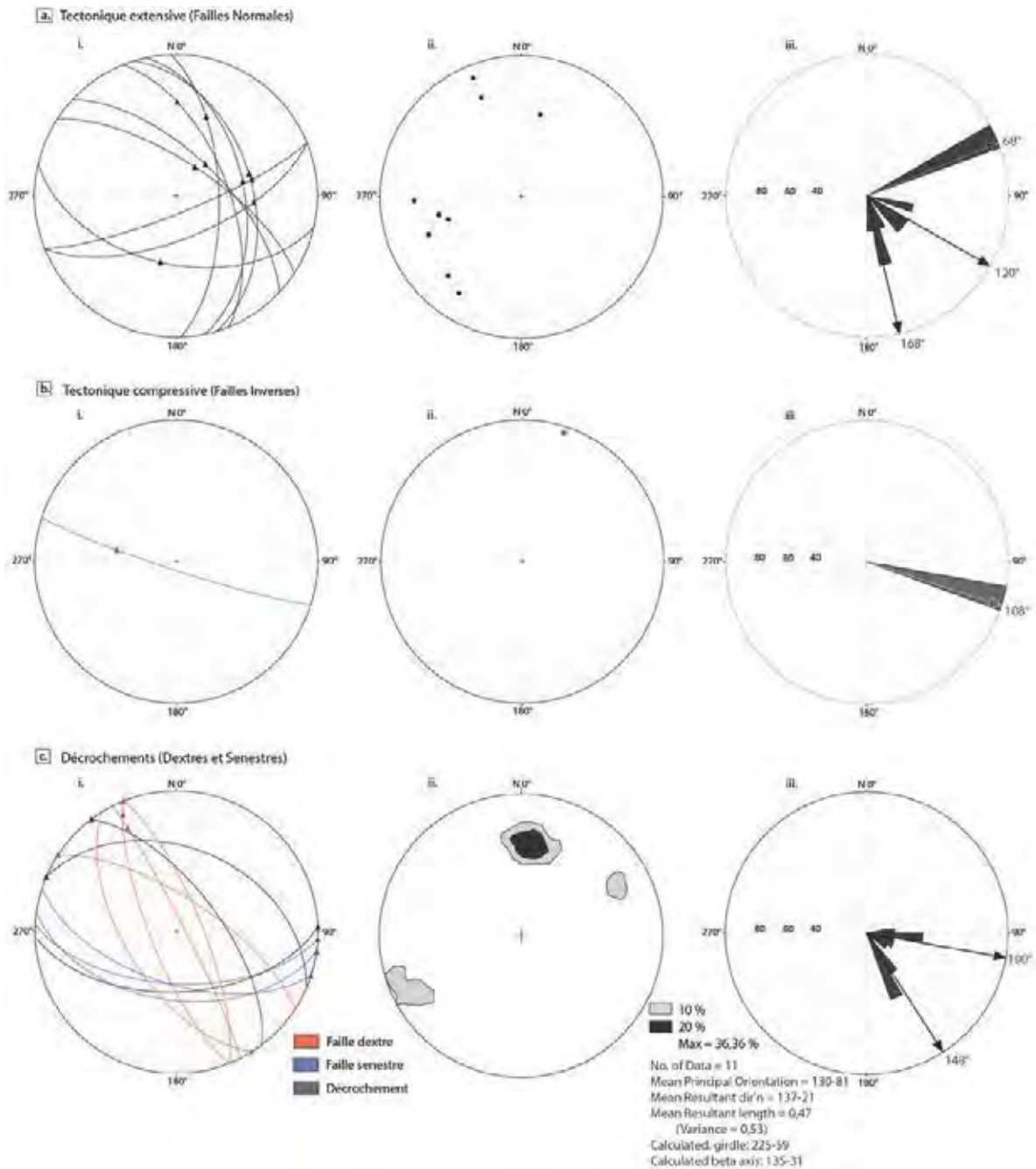


Figure 80 : Massif de Gwa N'Doro - Kadjitra (NMC). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le massif. i) Projection des plans (grand cercle) et des stries, ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).

La partie sommitale du massif présente une lithologie à aspect plus cumulatif laissant penser à la présence d'une ancienne chambre magmatique au sein du complexe dunitique. Cette partie du massif est marquée par des occurrences de minéralisation de chromite rubanée parallèle à S0-1 (Fig. 82c et d).

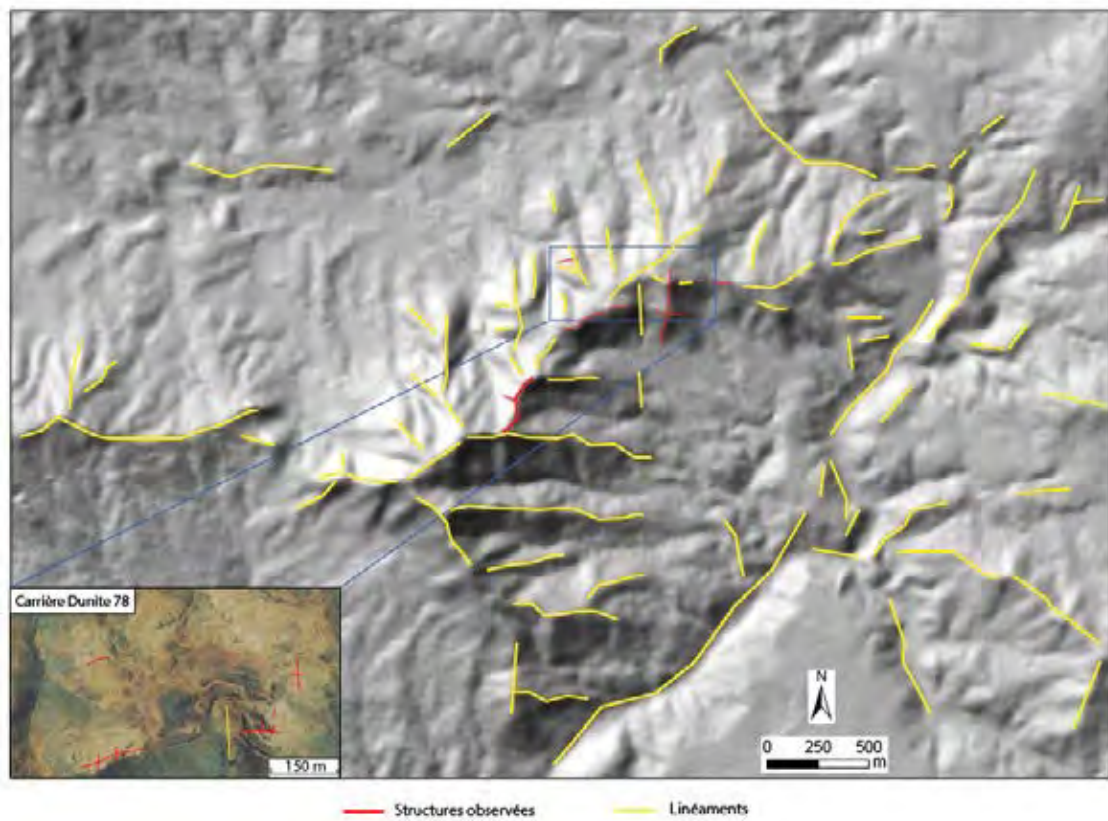


Figure 81 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud). Identification des structures par linéaments à partir du MNT.

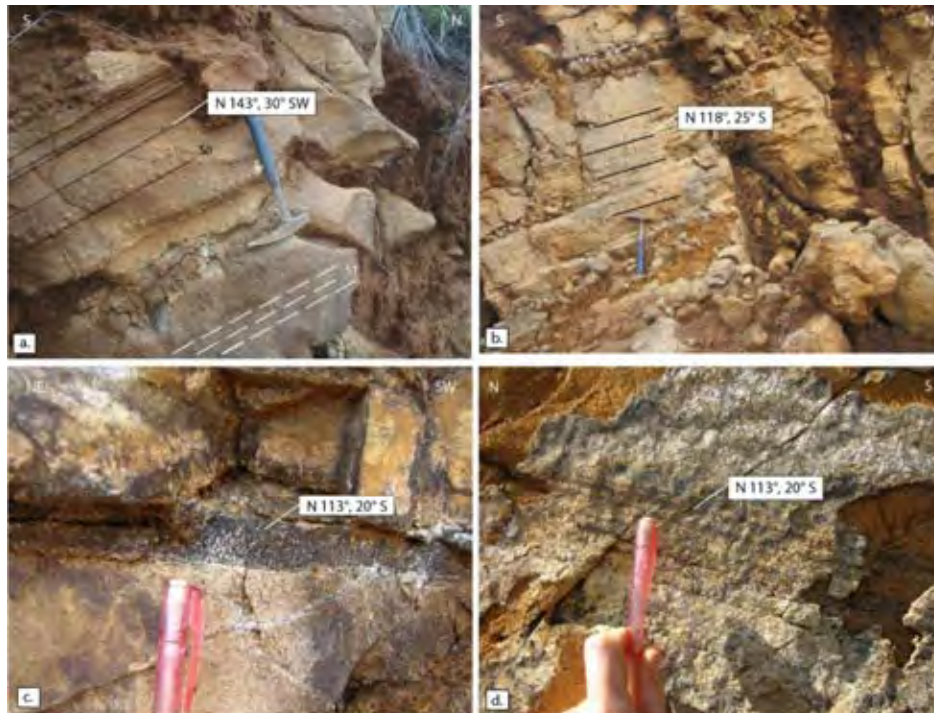


Figure 82 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud). (a) et (b) Rubanement-Foliation (S0-1) marqué par l'alternance dunite-harzburgite, (c) et (d) Chromite rubanée.

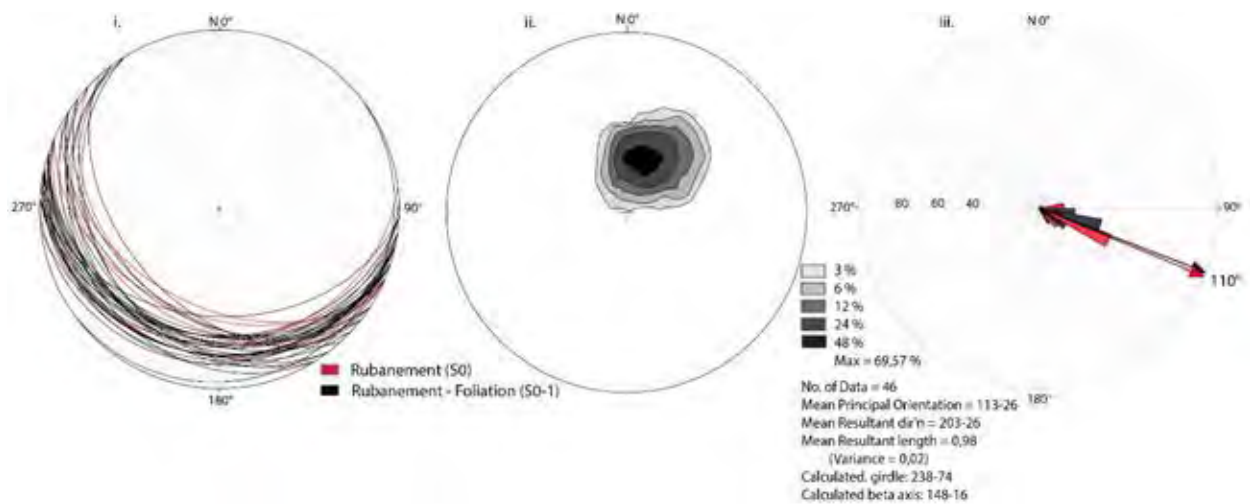


Figure 83 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud). Projection stéréographique du rubanement et de S0-1 sur le canevas de Schmidt. i) grands cercles, ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.

L'épaisseur des latérites est plus importante dans la partie basse du site à l'exception de deux zones situées au cœur du massif. Ce relief est bordé par une importante formation appelée la « formation fluvio-lacustre » (thèse en cours, N. Folcher, UNC).

Sur ce massif, la tectonique extensive (Fig.84) est principalement représentée par des failles normales généralement orientées E-W (N90°) et à pendage assez prononcé vers le Nord même si quelques structure plus « plates » pendent aussi bien vers le Nord que le Sud (Fig. 85a). Quelques failles présentent d'autres orientations mais ces familles sont moins marquées que la précédente : N50°, N143° et N173°.

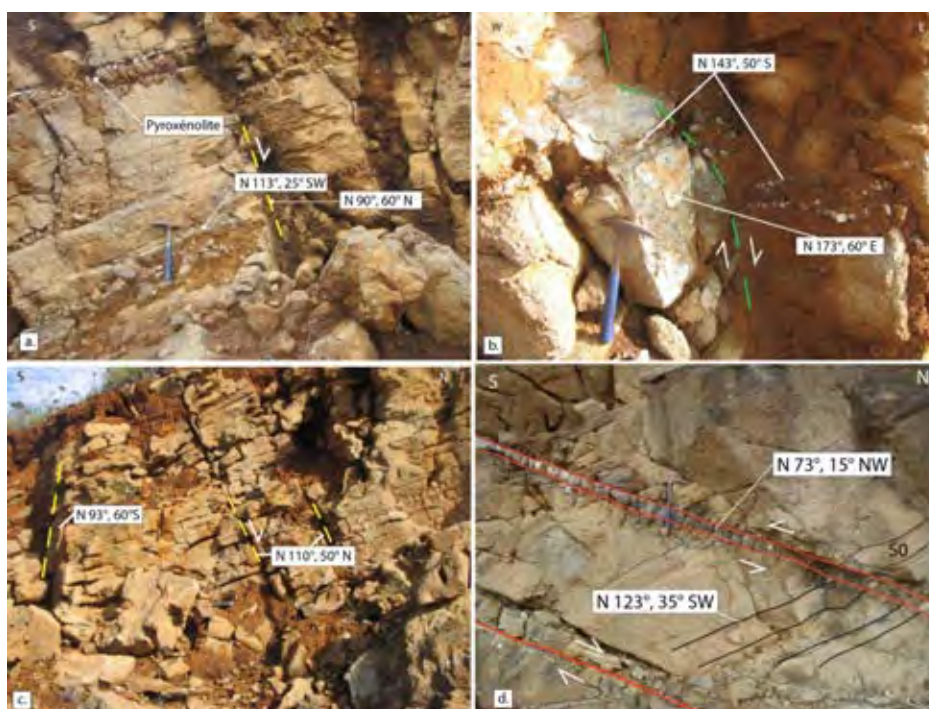


Figure 84 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud). a) Faille normale E-W. b) Faille normale N-S décalant un filon de pyroxénite, c) Fracturation E–W affectant les péridotites, d) Faille inverse réutilisant une discontinuité lithologique (filon de gabbro) et faille normale à chrysotile d'attitude similaire.

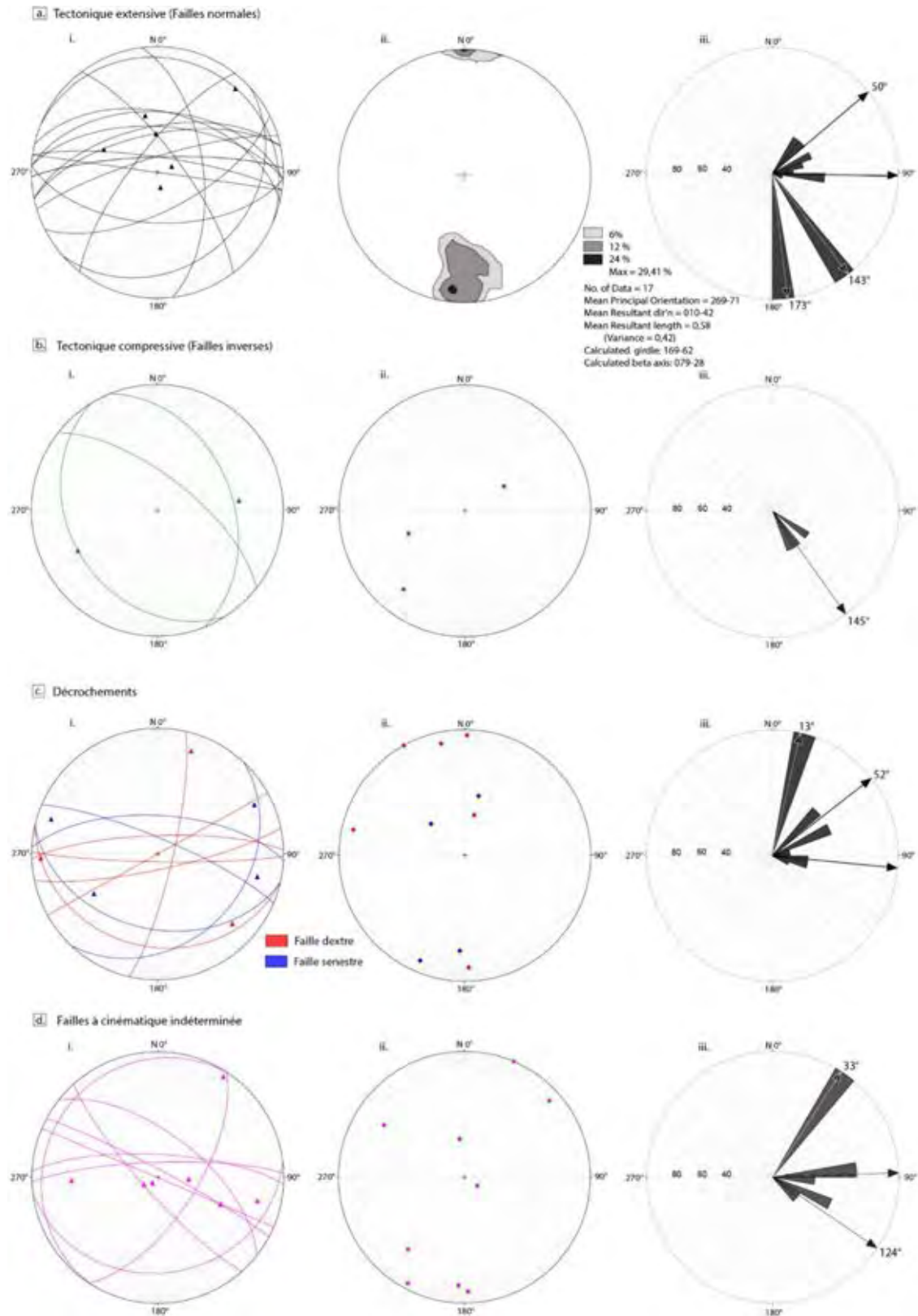


Figure 85 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le terrain. i) grands cercles, ii) diagramme de densité, iii) rose des vents (direction moyenne par famille de plans).

Cette tectonique extensive vient souvent réutiliser de grandes structures décrochantes. En effet, il n'est pas rare d'observer sur le terrain des plans portant deux générations de stries, les plus récentes étant généralement marquées par de la silice ou de la garnièrite, striées selon un mouvement normal et les plus anciennes, par de la serpentine (antigorite, lizardite) striée subhorizontalement. Des mouvements composites ont également été observés.

Les failles inverses présentent une orientation moyenne N145° (Fig. 85b) et des pendages variables. Par ailleurs, ces structures ont parfois réutilisé des discontinuités lithologiques plus anciennes comme les filons de gabbro (Fig. 84d).

Les phases de décrochements présentent trois orientations majeures, N13°, N52° et N96° avec une dominance E-W. Leur pendage est variable en direction et en valeur mais on observe une dominance des structures fortement pentées (Fig. 85c).

Les trois grandes directions exprimées par les failles à cinématique indéterminée s'inscrivent dans les orientations décrites précédemment (Fig. 85d).

De nombreux filons gabbroïques, felsiques et ultramafiques (pyroxénite, dunite et wherlité) parcourent le massif. Les filons gabbroïques et felsiques de la Grande Terre ont tous été datés entre 50 Ma et 55 Ma (Cluzel et al., 2012). Le plus souvent ces filons sont très altérés, il n'était donc pas toujours aisé de mesurer leur direction.

Les filons felsiques sont principalement orientés E-W et N50° (Fig. 86), même si un filon majeur au niveau de la carrière 2 présente une orientation NW-SE (Fig. 87). Les filons de gabbro présentent également ces orientations, à savoir N90°, N40° et N135° (Fig. 86). Un réseau constitué de quelques filons orientés N16° a cependant été observé au SW de la carrière 2. Cette famille semble s'aligner avec l'axe du relief principal décrit lors de l'analyse linéamentaire (Fig. 81). Certains filons, notamment les filons felsiques, sont affectés par des mouvements décrochants post 53 Ma (Fig. 88a et b).

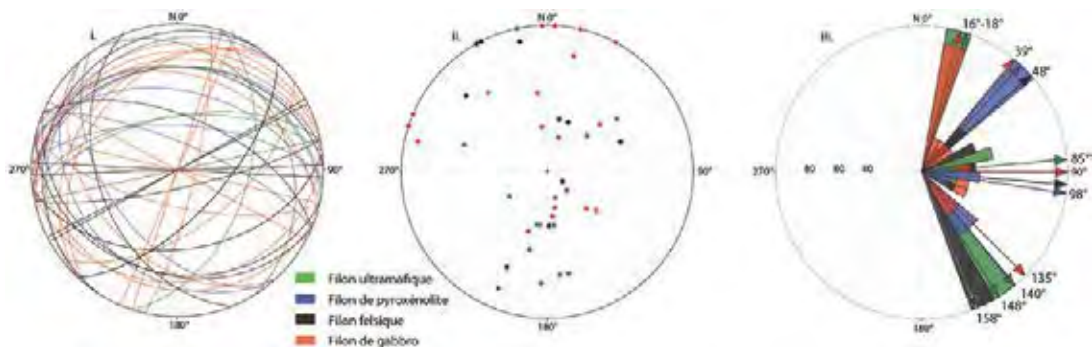


Figure 86 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud). Projection stéréographique des filons sur le canevas de Schmidt. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).

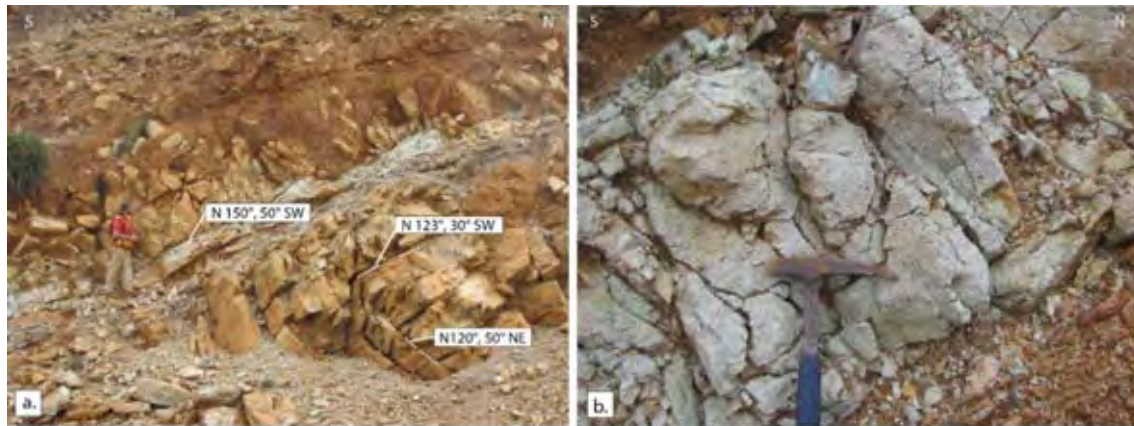


Figure 87 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud), carrière 2. Filon felsique minéralisé et daté à 53 Ma (Cluzel et al., 2012).

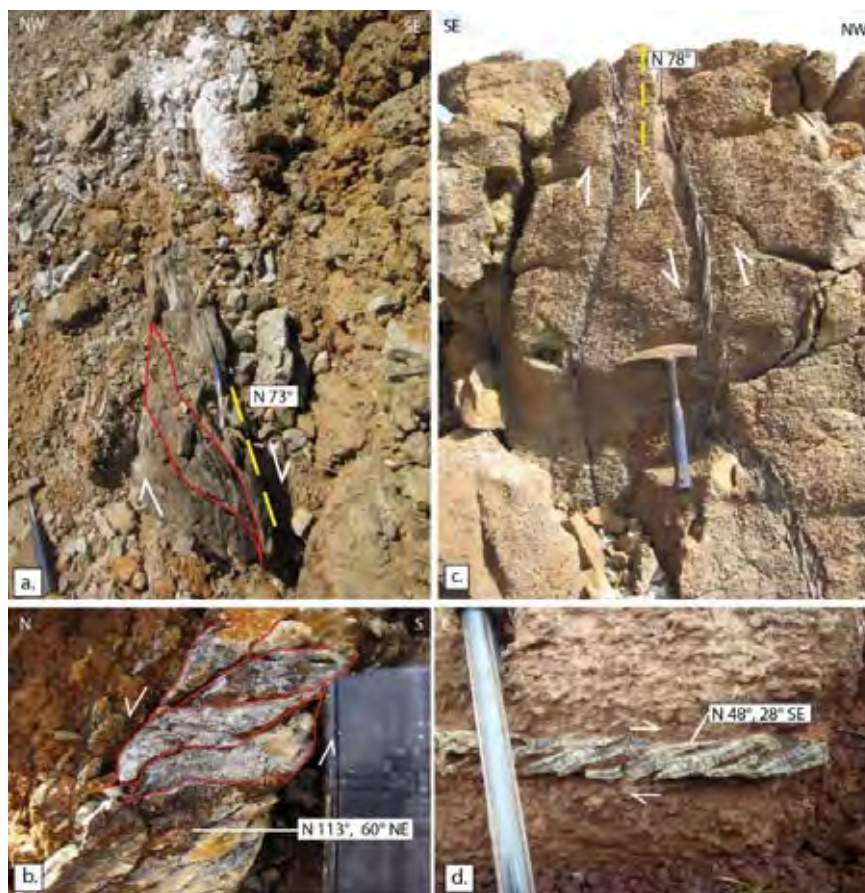


Figure 88 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud). a) et b) Filons felsiques cisailés respectivement en dextre et senestre, (c) et (d) Filonnets serpentineux cisailés.

De petits filonnets serpentineux se développent très souvent dans des filons ou bancs dunitiques, ces derniers étant liés à des circulations de fluides primaires au sein du manteau avant l'obduction. Ces filonnets sont parfois cisailés comme l'illustre la figure 88c et d. Ils sont la plupart du temps subverticaux ou subhorizontaux (sills) et semblent également jouer un rôle dans l'initiation des processus de karstification en plus des grandes discontinuités tectoniques. Une illustration des filons ultramafiques est proposée dans la figure 89.

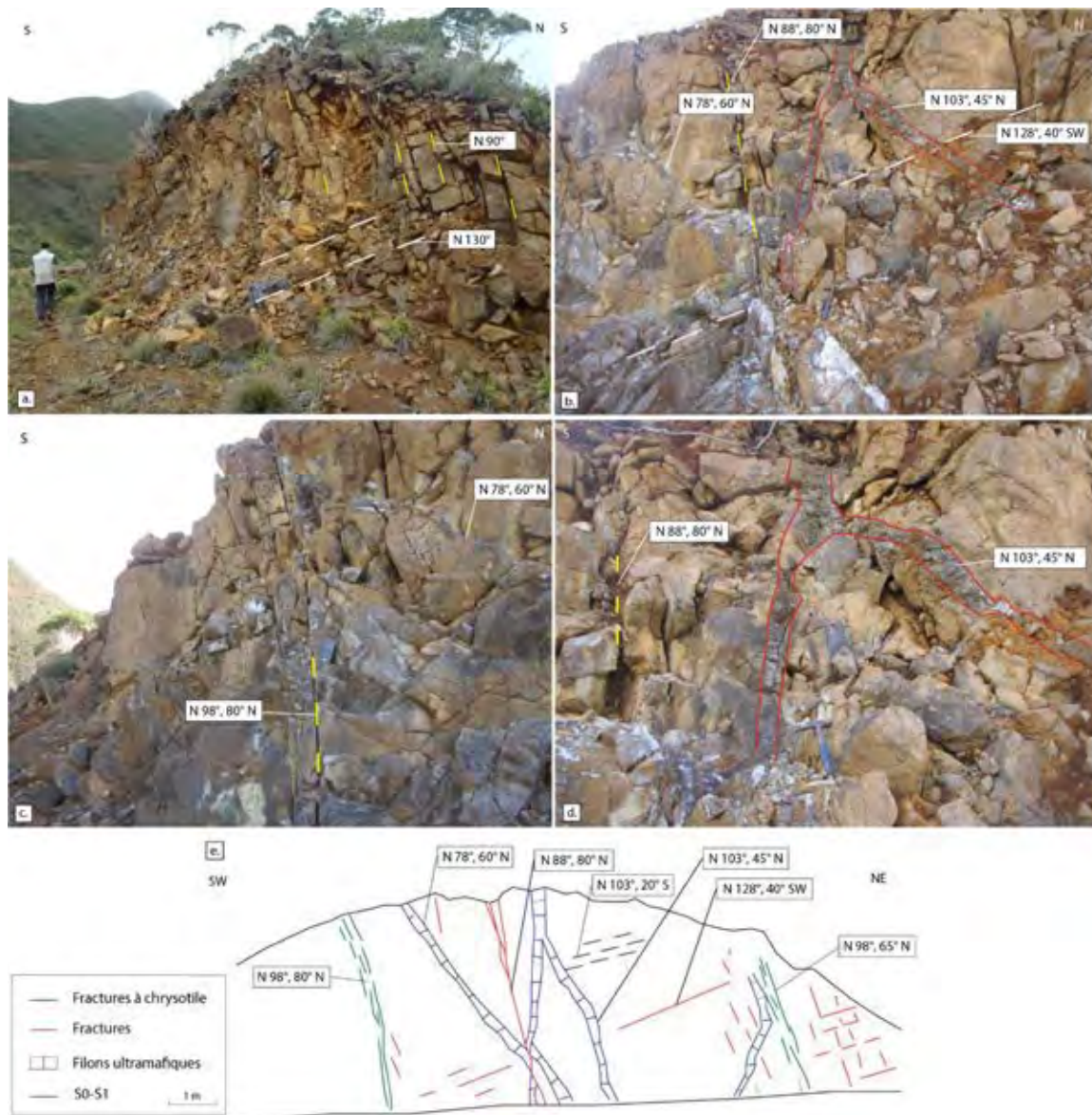


Figure 89 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud). Filons ultramafiques recoupant les péridotites et affectés par la fracturation. a), b), c) et d) Différentes vue du site. e) Schéma illustrant l'affleurement.

Le massif Dunite 78 présente quatre réseaux de discontinuités tectoniques majeures : N0°, N52°, N93° et N136° (Fig. 90a). Les plans orientés E-W sont les plus abondants suivis par les N-S. L'intensité des pendages reste très variable à l'échelle du massif mais les structures abruptes semblent prédominer.

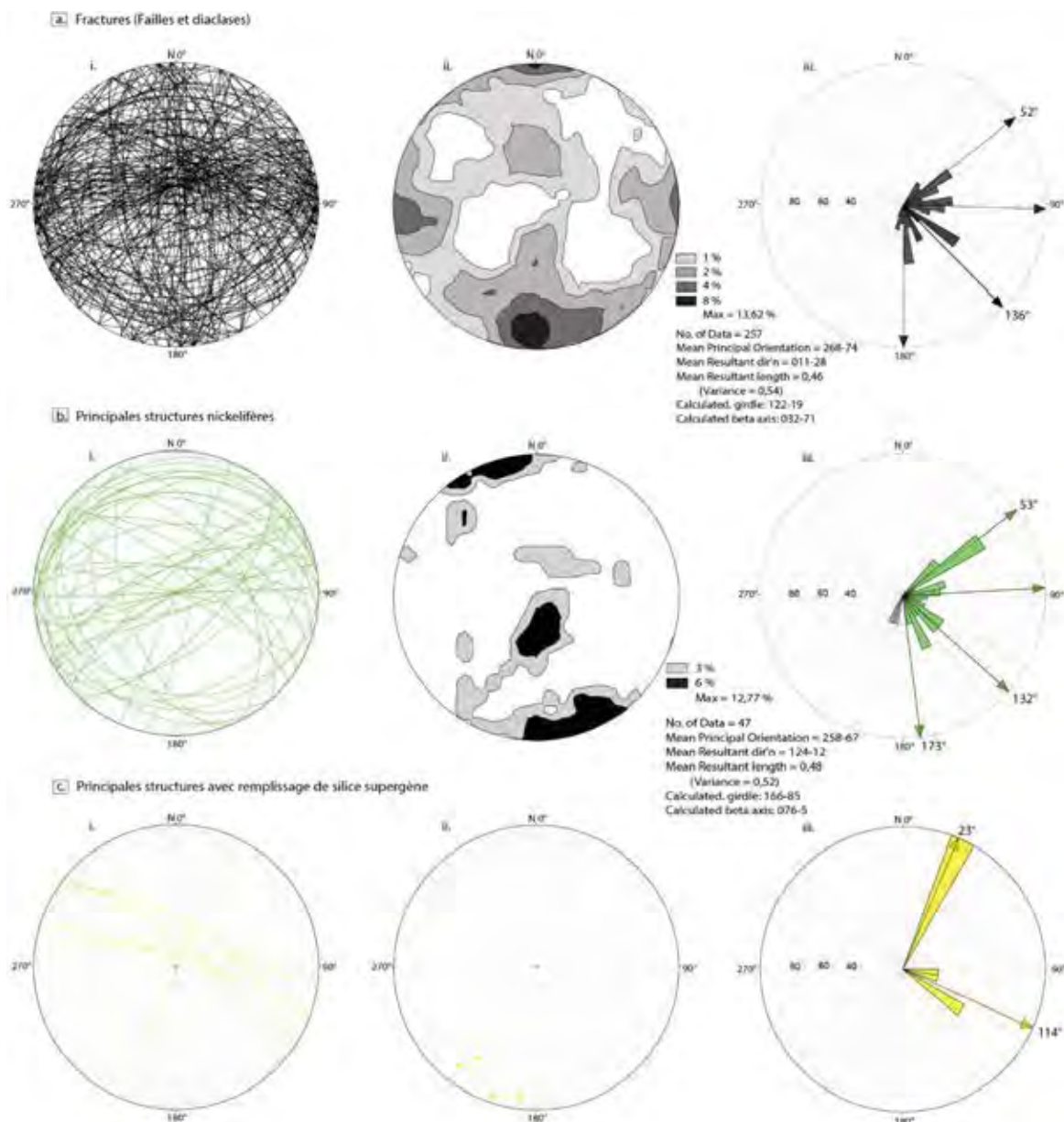


Figure 90 : Massif de Dunite 78 (Massif du Sud). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.

La minéralisation nickélique se répartit sur l'ensemble des réseaux observés sur le site (Fig. 90b), mais l'on note cependant une dominance des plans minéralisés orientés ENE-WSW.

La figure 91 illustre un grand plan E-W très serpentinsé et minéralisé en nickel. Cette discontinuité semble se poursuivre plus à l'ouest au niveau d'une ancienne carrière (carrière 1, Fig. 92). Pour rappel, c'est ce type de structure abrupte que les mineurs nomment en général « sillon ». Ce dernier est recoupé par une discontinuité également serpentinsée et nickélique, d'orientation N73°-N80° et de pendage beaucoup plus faible. L'intersection de ces deux structures semble avoir joué un rôle important dans le contrôle et le piégeage du nickel sur cette portion du massif. En effet, ces deux plans sont intensément serpentinsés et donc imperméables. Les eaux superficielles chargées en nickel ont alors probablement emprunté la discontinuité abrupte, qui semble avoir fonctionné comme un drain. Cette migration a certainement été stoppée ou limitée lors de la rencontre avec la structure oblique qui a fait écran et a entraîné la précipitation du nickel (Fig. 93).

Il est possible de penser que la partie supérieure de ce sillon était le siège d'une minéralisation intense, et qu'aujourd'hui, sous l'effet de l'érosion intense présente dans les climats tropicaux comme ici en Nouvelle-Calédonie, ce gisement a disparu.

Par ailleurs, ce sillon a probablement joué un rôle dans l'approfondissement de l'altération, ce qui expliquerait la présence de latérite épaisse au centre du massif.

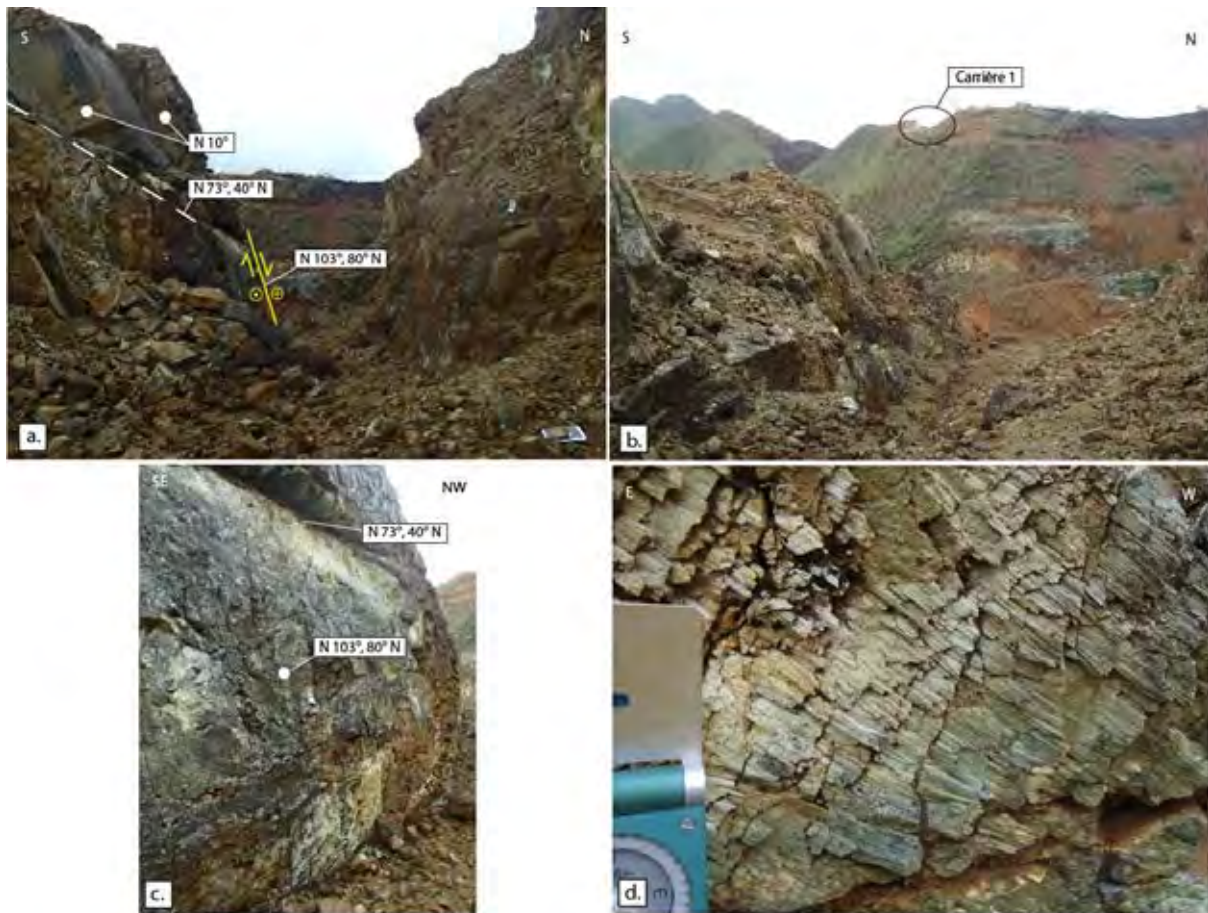


Figure 91 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud). Point GPS 51. a) Grande structure E-W (« sillon ») à mouvement normal-senestre recoupée par une structure oblique; ces deux plans sont très serpentinisés et minéralisés en nickel. b) Continuité de ce « sillon » au niveau d'une ancienne carrière (carrière 1) située plus à l'ouest. c) Vue rapprochée des deux structures. d) Plaquage d'antigorite striée en normal-senestre.

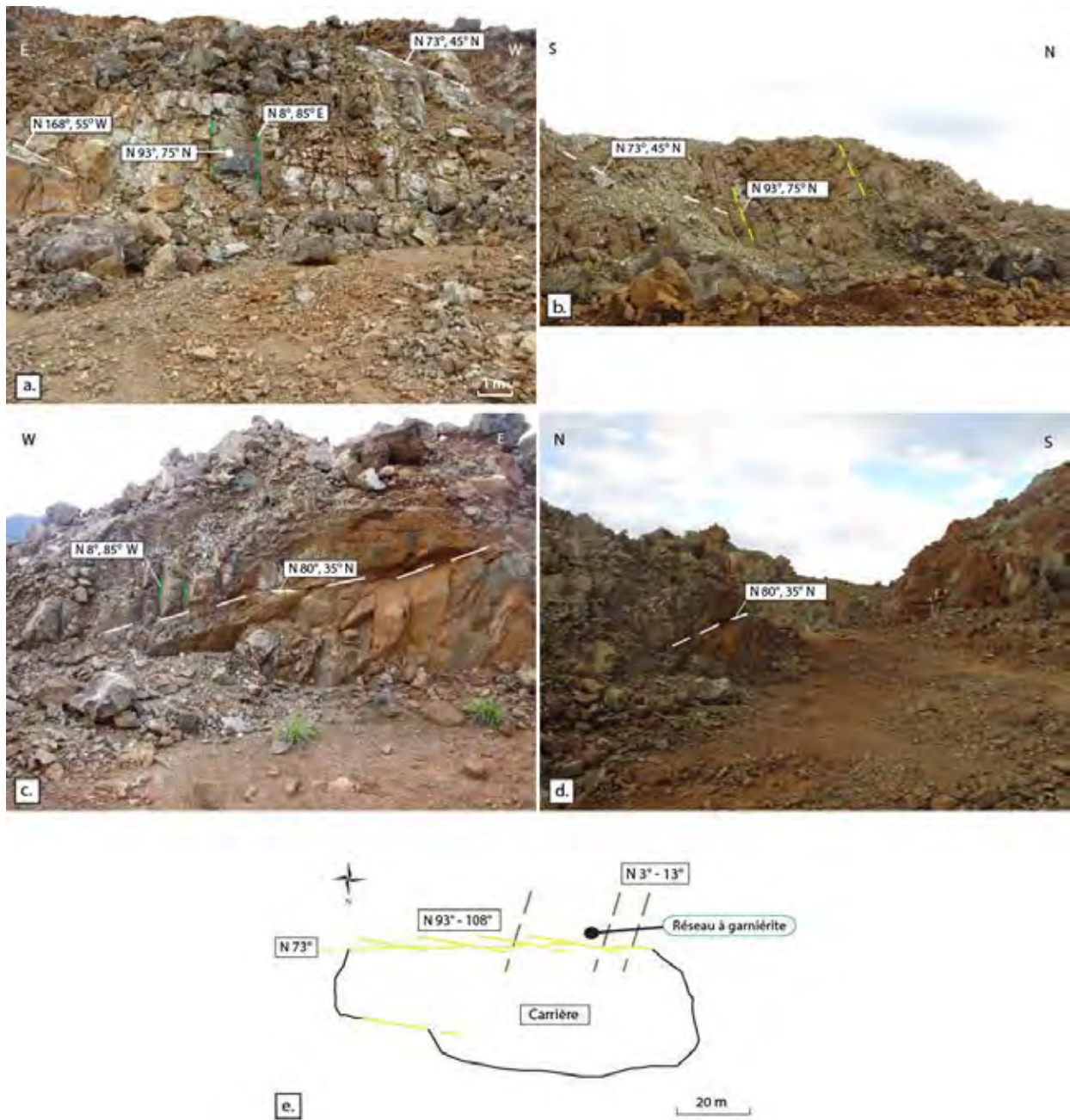


Figure 92 : Massif Dunite78 (Massif du Sud). Carrière 1. Continuité du « sillon » et de la structure oblique au niveau de la carrière. (a), (b), (c) et (d) Différentes vue de la carrière. (e) Schéma de la carrière (vue en plan).

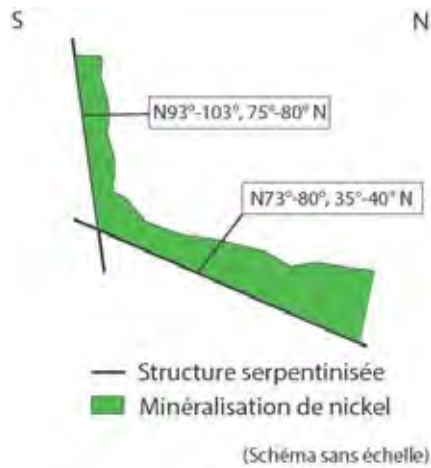


Figure 93 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud). Schéma illustrant le piégeage du nickel par deux structures serpentinisées, l'une favorisant le drainage et l'autre jouant comme un écran.

Les discontinuités tectoniques ne sont pas les seules structures ayant permis le piégeage du nickel. Les filons semblent également jouer un rôle important. En effet, de nombreux filons gabbroïques et felsiques minéralisés principalement sur leurs épontes et orientés majoritairement E-W ou N-S et ont été observés sur le terrain (Fig. 94).

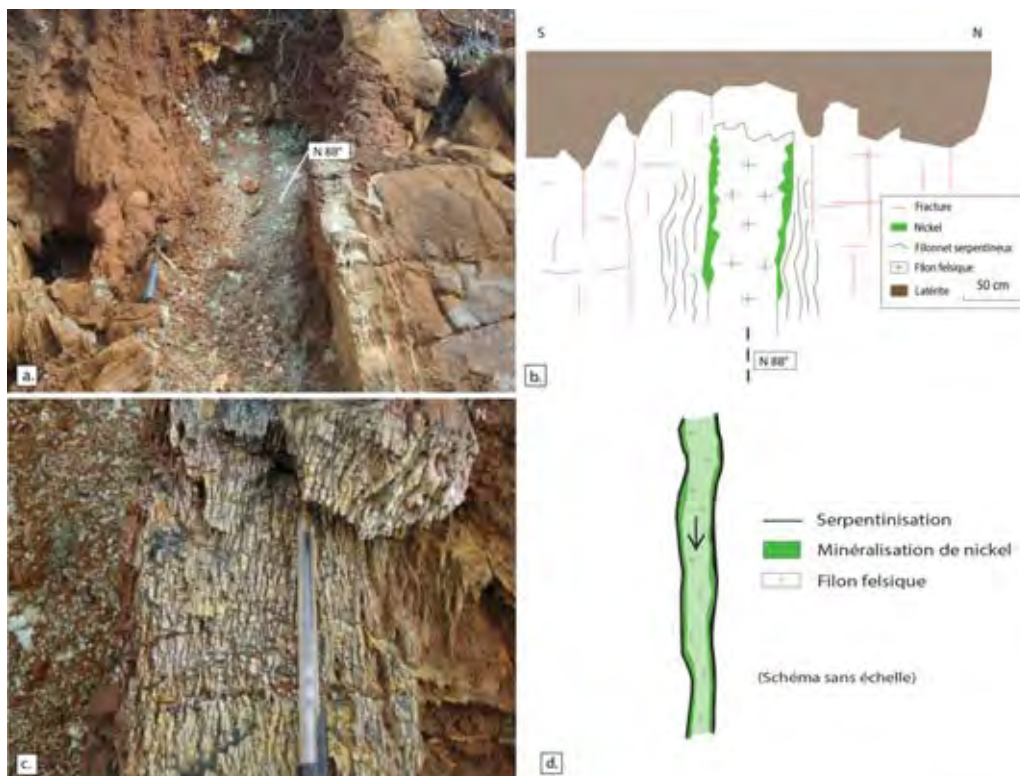


Figure 94 : Massif Dunite 78 (Massif du Sud) : a) Filon felsique altéré subvertical, serpentinitisé en bordure et minéralisé sur ces épontes. b) Schéma illustrant la photo (a).

- c) Serpentinisation intense en bordure du filon. d) Schéma illustrant le drainage de la minéralisation nickélique par les filons.

Ces structures sont en général très altérées et donc plus perméables que les péridotites encaissantes. Les filons subverticaux et serpentinisés en bordure ont, semble-t-il, joué comme un drain pour la propagation du nickel en profondeur, au même titre que les discontinuités abruptes décrites précédemment (Fig. 94).

La difficulté sur ce massif, est d'établir un ordre entre les différentes familles de fracturation. Les discontinuités E-W sont relativement développées et minéralisées (Fig. 90b). Les réseaux N-S et NE-SW le sont également mais la minéralisation y est moins développée. Les plans NW-SE sont peu présents à l'affleurement et peu minéralisés. La minéralisation siliceuse est en revanche principalement portée par cette famille (Fig. 90c).

Sur Dunite 78, l'étude a cependant permis de montrer un contrôle majeur des structures E-W à fort pendage ou « plates » à pendage Nord sur le piégeage de la minéralisation. L'ordre 1 est par conséquent attribué à ce réseau. L'ordre 2 est assigné aux discontinuités N-S et NE-SW qui semble également concentrer cette minéralisation. La famille N130° se voit attribué l'ordre 3. Ce dernier réseau est en effet peu développé et minéralisé et peu d'alignements de ce type ont été observés lors de l'analyse linéaire (Fig. 81).

4.3.8.2. Creek Ouénarou

Le Creek Ouénarou est localisé dans le Massif du Sud à proximité du Parc de la Rivière Bleue et du lac de Yaté. Les affleurements le long de ce creek sont constitués principalement de harzburgite qui laisse parfois apparaître un rubanement bien marqué par une alternance avec des bancs dunitiques et parallèle à la foliation. S0-1 présente une orientation moyenne N128° et pend toujours vers le SW sur ce site (Fig.95).

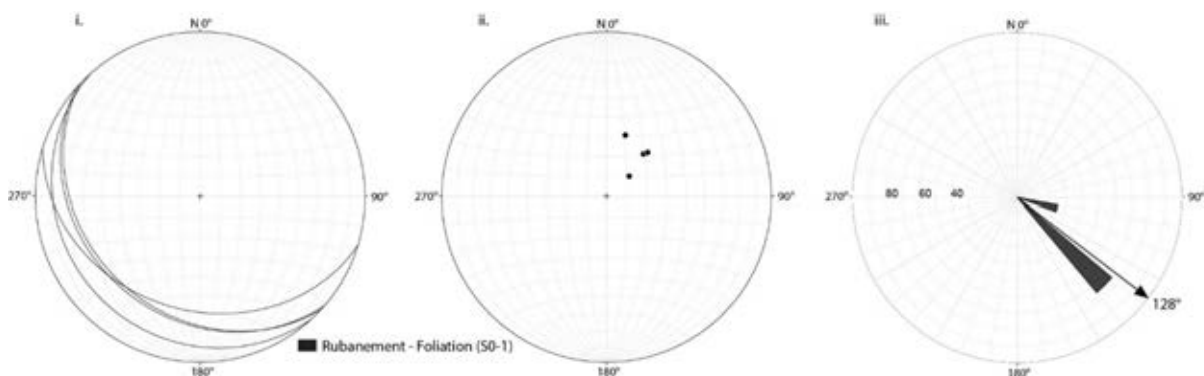


Figure 95 : Creek Ouénarou (Massif du Sud). Projection stéréographique de S0-1 sur le canevas de Schmidt. i) grands cercles, ii) diagramme de densité, iii) rose des vents.

La tectonique extensive est orientée selon trois directions principales : N6°, N70° et N103° (Fig. 96a). Les structures pendent aussi bien vers le Nord, le Sud, l'Est ou l'Ouest. Les failles inverses orientées N130° et N178° sont subverticales ou à pendage NE (Fig. 96b). Les décrochements présentent une orientation N-S et E-W de même que les structures à cinématique indéterminée (Fig. 96c et d).

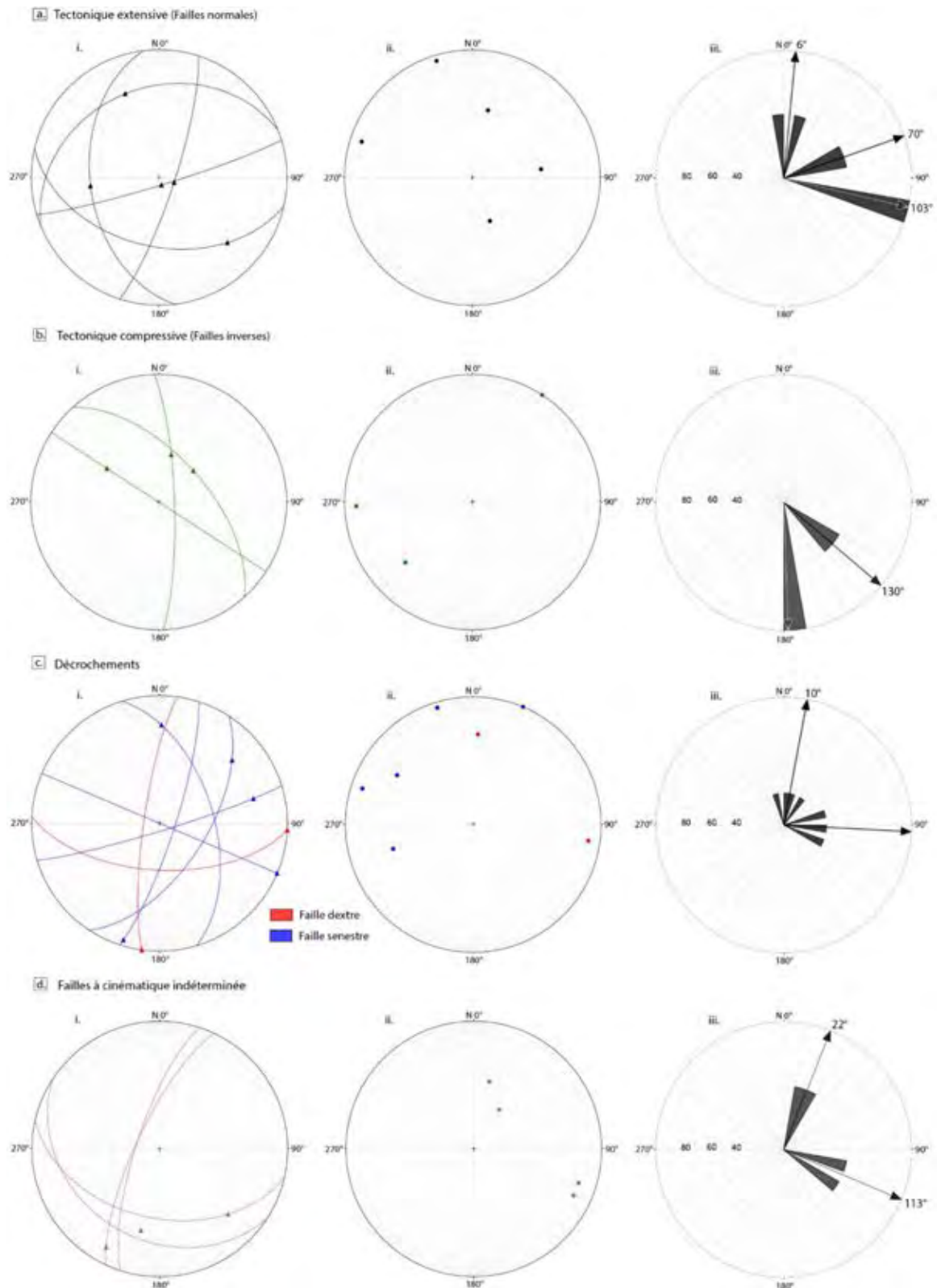


Figure 96 : Creek Ouénarou (Massif du Sud). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le terrain. i) grands cercles, ii) diagramme de densité, iii) rose des vents (direction moyenne par famille de plans).

De nombreux filons felsiques minéralisés aux épontes généralement par du chrysotile sont présents le long du creek. Les filons E-W à pendage Nord sont les plus fréquents à l'affleurement (Fig. 97).

Par ailleurs, un grand nombre de filonnets serpentiniteux a été observé. Quatre réseaux ont été identifiés mais le plus développé est le réseau NE-SW (Fig. 97).

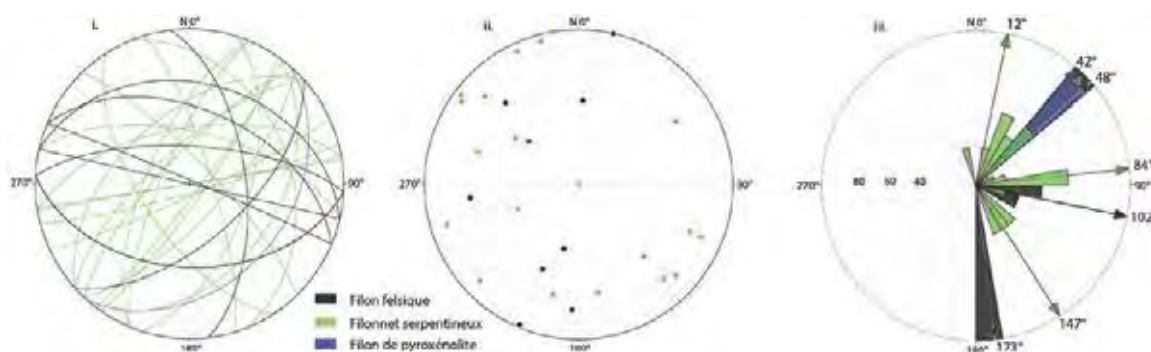


Figure 97 : Creek Ouénarou (Massif du Sud). Projection stéréographique des filons sur le canevas de Schmidt. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).

Sur ce site les fractures sont nombreuses et s'orientent suivant quatre directions majeures : N30°, N80°, N126° et N163° (Fig. 98). Les familles N30° et N126° sont les plus fréquentes et semblent contrôler la cascade. Le réseau NE-SW l'a contrôlée dans sa partie basse alors que la partie haute est structurée par le réseau NW-SE (Fig. 99 et Fig. 100).

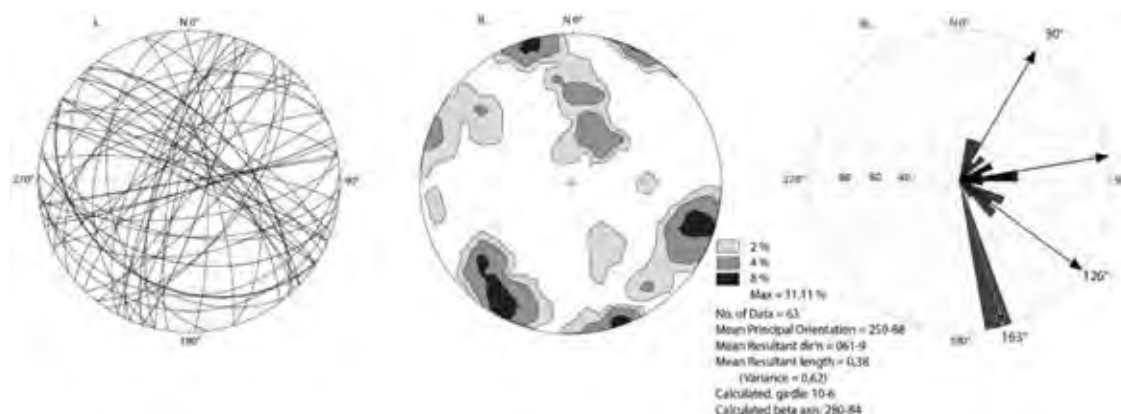


Figure 98 : Creek Ouénarou (Massif du Sud). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt de l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases).

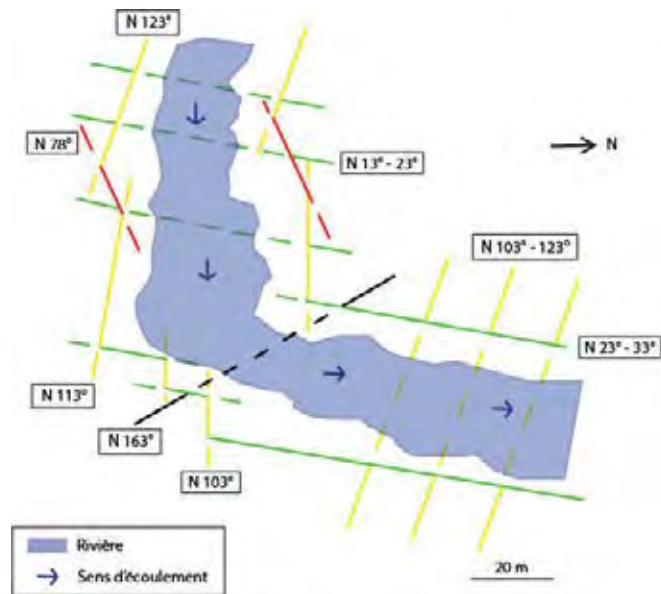


Figure 99 : Creek Ouénarou (Massif du Sud). Schéma structural du secteur étudié dans le creek. Les structures E-W semble contrôler le creek dans la partie haute de la cascade située à l'ouest alors qu'à la base de cette dernière, le réseau N-S semble prendre le contrôle.



Figure 100 : Creek Ouénarou (Massif du Sud). a) Vue de la partie basse de la cascade. b) Structures N-S découpant le creek dans la partie haute. c) Structures E-W découpant le creek dans la partie basse. d) Grand plan à vergence SE dans la partie haute du site. Aucune strie n'a été observée sur ce plan pourtant serpentinsé par endroit.

4.3.8.3. Bordure Est du massif du Mont-Dore

Le Mont-Dore est situé sur la côte Ouest du Massif du Sud. A la base de sa bordure Est orientée N130°, les péridotites du massif sont au contact avec la semelle serpentinsée. Cette limite Est est affectée par un décrochement majoritairement dextre orienté NW-SE et caractérisé par des mylonites cataclastiques (Fig. 101 et Fig. 102). Ces dernières présentent des clastes centimétriques à décimétriques et une matrice très serpentinsée et schistosée. Ce décrochement subvertical est recoupé par une faille à pendage Nord (~40°) et à cinématique normale (Fig. 103).

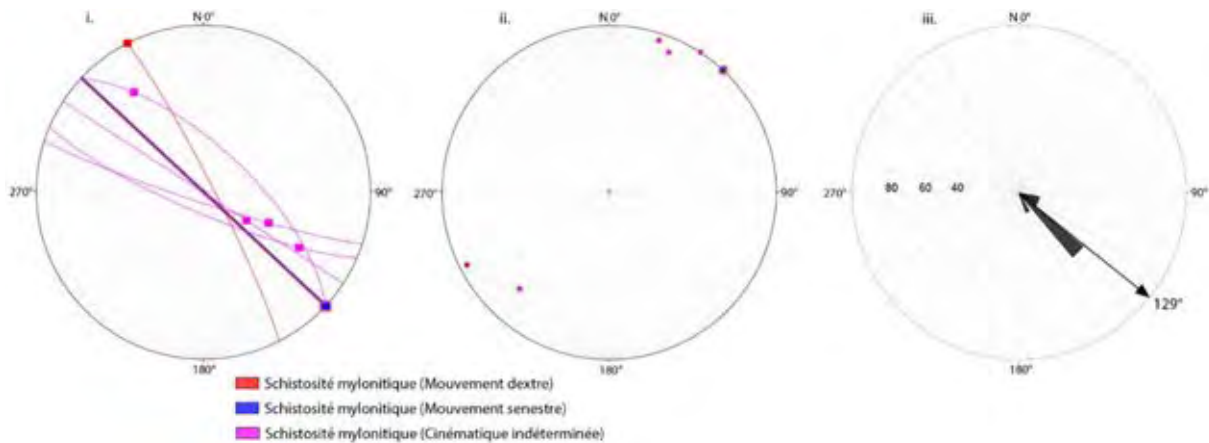


Figure 101 : Bordure Est du massif du Mont Dore (Massif du Sud). Projection stéréographique de la schistosité mylonitique sur le canevas de Schmidt.

4.3.8.4. Col de N'Go

Le col de N'Go est également localisé sur la bordure Ouest du Massif du sud au SE du Mont-Dore. Les roches caractérisant ce site sont des harzburgites. Ces dernières ont subi une tectonique extensive orientée principalement selon trois direction : N10°, N73° et N138° (Fig. 104a et Fig. 105a). Les réseaux N-S et NW-SE sont les mieux marqués à l'affleurement, le premier étant majoritairement à pendage Est. Par ailleurs, les plans à pendage Nord de cette seconde famille sont souvent injectés de latérite et semblent contrôler l'altération (Fig.105a).

Les failles inverses sont nombreuses sur ce site. Elles s'orientent selon quatre directions majeures : N0°, N37°, N100° et N140° (Fig. 104b et Fig.105c). Leur pendage est très variable en direction et en intensité. Les structures décrochantes sont pour la plupart orientées N56° à pendage NW mais deux autres réseaux ont aussi été observés, à savoir, N98° et N170° (Fig.104c et Fig.105b). D'autres discontinuités dont la cinématique n'a pu être déterminée montrent également ces orientations (Fig. 104d).

Par ailleurs, de nombreux filons de hornblendite orientés E-W et NW-SE (Fig.105c et d et Fig.106) recoupent les péridotites du secteur. Certains semblent colmater d'anciennes structures inverses anté-55 Ma (Fig. 105c).



Figure 102 : Bordure Est du massif du Mont Dore (Massif du Sud). a) Cisaillement N130° majoritairement à cinématique dextre et développé entre la semelle serpentineuse et les péridotites plus saines de la base du Mont Dore. b), c) et d) « Mylonite cataclastique » marquant le décrochement. Les clastes centimétriques à décimétriques sont des péridotites. Plusieurs cinématiques ont été observées mais les dextres sont les plus fréquentes.

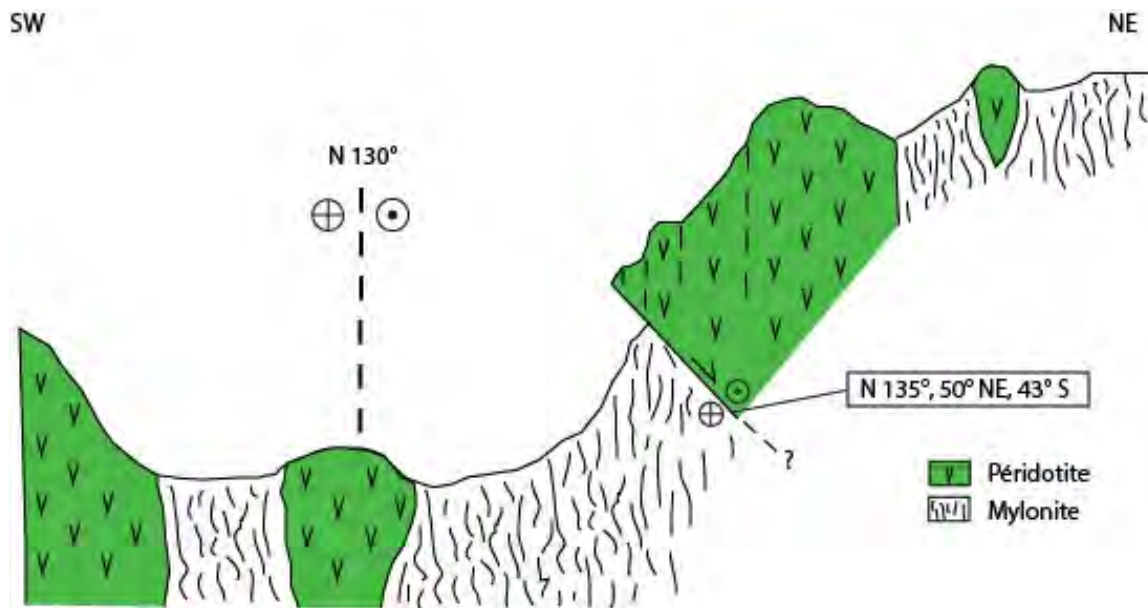


Figure 103 : Bordure Est du massif du Mont Dore (Massif du Sud). Schéma illustrant le décrochement N130° situé sur la bordure Est du massif et exprimée par des mylonites cataclastiques. Ces dernières sont recoupées par une structure normale post-décrochement pendant faiblement vers le NE.

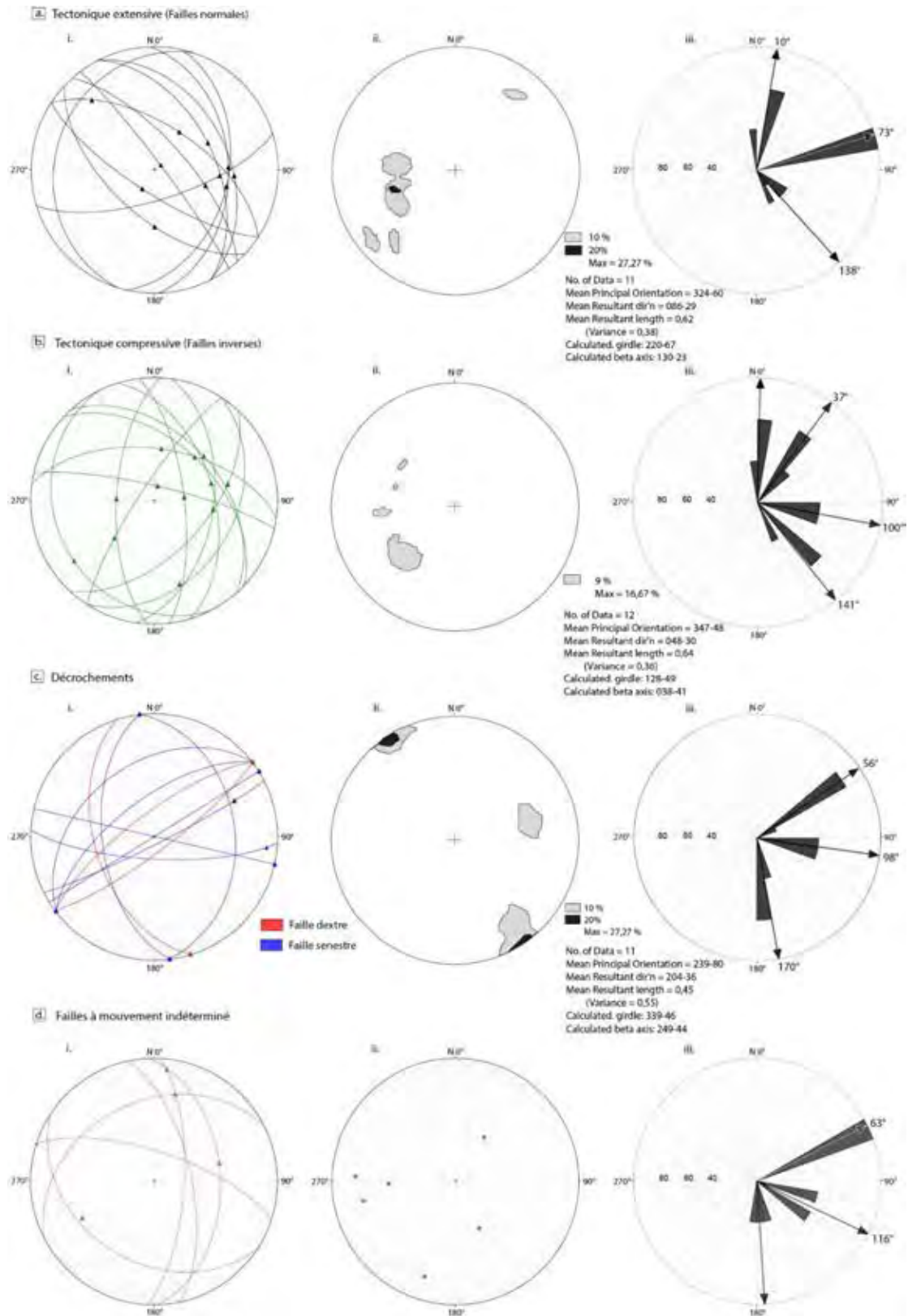


Figure 104 : Col de N'Go (Massif du Sud). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le terrain. i) grands cercles, ii) diagramme de densité, iii) rose des vents (direction moyenne par famille de plans).

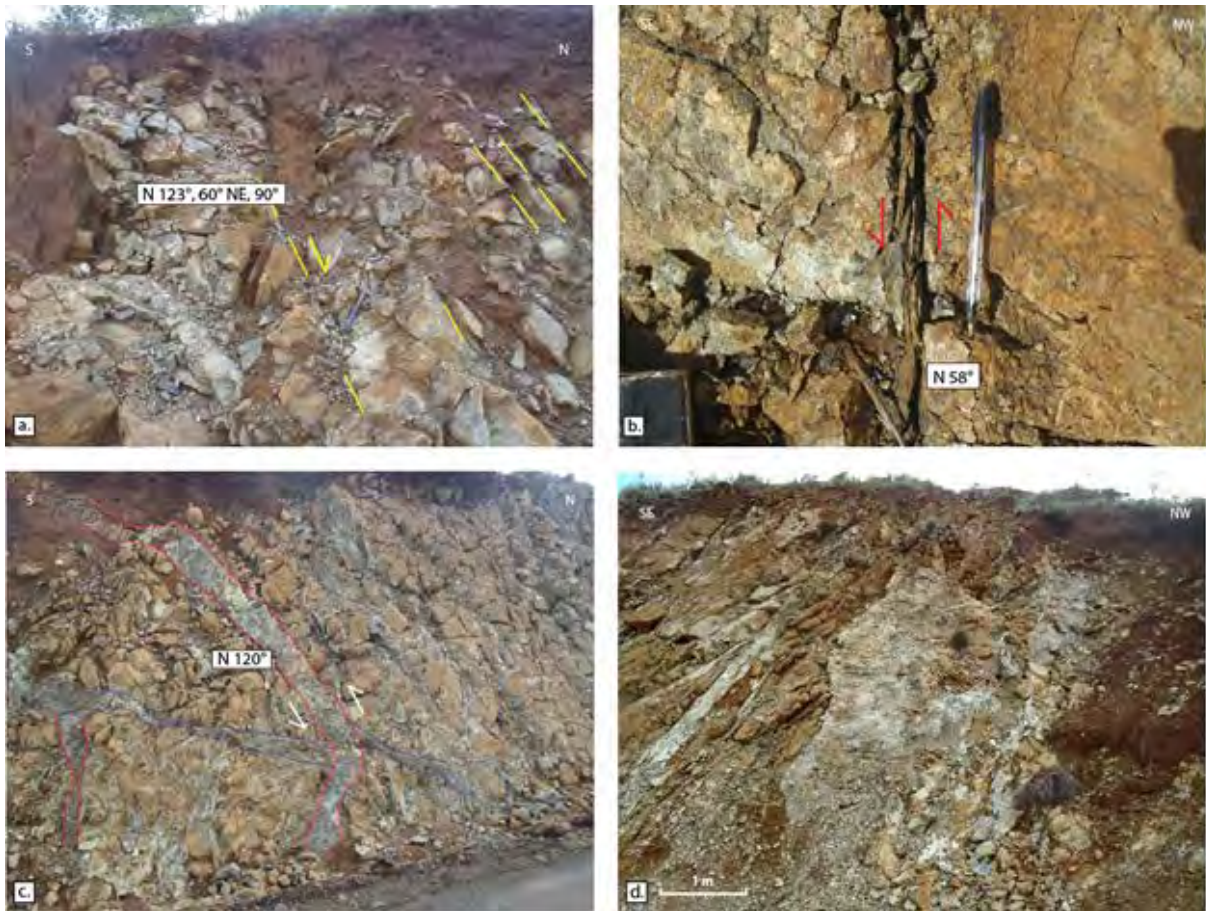


Figure 105 : Col de N'Go (Massif du Sud). a) Réseau de failles normale injecté de latérite.
 b) Serpentine cisailée selon une cinématique senestre. c) Filon N120° serpentinisé injecté dans une structure à jeu inverse et anté 50-55 Ma. d) L'ensemble de l'affleurement et affecté par de nombreux filons d'orientation très variée.

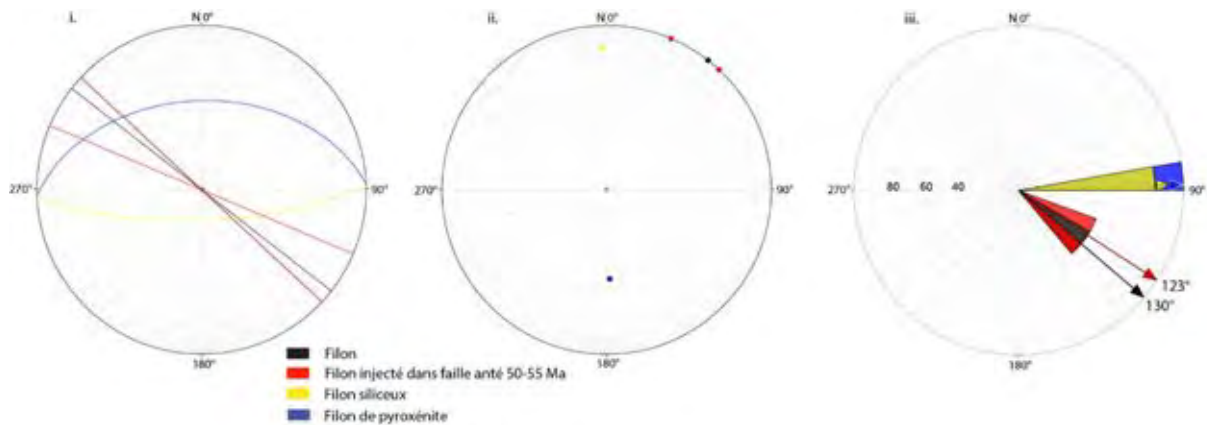


Figure 106 : Col de N'Go (Massif du Sud). Projection stéréographique des filons sur le canevas de Schmidt. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).

4.3.8.5. Col de Prony

Le col de Prony est situé approximativement à 5 km au SE du col de N'Go et se trouve perché à une altitude d'environ 330 m. Seuls quelques affleurements en bordure de route ont été étudiés. Les roches du site sont principalement marquées par des alternances de dunites et d'harzburgites altérées en surface et laissant apparaître d'importantes épaisseurs de latérites. D'après la carte géologique, la zone semble affectée par des grandes failles NW-SE recoupées par des structures NE-SW ou E-W.

L'étude structurale du secteur a permis d'identifier une tectonique extensive orientée selon trois grandes directions : N24°, N82° et N130° (Fig. 107a). Le réseau NNE-SSW présente des structures subverticales ou à pendage Ouest, la famille E-W est plutôt à pendage Nord alors que les plans NW-SE sont inclinés vers le SW.

De nombreux décrochement ont également été identifiés. Ces derniers présentent pratiquement les mêmes directions, à savoir N38°, N92° et N150°. Les familles NE-SW et E-W sont les plus fréquentes à l'affleurement. Le pendage de ces structures est par ailleurs très hétérogène en direction et en intensité mais l'on note tout de même une dominance des plans à pendage N ou NW (Fig. 107b).

Au niveau de ce col, la fracturation E-W à fort pendage Sud semble initier la saprolitisation des péridotites. Ce réseau est d'ailleurs souvent injecté de latérites. Ces structures se retrouvent plus bas dans des péridotites plus serpentinisées et nettement moins altérées (Fig.108a et b).

4.3.8.6. Ancienne mine Anna-Madeleine

L'ancienne mine Anna-Madeleine est localisée au SE du lac de Yaté dans le Massif du Sud et fut exploitée pour son minerai chromifère. Les péridotites du secteur sont des harzburgites intercalées de bancs dunitiques. La tectonique extensive est caractérisée par des failles normales orientées N88° et N128° et pendant vers le Nord (Fig. 109a). Seule une faille inverse

à pendage SW a été mesurée (Fig. 109b). Les décrochements sont en revanche nombreux sur cette portion de la mine. Ces derniers s'alignent suivant un axe N-S et N125° (Fig. 109c et Fig.110a et b). Le premier réseau est à pendage Est et le second présente principalement des structures à pendage SW.

Par ailleurs, l'altération du secteur semble principalement contrôlée par les failles normales E-W qui sont souvent injectées de latérite (Fig. 110c).

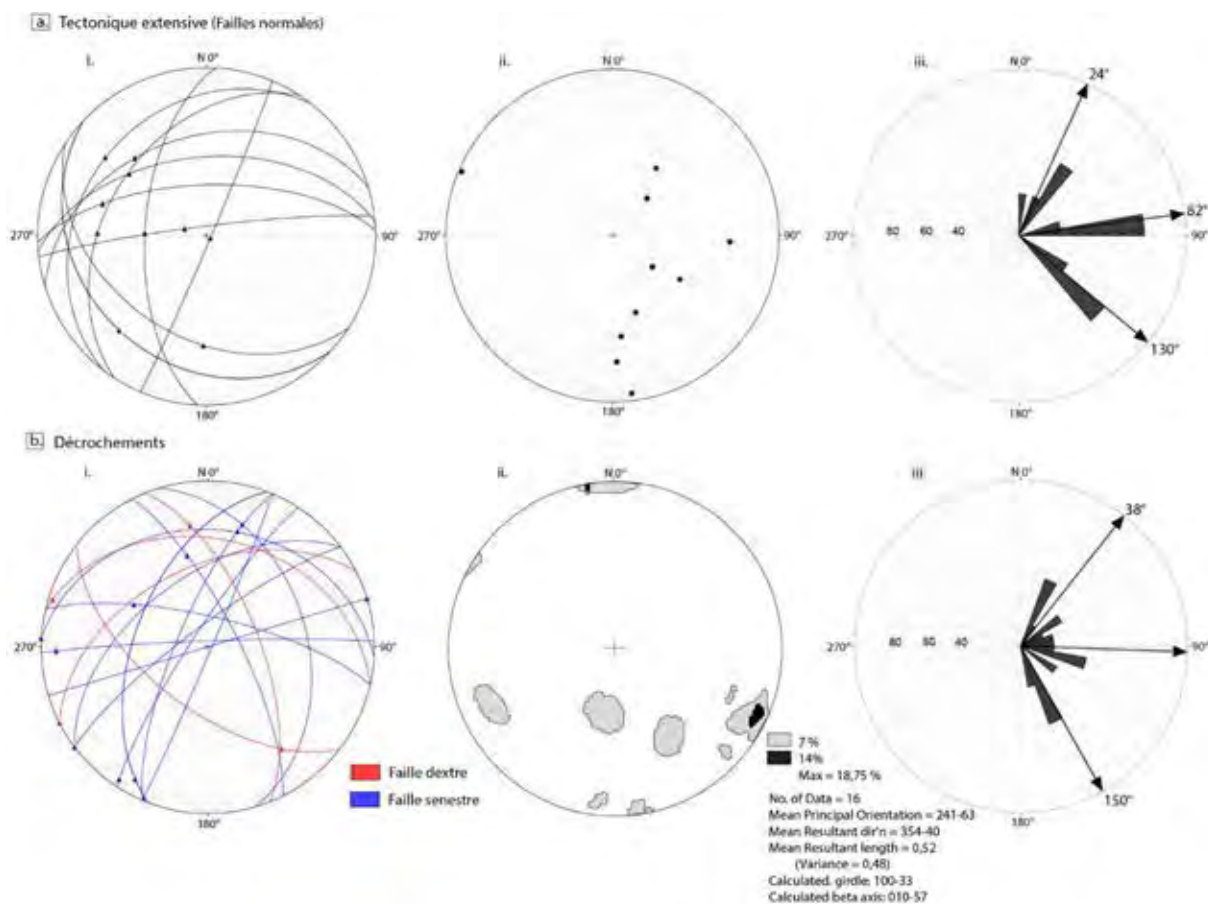


Figure 107 : Col de Prony (Massif du Sud). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le terrain. i) grands cercles, ii) diagramme de densité, iii) rose des vents (direction moyenne par famille de plans).

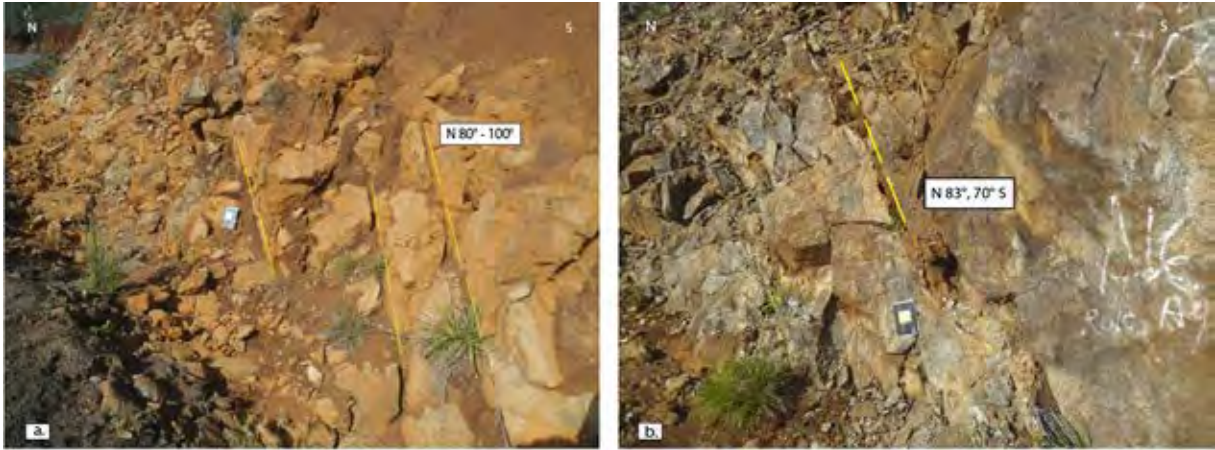


Figure 108 : Col de Prony (Massif du Sud). Fracturations E-W qui semble initier la saprolitisation des péridotites (Banc supérieur). Ce réseau est d'ailleurs souvent injecté de latérites. b) Ces structures se retrouve plus bas dans des péridotites plus serpentinisées. L'altération y est beaucoup moins développée.

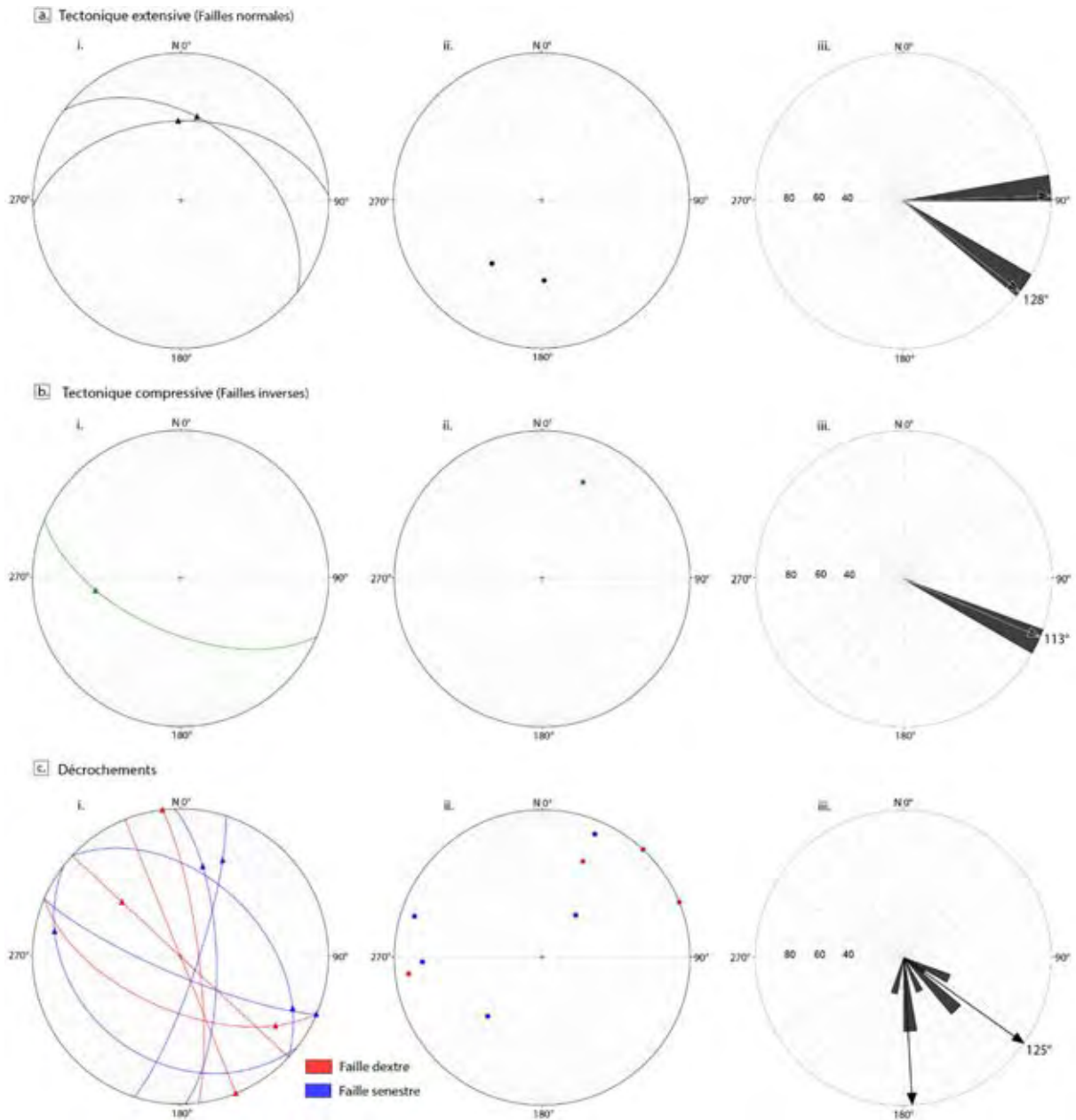


Figure 109 : Ancienne mine Anna-Madeleine (Massif du Sud). Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés sur le terrain. i) grands cercles, ii) diagramme de densité, iii) rose des vents (direction moyenne par famille de plans).

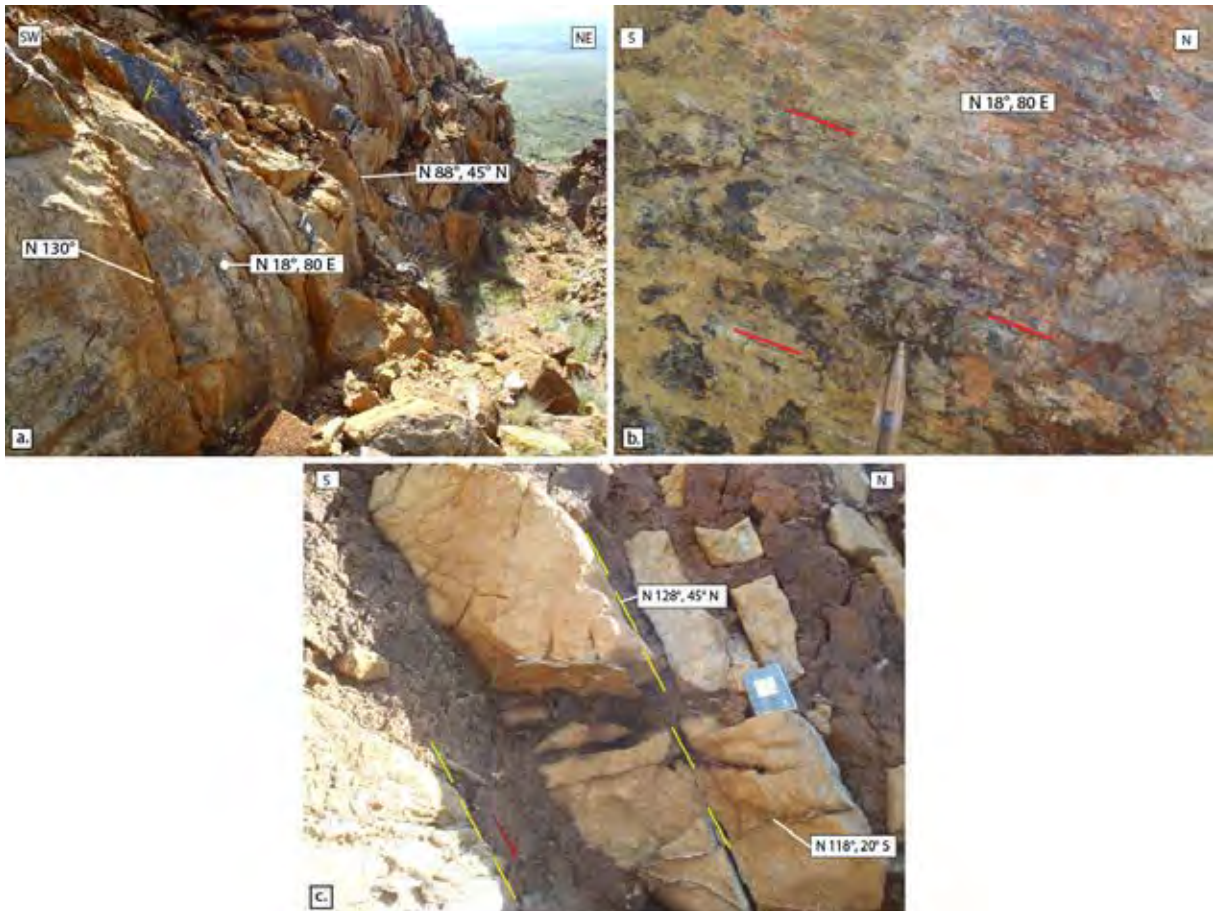


Figure 110 : Ancienne mine Anna-Madeleine (Massif du Sud). a) Décrochement senestre N18°. b) Le jeu est exprimé par des cannelures présentant un faible pitch vers le Nord. c) Faille normale à vergence Nord injectée de latérite et qui semble contrôler l'altération.

4.4. STRUCTURATION DU PROTORE ET DISTRIBUTION DES TENEURS EN NI ET CO – CAS DE GORO

Après avoir passé en revue la structuration à l'échelle des massifs puis à l'échelle des chantiers pour définir les différents types de piège, nous nous intéresserons à une échelle plus grande à partir des données de sondage.

Les campagnes de sondage réalisées pour l'exploration ou l'exploitation du nickel ont très tôt mis en évidence les fortes variations d'épaisseur des différents horizons, minéralisés ou non, des profils d'altération développés sur les péridotites. Ces variations ont depuis été largement reconnues non seulement par modélisation 2D et 3D des données de sondages, mais également par géophysique au sol (e.g. Robineau et al., 2007) et par la simple observation de l'aspect du bedrock des chantiers en fin d'exploitation.

Les fortes irrégularités du bedrock, généralement non décelables à l'affleurement, correspondent à une succession de « bas-fonds » sous forme de larges alvéoles ou d'étroits sillons, et de « hauts-fonds » encore dénommés cloisons lorsqu'ils sont étroits. La demande des mineurs de mieux comprendre l'origine et l'organisation de ces irrégularités était guidée par

le fait que les bas-fonds étaient généralement le lieu de rencontre des plus fortes épaisseurs de minerai silicaté.

Ces variations d'épaisseur sont liées au développement des processus d'altération selon des directions préférentielles qui miment les grandes orientations structurales qui affectent, à toutes les échelles, les massifs de péridotites. Si ces processus sont d'une manière générale bien compris en ce qui concerne le minerai silicaté, leur influence sur la distribution et les caractéristiques du minerai oxydé sont largement sous étudiées.

La base de données du site Exercice Minier du gisement de Goro dans laquelle les logs sont bien renseignés nous a permis de réaliser cet exercice.

4.4.1. TOIT DU BEDROCK ET MUR DES LATÉRITES JAUNES

L'interpolation du toit du bed rock et du mur des latérites jaunes du chantier Exercice Minier a été réalisée (sous Surpac) à partir d'un lot de 364 sondages (sur 533 dans la base) dont la maille d'implantation permet d'obtenir un maillage cohérent (cf. zone d'étude figure 25).

La surface interpolée du toit du bedrock montre une succession de points hauts et de points bas avec des variations d'altitude très rapides d'un sondage à l'autre (Fig. 111 et 112). Cette morphologie en « boîte à œufs » est également bien visible pour le mur de l'horizon de latérite jaune et semble s'atténuer au toit de cette formation (Fig. 111 et 112). En plan, deux directions d'approfondissement relativement frustrées semblent apparaître pour le toit du bedrock: une direction EW qui semble s'atténuer vers le sud du chantier, une direction grossièrement NS qui mimerait la topographie de la zone d'étude (Fig. 113). Aucune direction structurale majeure n'apparaît au mur de l'horizon de latérite jaune (Fig. 114). Cette surface semble s'approfondir vers l'Ouest, suivant en cela la surface topographique.

En l'absence d'une étude structurale fine du secteur de Goro et plus particulièrement du chantier, il n'est pas possible de corréliser les orientations des sillons et cloisons du bedrock à d'éventuelles directions de failles régionales.

4.4.2. ISOPAQUES DES HORIZONS DU PROFIL D'ALTÉRATION

Des cartes d'iso-épaisseurs de la saprolite et des latérites jaunes ont été réalisées afin de visualiser leur distribution spatiale (Fig. 115 et 116).

Il apparaît clairement que les zones d'approfondissement du bedrock et du mur des latérites jaunes sont bien corrélées avec les fortes épaisseurs de saprolite et de latérites jaunes. En revanche, les fortes épaisseurs de saprolites et de latérites jaunes ne sont pas superposées. Il semble que les fortes épaisseurs de latérite jaune se développent en périphérie des zones à fortes épaisseurs de saprolite sur les pentes des sillons.

La non superposition des fortes épaisseurs de saprolite et de latérite jaune a également été observée sur Tiébaghi, Poum et Art par Lajoinie et Colleau (1978) :

[...] Les épaisseurs connues pour la garniérite sont généralement associées aux alvéoles et sillons du bed rock. Autour de ces volumes s'organisent des auréoles de faible puissance de quelques mètres seulement sur les haut-fonds du bed rock.

Si les fortes épaisseurs de latérites apparaissent globalement associées aux bas-fonds du substrat, il existe un certain décalage vertical par rapport au fond des fosses. Le décalage est net par rapport aux garnièrites dont les fortes épaisseurs sont souvent encadrées plutôt que directement associées aux fortes puissances de latérites » (Fig. 117).

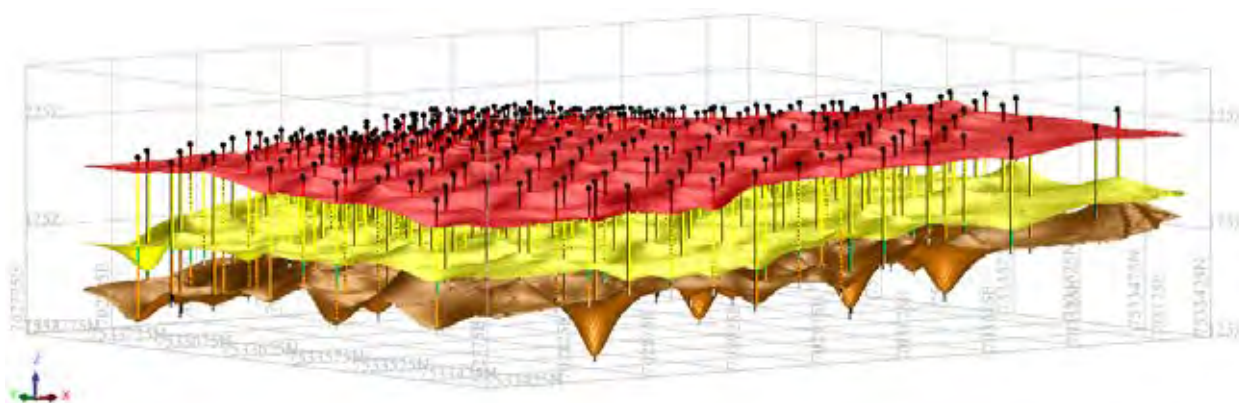


Figure 111 : Interpolation du toit (en rouge) et du mur (jaune) de l'horizon de latérite jaune et du toit (marron) du bedrock (modélisation sous Surpac, interpolation des surfaces par la méthode l'inverse de la distance au carré, grille de 50 x 50 m, vue oblique).

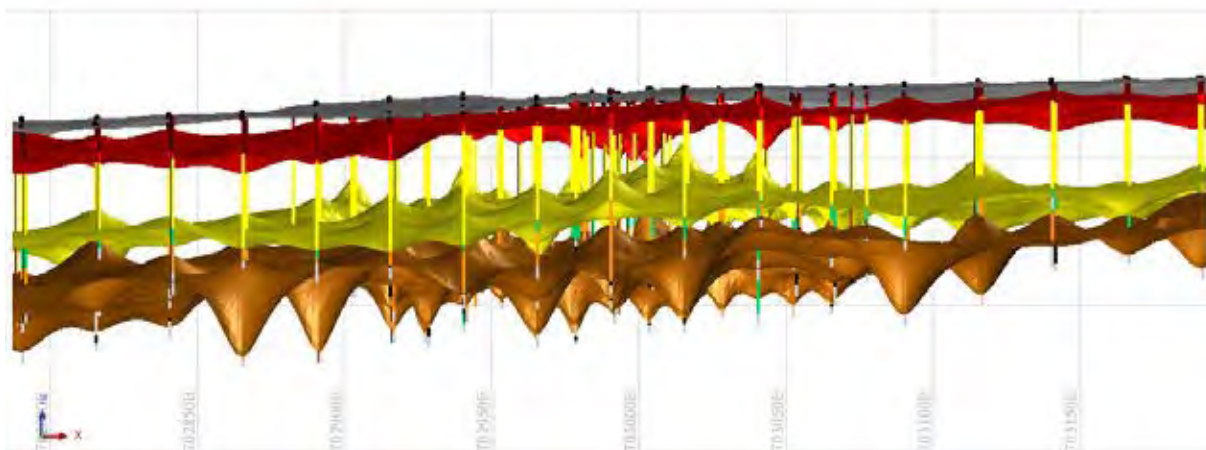


Figure 112 : Interpolation de la surface topographique (en gris), du toit (en rouge) et du mur (jaune) de l'horizon de latérite jaune et du toit (marron) du bedrock (modélisation sous Surpac, interpolation des surfaces par la méthode l'inverse de la distance au carré, grille de 50 x 50 m, vue vers le Nord).

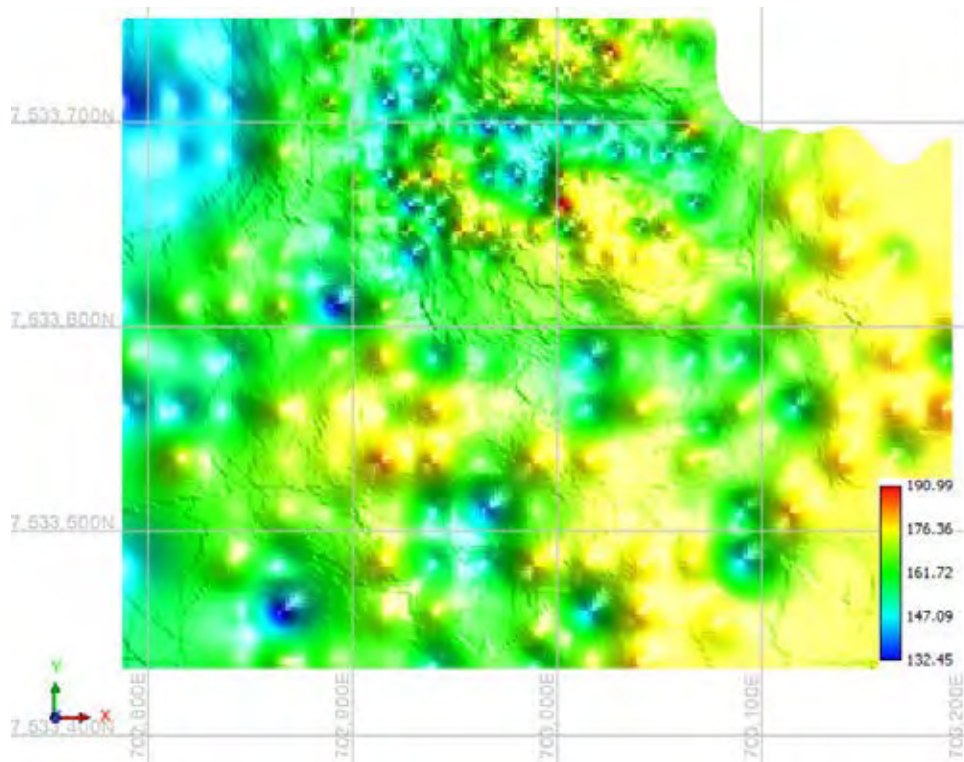


Figure 113 : Vue du dessus du toit du bedrock avec en codage en fonction de l'altitude.

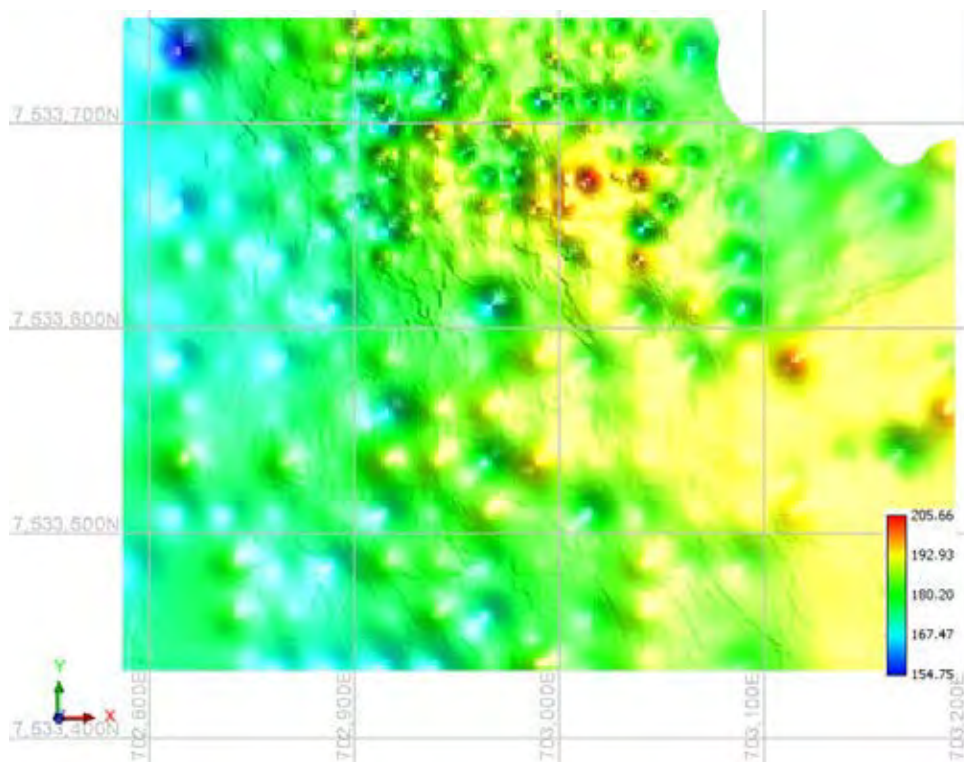


Figure 114 : Vue du dessus du mur de l'horizon de latérite jaune avec en codage en fonction de l'altitude.

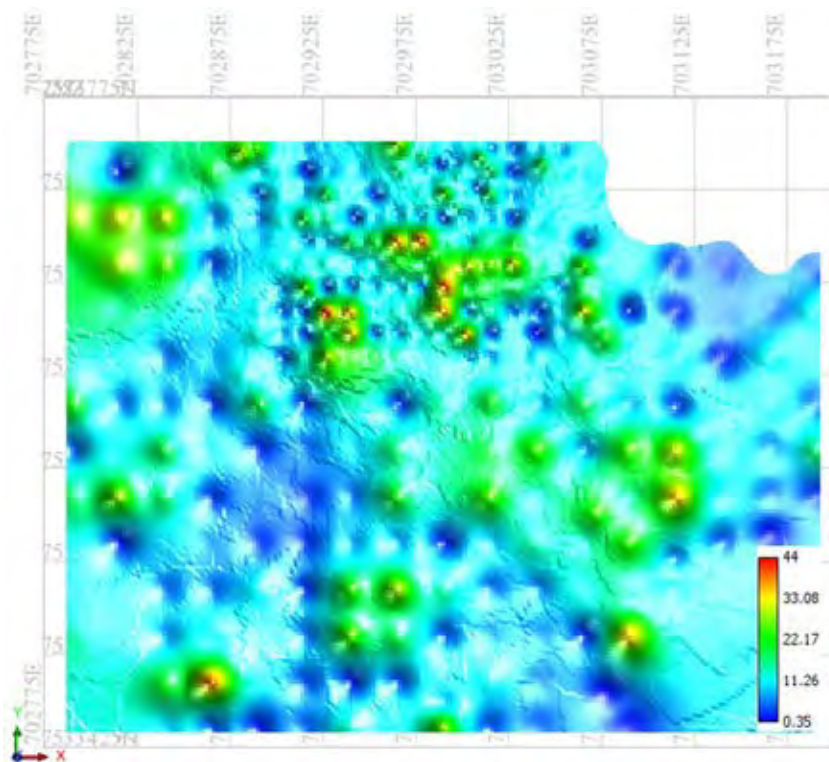


Figure 115 : Interpolation des isoépaisseurs de saprolite.

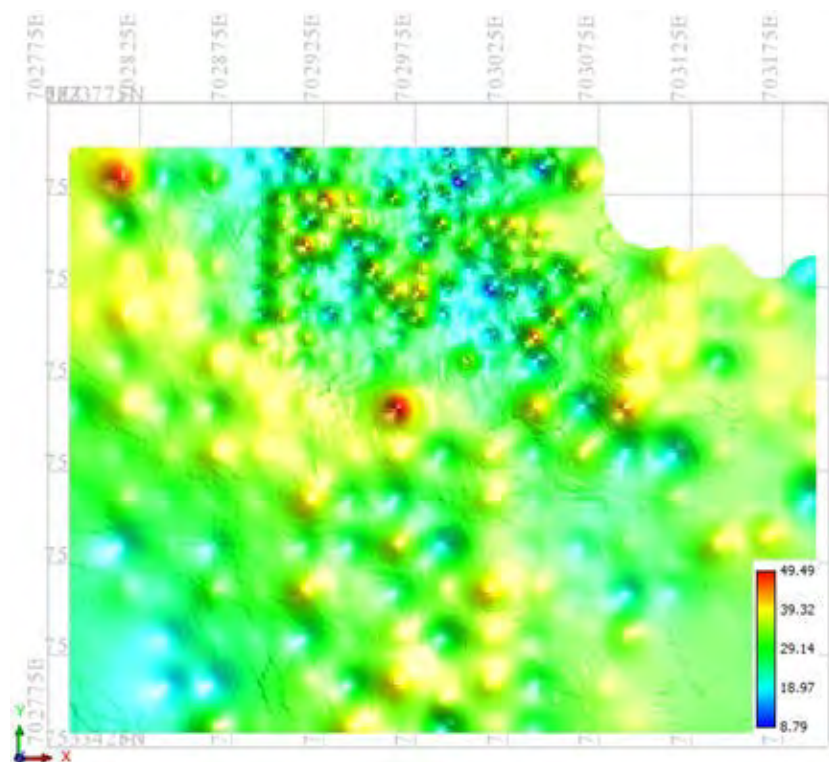


Figure 116 : Interpolation des isoépaisseurs de latérite jaune.

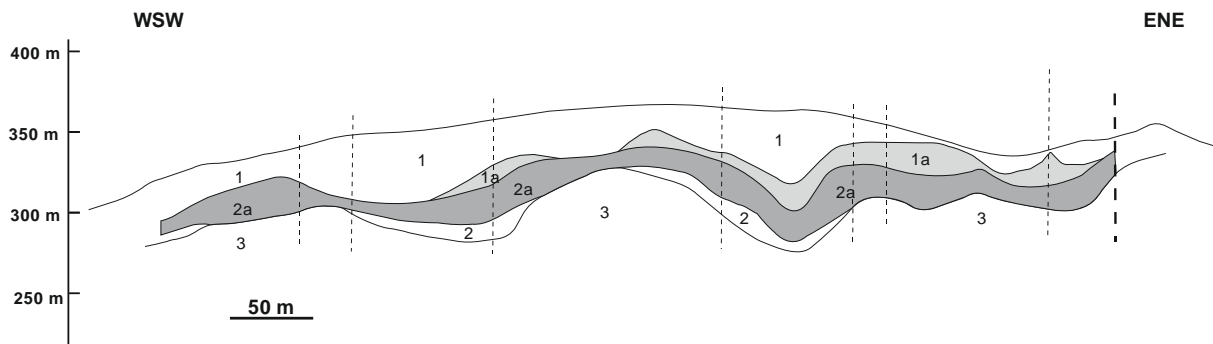


Figure 117 : Exemple de distribution verticale des différents horizons d'altération sur le massif de Poum (d'après Lajoinie et Colleau, 1978). 1. Latérites indifférenciées et cuirasse. 1a. Minerai latéritique à teneur de coupure >1,3 %Ni. 2a : Minerai garniéritique. 2. Magasin. 3. Bedrock. En tiretés, discontinuités structurales probables.

4.4.3. DISTRIBUTION DES TENEURS EN NI ET CO

La distribution des teneurs en Ni et Co dans l'horizon de latérite jaune a été étudiée par création d'un bloc modèle sous Surpac dans lequel les teneurs en Ni et Co ont été interpolées d'un sondage à l'autre par la méthode de l'inverse de la distance au carré et par krigeage ordinaire. Les blocs modèles réalisés sont très proches dans les deux cas et seuls les résultats obtenus par la méthode du krigeage ordinaire sont présentés. L'horizon de latérite jaune a été découpé en blocs dont la taille varie de 5 x 5 x 5 m jusqu'à 1.25 x 1.25 x 1.25 m pour s'adapter au mieux à la morphologie complexe du toit et du mur de cet horizon.

Les blocs modèles ainsi créés et différentes coupes EW .sont représentés sur les figures 118 à 121. Les fortes teneurs en Ni et Co sont localisées à la base de l'horizon de latérite jaune. Même s'il n'existe pas de corrélation entre les teneurs en Ni et Co dans cet horizon, il semble néanmoins que les zones les plus riches en Ni soit également les plus riches en Co. Les teneurs en Ni supérieures à 0.8 % sont rencontrées sur une puissance plus importante et peuvent même être localisées à proximité du toit de la latérite jaune. Les teneurs supérieures à 0.3 % Co sont localisées dans les derniers mètres des forages.

Les variogrammes ne montrent pas de direction préférentielle d'organisation des teneurs en Ni et Co (Fig. 122).

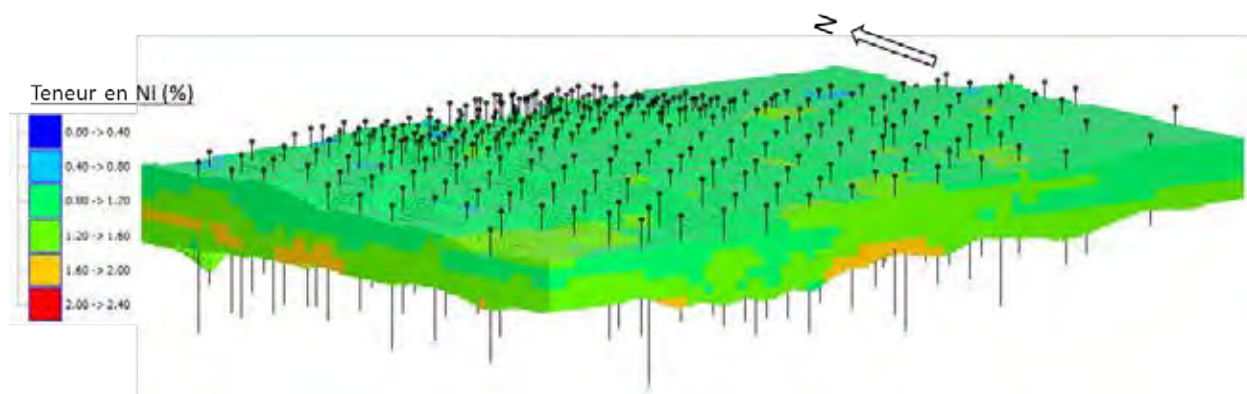


Figure 118 : Bloc modèle de distribution des teneurs en Ni dans la latérite jaune par interpolation par krigeage ordinaire (vue oblique).

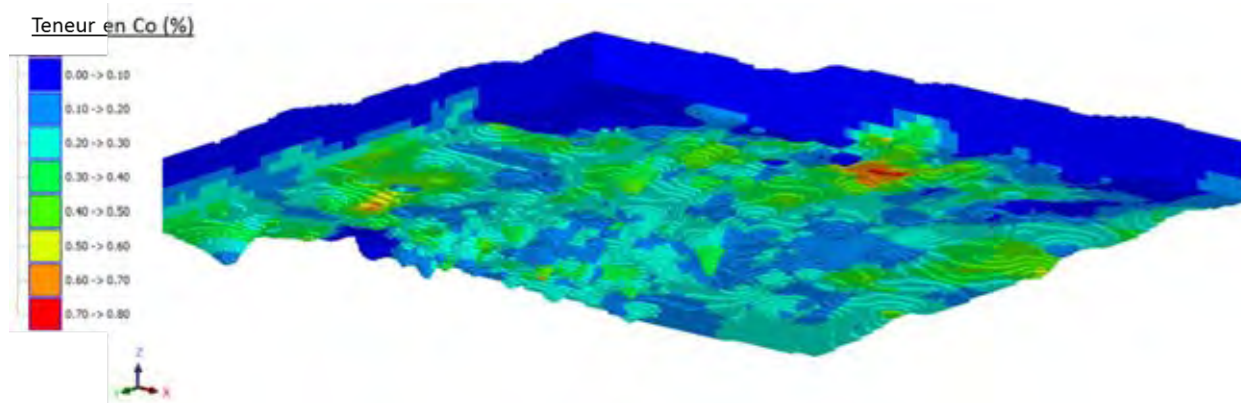


Figure 119 : Bloc modèle de distribution des teneurs en Co dans la latérite jaune par interpolation par krigeage ordinaire (vue orientée de façon à visualiser les teneurs au niveau du mur de l'horizon de latérite jaune).

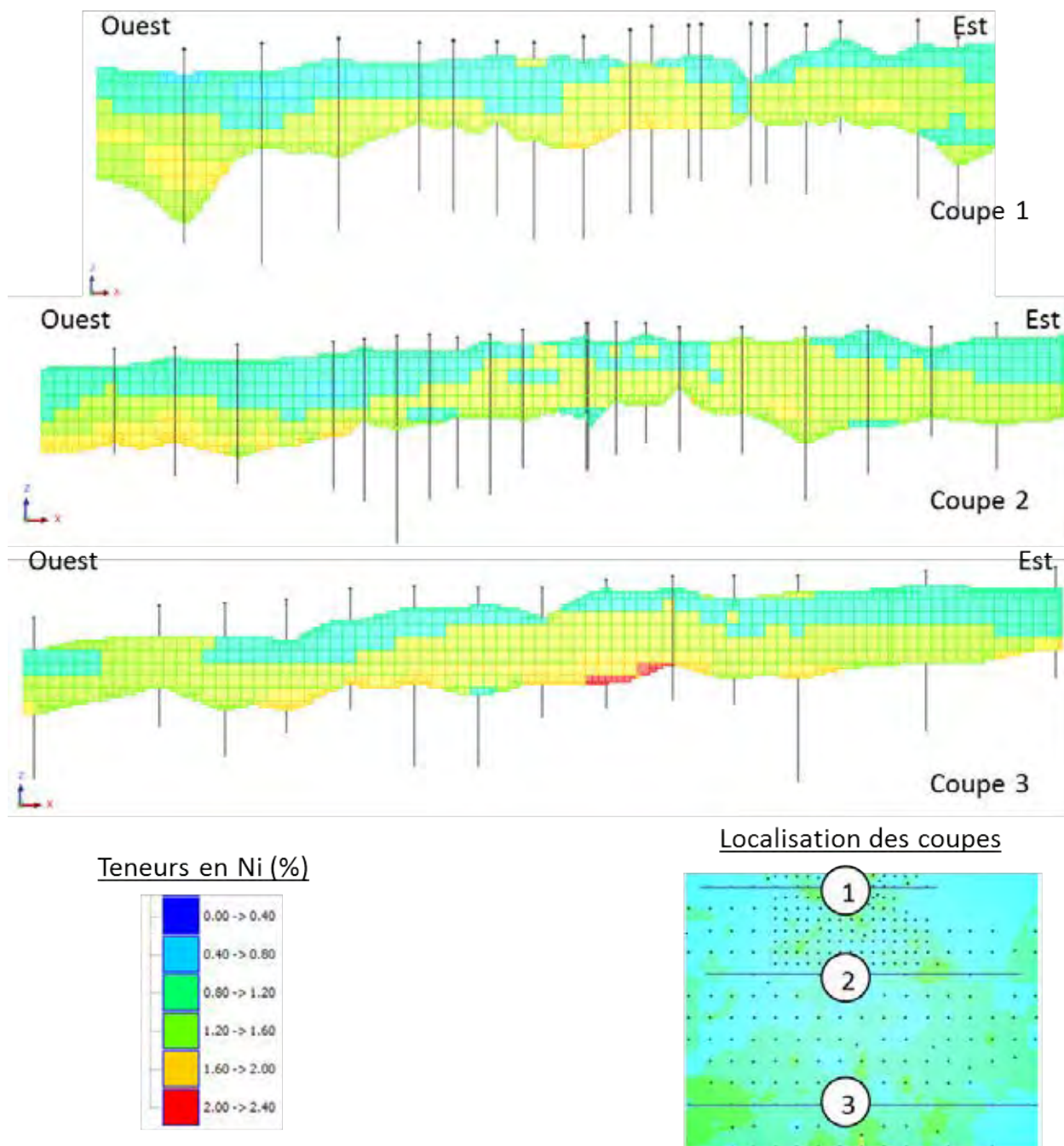


Figure 120 : Coupes EW de visualisation de la distribution des teneurs en Ni dans la latérite jaune (interpolation par la méthode du krigeage ordinaire).

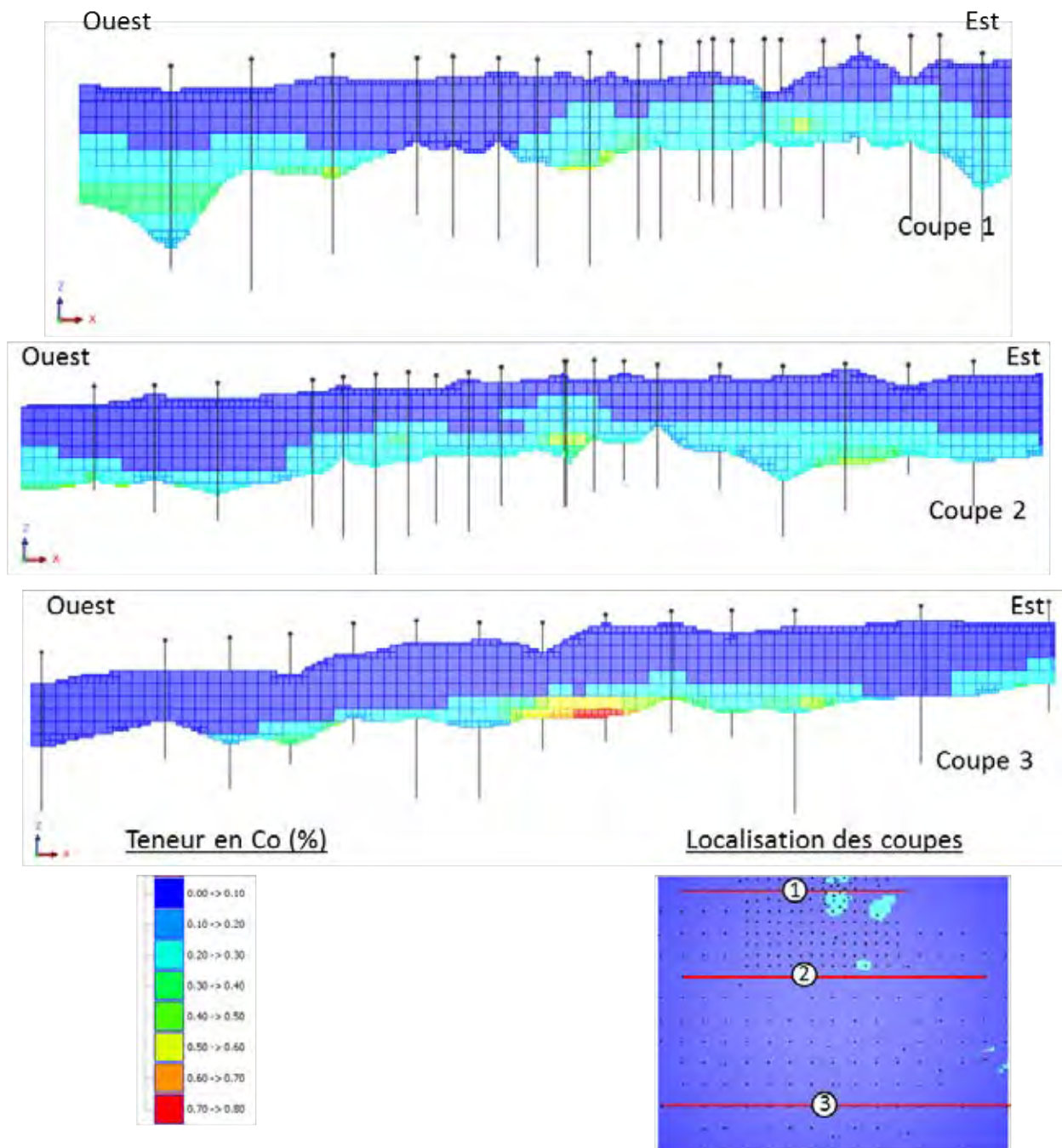


Figure 121 : Coupes EW de visualisation de la distribution des teneurs en Co dans la latérite jaune (interpolation par la méthode du krigeage ordinaire).

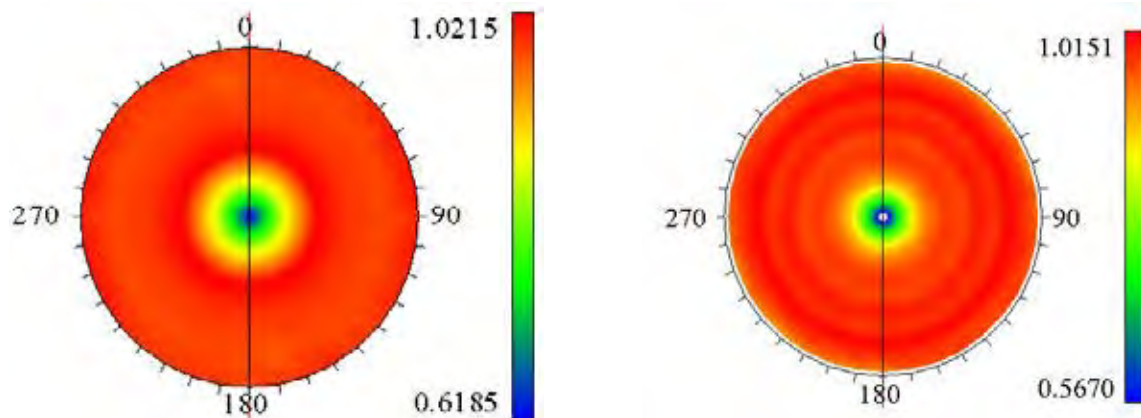


Figure 122 : Représentation cartographique des variogrammes de distribution des teneurs en Ni (à gauche) et Co (à droite) mettant en évidence l'homogénéité de distribution (absence de direction préférentielle de distribution des teneurs).

Les teneurs en Ni des échantillons de latérite et de saprolite (passes métriques) ont été codées de façon à visualiser les zones les plus riches et les zones les plus pauvres en fonction de la morphologie des horizons d'altération (Fig. 123). Outre la variabilité d'un échantillon à l'autre au sein d'un même sondage et entre sondages voisins, ces coupes montrent qu'il n'existe apparemment pas de lien entre épaisseur de saprolite ou de latérite jaune et teneur en nickel. De faibles épaisseurs de latérite jaune peuvent montrer des teneurs élevées en Ni et inversement, de même pour les saprolites.

Les teneurs plus élevées en Ni et dans une moindre mesure en Co de la base de l'horizon de latérite jaune peuvent être reliées à la présence de teneurs également plus élevées en Mg et Si. Cette distribution des teneurs est vraisemblablement liée à la « digestion » partielle des veines de garnièrite et à l'évacuation partielle de Ni (Fig. 124). Cette hypothèse permettrait également d'expliquer les fortes variations des teneurs en Ni observées d'un sondage à l'autre, même séparé par une dizaine de mètres seulement. Il semble qu'il existe effectivement un lien entre la distribution et la richesse en Ni du minerai saprolitique et du minerai latéritique, justifiant l'analyse structurale du bedrock.

Le comportement de Co est semble-t-il similaire à celui de Ni la seule différence étant que l'enrichissement principal se localise au niveau de l'horizon de transition et non pas dans l'horizon saprolitique. L'altération des phases cobaltifères au cours de la progression du front d'altération se traduisant par un enrichissement en Co de l'horizon de latérite jaune.

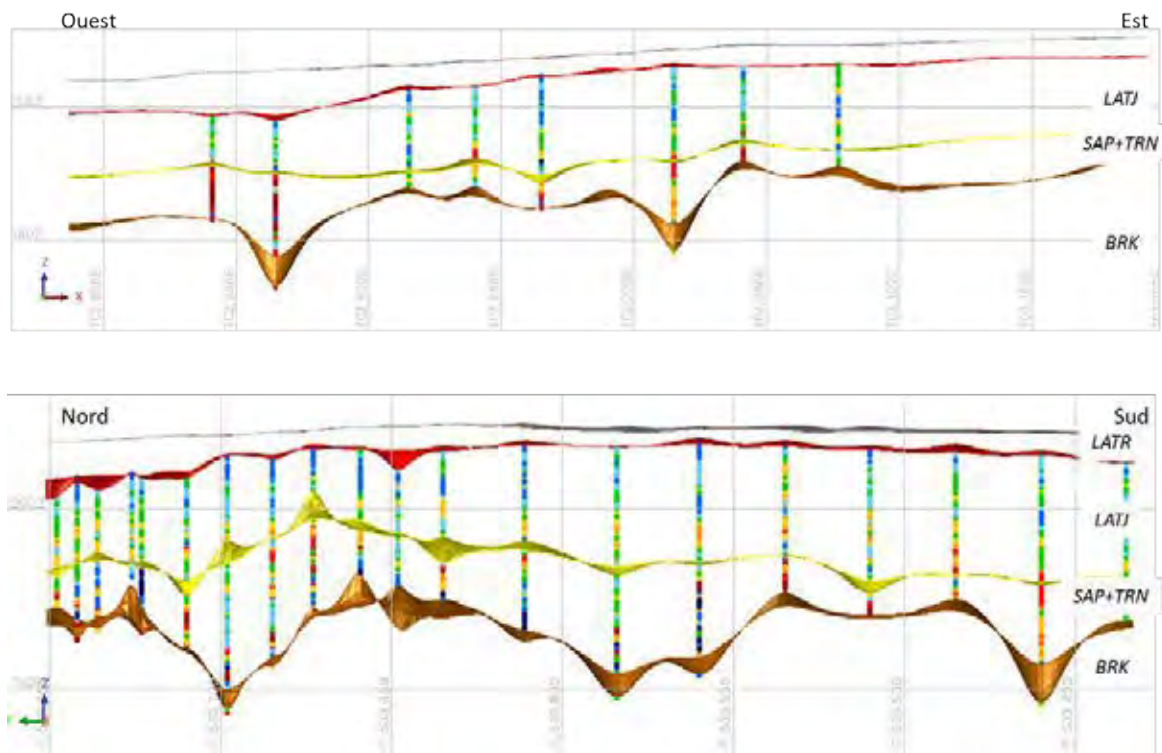


Figure 123 : Illustration de la distribution des teneurs en Ni dans les horizons de saprolite+transition et de latérite jaune. En gris, surface topographique, en rouge, toit de la latérite jaune, en jaune, mur de la latérite jaune, en brun, toit du bedrock.

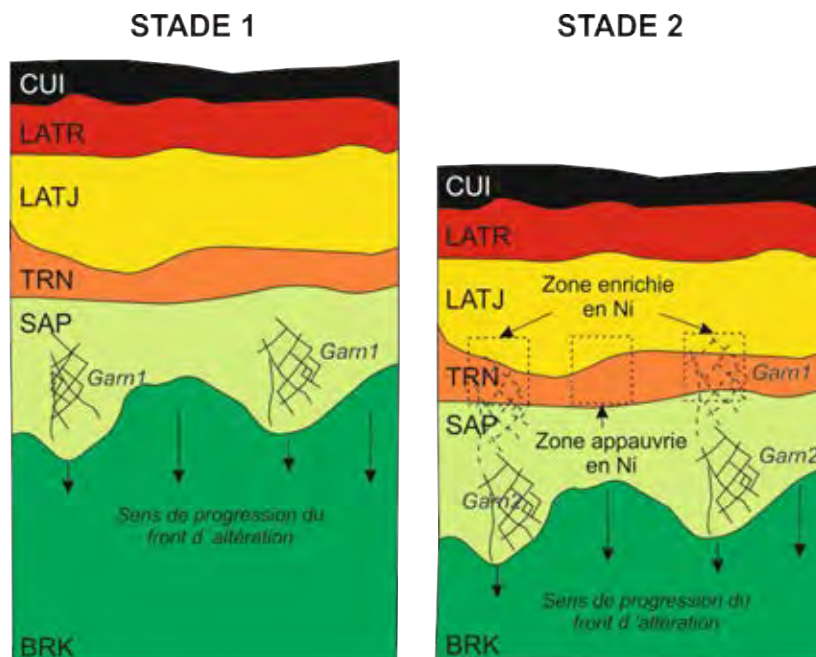


Figure 124 : Stade d'enrichissement en Ni de l'horizon de transition et de la base des latérites jaunes par « digestion » des veines de garniérite de l'horizon saprolitique. CUI :

cuirasse. LATR : latérite rouge. LATJ : latérite jaune. TRN : horizon de transition. BRK : bedrock. Garn : garniérite.

4.5. DISCUSSION

Au cours de l'étude de terrain, une méthodologie de caractérisation des structures a été mise en œuvre depuis l'échelle du massif jusqu'à l'échelle du chantier. Les structures visibles au niveau du bedrock ont été caractérisées en termes de d'orientation, de cinématique, de minéralisation. Un essai de hiérarchisation des structures a été réalisé sur la base de leur fréquence directionnelle et de la nature et de l'importance de la minéralisation associée. Une interprétation de ces données en termes de piège, a été élaborée pour chacun des sites visités.

Les différents pièges reconnus au cours de cette étude sont classiquement cités par les mineurs :

- Les dièdres-sillons ;
- Les failles courbes, obliques et plates ;
- Les dolines.

Les pièges de type dièdre correspondent à des volumes de roche minéralisée bordés par des failles serpentinisées et/ou silicifiées, moyennement pentées (*Fig. 125a*). Les sillons (*Fig. 125b*) sont apparentés aux dièdres et correspondent à de grands couloirs bordés par des failles également serpentinisées mais fortement pentées.

Les structures d'ordre 1, serpentinisées, vont contrôler l'écoulement des eaux météoriques chargées en Ni qui précipitera principalement dans les structures d'ordre 2. Ces dernières sont en effet, beaucoup plus fréquentes et présentent des ouvertures moindres ce qui aura tendance à ralentir la circulation des eaux riches et pourra entraîner la précipitation du nickel.

Par ailleurs, la limite inférieure de ces deux pièges est rarement observée sur le terrain. Elle peut correspondre soit au croisement des structures de premier ordre, soit être liée à l'intersection d'une faille plus « plate » qui limitera la migration du nickel en profondeur (*Fig.56*).

Les filons subverticaux, serpentinisés en bordure, sont en général très altérés et donc plus perméables que les péridotites encaissantes. De ce fait, ils semblent favoriser le drainage des eaux chargés en Ni, au même titre que les discontinuités abruptes (« sillon »). Il n'est pas rare en effet de voir sur le terrain des filons minéralisés sur leurs épontes.

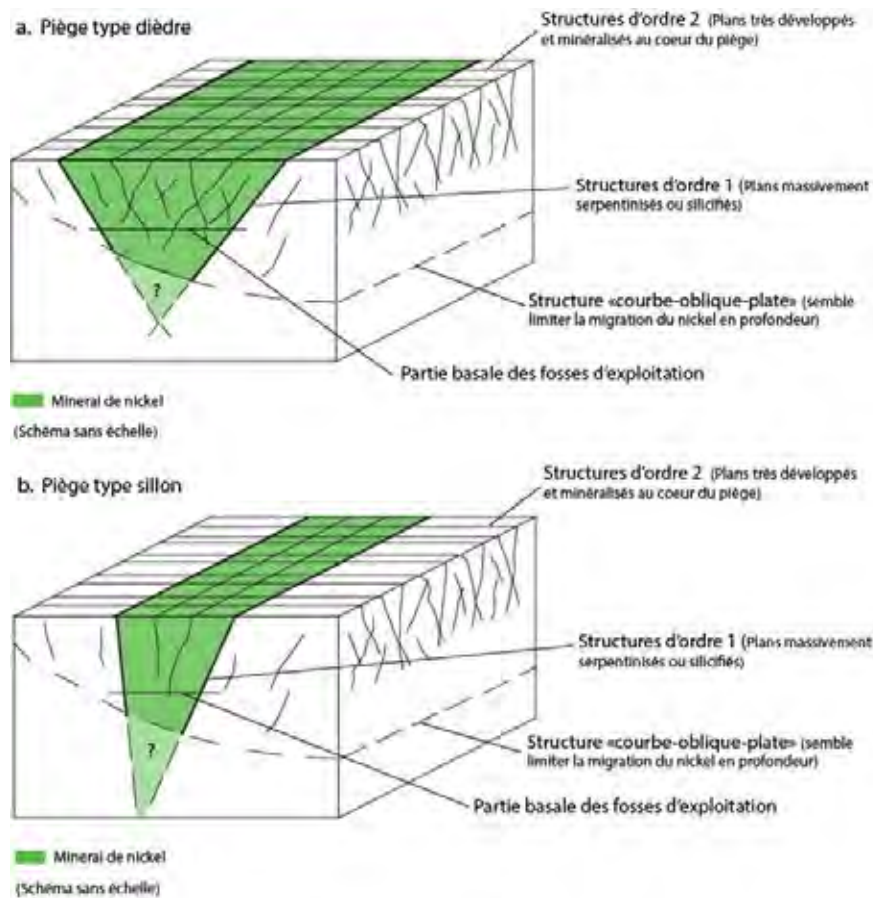


Figure 125 : a) Piège type dièdre. Ces pièges sont formés par des failles serpentinisées ou silicifiées, et moyennement pentées. b) Piège type sillon. Ces pièges sont apparentés aux dièdres mais les structures les contrôlant sont beaucoup plus abruptes.

Les failles courbes, plates et obliques - L'origine de ces failles reste très mal comprise et l'étude structurale n'a permis d'apporter que très peu d'informations à ce sujet. Les travaux menés par Genna et al. (2005a & b) et Cluzel et al. (2007) identifient certaines de ces structures comme étant d'origine gravitaire (*Fig. 126a et b*). Ces auteurs montrent l'importance des fluides, dans la dynamique des milieux karstiques, sur les processus d'altération, les phénomènes de bréchification et le fonctionnement de ces failles. Ces phénomènes d'origine gravitaire, se développant préférentiellement dans la zone saturée (saprolites) située entre roche saine et altérée (*Fig. 126a*), semblent assistés par de la fracturation hydraulique. Les réseaux de fractures et les brèches de l'horizon saprolitique contrôlent la formation des minéraux supergènes incluant les phases nickelifères (quartz, calcédoine, opale, garniérine ...) qui constituent par ailleurs de bons marqueurs de la cinématique (figures de crack-seal) et soulignent la structuration des profils et la géométrie des failles. Cluzel & Vigier (2008) suggèrent que des loupes de glissements peuvent se former par la rupture du pied de pente engendrée par des failles normales préexistante et beaucoup plus raides.

L'idée que les structures moyennement pentées ou « plates » jouent le rôle d'un écran a toujours été présente dans l'esprit des mineurs pour expliquer la disparition de la minéralisation en profondeur, même lorsque ces structures ne sont pas observées. Lorsqu'effectivement présentes, elles peuvent effectivement jouer le rôle d'écran aux solutions minéralisatrices mais peuvent également représenter un accident tardif, amenant un compartiment altéré sur un compartiment qui ne l'est pas.

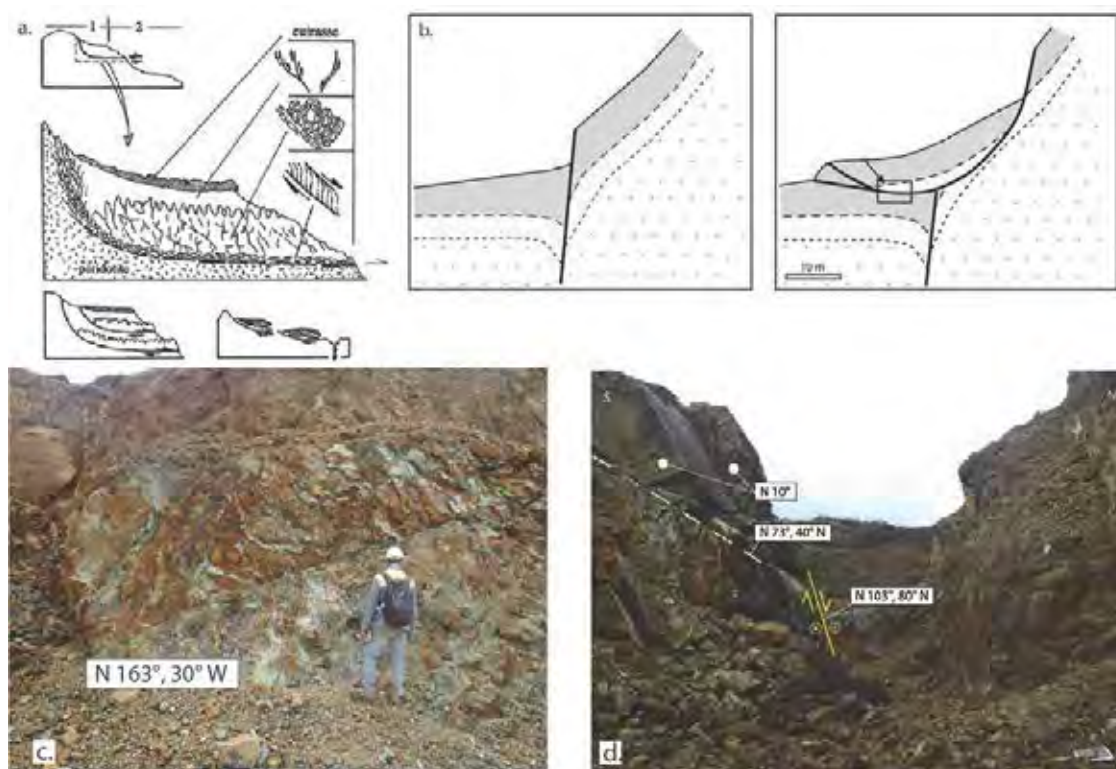


Figure 126 : Faille « courbe-oblique-plate » : a) Faille courbe d'origine gravitaires assistée par de la fracturation hydraulique induite par les circulations et les variations de pression des fluides du karst (Genna et al, 2005a). b) Faille de glissement accommodant la rupture de pente engendrée par une faille normale syn-altération (Cluzel & Vigier 2008). c) Massif de Poro, mine La Française, fosse Stanislas : Structure « oblique-plate » serpentinisée et minéralisée entraînant une différence d'altération de part et d'autre de la discontinuité. La partie sus-jacente est en effet nettement plus altérée et riche en minéral. d) Massif de Dunite 78 (Massif du Sud) : Grande structure E-W (« sillon ») recoupée par une structure oblique; ces deux plans sont très serpentinisés et minéralisés en nickel.

Les dolines - La forme en entonnoirs des dolines est facilement reconnaissable sur le terrain (Fig. 128a). Les dolines observées sur les gisements de montagne sont bordées de reliefs résiduels et leur morphologie semble guidée par les directions structurales à l'origine de ces dépressions. En effet, ces dernières semblent se développer préférentiellement au croisement des grandes discontinuités qui affectent les massifs péridotitiques (Fig. 128b). Elles surplombent, d'après l'étude (Nakéty, Kopéto), des dièdres plus profonds (Fig.128c) et

semblent s'aligner suivant l'axe des discontinuités d'ordre 1 (Fig. 128.b). Aucune évidence n'a été trouvée permettant d'affirmer que ces dolines étaient encore actives.

Sur les massifs de Nakéty, du Boulinda, de Poro, ces dépressions plus ou moins fermées sont comblées par d'importantes épaisseurs d'altérites en cours d'exploration ou d'exploitation. En l'absence de données géochimiques sur les sondages réalisés dans ces structures il est difficile de discuter leur rôle sur les teneurs en Ni et Co.

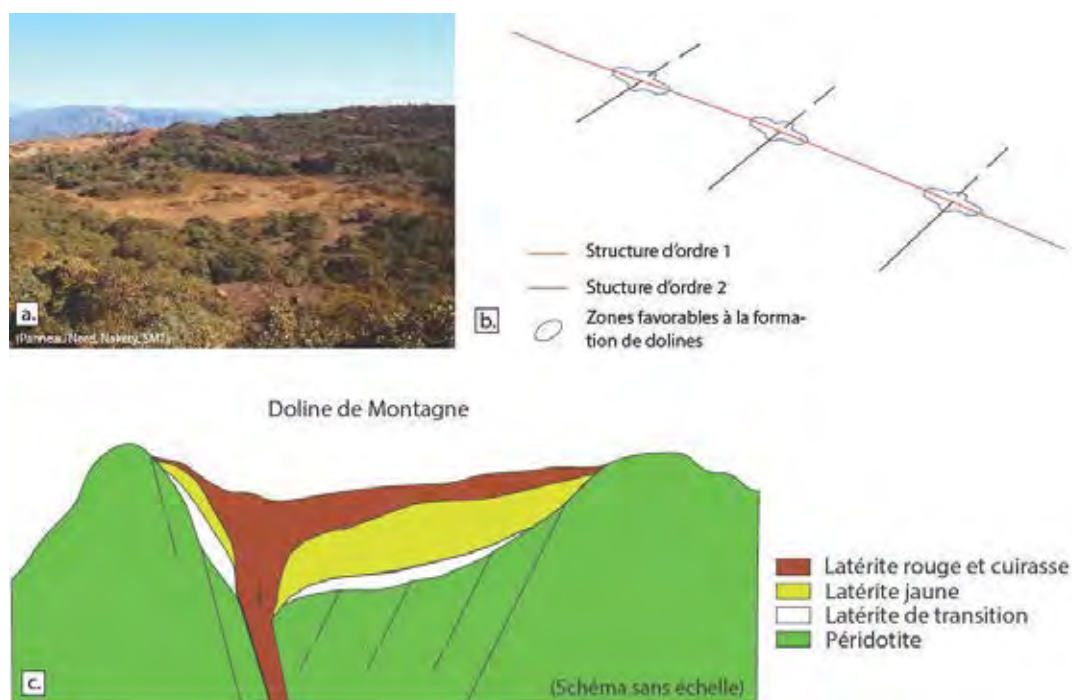


Figure 127 : a) Massif de Nakéty, Panneau Nord (SMT). Cliché d'un alignement de dolines selon un axe E-W. b) Développement de dolines au croisement des structures d'ordre 1 et 2. Elles s'alignent en général suivant l'axe des structures de premier ordre. c) Coupe schématisée d'une doline de « Montagne ». Ces dolines surplombent le plus souvent des dièdres plus profonds et leur perte semble être localisée au pied des parois les plus abruptes.

Bien qu'incomplète compte-tenu du temps réellement passé sur chacun des sites, les principales conclusions de cette étude sont :

- L'existence à l'échelle des massifs et des chantiers de réseaux de fractures multidirectionnelles qui morcellent les massifs en sous-unités exploitées sous forme de chantier lorsque la minéralisation est suffisamment développée ;
- Les accidents recensés lors de cette étude peuvent être d'origines multiples (tectonique, gravitaire) et d'âge différents. Il n'a pas été possible d'introduire ces notions dans les essais d'interprétation car difficilement reconnaissables sur le terrain ;

- Une étude structurale aussi détaillée ne peut être réalisée qu'au niveau des formations dans lesquelles ces structures sont visibles, généralement les saprolites et le bedrock, accessibles après exploitation. La question qui se pose est de savoir si une étude structurale réalisée sur des chantiers non exploités pourrait permettre de prédire la qualité de la minéralisation sous-jacente ;
- En l'absence de données géochimiques des latérites à mettre en regard de ces structures, il n'est pas possible de juger de leur rôle sur la distribution des teneurs en Ni et Co.

Les données de sondage permettent une visualisation de la morphologie des horizons minéralisés et de la distribution des teneurs en Ni et Co. Ces horizons sont caractérisés par une structuration en « boîte à œufs » (non décelable en surface) avec notamment des variations de profondeur du toit du bedrock (et dans une moindre mesure du mur des latérites jaune) très prononcées même pour des sondages seulement distants d'une dizaine de mètres. A cette échelle, il n'est pas possible de relier cette structuration à des directions structurales régionales.

Les différentes modélisations réalisées sur le site de Goro montrent que les points bas du bedrock sont corrélés avec les plus fortes puissances de saprolite, et que les points bas du mur de l'horizon de latérite jaune correspondent aux fortes épaisseurs de latérite jaune. Les fortes puissances de saprolite ne sont pas superposées aux fortes épaisseurs de latérite jaune. D'une manière générale, les teneurs les plus élevées en Ni et Co sont observées à la base de l'horizon de latérite jaune.

En revanche, il ne semble pas exister de lien entre épaisseur de latérite jaune et teneur en nickel. Sur les coupes réalisées, de faibles épaisseurs de latérite jaune peuvent présenter des teneurs élevées en Ni et inversement. De plus, ces teneurs sont extrêmement variables d'un sondage à l'autre, même distants d'une dizaine de mètres.

Cette variabilité des teneurs observées dans l'horizon de latérite jaune, et plus particulièrement dans sa partie inférieure, est comparable à la variabilité des teneurs en Ni dans les saprolites comme illustrée dans les études récentes de cartographie par spectrométrie de réflectance des profils d'altération sur le Koniambo (Yang et al. 2013). Il ne semble donc pas possible de prédire la distribution des teneurs en Ni/Co dans l'horizon de latérites jaune.

Il aurait été intéressant de travailler sur des chantiers « stériles » caractérisés en sondage par l'absence de minerai silicaté et de caractériser les latérites sus-jacentes afin de vérifier leur caractère pauvre en Ni.

5. DYNAMIQUE DE L'ALTÉRATION

5.1. INTRODUCTION

C'est à Glasser (1903) que l'on doit l'idée de l'origine supergène des gisements de nickel de Nouvelle-Calédonie. Le rôle de la géomorphologie sur la distribution et les caractéristiques des gisements de nickel a ensuite été identifié par de nombreux auteurs mais il semble que ce soit les travaux de Trescazes (1973) sur le Massif du Sud, qui aient réellement généralisé le concept de similitude entre le modelé des massifs de péridotite et celui des karsts développés en environnement calcaire.

Les travaux les plus récents sont ceux de Genna et al. (2005a, b) dans lesquels un essai de description de la dynamique du système karstique et de mise en place de la minéralisation a été décrit.

Dans le cadre de ce projet, l'objectif de cette tâche était d'étudier la structuration karstique visible sur l'ensemble des massifs de péridotite et les processus métallogéniques associés. L'étude de la répartition des teneurs en Ni-Co et de la qualité des minerais en fonction de la géométrie des édifices karstiques ambitionnait de proposer un guide d'exploration et d'exploitation plus spécifiquement axé sur le minerai latéritique. Le départ d'A. Genna, responsable de cette tâche, pour des raisons professionnelles a grandement affecté l'avancement de cette partie du projet. Cependant, avec les données dont nous disposons, il est possible de tenter de comprendre l'influence de cette structuration karstique sur la répartition latérale et verticale des différents types de minerais.

5.2. LE MODELE KARSTIQUE

Bien qu'élaborer essentiellement à partir de travaux sur le Massif du Sud, le modèle d'évolution du modelé des péridotites de Nouvelle-Calédonie par Trescazes (1973) est également riche d'enseignements pour les massifs isolés de la côte Ouest de la Grande Terre. Les cinq phases principales d'élaboration du modelé sont regroupées sur la figure 128.

A la première étape d'élaboration du karst avec apparition de dolines, coalescence des dolines et poljés et sédimentation en bassins fermés, succèdent une phase de démantèlement du karst en liaison avec le soulèvement tectonique de l'île caractérisée par une dissection des plateaux par les rivières, des phénomènes de cuirassement et de dépôts de piedmont.

5.2.1. FORMATION DU KARST

Après la mise en place par obduction de la nappe de péridotite sur la Grande Terre a succédé à partir du Miocène, une succession de phases d'érosion intense qui ont abouti à la formation d'une surface d'aplanissement dénommée « pénéplaine » dont les vestiges sont présents sur la plupart des massifs de péridotites.

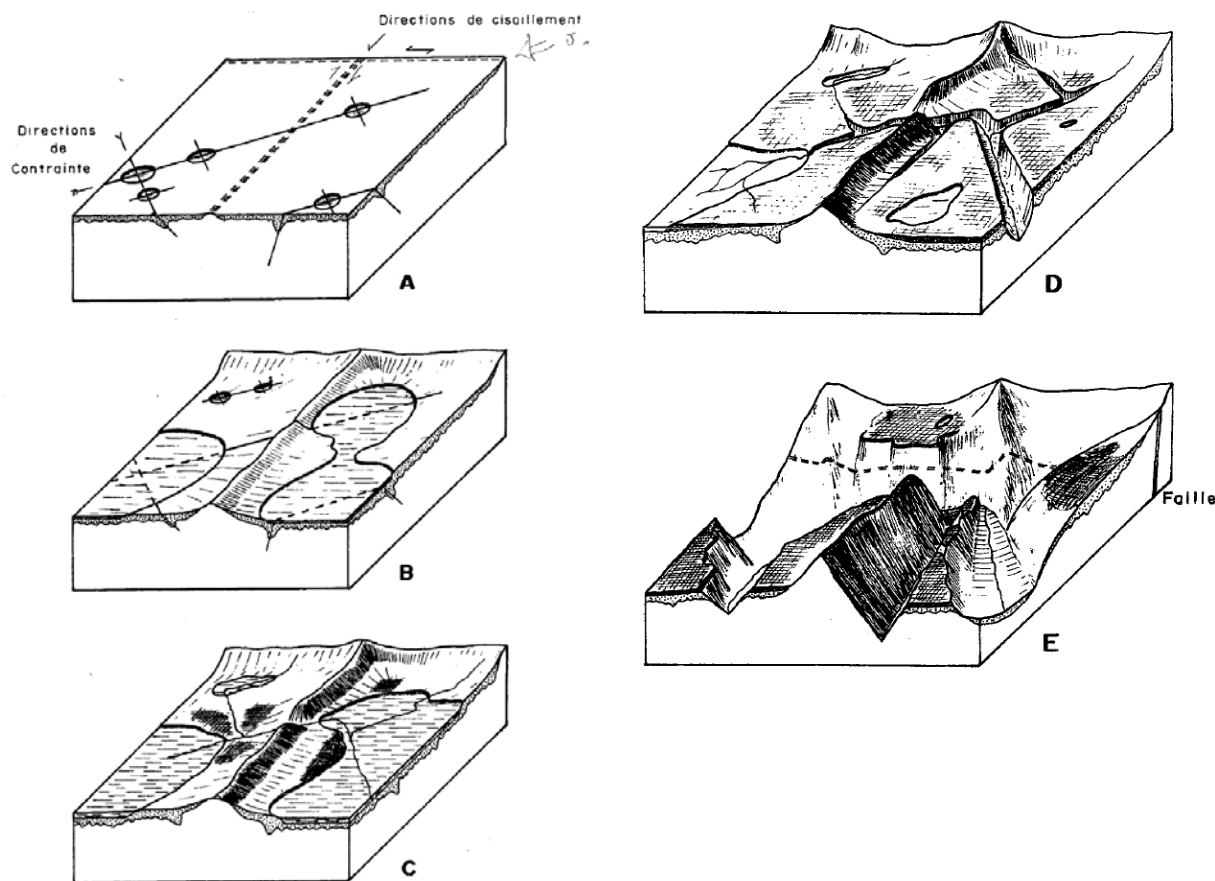


Figure 128 : Evolution du modelé des péridotites selon Trescazes (1973). Phase de karstification : A) Apparition de dolines, B) Coalescence des dolines en poljé, C) Sédimentation en bassins fermés, captures. Phase de démantèlement du karst (surrection) : D) Entaille des rivières, cuirassement, E) Dissection des versants, dépôts de piedmont.

Cette altération, sous des conditions géomorphologiques et climatiques qui restent mal contraintes, est liée au caractère soluble des péridotites face à l'altération supergène. Si, Mg sont rapidement évacués du profil d'altération ne laissant qu'un résidu ferrugineux insoluble. L'évacuation de ces éléments solubles est facilitée par l'existence, à différentes échelles, de zone de drains principaux tels que les failles contemporaines de l'obduction de la nappe de péridotite et de son histoire tectonique post-obduction (cf. Partie 2). Cette conductivité hydraulique non-homogène se traduit par des soutirages localisés et des effondrements plus ou moins arrondis similaires aux dolines des environnements carbonatés (Fig. 128a).

La poursuite de l'altération conduit à la coalescence des dolines en poljés et le déplacement des produits résiduels ferrugineux des zones hautes vers les bassins en voie de formation (Fig. 128b). Des cloisons, correspondant à des zones moins altérées, commencent à s'individualiser entre les bassins. Un réseau hydrographique sommaire, guidé par les failles, commence à se former mais les circulations souterraines restent dominantes (Fig. 128b).

5.2.2. DÉMANTÈLEMENT DU KARST

Le soulèvement tectonique de la Grande Terre au cours du Plio-Quaternaire a provoqué un enfoncement du réseau hydrographique conduisant à la formation de ravins à versants très raides. Un cuirassement généralisé apparaît en réponse à cette modification brutale du drainage et à une aération des produits résiduels. Les plaines marécageuses de fond de bassins évoluent en glacis indurés entaillés par les rivières et sont parsemés de dolines dont la formation est favorisée par les circulations sous les niveaux cuirassés. L'essentiel du modelé est encore très aplani et seulement dominé par de petits reliefs résiduels (Fig. 128d).

Dans les zones de montagnes, où le soulèvement et l'incision par le réseau hydrographique se sont prolongés, ce sont les plateaux cuirassés qui constituent les points hauts du paysage par un processus d'inversion de relief (Fig. 128e). Dans ces zones, l'érosion mécanique domine l'altération chimique, l'essentiel du paysage est représenté par des versants à fortes pentes où l'épaisseur des altérites est très limitée. La poursuite du soulèvement conduit à un rétrécissement de la surface des plateaux qui évoluent souvent en croupes convexes.

Les périodes de stabilité au cours du soulèvement général s'accompagnent de l'accumulation dans les nouvelles zones basses des produits de démantèlement de la pénéplaine ou surface I sous forme de dépôts de piedmont, d'épisodes de cuirassement qui définissent de nouvelle surface d'altitude inférieure à celle de la pénéplaine. Au cours des 30 Ma d'évolution tectonique et d'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie, au moins quatre surfaces d'altération principales se sont ainsi formées et s'étagent entre 0 et 1 600 d'altitude. D'autres surfaces d'altération généralement identifiées sur les formations de soubassement des massifs de péridotites sont décrites par Chevillote et al. (2006).

5.3. CRITERES DE RECONNAISSANCE DES PROCESSUS DE KARSTIFICATION

L'empreinte des processus karstiques est décrite sur l'ensemble des sites miniers. Les phénomènes les plus visibles sont les dolines, les avens, tandis que les résurgences et les pertes suggèrent l'existence en profondeur d'un réseau de conduits où les écoulements fluides sont facilités. A l'échelle régionale, l'existence de sommets acérés, de formes concaves semi-circulaires, délimitant de vastes cirques est symptomatique d'un modelé lié aux processus karstiques.

En fait le système karstique peut être divisé en trois composantes (Fig. 129):

- L'exokarst : cette zone comprend toutes les structures se développant à la surface d'un paysage karstique (dolines, avens, pertes, résurgences) ;
- L'épikarst : zone où les phénomènes de dissolution élargissent les fractures et les cavités qui 'étagent depuis la surface (exokarst) jusqu'à plus de 30 m de profondeur dans l'endokarst. Cette zone permet à l'eau, l'air et les sédiments d'être transféré depuis la surface vers la profondeur ;
- L'endokarst : cette zone correspond à la partie la plus profonde du système karstique et inclue des cavités, des conduits plus ou moins développés.

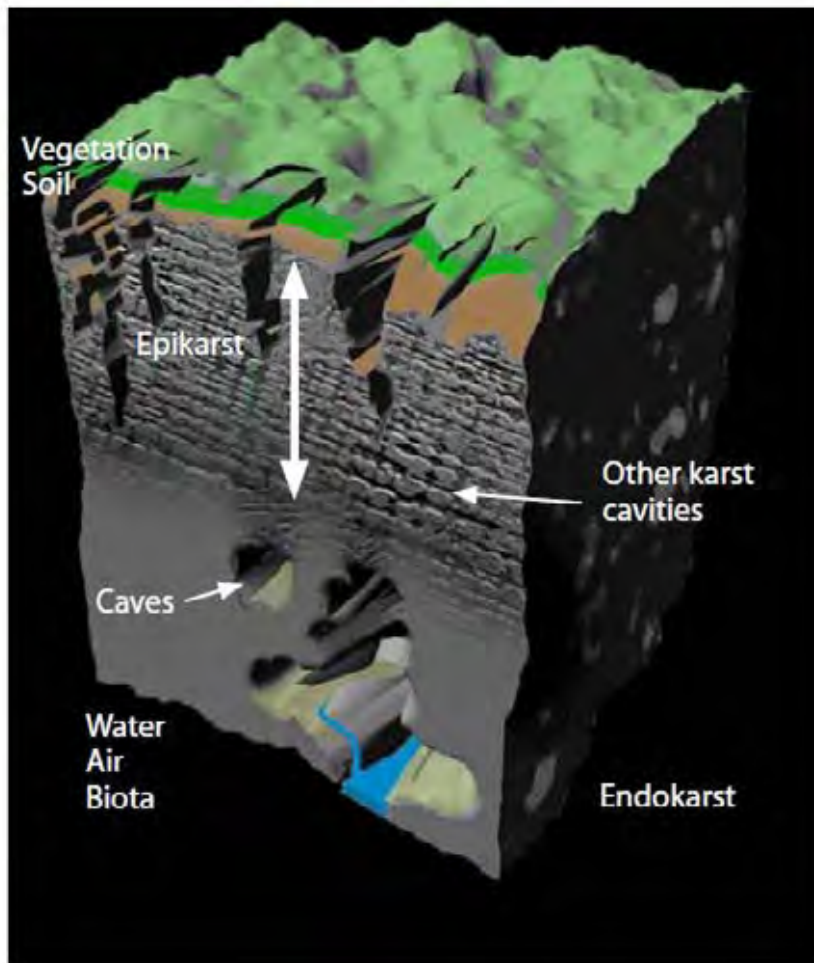


Figure 129 : Relations entre épikarst et endokarst. L'exokarst est représenté par la surface du paysage karstique.

5.3.1. L'EXOKARST

Les dolines sont les manifestations les plus visibles des processus karstiques affectant les péridotites. Elles sont décrites sur l'ensemble des massifs de Nouvelle-Calédonie. Elles sont de taille et de profondeur variables, généralement concentriques, avec ou sans exutoire visible.

Elles sont fréquemment décrites comme se développant à l'intersection entre deux directions principales de failles et elles jalonnent généralement les principales directions structurales.

Sur le plateau de Goro, plusieurs types de dolines sont observés :

- Dépressions circulaires de quelques mètres de diamètre se développant dans la cuirasse, des stagnations d'eau pérennes ou non, avec développement d'une végétation de type marécageux y sont observés ;
- Dépressions circulaires de plusieurs mètres de diamètre se matérialisant par un effondrement de la cuirasse suggérant des phénomènes de sous-tirage importants en profondeur (Fig. 130 & 131) ;

- Des dépressions de plusieurs centaines de mètres de diamètres, profondes (>10 m), formant des lacs de dolines permanents ou temporaires comme le « Trou du Tahitien ». Cette structure de 32 m de profondeur, 712 000 m³, 400 m d'extension en Est-Ouest, 300 m d'extension en Nord-Sud est envahie par les eaux en milieu d'année mais a pu être observée complètement vide en décembre 2010 (Fig. 132 & 133). Les produits d'altérations les plus meubles (latérites rouges et jaunes) ont été évacués et des blocs épars de cuirasse tapissent les flancs et le fonds de la dépression où ils reposent directement sur le bedrock. Ce dernier montre des évidences de dissolution et un exutoire peut être observé.

Sur les massifs de Nakéty (Chantier le plateau) et du Koniambo (chantier Trazy), les dolines s'expriment sous la forme d'une large dépression circulaire bordée de reliefs résiduels (fig. 134 & 135). En période de forte pluviométrie, des stagnations d'eau y sont observées mais on observe rarement de stagnations pérennes. Ces systèmes rappellent les structures observées au niveau du bedrock (sous les profils latéritiques) avec développement de cloisons et sillons ou alvéoles d'altération. Ces structures développées initialement en profondeur sont vraisemblablement portées à la surface par inversion de relief liée à la surrection générale de la Nouvelle-Calédonie. Les reliefs résiduels qui bordent ces dépressions sont caractérisés par un profil d'altération très réduit avec un niveau peu épais d'altérites reposant directement sur la saprolite. Le centre des structures est caractérisé par un profil d'altération plus épais en cours de prospection sur les chantiers de Nakéty et de Trazy, qui se biseaute à l'approche des reliefs bordiers. Une coupe à travers une doline sur le site de Poro met en évidence la faible épaisseur du profil sur les bordures de la doline, l'entraînement vers le bas des altérites à la faveur de structures ouvertes, des évidences de resédimentation des produits ferrugineux au cœur de la structure (Fig. 136 et 137).

5.3.2. L'ENDOKARST

Comme décrit plus avant, le site de Goro est caractérisé par des bassins ou alvéoles de larges dimensions, fermés ou non, séparés par des crêtes acérées. Ces bassins ont longtemps été considérés comme des systèmes indépendants en particulier en ce qui concerne le réseau hydrographique. Les travaux de traçage des circulations fluides réalisés sur la zone de Goro ont montré qu'il en est rien. Si la péridotite saine présente une conductivité hydraulique très faible, des écoulements sont néanmoins possibles à la faveur d'un réseau de failles au niveau de l'endokarst ou karst inférieur de Genna et al. (2005a & b). Des écoulements d'eau souterraine, depuis des bassins versants fermés topographiquement vers des bassins adjacents en passant sous les crêtes ou reliefs résiduels) ont été observés (Projet Goro Nickel, 2007).



Figure 130 : Effondrement de la cuirasse sur le site de Goro.



Figure 131 : Effondrement de la cuirasse sur le site de Goro.



Figure 132 : Trou du Tahitien (Mine de Goro, Massif du Sud) en Juin 2010.



Figure 133 : Trou du Tahitien (Plateau de Goro, Massif du Sud) en décembre 2010.



Figure 134 : Fond de doline sur le chantier Trazy (Massif du Koniambo).



Figure 135 : Large doline sur le chantier Plateau du site de Nakéty SMT.

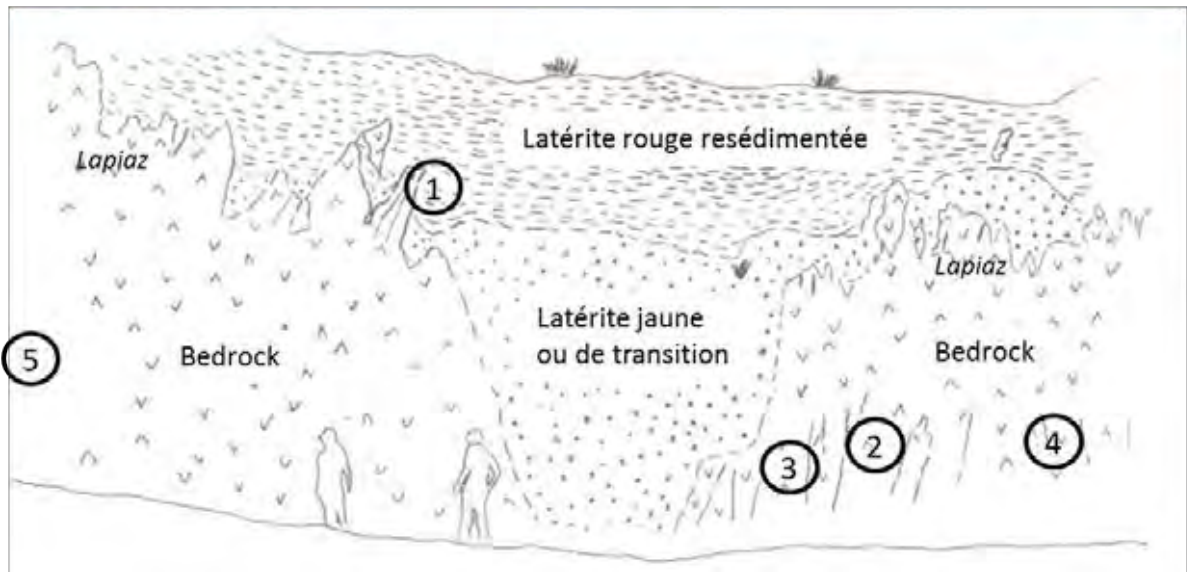


Figure 136 : Photographie et coupe interprétative à travers une doline (Massif de Poro).
Les chiffres correspondent à la localisation des photos de la figure suivante.

Des lapiez comparables à ceux développés en terrains carbonatés ont été localement observés sur les sites de Poro et du Koniambo (Fig. 137 & 138). Ils correspondent à la base du profil d'altération portée à l'affleurement et dégagée des altérites.

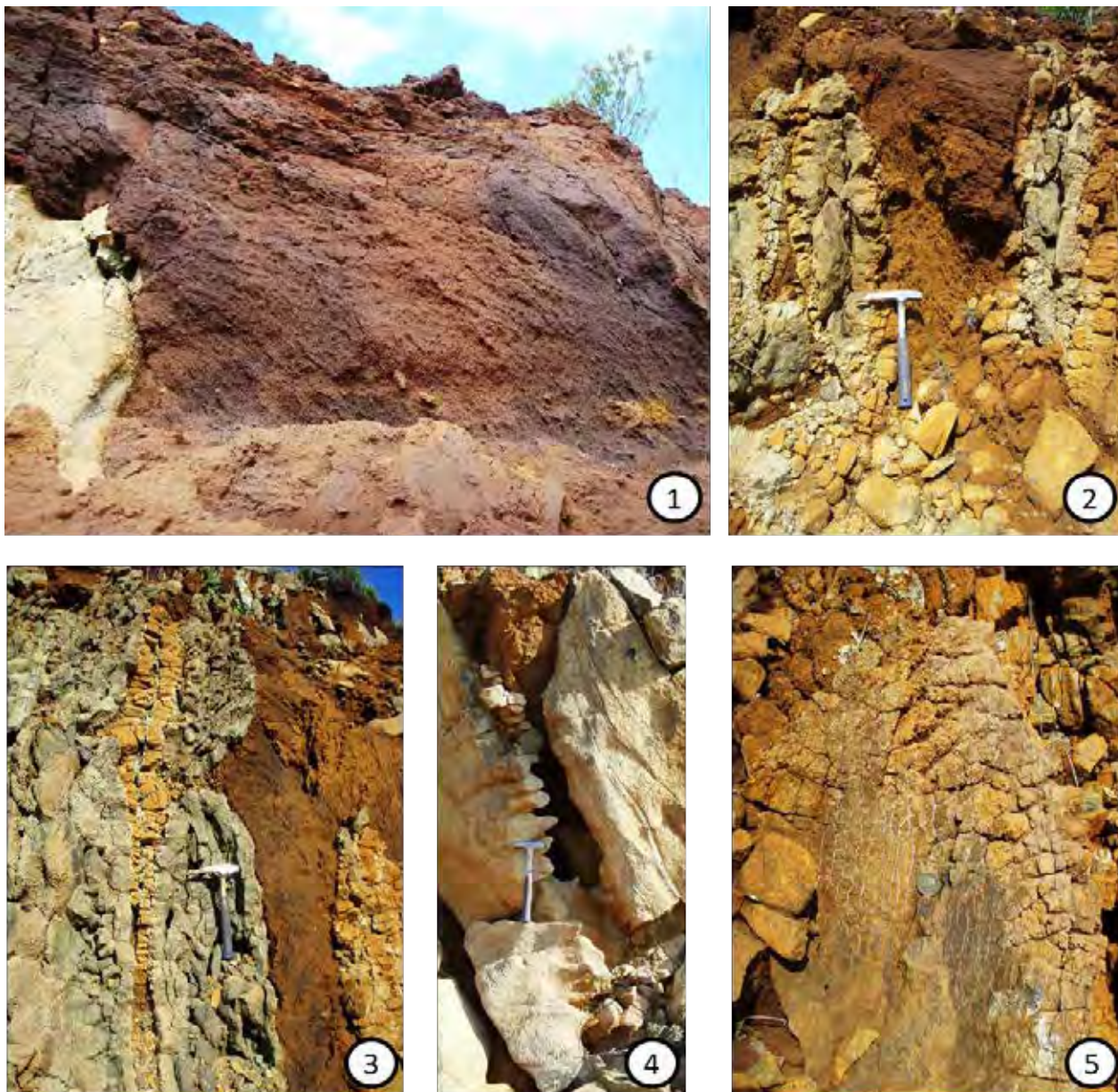


Figure 137 : Détail des figures d'altération observées au sein d'une doline (cf. figure précédente pour la localisation des photographies). 1 : Cuirasse montrant des figures de resédimentation. 2 : Entraînement des altérites dans une fracture du bedrock. 3 : Bedrock saprolitisé le long d'une fissure et entraînement des altérites dans une structure ouverte dans le bedrock de même orientation que la fissure. 4 : Figure de dissolution du bedrock. 5 : Figure de saprolitisation du bedrock.



Figure 138 : Lapiaz sur péridotite sur le massif du Koniambo (Photo A. Genna, dans Genna et al., 2005b).

5.4. COMPARAISON ENTRE GISEMENTS DE MONTAGNE ET DE PLAINE

Les dolines observées sur le site de Goro, en domaine de bassin, ne sont pas bordées de reliefs résiduels identiques à ceux observés sur les massifs situés en altitude. Sur le site de Goro, les dolines les plus développés montrent une dynamique caractérisée par un élargissement essentiellement horizontal guidé par les directions structurales à l'origine de ces dépressions. Les aquifères profonds, composés de la zone de transition et de la saprolite, et de socle, au niveau du bedrock, sont localement actifs (ex. : Trou du Tahitien) et permettent l'évacuation des altérites lors des périodes de vidange de ces dépressions. Il en résulte une mise à nu du bedrock qui affleure dans le fond des cavités. Ce réseau souterrain peut être colmaté par les altérites et donner naissance à des lacs de dolines.

Nous ne disposons pas de données hydrologiques similaires à celles de Goro pour les autres massifs de péridotite de Nouvelle-Calédonie. Sur les sites visités, la morphologie en entonnoirs des dolines est facilement reconnaissable. Cette morphologie indique qu'à un moment donné de son histoire, des sous-tirages ont eu lieu avec une évacuation des altérites en profondeur dans un réseau de conduits probablement identiques à ceux identifiés sur le site de Goro. Sur les massifs de Nakéty, du Boulinda, de Poro, ces dépressions plus ou moins fermées sont comblées par des altérites en cours d'exploration ou d'exploitation. Aucune évidence n'a été trouvée permettant d'affirmer que ces dolines sont encore actives. Il semble plus probable qu'ils s'agissent de témoins plus ou moins fossilisés de systèmes ayant fonctionné depuis la mise en place de la nappe de péridotite et au cours d'une partie au moins des épisodes de surrection successifs. L'évolution actuelle des profils d'altération préservés au cœur de ces alvéoles est

difficile à imaginer, à la fois en ce qui concerne les dépôts éventuels de matériaux meubles qu'au niveau de l'évolution de leurs teneurs en Ni et Co. Des dépôts récents provenant de l'altération mécanique des reliefs bordiers sont visibles mais seul l'examen de sondages réalisés sur ces différentes structures et des bilans hydrogéochimiques permettrait de comprendre leur fonctionnement.

5.5. KARST ET DISTRIBUTION DES TENEURS EN NI ET CO

Nous ne disposons pas de données de terrain et de sondages suffisantes pour étudier l'influence des processus karstiques sur les caractéristiques des latérites jaunes et sur la distribution des teneurs en Ni et Co.

A l'échelle régionale, il est à présent établi que les processus karstiques ont permis l'individualisation d'alvéoles d'altération de dimensions variables et plus ou moins puissantes. Au cours du soulèvement générale de la Nouvelle-Calédonie, certaines de ces alvéoles ont été partiellement ou totalement détruites. Seule la partie Sud du Massif du Sud semble avoir été préservée de cette évolution d'où l'existence de vastes alvéoles d'altération caractérisées par un profil d'altération généralement épais.

Des alvéoles de dimensions moindres ont été localement préservées sur les massifs aujourd'hui situés en altitude (massifs de la côte Ouest et du Nord du Massif du Sud). Des profils d'altération localement puissants y sont rencontrés comme par exemple sur les chantiers Trazy et Manguen (Massif du Koniambo).

A partir des données géochimiques dont nous disposons sur les massifs du Koniambo et de Goro, des essais de caractérisation des teneurs en Ni et Co au voisinage des structures karstiques ont été réalisées.

5.5.1. CHANTIER TRAZY (MASSIF DU KONIAMBO)

Sur le chantier Trazy, des sondages à maille relativement large encadrent une zone de doline représentée sur la figure 139. En période de pluie, cette dépression peu profonde se remplit d'eau qui s'infiltre progressivement dans le sol. Lors de la mission de décembre 2011, cette doline était à sec.

Afin d'étudier l'influence de cette structure sur la distribution des teneurs en Ni et Co dans les latérites, deux zones ont été sélectionnées. La première est composée de quatre sondages situés dans un rayon d'environ 55 m du centre de la doline. La seconde comprend onze sondages forés dans un rayon de 165 m du centre de la doline. Les résultats des teneurs moyennes en Ni, Co et éléments majeurs dans ces deux zones sont regroupés dans le tableau 11.

La zone 1 et la zone 2 montrent des teneurs moyennes en Ni et Co tout à fait comparables entre elles à celles observées sur la totalité des sondages du chantier Trazy. Ce résultat suggère qu'il n'y a vraisemblablement pas d'effet majeur de la présence d'une structure drainante comme une doline sur la distribution des teneurs en Ni et Co, en tout cas dans un rayon de 55 m du cœur de cette structure. A l'échelle des sondages, on observe une augmentation classique des teneurs en Ni et Co du haut vers la base de l'horizon de latérite jaune.

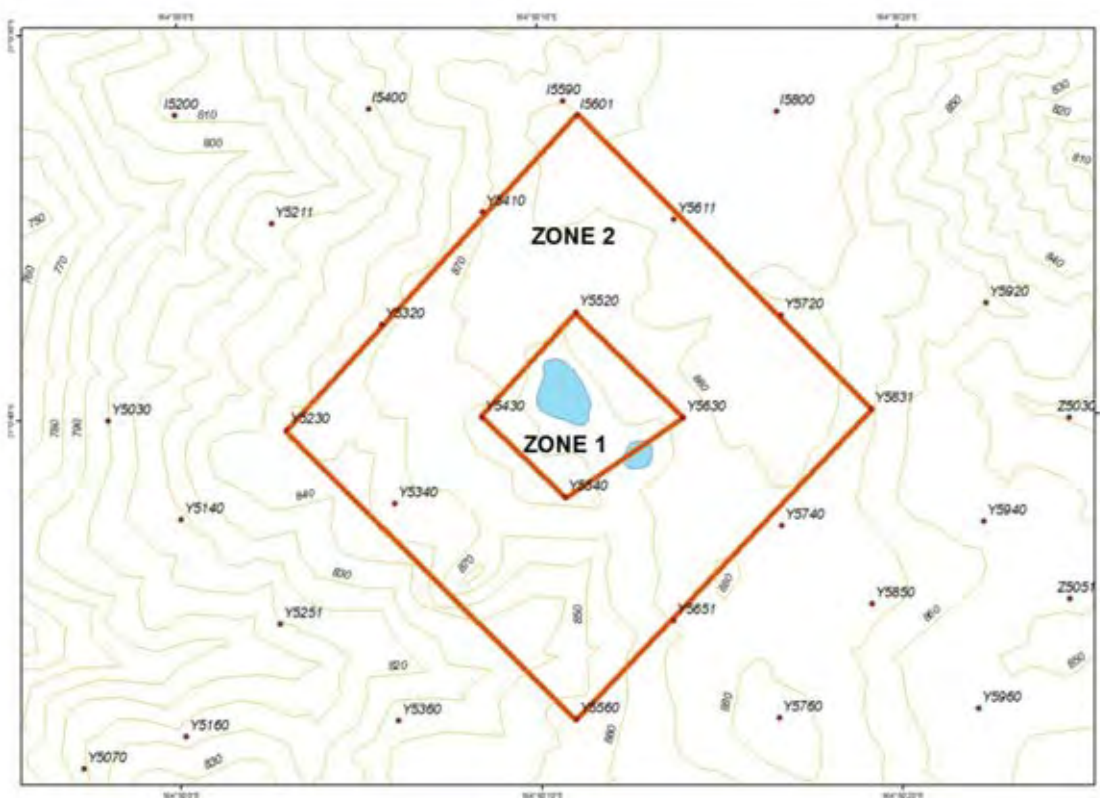


Figure 139 : Localisation des sondages sélectionnés pour étudier les variations de teneurs en Ni et Co au voisinage d'une doline sur le chantier Trazy (Massif du Koniambo).

			Épaisseur (m)	Fe2O3 (%)	MgO (%)	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Ni (%)	Co (%)
Zone 1 (4 forages)	LATR		7,25	72	0,62	1,52	7,21	0,92	0,05
	LATJ		12	68,83	0,84	2,74	7,01	1,4	0,17
Zone 2 (11 forages)	LATR		10,8	73,44	0,58	1,4	6,4	0,62	0,03
	LATJ		17,2	69,6	0,83	3,53	6,14	1,3	0,17
Trazy	LATR	Moyenne générale sur 424 échantillons		65,65	2,77	8,89	5,21	1,16	0,08
	LATJ	Moyenne générale sur 1710 échantillons		68,43	1,26	6,01	5,29	1,30	0,19

Tableau 11 : Caractéristiques géochimiques moyennes des échantillons de latérite rouge et jaune des sondages encadrant une doline sur le chantier Trazy (Massif du Koniambo). La géochimie moyenne des mêmes horizons d'altération des sondages de l'ensemble du chantier est présentée dans le bas du tableau.

5.5.2. CHANTIER EXERCICE MINIER (GORO)

Aucune doline n'est signalée sur le site Exercice Minier (Goro). Cependant, les zones d'approfondissement du bedrock (sillons) peuvent être assimilées à des zones drainantes assez comparables en termes de fonctionnement hydrologique aux structures de type doline.

Des coupes N-S, E-W, orientées selon les deux directions structurales majeures (N40 et N120) ont été réalisées sur ce chantier et les teneurs en Ni de chaque passe minéralisée ont été codées (Fig. 140). Sur ces coupes, on n'observe pas de règle de distribution des teneurs en Ni par rapport aux zones d'approfondissement du bedrock. Les latérites jaunes situées à l'aplomb de ces zones peuvent être riches ou pauvres en Ni comme dans les zones sans approfondissement marqué du bedrock.

5.5.3. DISCUSSION

Plusieurs types de structures karstiques ont été identifiés sur les différents sites visités, depuis des structures de taille limitée, se matérialisant simplement par des effondrements au niveau de la cuirasse, jusqu'à des structures de grande dimension dont le lien avec les accidents drainants dans la péridotite permet une évacuation quasi complète des produits d'altération du profil (exemple du « Trou du Tahitien »). Les structures observées sur le site de Nakéty sont caractérisées par de vastes structures en entonnoir bordées de reliefs à altération réduite. Ces structures agissent vraisemblablement comme des zones d'accumulation des produits d'altération en provenance des reliefs bordiers. L'absence d'évidences de liaison avec un réseau de conduits permettant l'évacuation en profondeur de ces produits suggère que de fortes accumulations d'altérites peuvent y être rencontrées.

Le fonctionnement hydraulique de ces structures peut être comparé aux données existantes sur les dolines en milieu carbonaté (e.g. Williams, 1983). Même si, à la maille de sondage considéré, il ne semble pas apparaître de doline en surface, il semble établi que les sillons ou alvéoles correspondent à des zones où le drainage des fluides en profondeur est particulièrement important contrairement aux « points hauts » ou cloisons, où le cheminement vertical des fluides est limité. Autour de ces zones de drainage majeur, le niveau de l'eau est abaissé créant un schéma similaire à celui du rabattement de la nappe phréatique autour d'un puits de forage (Fig. 141).

A l'échelle d'un chantier, cette hétérogénéité de la conductivité hydraulique, avec des eaux de surface fortement chenalisées vers ces exutoires, se traduit par de fortes irrégularités de l'altération du bedrock très similaires à celles observées à la base des profils latéritiques des massifs de péridotites (Fig. 142). Dans les zones de drains majeurs, l'intensité des circulations avec un renouvellement régulier des solutions altérantes est favorable à une altération intense de la roche mère et vraisemblablement des horizons d'altération sus-jacents où Si, Mg, et Ni sont susceptibles d'être rapidement évacués. Les latérites localisées au-dessus de ces zones devraient logiquement être pauvres en Ni. De part et d'autre des structures drainantes, où la conductivité hydraulique est moindre, l'altération du bedrock et l'évacuation des éléments chimiques et en particulier Ni sont nécessairement plus limitées. Malheureusement, les données en notre possession ne permettent pas de comprendre l'influence des structures karstiques sur la distribution des teneurs en Ni et en Co et de proposer un modèle définitif.

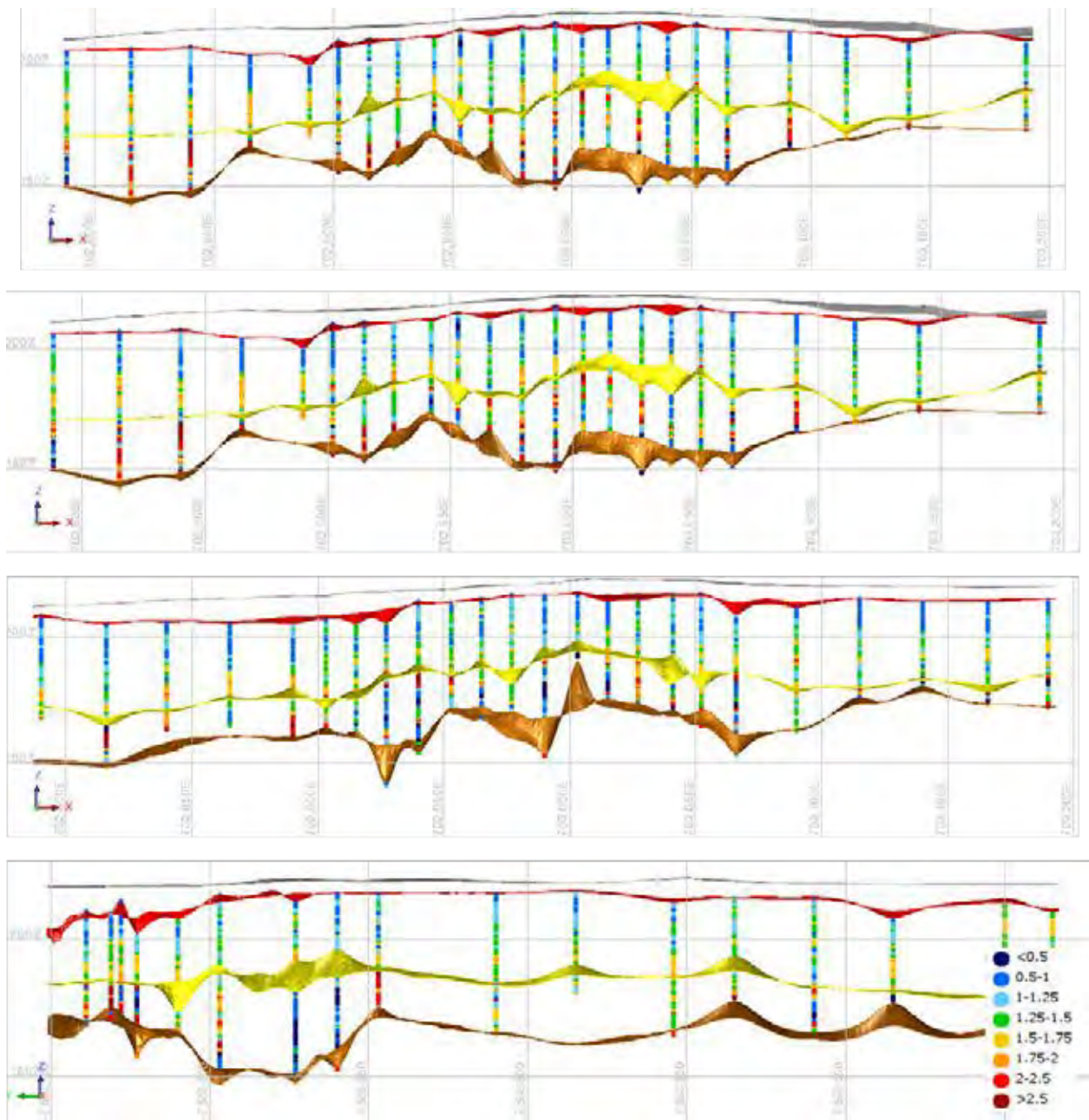


Figure 140 : Coupes Ouest-Est de distribution des teneurs en Ni dans la latérite jaune (horizon dont le toit est figuré en rouge et le mur en jaune), la saprolite et l'horizon de transition, le toit du bedrock étant matérialisé en brun).

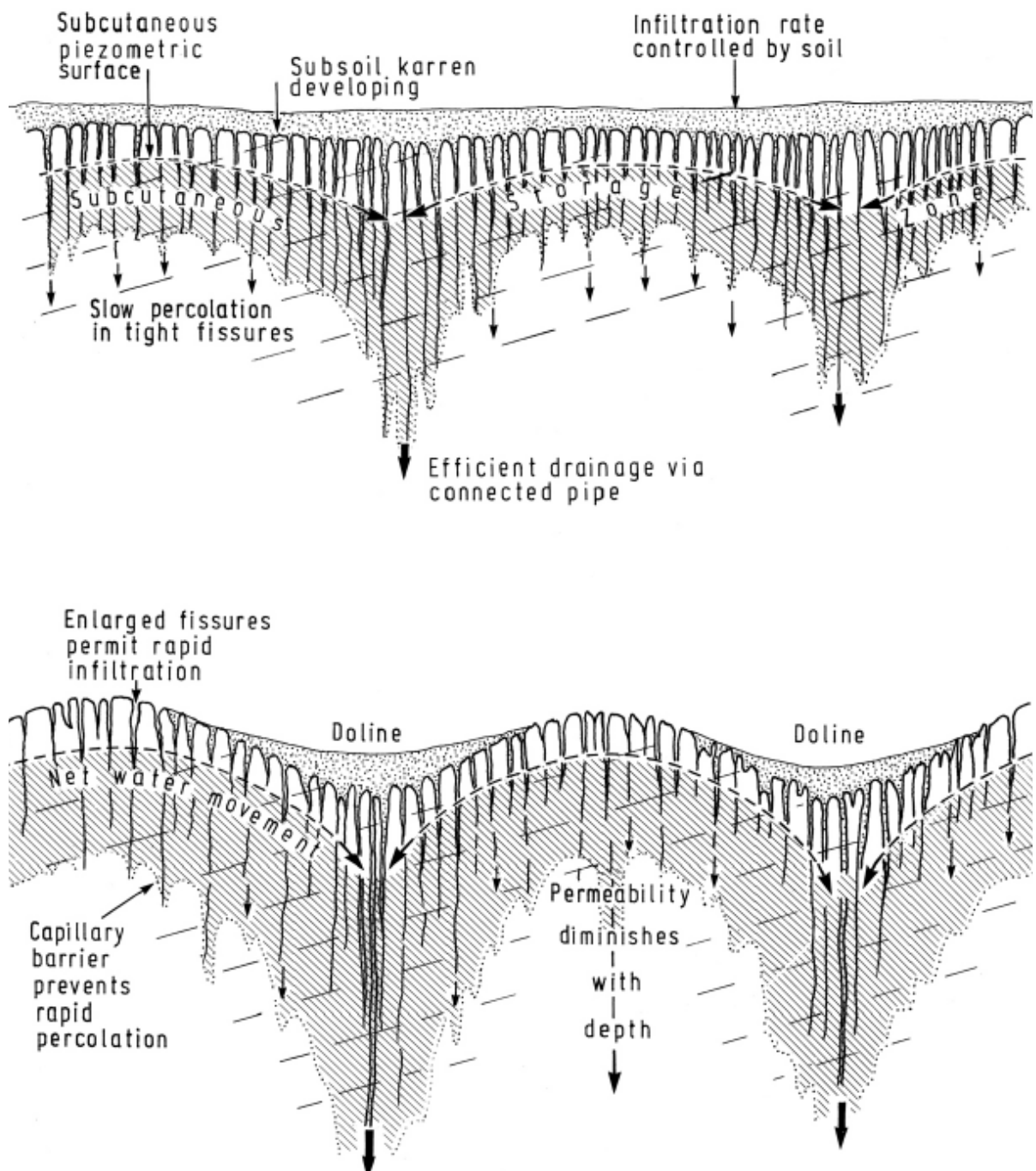
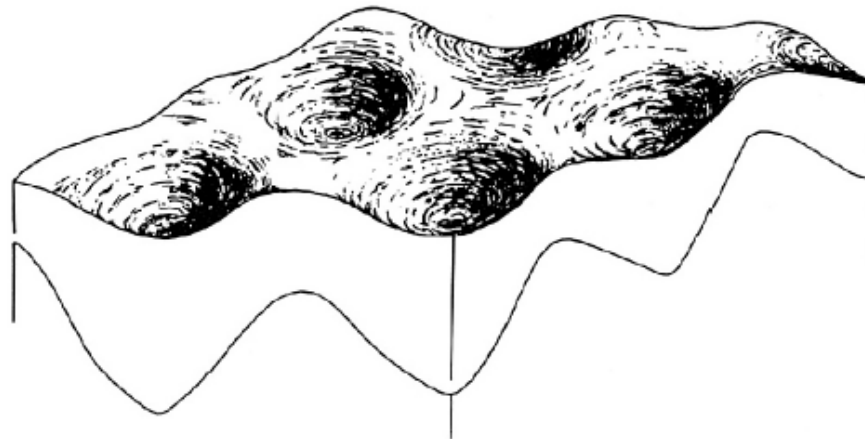
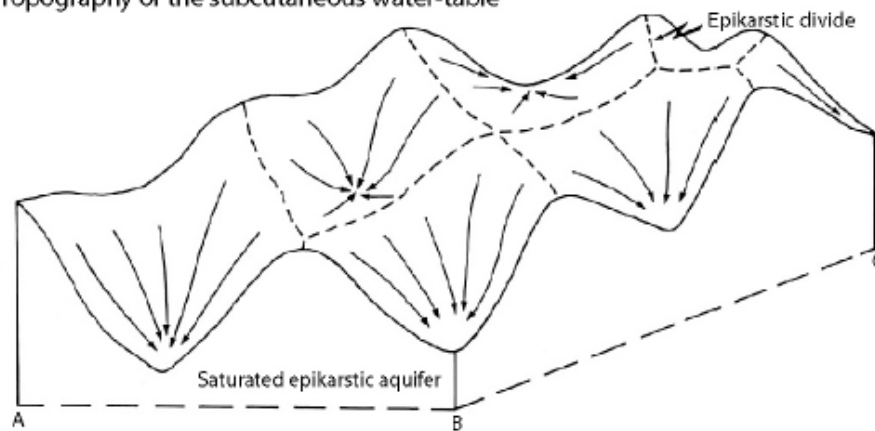


Figure 141 : Schéma de formation des dolines d'après Williams (1983). L'eau stockée dans la zone subcutanée constitue un aquifère épikarstique perché au-dessus d'une zone faiblement perméable. Les dolines s'expriment en raison de la focalisation des circulations le long de drains majeurs.

(a) Surface doline topography



(b) Topography of the subcutaneous water-table



(c) Vertical hydraulic conductivity (m/day)

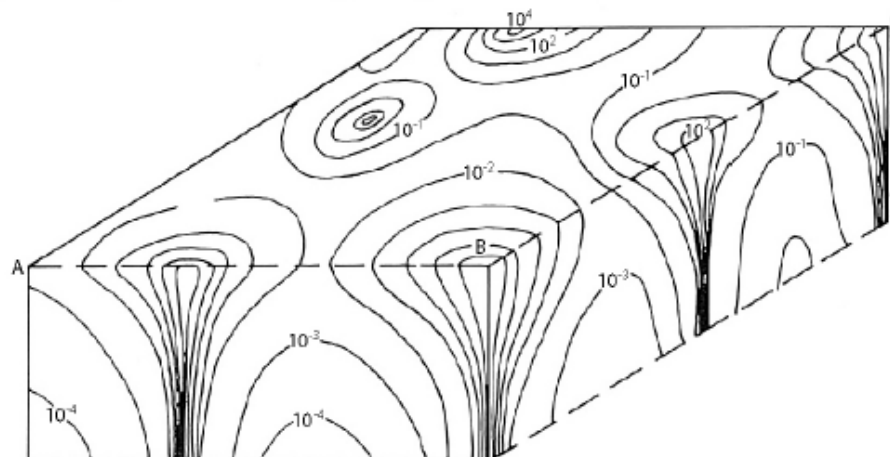


Figure 142 : Schéma de la conductivité hydraulique à l'aplomb des dolines (d'après Williams, 1985). Ce schéma est tout à fait applicable aux circulations fluides à l'interface entre le bedrock et les horizons d'altération. a) Les « points-bas » ou sillons ou alvéoles d'altération, parfois exprimés en surface par la présence de dolines sont le siège d'un drainage centripète des solutions. b) Sous la surface, le niveau phréatique « sous-cutané » souligne la surface supérieure de l'aquifère épikarstique et montre des zones

préférentielles de drainage. c) Les zones de drainage majeur sont des zones à forte conductivité hydraulique.

6. MINÉRALOGIE DES PORTEURS DE NI ET CO

6.1. INTRODUCTION

Cette tâche comportait deux principales activités, la première concernant la caractérisation par analyse in situ par spectroscopie hyperspectrale en réflexion sur carottes et front de taille afin d'établir une première typologie des profils d'altération et des minerais latéritiques associés, en 2D et d'orienter la sélection des zones à échantillonner pour les études minéralogiques et géochimiques, la seconde concernant plus particulièrement la caractérisation pétrographique, minéralogique et géochimique fine d'échantillons choisis (sur carottes de forages miniers, front de taille) dans les horizons de saprolites jaunes de différents gisements sélectionnés.

Pour des raisons d'organisation, les caractérisations par spectroscopie de réflectance n'ont pas été réalisées in-situ sur carotte et front de taille mais au CSIRO en Australie sur les échantillons collectés sur le terrain qui ont ensuite été caractérisés pétrographiquement et géochimiquement au CEREGE. Cette technique de caractérisation n'a donc pas été utilisée pour la sélection des échantillons.

6.2. CARACTÉRISATION PAR SPECTROSCOPIE HYPERSPECTRALE

Trois types de spectromètre ont été utilisés par le CSIRO :

- Spectromètre FieldSpec Pro permettant l'acquisition de deux spectres de réflectance dans la gamme 400-2500 nm, selon deux directions. Ces deux spectres sont ensuite recombinaés pour délivrer un spectre moyen par échantillon ;
- le « HyLogging™ » scanning système, développé par le CSIRO qui combine un spectromètre FieldSpec Pro et une caméra digitale haute résolution. Les échantillons sont placés sur une platine motorisée permettant un scan automatisé des échantillons tous les 10 mm ;
- Une caméra hyperspectrale HySpec de Neo (Norsk Elektro Optikk A/S) qui collecte une image hyperspectrale de l'échantillon avec deux dimensions spatiales et une dimension spectrale.

La méthode statistique des moindres carrés (PLS méthode) a été utilisée pour modéliser la relation linéaire entre un ensemble de spectres et un ensemble de mesures scalaires. Disposant d'un spectre et de la teneur géochimique en un élément sur le même échantillon, il est possible par cette méthode de vérifier l'existence d'une relation entre le spectre et la teneur en un élément donné. Disposant d'un set de données suffisant d'échantillons représentatifs des différents assemblages minéralogiques d'un chantier et de leur caractérisation géochimique, il devient possible à partir d'un spectre acquis sur un échantillon de déterminer sa teneur en un élément donné, Ni par exemple, par comparaison avec le set de données de référence.

La comparaison des mesures réalisées par méthode géostatistique (PLS) et les mesures géochimiques classiques par ICP-MS montrent que les corrélations sont de relativement bonne qualité avec des coefficients de corrélation r^2 variant de 0.8 pour Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 , 0.7 pour Ni et 0.6 pour Cr_2O_3 (Fig. 143).

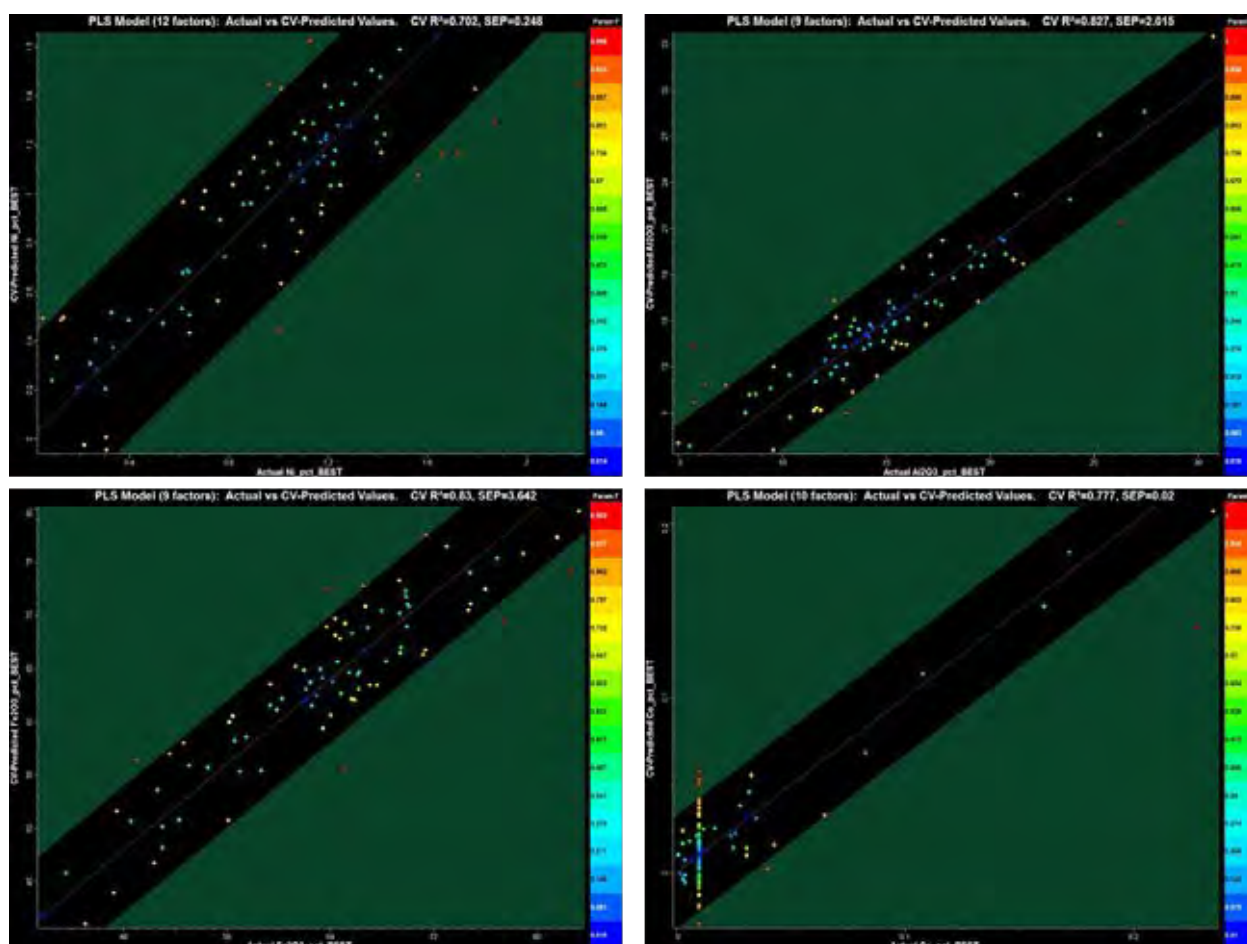


Figure 143 : Comparaison des teneurs en Ni, Al_2O_3 , Fe_2O_3 et Co obtenues par analyses géochimiques et estimation par la méthode statistique des moindres carrés.

Il est donc possible de caractériser la composition minéralogique des échantillons de latérite jaune et d'estimer leur teneurs en Ni et Co à partir des mesures hyperspectrales. Cette technique utilisée en laboratoire dans cette étude a été appliquée directement sur les fronts de taille du massif du Koniambo par Yang et al. (2013).

Le minerai nickélicifère résultant de l'altération supergène des roches ultramafiques est caractérisé par une forte variabilité minéralogique et chimique aussi bien latéralement que verticalement (Fig. 144). Pour être efficace, le traitement métallurgique (pyro et hydrométallurgique) requière un minerai de composition constante d'où la nécessité, avant traitement, de contraindre la chimie du minerai par des mélanges. La composition chimique et minéralogique de chaque bloc minéralisé doit être déterminée avant extraction afin de pouvoir composer un mélange de composition constante. Cette étape est longue et coûteuse. Elle

nécessite de nombreux sondages (compte-tenu de la forte variabilité du minerai) qu'il s'agira de logger, de nombreuses analyses chimiques. L'idée était donc de tester la spectrométrie de réflectance in-situ, directement sur front de taille, de façon à cartographier minéralogiquement et chimiquement la qualité du minerai en technique alternative aux sondages et analyses géochimiques conventionnelles.

Les travaux réalisés par Yang et al. (2013) montrent que la spectrométrie hyperspectrale peut tout à fait être utilisée pour caractériser minéralogiquement et chimiquement un profil d'altération latéritique directement sur front de taille. Les données obtenues confirment les connaissances acquises par des méthodes traditionnelles :

- une forte variabilité minéralogique et géochimique à l'échelle du front de taille ;
- bien que chaque type de minerai soit défini sur des critères chimiques et texturaux précis, il existe en fait un passage plus ou moins continu entre les saprolites, les horizons de transition et de latérite.

Il apparaît donc très difficile de mettre en place une procédure d'échantillonnage qui permette de refléter précisément la teneur du minerai pour un bloc donné. La composition chimique d'un échantillon n'a de valeur que localement et ne peut être extrapolée au volume d'un bloc à extraire.

6.3. PETROGRAPHIE, MINÉRALOGIE ET GEOCHIMIE DES LATÉRITES JAUNES

L'une des tâches de ce projet concernait la minéralogie des porteurs de Ni et Co dans l'horizon de latérite jaune.

Dans un premier temps, des analyses géochimiques en roche totale ont été réalisées à la fois sur les échantillons de latérite jaune mais également lorsque cela était possible sur les roches saines et les autres horizons du profil. Les échantillons de latérite jaune ont ensuite été caractérisés par diffraction des rayons X (DRX) sur roche totale et sur la fraction argileuse lorsque présente. Des caractérisations plus fines ont ensuite été réalisées au microscope électronique à balayage (MEB) afin d'étudier la distribution des différentes phases à l'échelle de la lame mince. Pour cette première phase de caractérisation, les échantillons provenant des sondages réalisés sur le chantier Vivaneau (Tiébaghi, côte Ouest) et sur le site de Goro (Massif du Sud) ont été sélectionnés.

Dans un second temps, la minéralogie des phases porteuses a été étudiée via des méthodes chimiques d'extraction séquentielle. Le principe de l'extraction séquentielle est d'utiliser successivement une série de réactifs considérés comme spécifiques d'un élément et/ou d'une phase minérale et d'agressivité croissante. L'action de ces réactifs sur les échantillons réduits en poudre (< 50 µm) conduit à la mise en solution des éléments chimiques constitutifs. On répète cette extraction avec un réactif donné jusqu'à épuisement des éléments libérés.

6.3.1. GÉOCHIMIE

La plupart des analyses géochimiques multi-élémentaires (XRF et ICP-AES) ont été faites par un laboratoire d'analyses extérieur (ALS Minerals en Espagne) à l'exception des analyses sur les carottes de Tiébaghi fournies par la compagnie SLN, et des analyses faites sur les échantillons de banquettes de mines (Mines de la côte Est et Mine Fer à Goro) faites au Cerege

(ICP-AES). Les données géochimiques acquises sur ces différents échantillons sont regroupés dans l'Annexe 1. Les principaux résultats des analyses géochimiques sont présentés sous forme de diagrammes triangulaires et binaires d'éléments les plus pertinents pour décrire et suivre les évolutions et les variations géochimiques le long des profils d'altération échantillonnés.

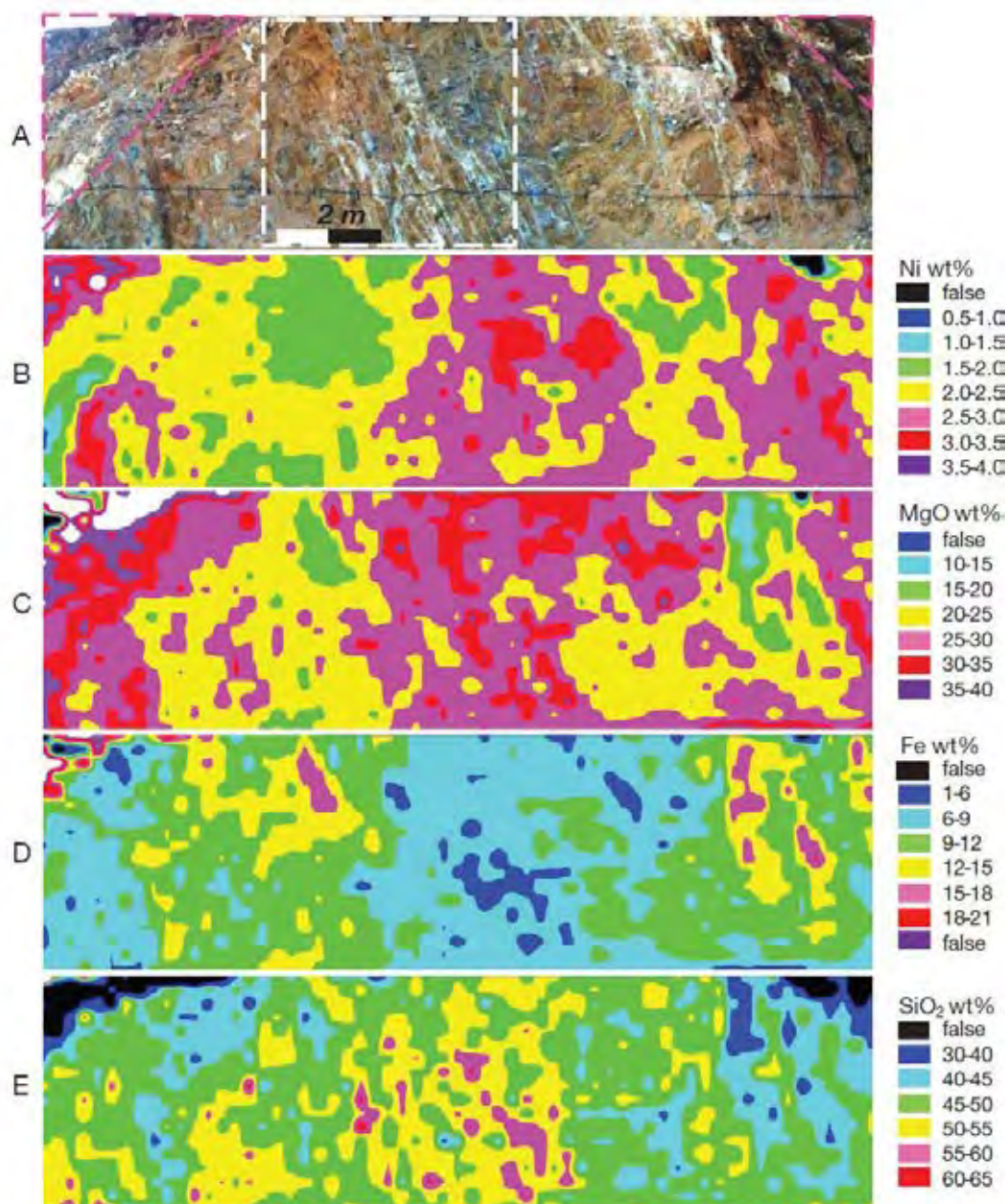


Figure 144 : Variabilité chimique d'un front de taille du massif du Koniambo par spectrométrie de réflectance (Yang et al., 2013).

A l'exception d'un échantillon du sondage C77 (Goro), la plupart des roches échantillonnées (péridotites) ont des rapports Si/Mg proche de la lizardite et de la forstérite (Fig. 145). La plupart des sapolites grossières et/ou de transition les plus riches en Ni ont des rapports Si/Mg

compris entre celui du talc et celui de la lizardite, suggérant que ces minéraux soient les principaux porteurs de Ni (Fig. 145). Des roches saines aux latérites jaunes, latérites rouges (incluant quelques échantillons de cuirasse ferrugineuse), le silicium et le magnésium sont évacués tandis que le fer et le nickel sont enrichis (Fig. 146 & 147). Cela traduit l'altération des minéraux primaires tels que l'olivine (forstérite), les pyroxènes (enstatite), y compris la lizardite et le talc dans la saprolite grossière et/ou de transition, et l'enrichissement progressif en oxyhydroxydes de fer (goethite principalement).

A Goro, les échantillons de dykes de wehrilite recoupant les péridotites ont également été analysés. L'altération des wehrilites s'accompagne d'un enrichissement en fer et en nickel sans que le silicium et le magnésium soient complètement évacués (Fig. 145).

Les saprolites grossières et de transition sont plus riches en Fe et Ni et moins siliceuses à Koniambo qu'à Tiébaghi. La géochimie des saprolites grossières et de transition du forage K845 varie entre un pôle lizardite/talc et un pôle plus siliceux et moins magnésien, mais elles sont un peu plus riches en fer (Figure 145). En revanche, les saprolites grossières et de transition des forages K695 et K844 sont plus magnésiennes et moins siliceuses, la plupart évoluant principalement entre les pôles lizardite et pôle talc (Fig. 145). Ces mêmes échantillons sont aussi plus riches en Ni (Fig. 145).

Les échantillons de latérite jaune sont distribués pour la plupart en dehors du domaine délimité par les axes Fe-talc et Fe-lizardite. Les rapports Fe/10Ni sont relativement constant pour les échantillons prélevés sur les fronts de taille (gisements de la côte Est) mais montrent une plus forte variabilité pour les échantillons de sondage (Goro et Koniambo). Les teneurs en Si et Mg sont également variables, les plus fortes teneurs correspondant aux échantillons de latérite où des reliques des minéraux primaires et/ou secondaires sont encore présents.

Certaines latérites jaunes de Tiébaghi apparaissent aussi relativement siliceuses (K845) évoluant entre un pôle siliceux (proche de la fayalite) et un pôle ferrugineux à Mg constant (Si/Mg et Fe/10Mg constants). Les latérites jaunes des forages K695 et K844 apparaissent cependant plus magnésiennes que celles du forage K845 (Fig. 145) ce qui pourrait être lié à la présence de lizardite partiellement ou non altérée ou de magnésite dans les carottes des forages K695 et K844. Les teneurs en Ni varient beaucoup plus dans les saprolites grossières et transition que dans les latérites jaunes (Fig. 145).

La présence de spinelles révélée par l'analyse DRX, en particulier dans les latérites jaunes, justifie aussi de représenter les analyses chimiques ICP-AES dans un diagramme ternaire Al-Mg-Cr (Fig. 148) et de les comparer avec les analyses de spinelles obtenues par Guillon (1976) dans différentes unités de gisements nickélifères de Nouvelle Calédonie.

Sur les gisements de la côte Est, l'altération des péridotites s'accompagne d'une perte progressive de Mg et d'un enrichissement relatif en Al et Cr dans un rapport Al/Cr quasi constant. Excepté une latérite jaune de Nakéty, les échantillons présentent des rapports Mg/Cr différents de ceux des spinelles qui sont compris entre 0,1 et 0,3. L'ensemble des données projeté dans un diagramme ternaire Ni-Mg-Cr montre une répartition des latérites jaunes dépourvues de Mg le long de l'axe Ni-Cr dans un rapport Ni/Cr ~ 0,4-1,2 (Fig. 148).

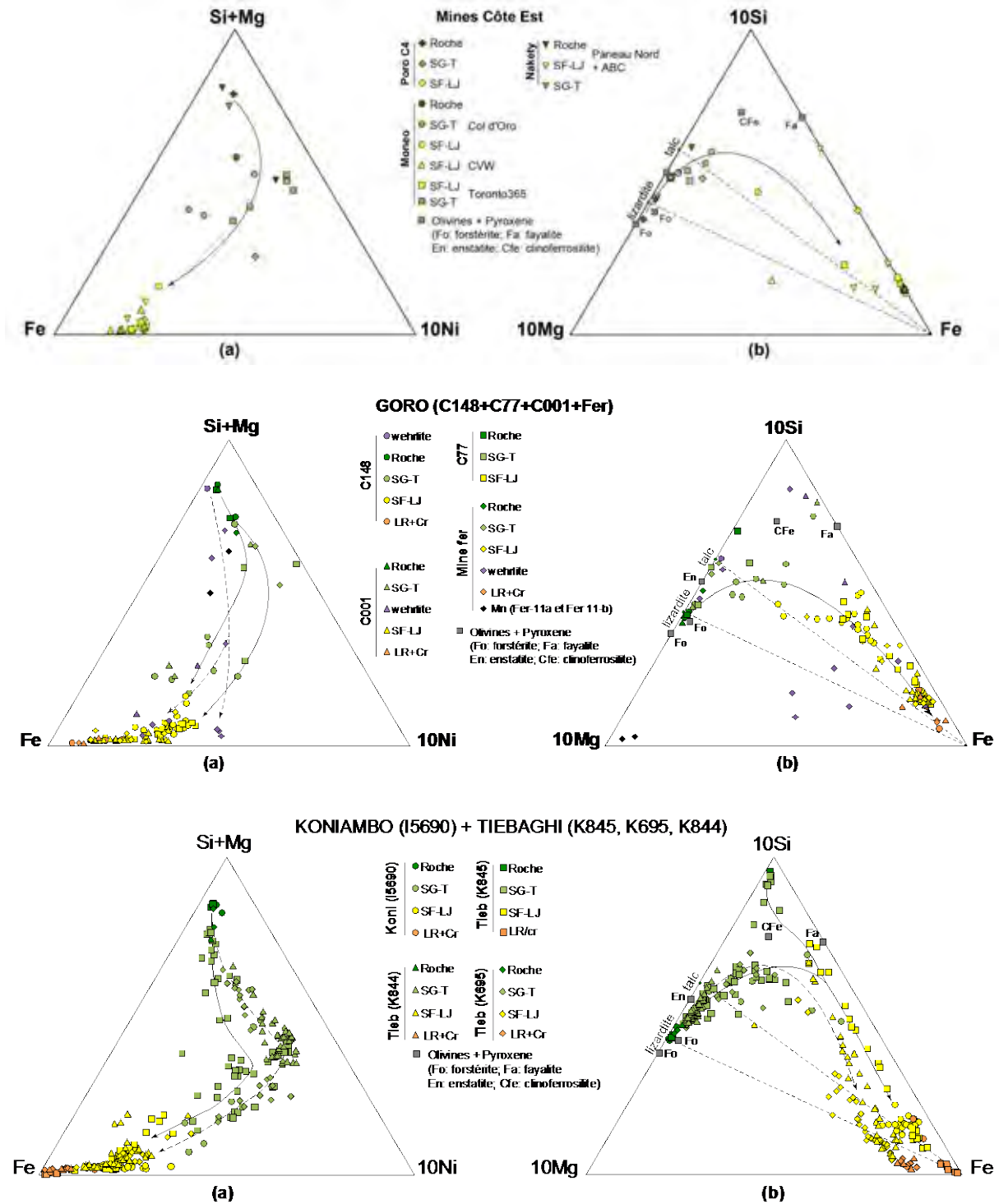


Figure 145 : Diagrammes ternaires a) (Si+Mg)-Fe-10Ni et b) 10Si-10Mg-Fe. Les courbes fléchées représentent les sens d'évolution lors de l'altération croissante. Pour Goro, le trait plein représente l'évolution des péridotites, le trait en pointillés, le sens d'évolution des wehrilites. Pour le Koniambo, le trait plein représente l'évolution des sondages I5690 + K845, le trait en pointillés, le sens d'évolution des sondages K695 + K844. Le domaine de stabilité du rapport Si/Mg est délimité par les droites pointillées entre Fe et la lizardite et le talc. SG-T : saprolite grossière ou transition ; SF-LJ : saprolite fine ou latérite jaune ; LR+Cr : latérite rouge + cuirasse.

A Goro, l'altération croissante des péridotites depuis les saprolites grossières et de transition vers les latérites jaunes s'effectue à Al/Cr et Ni/Cr quasi constants (principalement C148 et C77). Puis les latérites jaunes incluant aussi les latérites rouges (C001 et Mine Fer) évoluent à Al/Cr et Ni/Cr variables entre un pôle plus alumineux à Al/Mg constant proche de celui des wehrlites et un pôle plus chromifère à Cr/Mg quasi constant proche de celui des spinelles (Figure 148). L'altération croissante des dykes de wehrlite se traduit par un appauvrissement en Mg et un enrichissement en Al et en dans une moindre mesure en Cr avec Al/Cr variant peu (Figure 148). L'altération des wehrlites s'accompagne aussi d'un enrichissement relatif en Ni à Ni/Cr variable en fonction du degré d'altération (Fig. 148). Certaines latérites jaunes du forage C148 présentent des rapports élémentaires (Al/Mg, Al/Cr et Cr/Mg) très proches de rapports dans les spinelles (Fig. 148).

Les latérites jaunes de Tiébaghi sont aussi plus alumineuses que celles de Koniambo qui apparaissent plus riches en Cr (Fig. 148) et tendent vers le pôle spinelle à Cr/Mg quasi constant. Ces latérites jaunes ont les mêmes quantités de Mg dans les deux sites, excepté les échantillons de K695 et K844 qui apparaissent plus magnésiens comme le sont aussi les échantillons de saprolite grossière et de transition des mêmes carottes (Fig. 148). Les quantités d'aluminium des latérites jaunes et rouges de Tiébaghi peuvent être attribuées à des oxyhydroxydes d'aluminium (gibbsite, halloysite) ainsi qu'à un enrichissement en spinelles chromifères dans les latérites jaunes et rouges (Fig. 148). La figure 148 montre aussi que l'altération croissante (de la saprolite grossière et de transition aux latérites jaunes) s'opère à Al/Cr constant à Tiébaghi, ce rapport étant beaucoup plus variable à Koniambo. Les latérites jaunes et rouges des deux sites évoluent différemment vis-à-vis de Al et de Cr à Mg constant (Fig. 148), les carottes de Koniambo étant plus riches en Cr tandis que celles Tiébaghi sont plus riches en Al, celles des forages K695 et K844 étant plus magnésiennes que dans le forage K845. Les échantillons de saprolite grossière et transition des différentes carottes présentent aussi des rapports Ni/Cr légèrement différents, celles des forages K695 et K844 étant moins chromifères que celles des forages K845 (Tiébaghi) et I5690 (Koniambo).

Les analyses chimiques ont été aussi projetées dans un diagramme ternaire Mn-10Co-Ni (Fig. 149) avec des analyses de lithiophorites et asbolanes obtenues par microsonde électronique (Llorca, 1986).

Pour les gisements de la Côte Est, la plupart des analyses totales se répartissent entre les axes Ni-lithiophorite ($Mn/10Co = 0,5-1,3$). Quelques échantillons ont des rapports Mn/10Co compris entre 0,5 et 0,2, c'est à dire entre les axes Ni-lithiophorite et Ni-asbolane (Fig. 149) et d'autres ont des rapports supérieurs à 1,3 (ex : latérites jaunes de Toronto et CVW). Les latérites jaunes les plus magnésiennes ont des rapports Mn/Ni qui varient peu comparés à celles qui sont dépourvues de Mg, réparties le long de l'axe Mn-Ni. La figure 149 suggère que les lithiophorites et asbolanes présents dans les profils d'altération des mines de la côte Est soient des porteurs potentiels de Co et dans une moindre mesure de Ni.

A Goro, la figure 149 suggère que la majorité des échantillons ont un rapport Mn/10Co proche de celui des lithiophorites analysées par microsonde électronique (Llorca, 1986). Les échantillons de wehrlite altérée de la mine Fer ont des rapports Mn/10Co compris entre ceux de la lithiophorite et ceux de l'asbolane analysés par Llorca (1986) et des rapports Mn/Ni proches de celui de l'asbolane (Fig. 149). Au cours de l'altération croissante des péridotites le rapport Mn/Ni reste constant à $Mn < Ni$ dans les saprolites grossières et de transition et une partie des latérites jaunes (ex: C148) puis augmente ($Mn > Ni$) en même temps que Mg diminue (Fig. 149). A noter aussi que les échantillons les plus riches en Mn (Fer-11a et Fer 11-b) sont aussi les moins nickélifères.

Dans les diagrammes ternaires de la figure 149, seuls les échantillons de Koniambo ont été projetés, le manganèse n'ayant pas été analysé par SLN dans les forages de Tiébaghi mis à notre disposition.

Les échantillons de saprolites grossières et de transition évoluent à Mn/Ni et Mn/10Co quasi constants. Ces rapports sont beaucoup plus variables dans les latérites jaunes, où trois tendances se distinguent : les échantillons les moins manganésifères présentent des rapports Mn/10Co proches de ceux des lithiophorites analysées à la microsonde électronique par Llorca (1986); les échantillons les plus appauvris en Mn mais les plus riches en Ni ont des rapports Mg/Mn et Mn/10Co quasi constants, et les échantillons les plus riches en Mn ont les rapports Mn/10Co évoluant entre ceux des lithiophorites et ceux des asbolanes. Ces mêmes échantillons ont aussi des rapports Mn/Ni se rapprochant de ceux des asbolanes (Fig. 149).

D'une manière générale les saprolites grossières et transition des profils de Goro (C77 et C148) et Koniambo (I5690) ont des teneurs en Ni comparables mais inférieures à celles mesurées dans les profils de Tiébaghi. En revanche, les latérites jaunes ou saprolites fines des profils de Goro présentent des teneurs en Ni supérieures à celles quantifiées dans les profils de Koniambo et Tiébaghi. Il en résulte que les variations de teneurs en Ni sont moins importantes dans les profils de Goro que dans ceux de Koniambo et Tiébaghi (Fig. 150), où les teneurs en Ni augmentent d'abord à Fe/Mg constant dans les saprolites grossières et transitions puis diminuent avec Fe/Mg croissant jusqu'au latérites jaunes (Fig. 150), qui présentent cependant moins de variations de leur teneur en Ni (~ 0,3-2,2 wt. %) que les latérites jaunes des profils de Goro (~ 0,6-3 wt. %). A Tiébaghi, le profil K845 est caractérisé par deux types de roches mères marquées par des rapports Fe/Mg différents qui conditionnent des évolutions sensiblement différentes dans les saprolites grossières et de transition soit à Fe/Mg constant ou croissant (Fig. 150).

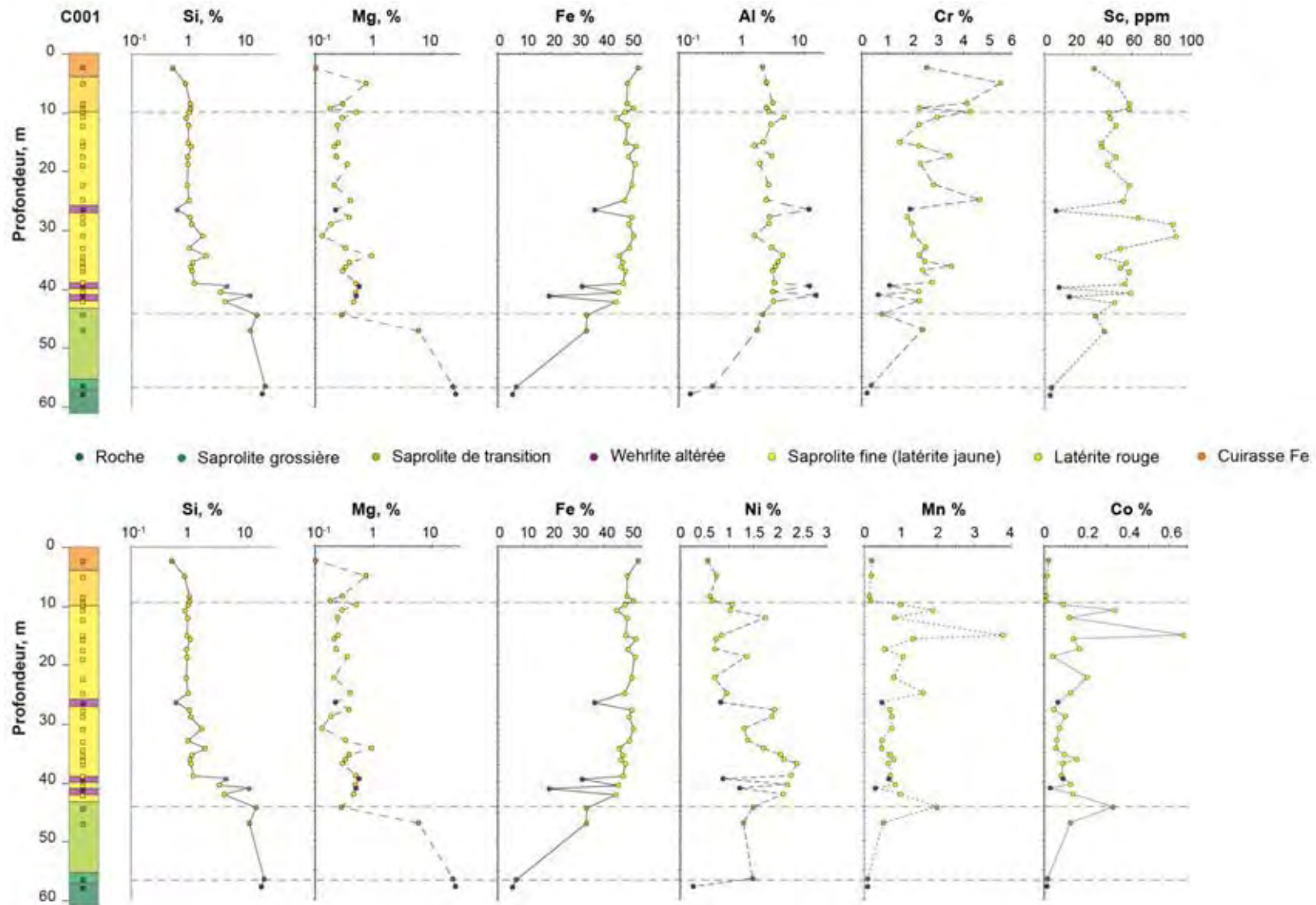


Figure 146 : Evolutions géochimiques comparatives dans le forage C001 à Goro (Le report des courbes de Si, Mg et Fe facilite la comparaison avec les autres éléments).

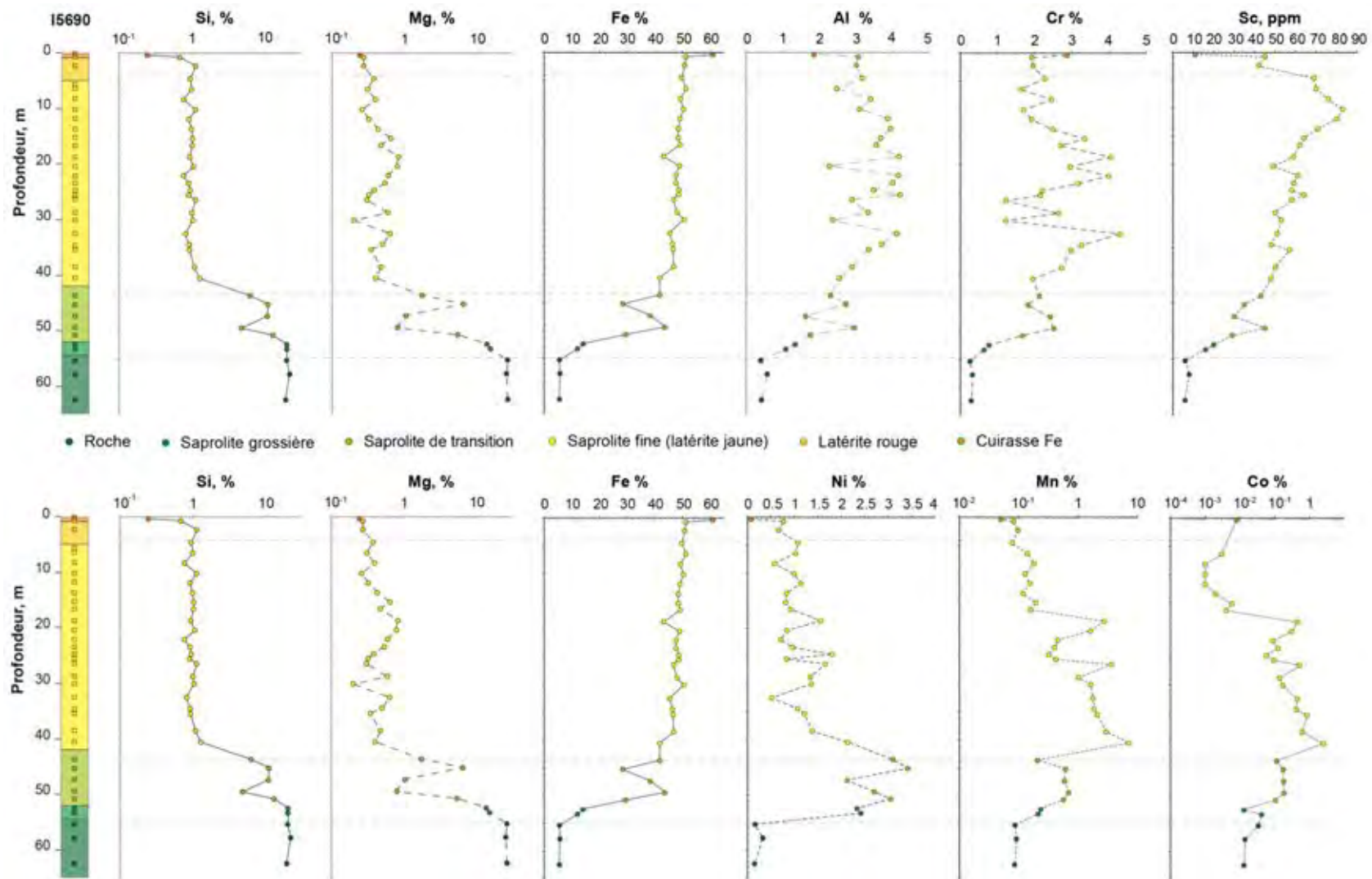


Figure 147 : Evolutions géochimiques comparatives dans le forage I5690 de Koniambo (Le report des courbes de Si, Mg et Fe facilite la comparaison avec les autres éléments).

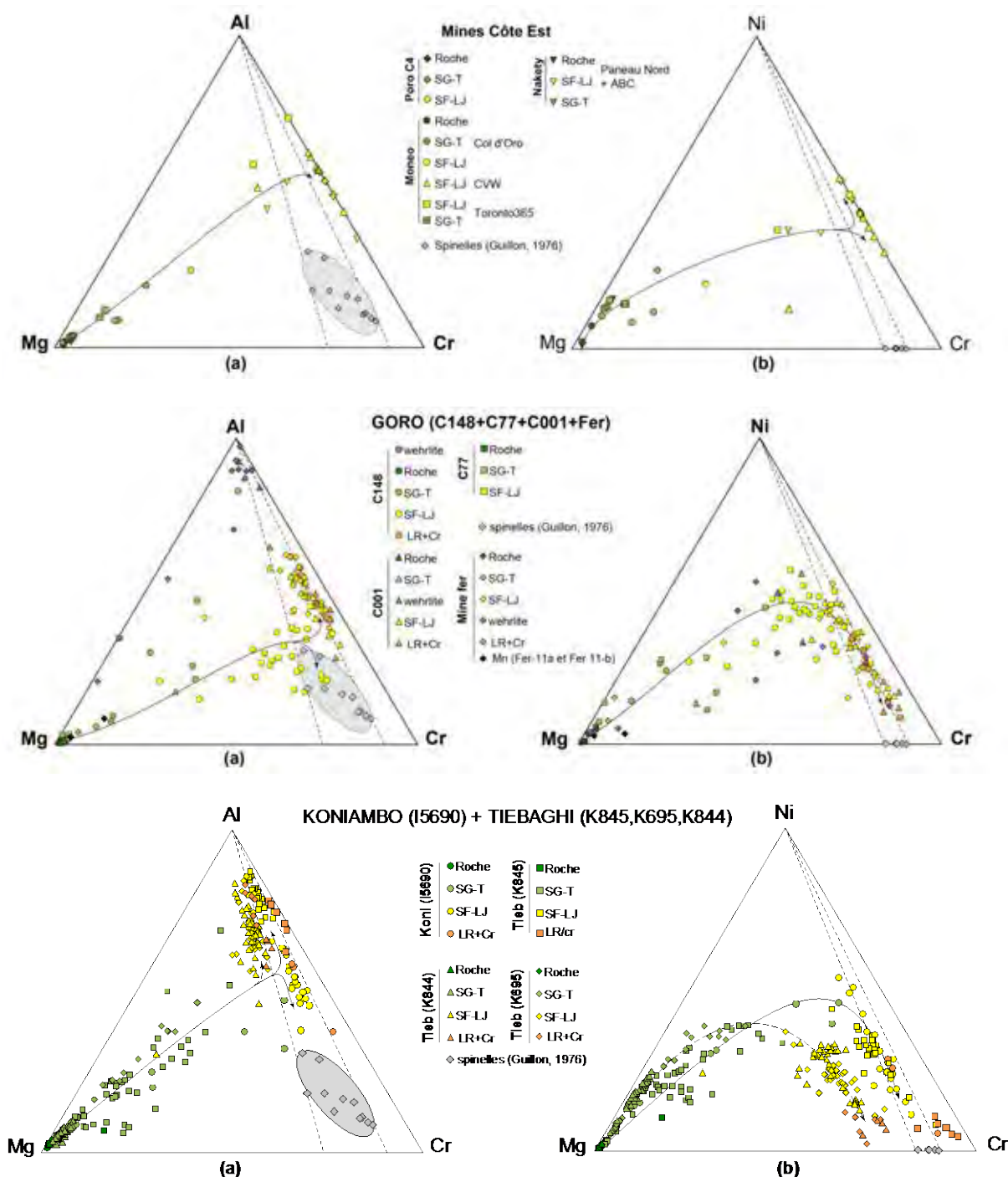


Figure 148 : Diagrammes ternaires a) Al-Mg-Cr et b) Ni-Mg-Cr. Les courbes fléchées pleines et pointillées représentent les sens d'évolution lors de l'altération croissante des péridotites. Le domaine de stabilité du rapport Cr/Mg est délimité par les droites pointillées entre Al et Ni et les spinelles analysées par Guillon (1976). SG-T : saprolite grossière ou transition ; SF-LJ : saprolite fine ou latérite jaune ; LR+Cr : latérite rouge + cuirasse.

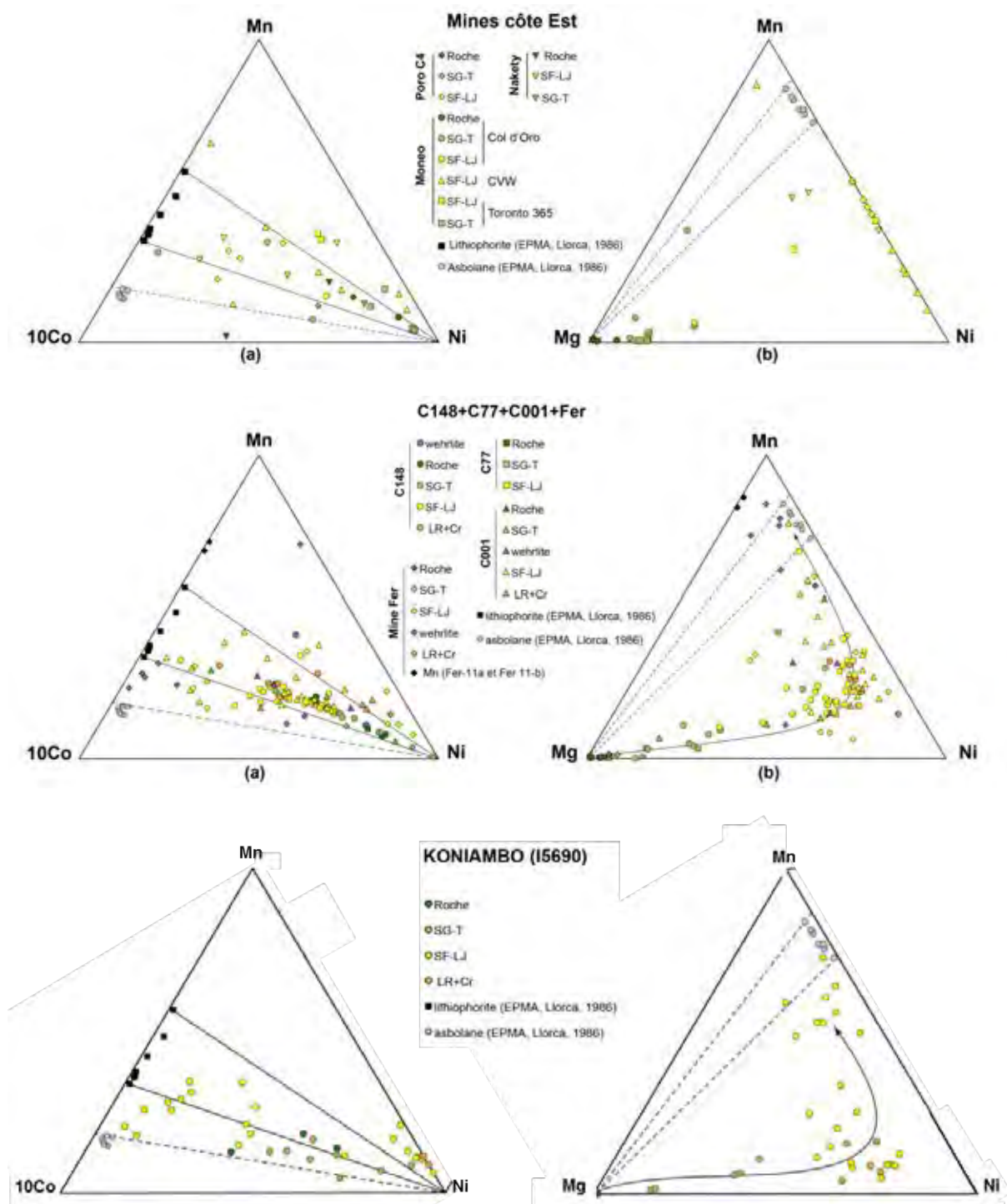


Figure 149 : Diagrammes ternaires a) Mn-10Co-Ni et b) Mn-Mg-Ni. Les domaines de stabilité des rapports Mn/10Co et Mn/Ni sont délimités par les droites pleines et pointillées entre Ni et les pôles lithiophorite et asbolane (Llorca, 1986), et entre Mg et

asbolane. Pour Goro, la courbe fléchée indique le sens d'évolution de l'altération croissante des péridotites et des wehrlites. Pour le Koniambo, la flèche indique le sens d'évolution de l'altération croissante des péridotites du sondage I5690. SG-T : saprolite grossière ou transition ; SF-LJ : saprolite fine ou latérite jaune ; LR+Cr : latérite rouge + cuirasse.

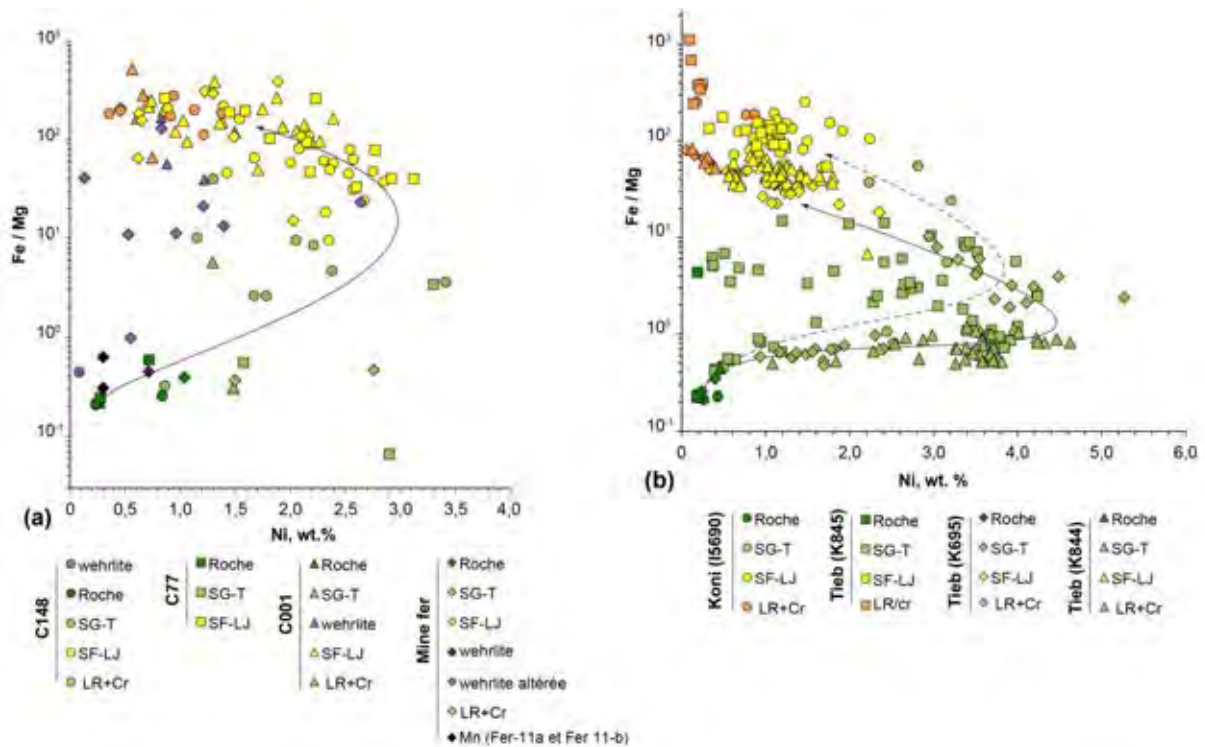


Figure 150 : Evolutions des teneurs en nickel en fonction du rapport Fe/Mg lors de l'altération des péridotites et des wehrlites dans les profils d'altération de (a) Goro et (b) Koniambo. (Les courbes fléchées pleines et pointillées représentent les tendances évolutives depuis les roches mères jusqu'aux latérites latérites jaunes). (Voir Figure 6 pour SG-T, SF-LJ et LR+Cr).

6.3.1.1. Bilan de masse

Les structures parentales sont conservées et reconnaissables en grand dans les profils d'altération (Fig. 151), permettant de considérer le volume comme variant peu au cours de l'altération latéritique.

En l'absence d'élément chimique invariant ou variant de manière homogène au cours de l'altération, les taux d'enrichissement ou d'appauvrissement de matière (éléments chimiques) sont donc calculés à volume constant à partir d'équations de bilan de masse reliant la

composition chimique, la densité apparente et la porosité des matériaux altérés à celles de la roche mère.

La porosité, \emptyset , est calculée à partir des valeurs mesurées de densité apparente (d_a) et réelle (d_r) telle que

$$\emptyset = 1 - \left(\frac{d_a}{d_r}\right) \quad (1)$$

Les densités apparentes de certaines latérites jaunes sont < 1 ce qui est dû à des porosités très importantes (Fig. 151a et 151b).

Le taux d'enrichissement ou d'appauvrissement (τ) à volume constant est calculé classiquement selon l'équation:

$$\tau_{j,w} = \left(\frac{C_{j,w}}{C_{j,p}} \times \frac{d_{a,w}}{d_{a,p}}\right) - 1 \quad (2)$$

$\tau_{j,w}$ est le taux d'enrichissement ou d'appauvrissement d'un élément chimique j dans un échantillon altéré, w , $C_{j,w}$ est la concentration chimique d'un élément j dans un échantillon altéré, w , $C_{j,p}$ est la concentration de l'élément j dans la roche mère, p , $d_{a,w}$ est la densité apparente de l'échantillon altéré, w , $d_{a,p}$ est la densité apparente de la roche mère, p .

La masse totale ($M_{j,w}$) d'un élément j transféré (par enrichissement ou appauvrissement) dans un volume d'1 m³ lors de l'altération des roches (péridotite ou wehrlite) peut être calculée à partir de l'équation:

$$M_{j,w} = C_{j,p} \times d_{a,p} \times V_p \times \tau_{j,w} \quad (3)$$

$M_{j,w}$ en kg m⁻³ de roche altérée, $C_{j,p}$ en kg t⁻¹, $d_{a,p}$ en t m⁻³ (t pour tonne) et V_p le volume de roche mère égal à 1 m³.

Le bilan de l'altération diffère selon les roches mères, péridotites ou wehrlites (Fig. 151). Lors de l'altération des péridotites on note un enrichissement absolu en Fe, Sc, Al et Cr dans les latérites jaunes et rouges (Figures 151c et 151e), avec une bonne corrélation entre Fe et Sc dans les saprolites grossières et transition et les latérites jaunes (Fig. 151c). Le bilan est neutre lors de l'altération des wehrlites (oscillant entre -100 et +100) ce qui correspond à des gains et pertes relativement modérés en Fe, Sc et Ni (Fig. 151c et 151d) correspondant à des transferts de masse oscillant entre - 160 et + 90 kg m⁻³ de fer, -16,5 et -3 kg m⁻³ de Ni à comparer avec ~ 210 kg de fer et ~ 18 kg de nickel dans 1 m³ de wehrlite saine ayant servie de référence (Tab. 12).

En revanche les transferts de masse de fer peuvent atteindre 400 à 650 kg m⁻³ dans les latérites jaunes et rouges des profils sur péridotites qui n'en contiennent initialement que ~ 140 kg m⁻³ (Tab. 12).

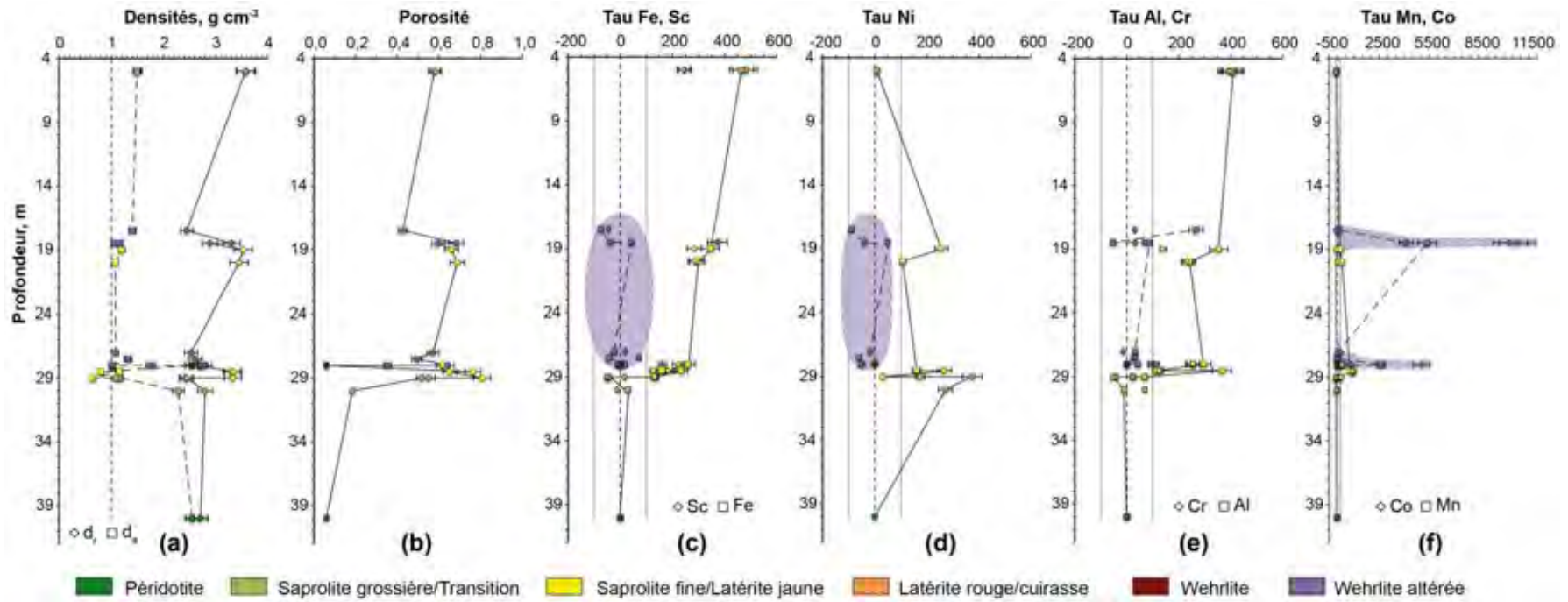


Figure 151 : Bilan isovolume de l'altération des péridotites et des dykes de wehrlites : exemple de la Mine Fer (Goro). (d_r = densité réelle ; d_a = densité apparente).

Ni est plus enrichi dans les saprolites grossières et transition que dans les latérites jaunes des profils sur péridotites (Fig. 151d et Tab. 12), puis cet enrichissement s'annule presque dans les latérites rouges, pour un transfert de masse de seulement $0,5 \text{ kg m}^{-3}$ à comparer avec $6,3 \text{ kg m}^{-3}$ dans 1 m^3 de péridotite saine. Mn et Co sont bien corrélés lors de l'altération des wehrlites avec deux pics d'enrichissement absolu aux profondeurs de -28 m et $-18,5 \text{ m}$, mais le bilan reste quasi neutre lors de l'altération des péridotites (Fig. 151f).

L'enrichissement en Al et Cr qui est caractérisé par des transferts de masse 20 à 30 kg m^{-3} dans les latérites jaunes et rouges (Tab. 12) traduit l'accumulation des spinelles chromifères (Fig. 151e).

Si la base des profils d'altération semble bien en filiation directe avec les roches sous-jacentes (Fig. 143 et 146), caractérisée par des enrichissements ou des appauvrissements relatifs dans les limites $+100/-100 \%$, les taux d'enrichissement abrupts bien au-delà de la limite $+100 \%$ dans les latérites jaunes et rouges de certains éléments (Fe, Sc, Ni, Al, Cr, et Mn, Co dans les altérations sur wehrlites) suggèrent des enrichissements absolus (y compris les transferts de masse, Tab.12) par migrations verticales successives lors de la fonte géochimique de profils d'altération plus anciens déjà enrichis en ces éléments.

Un enrichissement absolu de même origine est aussi envisagé pour Ni dans les saprolites grossières et transition (Fig. 151d) avec des transferts de masse Ni ($\sim 11-24 \text{ kg m}^{-3}$) bien supérieurs à la quantité de départ ($\sim 6 \text{ kg m}^{-3}$) mesurée dans la roche mère péridotite (Tab. 12).

Le calcul de bilan de masse suggère que les minerais nickélifères sur péridotites se sont enrichis par transferts absolus répétés pour atteindre des teneurs économiques dans les saprolites grossières et de transition, mais aussi dans certains niveaux de latérites jaunes (ex : Fer 4a-b et Fer 19). Ces enrichissements absolus pourraient avoir comme origine l'altération des dykes de wehrlite qui se caractérise par des pertes absolues de masse Ni (Tab. 12).

Toutefois, de manière hypothétique, le bilan de masse en Mn et Co résultant de l'altération des dykes de wehrlite (ex : Fer 7, 20 et 21, Tab. 12 ; voir aussi Fig. 151f) pourrait suggérer des différences géochimiques en Mn et Co dans les différents dykes, et/ou éventuellement, des enrichissements tardifs en Mn et Co postérieurs à la mise en place de ces dykes dans l'ophiolite (ex : hydrothermaux en lien avec la serpentinitisation tardive des péridotites). Les transferts de masse très contrastés en Mn ($-0,9$ à $\sim 150 \text{ kg m}^{-3}$) et Co ($-0,3$ à $\sim 38 \text{ kg m}^{-3}$) peuvent aussi refléter des conditions géochimiques d'altération contrastées liées aux variations redox qui contrôlent la mobilité de ces deux éléments.

6.3.2. CARACTÉRISATION PAR DRX

Les résultats des caractérisations par DRX sur les échantillons de Tiébaghi, Goro, Moneo, Nakéty sont regroupés dans le tableau 13.

N° Ech.	P (m)	M _{Si}	M _{Al}	M _{Fe}	M _{Ca}	M _{Mg}	M _{Cr}	M _{Ni}	M _{Mn}	M _{Co}	M _{Ti}	M _{Sc}
Fer 16a	5,00	-489,70	29,31	659,70	-3,21	-618,87	30,69	0,58	-1,52	-0,46	3,00	0,044
Fer 16b	5,00	-490,43	28,94	641,91	-3,10	-618,75	31,47	0,48	-1,53	-0,46	3,05	0,043
Fer 19	19,00	-486,50	25,24	478,19	-3,14	-621,12	11,07	16,30	3,98	-0,41	0,53	0,051
Fer 17	20,00	-486,70	17,28	407,81	-3,16	-620,95	18,52	6,83	7,43	0,03	0,12	0,052
Fer 6	28,00	-475,41	21,09	360,17	-3,17	-615,01	20,31	0,00	4,53	1,28	-0,06	0,040
Fer 4b	28,50	-441,44	26,22	323,52	-2,99	-592,07	8,72	17,04	23,03	4,75	0,14	0,033
Fer 4a	28,50	-478,17	8,71	222,21	-3,15	-619,42	10,11	10,20	26,87	4,60	-0,01	0,022
Fer 3	29,00	-481,18	4,95	181,11	-3,18	-621,63	5,51	1,96	2,26	1,20	-0,10	0,024
Fer 21	18,50	-449,76	-67,33	90,12	-52,83	-459,73	2,83	9,33	149,45	38,37	-0,24	0,057
Fer 20	18,50	-453,57	108,95	-81,75	-52,96	-461,17	6,14	-7,14	113,96	36,81	2,09	0,057
Fer 18	17,50	-452,21	333,55	-161,50	-53,11	-471,40	2,73	-16,52	2,13	-0,33	0,68	-0,007
Fer 10	27,00	-321,74	39,71	-50,96	-53,05	-460,70	-1,24	-3,20	0,59	0,71	0,11	0,003
Fer 9	27,50	-274,06	33,78	-90,66	-43,66	-461,17	3,11	-11,08	-0,92	0,04	1,25	0,011
Fer 7	28,00	-448,31	317,35	-13,78	-52,58	-454,61	8,07	-9,07	72,28	17,89	0,66	-0,001
Fer 5	28,00	-446,06	54,05	34,03	-53,06	-470,71	10,14	-10,03	10,60	2,98	2,07	0,025
Fer 8 (wehrlite)	28,00	456,07	124,88	209,90	53,21	472,59	8,93	18,35	2,77	0,35	0,93	0,015
Fer 2	29,00	-234,72	1,77	-66,42	-0,56	-423,24	1,91	11,14	-0,09	0,00	0,14	0,003
Fer 1	29,00	-244,18	-3,72	-62,02	-1,51	-458,22	-3,08	23,85	-1,53	-0,34	-0,10	-0,009

Fer 0	30,00	-9,14	-0,74	40,07	0,11	-163,74	5,56	17,33	-0,68	-0,16	-0,07	-0,002
-------	-------	-------	-------	-------	------	---------	------	-------	-------	-------	-------	--------

Tableau 12 : Transferts de masse M en kg m^{-3} (P : profondeur du prélèvement sous la surface topographique; voir la figure 151 pour la signification des couleurs). Les masses initiales d'éléments dans les roches saines de référence, péridotites et wehrlites, sont respectivement données par les lignes péridotite et Fer 8 (wehrlite) ; comme indiqué sur la figure 151, le bilan de masse de l'altération des dykes de wehrlite a été effectué en prenant Fer 8 comme wehrlite saine de départ, la péridotite ayant servi de référence pour le calcul de bilan de masse dans les saprolites grossières et transition, latérites jaunes et latérites rouges).

Les échantillons de latérite jaune des sites de Goro, Monéo et Nakéty sont tous dominés par la goethite. Les phases en minérales en traces comportent des oxydes de manganèse potentiellement porteurs de Co et Ni (lithiophorite, asbolane), du quartz, de la maghémite, de la chromite. On note également l'absence de phases argileuses.

Les échantillons de latérite du chantier Vivaneau (Tiébaghi) sont caractérisés par une minéralogie plus complexe. A côté de la goethite et de l'hématite, la gibbsite apparaît comme phase dominante ou minoritaire dans de nombreux échantillons (Fig. 152). Elle est localement accompagnée de bayerite (Al(OH)_3) comme porteur d'aluminium. Des traces de maghémite, de kaolinite, de dolomite et de brucite sont également décelées.

Les horizons de transition et de saprolite sont caractérisés par la présence de smectites, d'antigorite, et de phases « exotiques » comme (Fig. 153) :

- La greenalite, phyllosilicate de fer $[(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4]$;
- L'ernienickelite, du groupe de la chalcophanite $[\text{NiMn}_3^{4+}\text{O}_7 \cdot 3\text{H}_2\text{O}]$, identifiée dans un gisement de nickel latéritique en Australie (Grice et al., 1994)

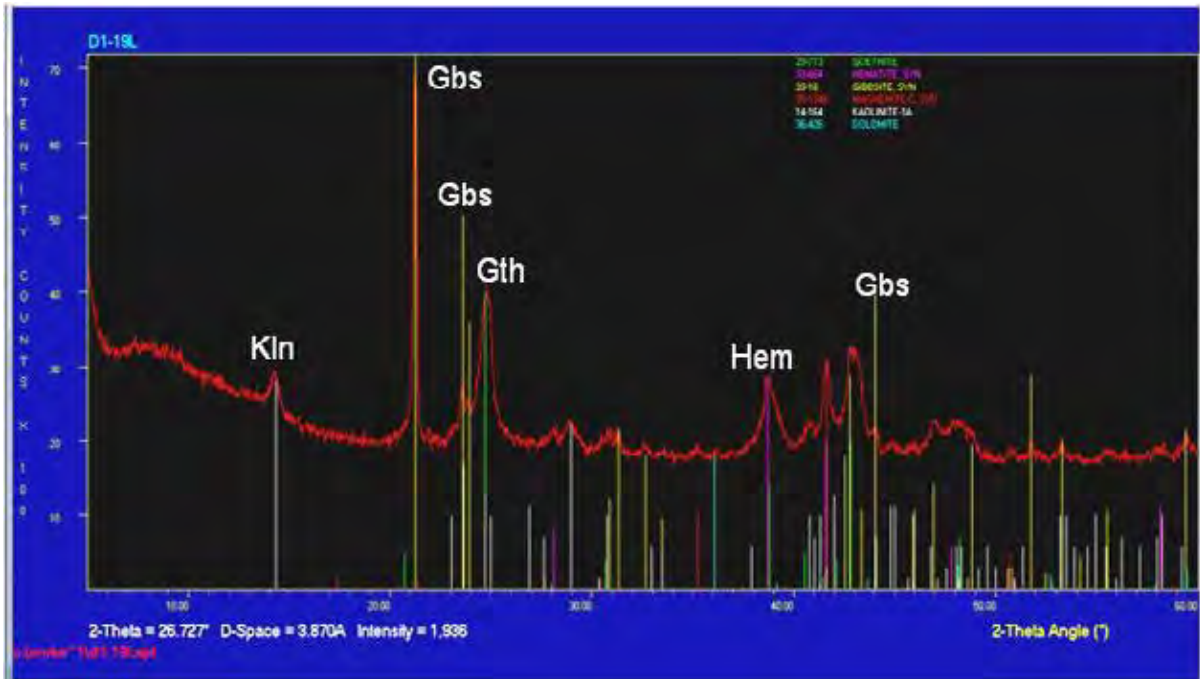


Figure 152 : Diffractogramme en roche totale de l'échantillon de latérite 112040B458019L (Vivaneau, sondage K845). Kln : kaolinite ; Gbs : gibbsite ; Hem : hématite.

Tableau 13 : Résultats des caractérisation par diffraction des RX sur roche totale et sur fraction argileuse.

somp_id	De	A	CODE	Ni (%)	Co (%)	Fe2O3 (%)	MgO (%)	SiO2 (%)	Cr2O3 (%)	Al2O3 (%)	CaO (%)	DRX Roche totale			DRX Fraction argileuse (>2µm)			
												Majeur	Mineur	Trace	Majeur	Mineur	Trace	
Sondage 11ECN996K845																		
11ECN996K845001	0	1	LAT	0,14	0,01	81,58	0,39	0,43	2,35	5,74	0,05	Hématite, goethite	Maghémite	Gibbsite, Gypse				
11ECN996K845019	18	19	LAT	0,89	0,01	53,08	0,69	7,37	2,51	21,62	0,06	Gibbsite, goethite	Kaolinite, hématite	Maghémite, dolomite				
11ECN996K845021	20	21	LAT	1,17	0,03	56,45	0,69	10,59	2,67	15,73	0,05	Goethite	kaolinite, gibbsite, hématite, maghémite	Bayerite, dolomite				
11ECN996K845034	33	34	T	3,52	0,20	43,35	7,07	24,70	2,38	4,56	0,06	Goethite, antigorite (?), smectite	Maghémite, hématite	Emienickelite	Smectite, greenalite, quartz, goethite	Eminickelite		
11ECN996K845037	36	37	T	4,23	0,24	29,60	13,04	34,23	1,78	3,68	0,01	Smectite, antigorite (?), goethite, maghémite		Emienickelite	Smectite, greenalite (?)	Goethite, emienickelite		
11ECN996K845042	40	41	T	3,40	0,15	20,65	22,19	36,27	0,92	3,27	0,01	Antigorite	Goethite	Quartz, maghémite	Antigorite	Goethite	Quartz	
11ECN996K845044	42	43	D	3,84	0,18	15,48	24,92	40,22	0,74	2,31	0,01	Antigorite	Quartz	Goethite, spinel (?)	Antigorite	Goethite		
11ECN996K845049	46	47	D	0,58	0,01	12,69	4,23	77,84	0,60	0,56	0,01	Quartz		Antigorite, goethite, cristobalite	Quartz	Antigorite, goethite		
11ECN996K845084	76	77	S	0,19	0,01	7,60	38,44	38,56	0,29	1,30	1,42	Antigorite	Smectite, olivine (?)	Pyroxene, dolomite	Antigorite		Quartz	
Sondage 11ECN904K844																		
11ECN904K844013	12	13	LAT	0,82	0,03	74,70	1,24	1,52	1,79	10,37	0,01	Goethite, hématite	Gibbsite	Dolomite				
11ECN904K844020	19	20	LAT	1,31	0,01	66,26	1,51	5,57	2,97	11,62	0,01	Goethite		Kaolinite, maghémite, hématite, brucite				
11ECN904K844022	21	22	LAT	1,19	0,00	69,88	1,55	3,28	2,51	11,66	0,01	Goethite, hématite, gibbsite	Mixed-layer clays	Dolomite				
11ECN904K844052	47	48	T	4,22	0,10	19,93	25,26	34,04	0,95	1,59	0,01	Antigorite, smectite (?)	Goethite	Quartz, olivine (?)				
11ECN904K844069	57	58	D	3,78	0,24	13,52	28,58	38,25	0,45	1,63	0,01	Antigorite, smectite (?)	Goethite	Quartz, olivine (?)	Antigorite	Goethite	Quartz	
11ECN904K844083	67	68	S	0,46	0,09	12,63	33,24	39,90	0,29	1,07	0,07	Antigorite	Smectite (?)	Quartz, olivine (?)	Antigorite		Quartz	
Sondage 11ECN952K695																		
11ECN952K695008	7	8	LAT	0,33	0,01	47,25	1,09	0,45	3,09	30,75	0,01	Gibbsite, goethite	Hématite					
11ECN952K695009	8	9	LAT	0,54	0,01	50,39	1,20	0,44	4,21	27,44	0,01	Gibbsite, goethite						
11ECN952K695017	16	17	LAT	1,00	0,01	69,35	2,02	1,55	3,77	13,11	0,01	Goethite, hématite	Gibbsite, mixed-layer clays	Dolomite, bayerite				
11ECN952K695046	45	46	T	3,54	0,14	39,76	7,70	27,03	2,01	6,89	0,01	Smectite, goethite, quartz	Antigorite	Hématite	Smectite, antigorite, quartz, goethite			
Sondage C77																		
C77-9a			LATJ	2,92	0,1	64,9	1,86	10,75	3,22	2,49	0,01	Goethite	Talc, quartz	Asbolan				
C77-10			LATJ	2,6	0,09	65,1	2,28	8,94	3,52	2,71	<0,01	Goethite	Talc (?)	Lithiophorite, asbolane (?), maghémite, magnésiochromite (?)				
C77-12			LATJ	2,23	0,219	72,3	0,32	3,96	2,98	2,4	<0,01	Goethite		Asbolane, maghémite				
C77-14			LATJ	1,59	0,18	74,8	0,44	2,95	2,39	3,35	<0,01	Goethite		Asbolan				
C77-17			LATJ	1,45	0,14	74,8	0,46	3,1	2,77	3,37	<0,01	Goethite		Asbolan				
Sondage C148																		
C148-20			LATJ	2,85	0,09	66,7	2,06	8,97	2,84	2,55	0,04	Goethite		Gypse (?), maghémite, quartz				
C148-23			LATJ	2,08	0,1	66,6	0,95	10,8	3,26	2,78	<0,01	Goethite, quartz		Maghémite, asbolane (?)				
C148-26			LATJ	1,68	0,11	70,9	1,26	6,19	4,5	2,13	0,01	Goethite		Asbolane, quartz, maghémite, magnésiochromite (?)				
C148-34			LATJ	0,89	0,41	71,6	0,4	3,09	3,12	3,73	<0,01	Goethite		Asbolane, maghémite				
Chantier Fer																		
FER0												Olivine, pyroxène, lizardite				Lizardite, olivine		
FER1												Lizardite, smectite, pyroxène				Smectite, lizardite		
FER2												Smectite, pyroxène, talc				Smectite, Talc		
FER3			LATJ	1,3								Goethite	Asbolane/lithiophorite	Maghémite, magnésiochromite				
FER4a			LATJ	2,1								Goethite	Quartz/asbolane/lithiophorite	Maghémite, magnésiochromite				
FER4B												Talc, goethite, quartz				Goethite, talc		
FER5												Goethite, gibbsite						
FER6												Talc, goethite				Goethite, talc		
FER7												Hématite, gibbsite, lithiophorite				Gibbsite, lithiophorite		
FER8												Olivine, anorthite, lizardite				Lizardite, olivine, smectite		
FER9												Chlorite, amphibole, goethite				Chlorite, goethite, amphibole		
FER10												Quartz, goethite, halloysite				Halloysite, kaolinite, goethite		
FER17			LATJ	1,23								Goethite		Mn-oxides (?), magnésiochromite (?)				
FER18												Gibbsite, hématite						
FER19												Gibbsite, spinelle						
FER20												Gibbsite, lithiophorite, hématite				Lithiophorite		
FER21												Goethite, lithiophorite				Lithiophorite, goethite		
FER14												Goethite, spinelle, hématite						
FER16A												Goethite, hématite						
FER16B												Goethite, hématite, spinelle						

Tableau 13 (suite) : Résultats des caractérisation par diffraction des RX sur roche totale et sur fraction argileuse.

	samp_id	De	A	CODE	Ni (%)	Co (%)	Fe2O3 (%)	MgO (%)	SiO2 (%)	Cr2O3 (%)	Al2O3 (%)	CaO (%)	DRX Roche totale			DRX Fraction argileuse (>2µm)				
MONEO	ORO-0			SAP									Lizardite, olivine, pyroxene				Lizardite, talc			
	ORO-1			TRN									Lizardite, quartz, talc				Lizardite, talc			
	ORO-2			TRN									Lithiophorite, goethite, talc				Lithiophorite, goethite, talc			
	ORO-3			TRN									Quartz, goethite, talc				Goethite, talc			
	ORO-4			LATJ									Quartz, goethite, talc							
	CW1			TRN									Goethite, lithiophorite, hématite, spinelle				Goethite, lithiophorite			
	CW2A			LATJ									Goethite, talc, spinelle, hématite				Goethite, hématite			
	CW2B			LATJ									Goethite, spinelle, hématite							
	CW3			LATJ									Goethite, lithiophorite, spinelle				Goethite, lithiophorite			
	CW4			LATJ									Goethite, hématite, spinelle							
	CW5a			LATJ	1,43								Goethite			Magnésiochromite (?)				
	CW5b			LATJ	1,39								Goethite			Cr(spinel (magnésiochromite))				
	TOR365-1A			TRN										Lizardite, spinelle				Lizardite		
	TOR365-1B			TRN										Lizardite, amphibole				Lizardite		
	TOR365-2			TRN										Lizardite, talc				Lizardite, talc		
	TOR365-3A			TRN										Lizardite, goethite, lithiophorite				Lizardite, lithiophorite		
	TOR365-3B			TRN										Lizardite, goethite, talc				Lizardite, lithiophorite		
	TOR365-4			TRN										Goethite, lithiophorite, hématite				Lithiophorite, talc		
	TOR365-5			LATJ	1,33									Goethite			Gibbsite, asbolane, maghémite, magnésiochromite (?)			
	NAKETY (SMT)	SMT2			LATJ	2,24								Goethite			Asbolane, quartz			
SMT3				LATJ	1,33								Goethite			Asbolane, spinel				
NAKETY (SMSP)	SMSP1			LATJ	1,57								Goethite	Interstratifiés, quartz		Asbolane				

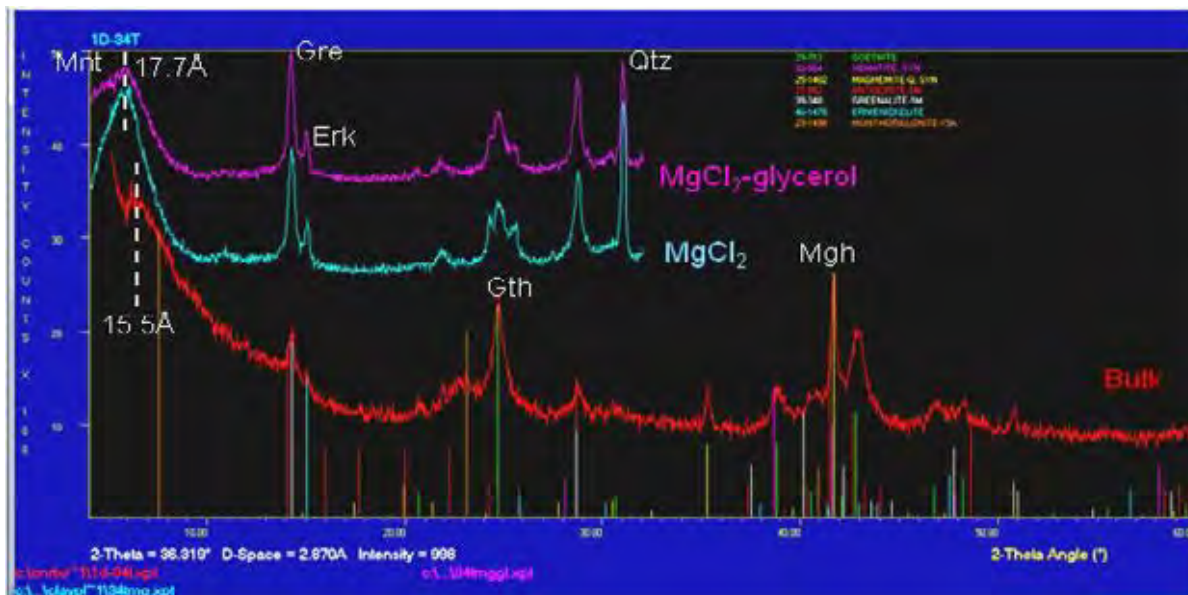


Figure 153 : Diffractogramme en roche totale d'un échantillon de l'horizon de transition (11204013458034T, sondage K845) traité avec $MgCl_2$ et $MgCl_2$ -glycerol. Gre : Greenalite ; Gth : goethite ; Mnt : montmorillonite ; Qtz : quartz ; Erk : ernienickelite.

6.3.3. CARACTÉRISATION AU MEB

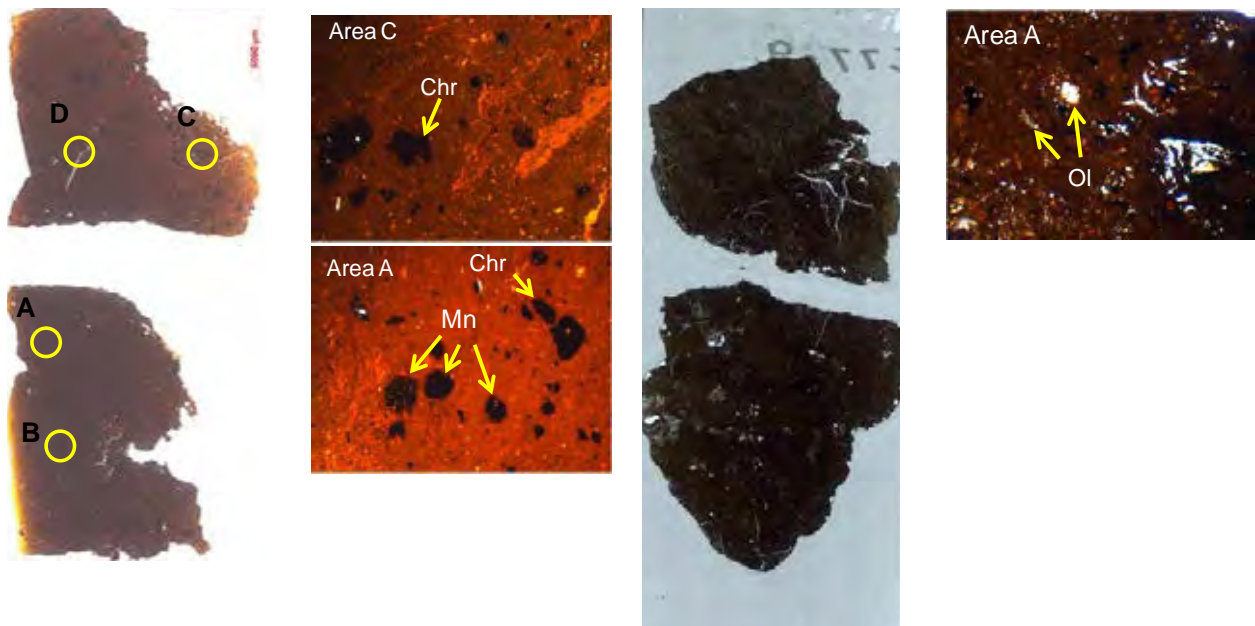
Des échantillons de latérite jaune des sondages C77 et C148 ont fait l'objet de caractérisation au microscope optique afin de définir des zones d'intérêt à examiner au MEB.

Sur les échantillons des deux sondages, il apparaît clairement que la structure initiale de la roche est préservée dans les échantillons les plus profonds de l'horizon de latérite jaune (Fig. 154 et 155). Des fantômes des minéraux primaires contenant localement des reliques non iddingsitisées d'olivine sont observés. Dans les échantillons plus superficiels, la texture initiale de la roche n'est pas préservée en raison des tassements qui affectent cet horizon.

Les cartographies multi-élémentaires réalisées sur les échantillons C77-9a et C148-20 permettent de mettre en évidence les relations entre phases minérales et éléments chimiques. Les principales observations sont les suivantes (Fig. 156 et 157) :

- Les fantômes de cristaux d'olivine sont complètement remplacés par des oxydes de fer caractérisés par des teneurs en Ni variant de 4.23 et 3.77 wt. % Ni (Fig. 154 et 155) ;
- Les teneurs élevées en MgO et SiO_2 , avec un rapport SiO_2/MgO voisin de 1.27 sont caractéristiques des olivines ;
- La présence de cristaux résiduels de chromite est clairement visible sur la cartographie Cr. Les bordures des grains sont caractérisées par des teneurs en Cr_2O_3 plus faibles que le cœur des cristaux suggérant un lessivage de cet élément ;

- Les teneurs les plus élevées en Ni sont corrélées aux teneurs les plus fortes en Mn.



A) Echantillon
C77-17 @
19.9-20.15 m
(1,45 % Ni)

B) Grains
automorphes de
chromite (Chr) et
d'oxydes de Mn
(Mn), dans une
matrice riche en
fer.

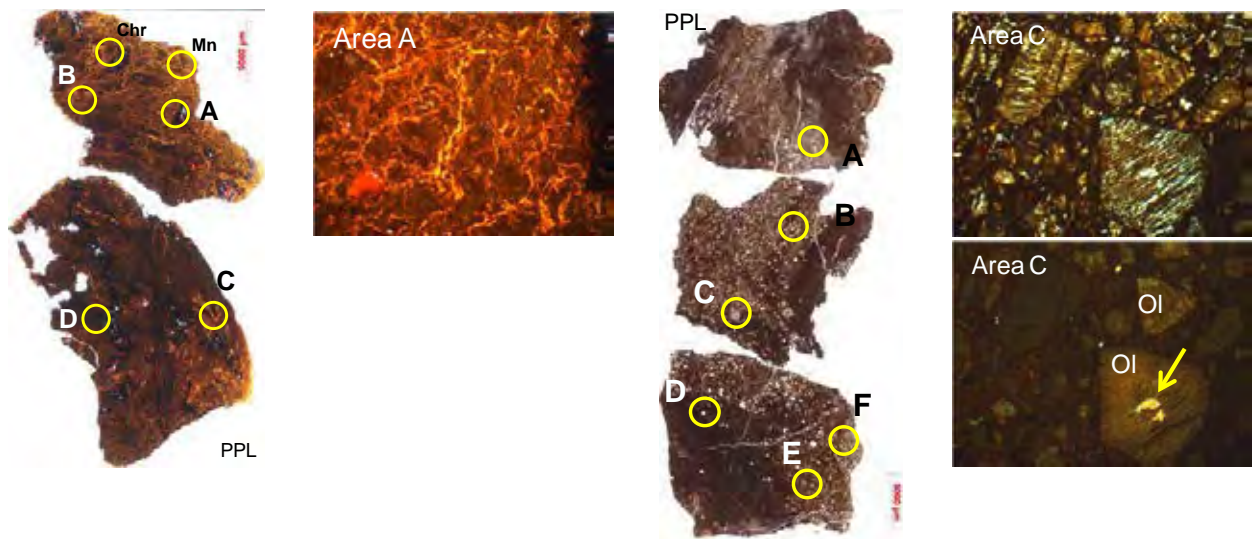
C) Echantillon
C77-9a @
35.5-35.6 m
(2,92 % Ni)

D) Matrice massive
riche en oxydes
de fer. Des
reliques des
minéraux
primaires sont
observées.

Figure 154 : Régions d'intérêt repérées au microscope optique pour les échantillons C77-17 (A & B) et C77-9a (C & D) de latérite jaune.

Ces cartographies confirment la présence de deux familles d'oxydes de Mn à travers la distribution de Ni, Co, Mn, K et Al :

- Des oxydes riches en Al et pauvres en K : la cartographie MEB réalisée sur l'échantillon C77-17 (Fig. 158) met en évidence une forte corrélation entre les teneurs les plus fortes en Mn, Ni, Co et Al. Cette phase correspond vraisemblablement à la lithiophorite ;
- Des oxydes riches en K et pauvres en Al : Dans l'échantillon C148-34, les teneurs les plus fortes en Mn sont associées à de fortes teneurs en K mais des teneurs basses en Ni et Co. La morphologie de ces oxydes varie de framboïdale (Fig. 158) à prismatique (Fig. 160).



A) C148-34 @
19.3–19.5 m
(0.89%Ni)

B) Image du cercle
A illustrant la
richesse en Fe
de la matrice et
la présence
d'une zone riche
en Mn sur la
bordure droite de
l'image.

C) C148-20 @
34.4–34.6 m,
(2.85% Ni)

D) Image du cercle
C montrant la
présence de
fantômes de
cristaux d'olivine
et la présence de
reliques d'olivine
non
iddingsitisées au
cœur des
cristaux.

Figure 155 : Régions d'intérêt repérées au microscope optique pour les échantillons C148-34 (A & B) et C148-20 (C & D) de latérite jaune.

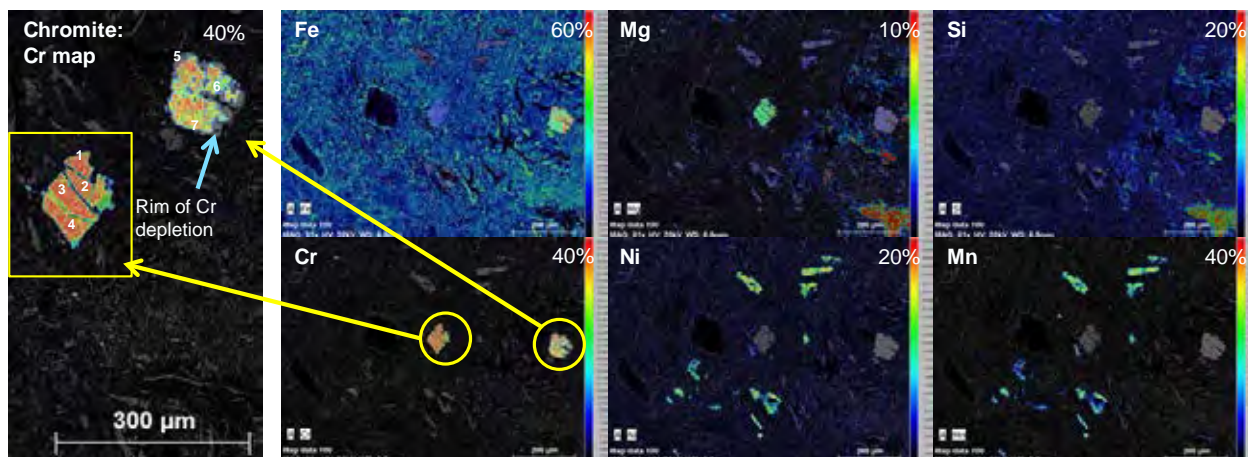


Figure 156 : Cartographie multiélémentaire réalisée pour l'échantillon de latérite jaune C77-9a (région d'intérêt A fig. 154D). Le zoom sur les grains de chromite met en évidence le lessivage en Cr des bordures des grains.

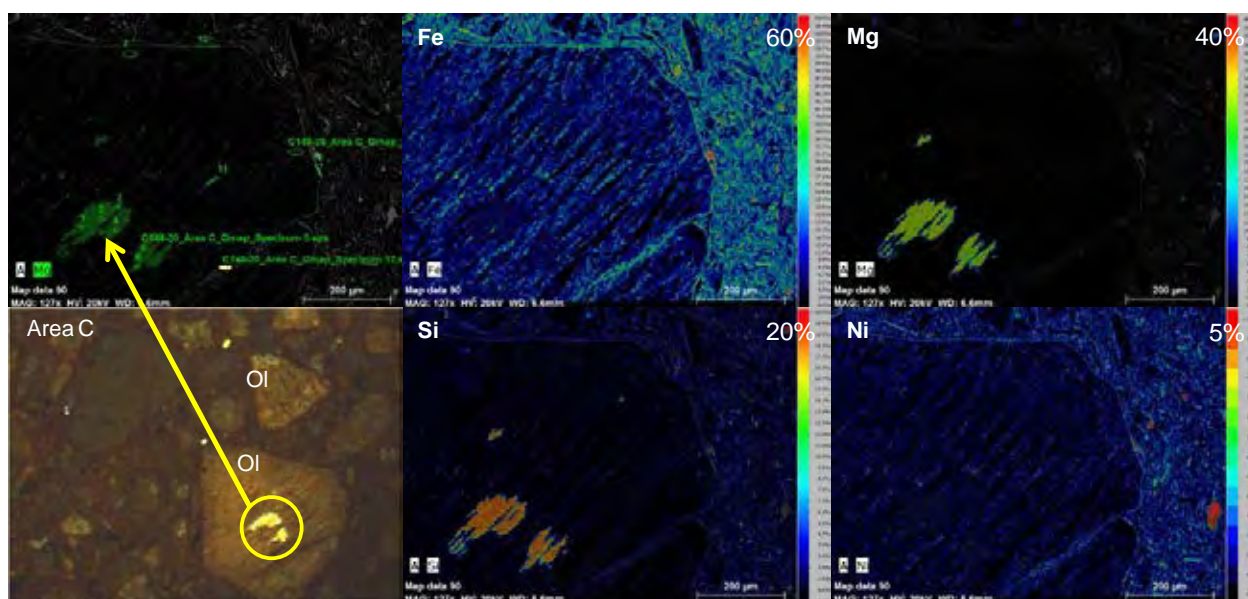


Figure 157 : Cartographie multiélémentaire réalisée pour l'échantillon de latérite jaune C148-20 (région d'intérêt A fig. 155).

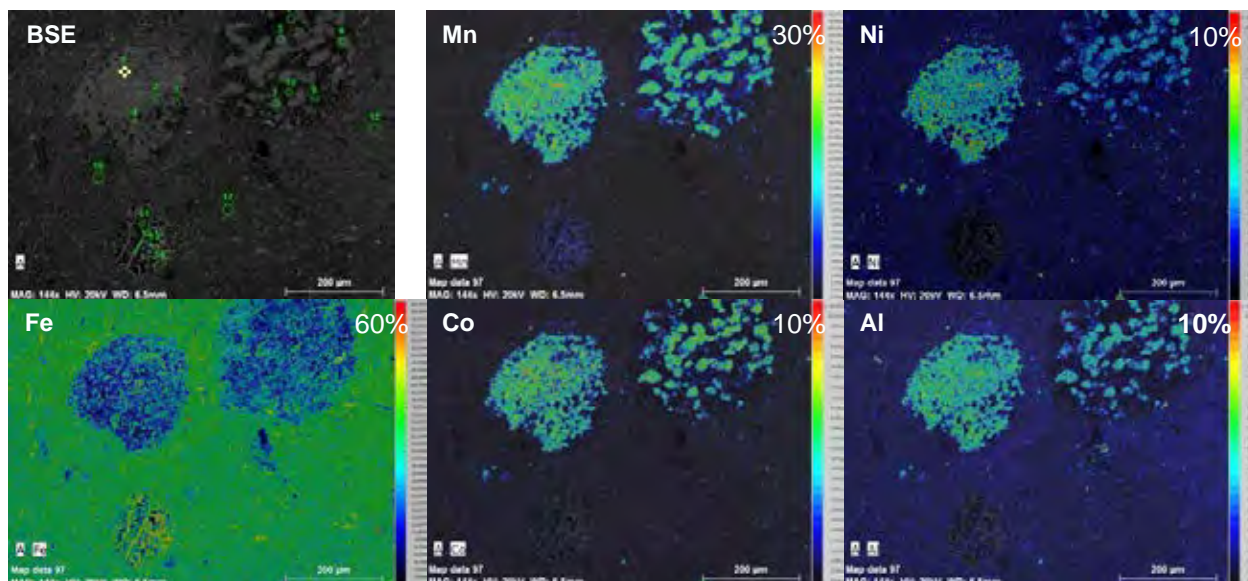


Figure 158 : BSE et cartographie MEB des oxydes de Mn de l'échantillon C77-17 (Fig. 154B). Sur l'image BSE sont localisés les points d'analyse regroupés dans le tableau 14.

Dans ce dernier échantillon, les teneurs les plus élevées en NiO (7,25 à 13,8 wt. %) et CoO (17,5 à 18,4 wt. %) sont localisées dans les zones les plus riches en Al_2O_3 (7,84 à 12,4 wt. %) et les plus pauvres en K_2O (<2 wt. %), généralement localisées en bordures des amas d'oxydes de manganèse (Fig. 158). Le rapport MnO/Al_2O_3 varie en effet entre 48 et 7.1 entre les zones riches en Mn et les bordures plus alumineuses, le rapport NiO/CoO variant simultanément entre 1.19 et 0.41.

Les zones les moins alumineuses de l'échantillon C148-34 sont probablement des phases de type cryptomélane. Ces phases sont relativement pauvres en Ni et Co contrairement aux zones alumineuses qui appartiennent vraisemblablement à des phases de type lithiophorite-asbolane.

La présence de potassium dans certains oxydes de manganèse rencontrés dans des profils d'altération réputés développés sur harzburgite et dunite suggèrent que des d'autres lithologies ont été affectées par l'altération supergène comme par exemple des gabbros.

Leur présence est également fortement suggérée sur les profils du chantier Vivaneau (Tiébaghi) compte-tenu des fortes teneurs en Al_2O_3 .

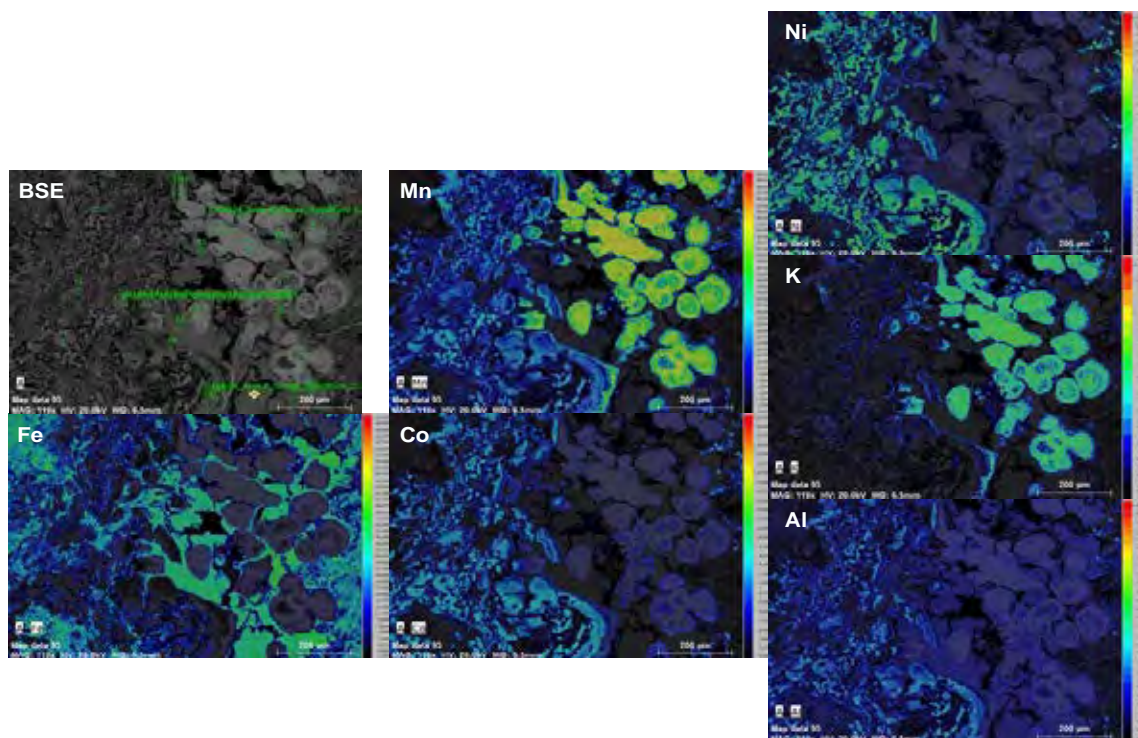


Figure 159 : BSE et cartographie MEB des oxydes de Mn de l'échantillon C148-34 pour la région d'intérêt A (Fig. 155). Sur l'image BSE sont localisés les points d'analyse regroupés dans le tableau 14.

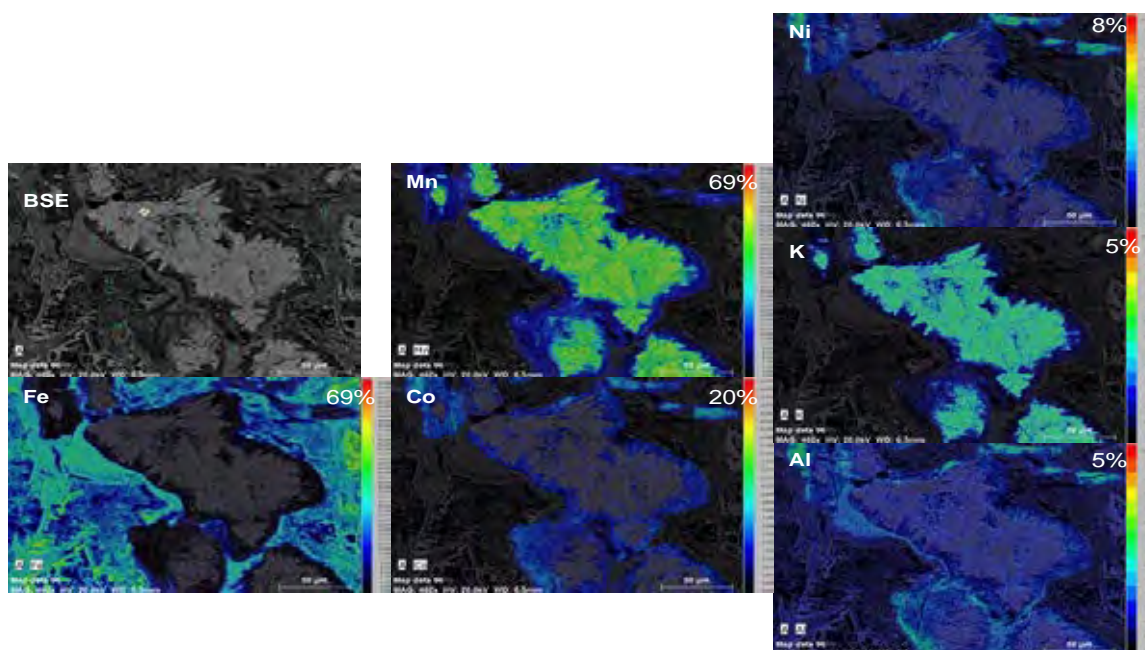


Figure 160 : BSE et cartographie MEB des oxydes de Mn de l'échantillon C148-34 sur la région d'intérêt nommée « Mn » (Fig. 151). Sur l'image BSE sont localisés les points d'analyse regroupés dans le tableau 14.

Tableau 14 : Analyses chimiques ponctuelles des différentes espèces d'oxydes de manganèse (localisation des points d'analyse sur les figures 158, 159 et 160).

	%CoO	%Al ₂ O ₃	%SiO ₂	%MgO	%K ₂ O	%MnO	%Fe ₂ O ₃	%NiO	%Cr ₂ O ₃	%Na ₂ O
Echantillon C77-17										
Av. 1-4	9,93	13,60	2,12	1,28		30,80	33,90	8,36	0,00	
Av. 5-7	11,60	13,50	1,83	1,49		35,30	28,30	7,88	0,00	
Av. 7-10	5,28	6,34	3,73	0,51		17,20	61,20	5,15	0,58	
Echantillon C148-34 Zone A										
Av. 1-10	2,18	2,94	0,52	0,01	4,95	80,00	5,84	2,61	0,00	0,92
Av. 11-20	18,40	12,40	0,81	2,99	0,23	46,40	4,93	13,80	0,00	0,00
Av. 21-28		5,22	2,30			4,51	85,80	1,14	1,03	
Echantillon C148-34 Zone Mn										
Av. 1-5	1,05	1,80	0,68	0,00	4,82	86,40	2,71	1,25	0,00	1,28
Av. 6-9	17,50	7,84	0,81	2,77	1,80	55,70	5,18	7,25	0,00	1,25

6.4. EXTRACTIONS SELECTIVES

Le principe de l'extraction séquentielle repose sur l'utilisation successive et répétée d'une série de réactifs considérés comme spécifiques d'un élément et/ou d'une phase minérale et d'agressivité croissante. L'action de ces réactifs sur les échantillons réduits en poudre (< 50 µm) conduit à la mise en solution des éléments chimiques constitutifs. On répète cette extraction avec un réactif donné jusqu'à épuisement des éléments libérés. Pour notre étude, les réactifs suivants ont été choisis :

- Eau ultra-pure : éléments facilement solubles ;
- Chlorhydrate d'hydroxylamine (NH₂OH-HCL, 0,1M, pH=3,5) : particulièrement actif et sélectif des phases manganésifères ;
- Oxalate d'ammonium (Acide Oxalique – Oxalate NH₄, 0,2M, pH=3) : formes du fer facilement solubles (amorphe, mal cristallisée) ;
- Citrate bicarbonate dithionite (Na₂S₂O₄) : forme bien cristallisée du fer ;
- Si un résidu d'extraction persiste, il est constitué de phases résistantes qui seront caractérisées au terme du processus d'extraction (minéralogie et chimie des résidus).

Suite aux résultats des premières extractions chimiques séquentielles, nous avons utilisé un rapport solide - solution de 1g/50mL pour toutes les extractions. La durée de contact d'une extraction (agitation par rotation complète des tubes) est de 76 h. Les tubes sont ensuite centrifugés à 10000 t/mn et le surnageant est filtré à 0,2 µm avant analyse élémentaire à l'ICP-AES. Le culot (solide restant dans le tube) est repris pour une nouvelle extraction.

6.5. ECHANTILLONS SELECTIONNÉS

83 échantillons récoltés lors des campagnes de terrain successives ont donc été sélectionnés sur la base de leur teneur en Ni, Co, Mn et Fe de manière à disposer d'un éventail représentatif des différents faciès minéralisés. Ces échantillons proviennent de prélèvement sur les différents gradins des chantiers d'exploitation des sites de Goro et Monéo et d'échantillons de sondage des chantiers de Goro (chantier Fer et KO₄), et Trazy (Koniambo).

Du fait du fort rapport solide/solution, de multiples extractions ont été nécessaires entrecoupées de rinçage à l'eau ultra-pure afin d'éliminer toutes traces des réactifs pour les extractions des formes du fer. Le temps nécessaire à l'analyse de tous les extraits étant trop important, nous avons rassemblé certaines fractions notamment relatives aux formes du fer.

6.6. RÉSULTATS

Les bilans de ces extractions sont présentés dans les figures 161 à 162 par éléments et pour les deux séries d'échantillons donnant les quantités extraites cumulées par les réactifs successifs comparées aux quantités totales élémentaires données par les analyses dites totales.

Certains éléments ne sont pas totalement extraits par nos réactifs il s'agit essentiellement du chrome, d'une partie du fer et du silicium et pour certains échantillons du magnésium du manganèse et du cobalt. L'examen des culots d'attaque montre des poudres noires dont l'analyse par fluorescence X donne des compositions proches des chromites (Figure. 163).

Le nickel et le cobalt sont extraits en quantité supérieure à celle donnée par la chimie totale pour la presque totalité des échantillons (Figures 161-162).



Figure 161 : Résultats des extractions chimiques séquentielles sur les échantillons des gradins des sites de Goro et Monéo.

Les extractions à l'hydroxylamine reflètent bien la sélectivité de cet extractant pour Mn et le lien avec Co et une partie de Mg et Ni. Il existe des réponses communes aux échantillons provenant des différents sites notamment :

- un lien fort entre Co et Ni extrait associé au Mn extrait et se différenciant par les gammes de valeurs respectives des éléments mais avec un rapport Ni/Co proche de 1 (en $\mu\text{mol/g}$)
- une population associant Mg, Mn Co et Ni extraits avec des fortes valeurs de Mg, la concentration en Co y est souvent la plus forte.
- déjà à ce stade le Co extrait est quasi total si on se réfère aux analyses totales, celle du Ni n'est que très partielle et une partie du Ni extrait semble indiqué un lien avec Fe extrait.

Les extractions à l'oxalate et au citrate dithionite bicarbonate (CDB) montrent leurs efficacités vis à vis des phases ferrifères et confirment le lien avec le Ni extrait:

- la majeure partie du Ni restant est extraite en association avec le Fe;
- une petite partie de Cr est extrait;
- une part de Mn associé à Co est extraite sur certains échantillons en association avec du Mg et du Si.

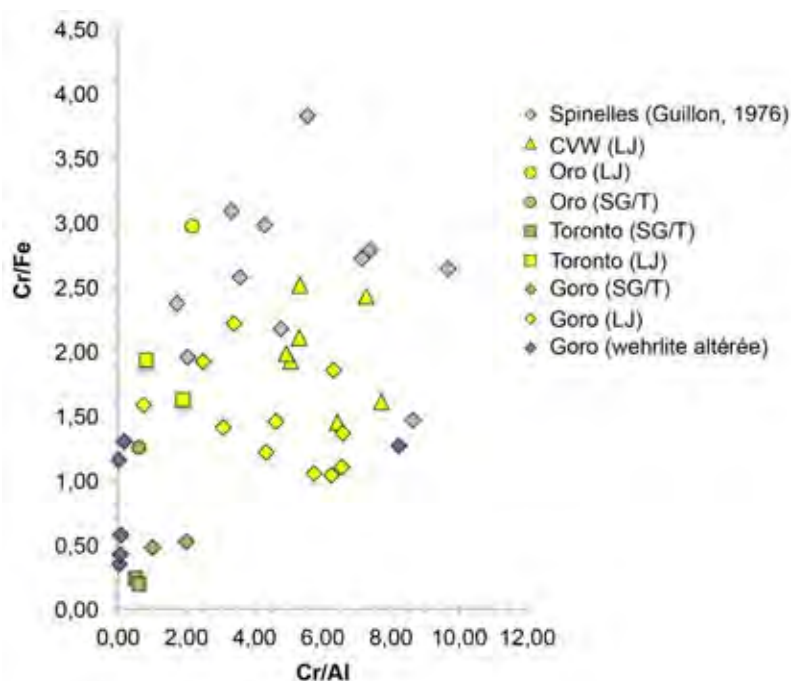


Figure 163 : Diagramme binaire des rapports des concentrations atomiques Cr/Fe et Cr/Al dans les résidus des extractions chimiques séquentielles (valeurs en % atom. présent dans le résidu).

L'ensemble des extractions met en évidence une « carte d'identité » des échantillons recueillis que ce soit sur les banquettes de mines ou sur les carottes qui nous ont été fournies (Ambrosi et al., en préparation) :

- les minéralisations Mn-Co-Ni-Mg se distinguent par une forte extractabilité à l'hydroxylamine, ce qui suggère que Co, Ni et Mg soient liés à une phase minérale d'oxyhydroxyde de Mn (ex : asbolane);
- cependant, des minéralisations Mn-Co sont « résistantes » à l'hydroxylamine, et révélées en même temps que les phases ferrifères et les fortes teneurs en Ni, l'association éventuelle entre ces éléments reste pour l'instant mal élucidée (phase primaire relique dans les latérites jaunes ?);
- l'association Fe-Ni (minerai latéritique) est nettement mise en évidence par les extractions à l'oxalate et au CDB;
- l'association Si-Mg-Ni (minerai silicaté) est également visible même si l'extraction du silicium n'est pas complète. De même une association Mn-Co avec Si et Mg est suspectée sur certain échantillon (phase primaire relique, talc et/ou lizardite);
- les résidus de ces extractions sont essentiellement constitués de chromites de compositions variables selon les sites et leur position dans le profil (Figure 163). Les latérites jaunes de Monéo (CVW, Oro, Toronto) et certaines de Goro Fer se rapprochant le plus des pôles purs spinelles chromifères.

7. DATATION DES PROCESSUS LATÉRITIQUES

7.1. INTRODUCTION

Les outils qui ont permis d'avancer ces dernières années dans la compréhension de l'évolution des paléosurfaces continentales et ensembles altéritiques associés (Grandin & Thiry, 1983) reposent sur des calages temporels obtenus par des datations radiométriques (analyse isotopique de phases minérales rares) ou par l'analyse paléomagnétique de cuirasses ferrugineuses et saprolites avec oxydes de fer néoformés (travaux de Vasconcelos, Ruffet, Théveniaut, Ricordel-Prognon depuis une quinzaine d'années). Cependant les péridotites et leur manteau d'altération sont pauvres en éléments radiogéniques et les cuirasses ferrugineuses peuvent avoir subi des mouvements postérieurs à leur magnétisation (soutirage karstique, néotectonique).

Concernant le paléomagnétisme, il faudra tester différents types de concrétions ferrugineuses (cuirasses massives *in situ*, altérations ferrugineuses et concrétions des unités sédimentaires de la Formation fluvio-lacustre).

Concernant la radiométrie, nous utiliserons deux méthodes de datation :

- Datation par U-Th/He des oxydes de fer dans les mêmes niveaux que ceux étudiés en paléomagnétisme ou des niveaux proches et facilement corrélables ;
- Datation Ar/Ar d'oxydes et hydroxydes de manganèse en concrétions ou phases cristallisées dans les latérites sous-jacentes aux cuirasses.

Il conviendra donc de rechercher des zones enrichies en éléments radiogéniques (complexes filoniens différenciés, cumulats).

Il conviendra également de tenir compte du fait que plusieurs phases d'altération peuvent se superposer sur un même profil, ce qui engendre des signaux paléomagnétiques complexes ou des réouvertures des systèmes isotopiques et finalement, des enregistrements difficiles à déconvoluer. Il conviendra alors d'utiliser simultanément plusieurs outils de datation sur les mêmes profils étudiés et de discriminer pétrographiquement et minéralogiquement les phases minérales porteuses du signal (différentes générations d'oxydes pour les datations radiométriques, une ou plusieurs phases minérales dans le cas du paléomagnétisme).

Divers tests ont été réalisés ces dernières années en Nouvelle Calédonie (Quesnel et al., 2008, Ricordel-Prognon et al, 2011 ; Sevin et al, 2012) et les résultats en sont concluants, notamment en ce qui concerne l'approche paléomagnétique sur les cuirasses sommitales des profils et des bancs ferrugineux et concrétions du Fluvio-Lacustre. Les directions paléomagnétiques sont très bien caractérisées, et portées par plusieurs phases minérales (goéthite, hématite, magnétite), avec très peu de dispersion pour chaque échantillon, mais les directions varient verticalement rapidement. Ceci implique de devoir traiter de nombreux échantillons prélevés sur plusieurs verticales à l'échelle d'un site étudié, mais permettra aussi de mieux contraindre l'évolution temporelle et de vérifier les basculements éventuels d'un replat morphologique. Cette utilisation combinée de plusieurs méthodes de datation nous permettra d'obtenir les meilleurs résultats possibles, par exemple de discriminer les périodes d'enfoncement des fronts d'altération et de ferruginisation à l'échelle de plusieurs sites représentatifs des types et de pouvoir ensuite les comparer entre eux.

7.2. DATATION DES CUIRASSES FERRUGINEUSES PAR PALÉOMAGNETISME

7.2.1. PRINCIPE

Les paléaltérations ferrugineuses résultent d'altérations météoriques le plus souvent sous conditions tropicales (Tardy, 1993). Ces altérations de type latéritique se marquent essentiellement par l'accumulation relative d'oxydes de fer et d'aluminium pouvant aller jusqu'à la formation de cuirasses. La plupart des minéraux primaires sont dissous et des oxydes secondaires précipitent pendant l'altération. La goethite et l'hématite sont les principaux oxydes de fer qui se forment dans les profils d'altération (Mullins, 1977 ; Maher, 1986 ; Schwertmann, 1988). Ils acquièrent alors une aimantation chimique rémanente, dans la direction du champ géomagnétique ambiant. Cette direction permet de calculer la position du PGV (pôle géomagnétique virtuel) attaché au site où les minéraux magnétiques ont précipité. La datation par paléomagnétisme s'obtient en comparant le PGV d'un site à la courbe de dérive apparente du pôle du continent sur lequel ce site est situé (Idnurm & Senior, 1978 ; Schmidt et al, 1983 ; Gehring et al, 1992 ; Théveniaut & Freyssinet, 1999 ; Ricordel et al., 2007 ; Ricordel-Prognon et al, 2010).

Les datations par positionnement sur la courbe de dérive apparente du pôle (CDAP) sont directement tributaires de la vitesse de dérive des continents. La datation n'est possible que s'il y a dérive du continent pour l'intervalle de temps considéré. La résolution des datations est d'autant meilleure que la dérive du continent est importante et rapide. C'est ainsi que les premières datations de terrains du régolithe par positionnement du paléopôle du site étudié sur la courbe de dérive apparente du pôle ont été effectuées en Inde et en Australie (Idnurm & Senior, 1978 ; Schmidt et al, 1983). Ces continents présentent en effet une courbe de dérive très rapide au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque (Fig. 164).

Les échantillons ont été collectés sur le terrain avec une carotteuse montée sur un moteur thermique entraînant un foret diamanté de 2,5 cm de diamètre, lubrifié à l'eau. Après carottage, les échantillons encore en place ont été repérés dans le système de coordonnées géographiques locales. La génératrice du plan méridien de la carotte a été repérée, sa direction et son inclinaison mesurées à l'aide d'une boussole. Quand cela a été possible, la direction du soleil et l'heure exacte ont été notées pour vérifier qu'aucune interférence magnétique n'a agi sur la mesure à la boussole et corriger l'azimut de la déclinaison du champ magnétique actuel. Après orientation la carotte a été marquée de la génératrice repérée. La précision des mesures est de l'ordre de 2°.

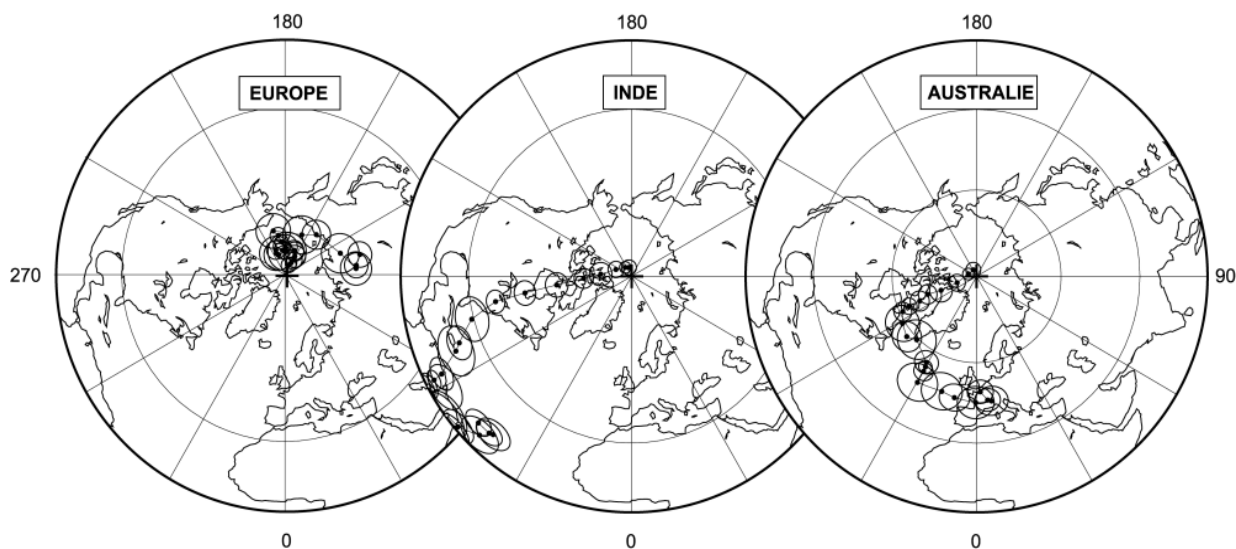


Figure 164 : Comparaison des courbes de dérive apparente du pôle de l'Europe, de l'Inde et de l'Australie entre 0 et 200 Ma

Une étude pétrographique systématique a été réalisée sur des échantillons représentatifs des différents sites étudiés. Nous avons utilisé un microscope optique Leica DM4000 B, équipé d'un système de lumière transmise et de lumière réfléchie. Ce microscope est situé au service « Géoressources » du BRGM basé à Orléans. Les résultats de ces caractérisations sont regroupés dans l'Annexe 3.

L'étude pétrographique approfondie des échantillons avant leur traitement au laboratoire d'analyse paléomagnétique permet de vérifier la nature des oxydes de fer présents et leur distribution.

Les faciès de cuirasse étudiés et datés en Nouvelle Calédonie avant le projet CNRT, dans le cadre d'un projet DIMENC-BRGM, par exemple à Tiébaghi et Goro, sont en général relativement homogènes (Quesnel et al, 2008 ; Ricordel-Prognon et al, 2011 ; Sevin et al, 2012a). L'examen macroscopique à l'œil nu ou à la loupe de terrain permet de décrire un faciès majoritaire de cuirasse massive à pisolitique soudée/trouée ou mitée (équivalent du terme anglais de "vermiform" dans les définitions des différents sous-horizons des cuirasses ferrugineuses de Tardy, 1993). Ils sont conformes aux faciès des cuirasses latéritiques ferrugineuses classiquement décrits et portent un signal paléomagnétique clair et peu bruité.

Souvent en Nouvelle Calédonie on trouve en-dessous de ce type de cuirasses des festons concrétionnés bordant des fissures ou cavités au sein de la latérite rouge indurée (terme équivalent à celui de "carapace" de Tardy, 1993). Nous avons parfois échantillonné ces festons. Ils portent aussi un signal paléomagnétique cohérent.

Les sites de Népoui et de la Napoueredjeine offrent des faciès différents :

- calcaire ferruginisé et silice ocre (pigmentée par les oxydes de fer) à Népoui ;
- bancs ou festons oxydés massifs (oxydes de fer précipités sous forme microcristalline) pour la coupe de la Napoueredjeine.

L'hématite est présente dans les pisolithes et souvent aussi en imprégnation du plasma. La goethite est également présente, autour des pisolithes, dans les nodules, parfois dans le plasma. On trouve aussi des concrétions très nettes dans les faciès de festons, conformément aux observations macroscopiques. Ces deux types d'oxydes de fer sont souvent les porteurs de l'aimantation.

L'étude pétrographique permet aussi de mettre en évidence les éventuels remaniements de nodules, pisolithes et autres éléments du squelette. En effet, ces remaniements ont été détectés dans la cuirasse lors de travaux paléomagnétiques pour le projet DIMENC-BRGM (Ricordel-Prognon et al, 2011 ; Ricordel-Prognon et al, 2013). Ils ne sont pas forcément décelables à la loupe de terrain et *a fortiori* à l'œil nu lors des prélèvements sur le terrain, en raison des réimprégnations par la goethite ou l'hématite. Il ne s'agit pas de cuirasse ferrugineuse latéritique telle que définie par Tardy (1993), mais d'une "pseudocuirasse", issue du démantèlement de cuirasse, latérite, pisolithes et nodules formés auparavant, i.e. un latosol, ultérieurement recimenté par les oxydes de fer. Ces remaniements avant réimprégnation induisent malgré tout un comportement de type "conglomérat" de ces objets porteurs de l'aimantation : il est impossible de calculer une direction moyenne fiable car les directions paléomagnétiques sont multiples. Il est alors impossible de caler un âge par paléomagnétisme (Ricordel-Prognon et al, 2011 ; Ricordel-Prognon et al, 2013).

L'aimantation rémanente naturelle des roches est l'aimantation acquise par les roches au cours de leur histoire. La source de cette ARN est le champ magnétique terrestre dans la plupart des cas. Son mode d'acquisition diffère selon les roches.

Parmi d'autres méthodes, un échantillon peut être désaimanté par chauffe. Pour l'analyse paléomagnétique, les échantillons sont chauffés jusqu'à la disparition totale de l'aimantation rémanente naturelle. Des chauffages par paliers jusqu'à 600-700°C conduisent à une désaimantation progressive de l'échantillon et peuvent permettre de séparer les composantes d'aimantation portées par différents minéraux. Des paliers plus serrés peuvent être effectués autour des températures de Curie ou de Néel des principaux minéraux susceptibles d'être rencontrés (Tableau 15).

Tableau 15 : Températures de Curie ou de Néel des principaux oxydes de fer rencontrés dans les latérites.

Mineral	Composition	T _C (°C)
Magnétite	Fe ₃ O ₄	575-585
Hématite	αFe ₂ O ₃	675
Maghémite	Fe ₂ O ₃	~600
Goethite	FeOOH	~120

Les résultats des désaimantations thermiques par paliers sont représentés à l'aide de projections orthogonales dites de Zijdeveld (Zijdeveld, 1967a) et de projections stéréographiques ou à aires conservées selon la représentation choisie. Les conventions graphiques utilisées sont les suivantes : sur les projections de Zijdeveld, les symboles pleins correspondent à la projection des directions dans le plan horizontal, tandis que les symboles vides correspondent à la projection des directions dans le plan vertical. Les représentations du type projections à aires conservées sont utilisées dans cette étude. Les cercles pleins réfèrent aux directions dans l'hémisphère inférieur (les directions sont normales), tandis que les cercles vides réfèrent aux directions dans l'hémisphère supérieur (les directions sont inverses).

Transformation en pôle paléomagnétique et datation - Les directions d'aimantations moyennes obtenues pour chaque site étudié sont transformées en pôle paléomagnétique (coordonnées Latitude et Longitude) et comparées à la courbe de dérive apparente du pôle (CDAP) du continent considéré pour dater l'acquisition de l'aimantation rémanente naturelle. Des paramètres statistiques sont utilisés pour déterminer l'incertitude sur la position du pôle calculé. D_p et d_m sont les paramètres correspondant aux valeurs des axes de l'ellipse de confiance à 95 %. Lorsqu'un PGV moyen est calculé à partir de plusieurs PGV, l'incertitude sur sa position est illustrée grâce aux paramètres d_m et d_p correspondant respectivement au paramètre de Fisher et au rayon du cercle de confiance autour du pôle moyen.

Le test de McFadden et McElhinny (1990) peut être utilisé pour comparer deux moyennes.

Traitement et interprétation des données - L'interprétation des désaimantations thermiques de l'aimantation rémanente naturelle est effectuée grâce au logiciel Paleomac 5 (Cogné, 2003). Les directions caractéristiques d'aimantation, représentées sur les diagrammes de Zijdeveld, sont calculées par régression des moindres carrés (Kirschvink, 1980), notées DirKir dans les données (Annexes). Lorsque les données sont bruitées, les droites de régression sont forcées vers l'origine, et notées DirOKir dans les données. Lorsque durant la désaimantation la direction de l'aimantation se déplace selon un grand cercle en projection à aires conservées, les paramètres de ce grand cercle sont calculés (McFadden et McElhinny, 1988) et notés GC dans les données. Pour chaque site, la direction moyenne est calculée par la méthode de Fisher (1953) ou McFadden et McElhinny (1988) si les grands cercles ont été définis. Différents paramètres statistiques permettent d'estimer l'incertitude sur la direction moyenne calculée.

Si les directions d'aimantation suivent une loi de Fisher, adaptation à la sphère de la loi normale ou loi de Gauss sur un plan (Fisher, 1953), le rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne est calculé. Il est noté α_{95} dans les données. Pour être fisherienne, la distribution doit présenter une symétrie de révolution autour de la direction moyenne. Un paramètre k de groupement des mesures est calculé, si k est grand, la distribution sera très serrée, si k est petit, la répartition sera étalée.

Présentation des résultats - Après l'étude pétrographique préliminaire (Sevin, 2011), certains sites et sous-sites ont été écartés de l'étude paléomagnétique, en raison des remaniements internes mis en évidence dans les cuirasses, par exemple les sites d'Oundjo, divers sous-sites de Yaté, Ile des Pins et la plupart des sous-sites du massif du Koniambo. D'autres sites et sous-sites ont été retenus en raison de l'absence d'indices de remaniements au sein de la cuirasse. Seront ici détaillés les résultats obtenus sur les sous-sites de Goro 5, Koniambo 1, Ile des Pins B, Kadjitra 1, et des sites de Tambounan, Gwa N'Doro et Nakéty.

La courbe de dérive des pôles utilisée est celle de l'Australie (Besse and Courtillot, 2003), en admettant l'hypothèse qu'il n'y a eu aucune rotation de la Nouvelle-Calédonie par rapport à la plaque australienne. Cette hypothèse est appuyée par plusieurs faits : une telle rotation, si elle avait eu lieu, se serait faite autour de l'Eocène supérieur ou à la base de l'Oligocène (cf.

travaux de paléomagnétisme dans le flysch de Bourail ; D. Cluzel, communication personnelle), i.e. avant la période supposée de formation des cuirasses ferrugineuses de la Grande-Terre. De plus, les données cinématiques synthétisées dans le papier de Schellart et al., (2002) montrent l'absence de rotation entre la ride de Lord Howe et l'Australie.

Au cours des désaimantations par chauffage et des mesures au JR5, environ 10 % des échantillons se sont désagrégés dans le four. L'ensemble des données est fourni dans l'Annexe 3 jointe à ce rapport, une pour chaque site étudié. Chaque annexe comporte :

- une carte de positionnement à 1/25 000 des sites et sous-sites ;
- une ou des planches descriptives des coupes avec position des carottes prélevées et photos des faciès échantillonnés ;
- les tableaux de données ;
- les graphiques obtenus ;
- les observations pétrographiques appuyées par des photos de lames minces commentées ;
- les interprétations et commentaires qui en découlent.
- Résultats et discussion

Les principaux résultats de l'étude paléomagnétique menée dans le cadre du projet Nickal sont détaillés dans l'Annexe 3 et résumés dans le Tableau 16.

Tableau 16 : Synthèse des données paléomagnétiques obtenues sur les cuirasses ferrugineuses durant le projet CNRT NICKAL.

Site	Résultat
Goro 5	Datation à 10 Ma : compléments pour mieux contraindre l'incertitude sur l'âge obtenu
Koniambo	Dispersion sur la goethite et plus encore sur l'hématite ; Aucun résultat
Tambouanan	Directions bien groupées et cohérentes pour la dalle 1, mais rotation et basculement très probables
Iles des Pins B	Résultat sur la goethite ; pôle en dehors de la courbe, mais proche de 0-5 Ma ; compléments pour réduire l'incertitude sur le pôle obtenu
Gwa N' Doro	Casse en cours de chauffe, dispersion
Kadjitra	Dispersion
Nakety	Transformations minéralogiques en cours de chauffe

Seuls deux sites ont offert des résultats paléomagnétiques permettant une datation (encore à affiner pour l'un d'eux). Ils sont reportés dans le Tableau 17.

Tableau 17 : Directions paléomagnétiques moyennes et pôles paléomagnétiques obtenus pour 2 sous-sites étudiés Goro 5 et Ile des Pins B. Lat. (°S)= latitude du site; Long. (°E)= longitude du site; N= nombre d'échantillons étudiés; n=nombre d'échantillons utilisés pour le calcul de la moyenne; I= inclinaison; k= paramètre de précision; α_{95} = ellipse de confiance à 95 % autour de la direction moyenne; Pôle Lat (°N)= latitude du pôle; Pôle Long. (°E)= longitude du pôle; dp and dm= erreurs autour de la position du pôle.

Site	Site Lat (°S)	Site Long (°E)	N	n	D	I	k	α_{95}	Pôle Lat (°N)	Pôle Long	dp	dm
Goro 5	-22,3	167	9	6	3,7	-41	129,4	6,2	86,3	276,9	4,5	7,5
IDP B (g)			15	7	183,7	28,6	27,8	11,9	81,9	193,4	7,2	13,1

L'âge de la cuirasse de **Goro 5** est d'environ 10 Ma et vient en complément de ce qui avait été obtenu sur les 4 autres sous-sites de Goro (0-5 Ma, 10-20 Ma et 25 Ma : Tableau 18 issu de Ricordel-Prognon et al, 2011) et qui a été publié (Sevin et al, 2012a).

L'ensemble des âges obtenus à Goro reste cohérent et indique une succession de phases de cuirassement latéritique dans cette zone du Massif du Sud, sur différents replats au sein d'une même grande "cellule karstique", à l'opposé de la zone de Tiébaghi sur une des klippes de la côte ouest, qui ne montre qu'une phase ancienne à 25 Ma, cette cuirasse étant aujourd'hui perchée sur un seul grand replat en altitude, induisant là un blocage du processus d'altération après 25 Ma.

Sur le sous-site de l'île des Pins B, des compléments d'analyse sont nécessaires pour affiner le résultat et réduire les incertitudes, mais un âge récent (0 à 5 Ma) est probable. Là encore, une certaine cohérence géographique semble ressortir de la comparaison de cet âge avec ce qui a été obtenu à Goro : sur un replat topographique assez bas, on aurait à l'île des Pins enregistré la dernière phase de cuirassement présente à Goro sur les replats les plus bas également. Il est possible qu'il en aille de même sur les autres replats les plus bas du Massif du Sud, mais il faudrait le vérifier autour des baies de Goro, Port Boisé et Prony, et sur d'autres sites de l'île des Pins.

Sur le site de Nakety, les transformations minéralogiques au cours de la chauffe empêchent d'obtenir un résultat.

Tableau 18 : Synthèse des résultats paléomagnétiques obtenus lors de la phase 2 du projet DIMENC-BRGM Régolithe - NC, en bleu et texte rouge les données obtenues pour les cuirasses au sommet de profils latéritiques, en rouge et texte bleu, les données obtenues pour les indurations ferrugineuses dans les sédiments fluvilacustres.

Site	Résultat
GORO	Datations cohérentes obtenues sur les 4 sous-sites (âges de 0-5 Ma, 10-20 Ma et 25 Ma)
TIEBAGHI	Datation à 25 Ma homogène à l'échelle de tout le plateau
Prony	Dispersion sur le sous-site Prony 1 ; autres sous-sites à étudier, + compléments
Col de Yaté	Magnétite dominante, dispersion ; compléter par autres sous-sites
Port-Bolsé	Dispersion, mais faible incertitude ; compléter par autres sous-sites
La Napoueredjeine (fluvio-lacustre)	Résultats sur festons, 10 à 20 Ma ? trop peu d'échantillons (faciès microcristallin, forets cassés) ; à compléter
Népouli	Goethite : 5-15 Ma ; Hématite : cohérent mais peu d'échantillons ; à compléter
Kouaoua	Résultats sur Kouaoua 2 ; à compléter par autres sous-sites
Tiégamus	Résultats intéressants, dispersion possible ; à compléter
Ouazangou	Résultats intéressants, mais dalles basculées

Sur les sites de Gwa N'Doro et Kadjitra, les directions paléomagnétiques sont dispersées, et aucune datation paléomagnétique n'est possible, alors que l'étude pétrographique ne décelait aucun remaniement interne de la cuirasse. Des remaniements ont néanmoins eu lieu, et ceci n'est pas forcément surprenant : ces 2 sites étant à l'amont de vallées incises remplies de sédiments fluviaux (cône alluvial et chenaux sableux), il est possible que ces cuirasses affectent des faciès de colluvions ou sédiments fluviaux très proximaux (nourris par des latérites antérieurement formées) sur les glacis à l'amont de ces systèmes fluviaux. Il est alors probable que l'altération des colluvions ou sédiments fluviaux n'ait pas été suffisante pour "détruire" les signaux magnétiques anciens, notamment ceux de la magnétite et des nodules hématitiques, et que la réimprégnation du matériel sédimentaire altéré par la goethite ne soit pas suffisante non plus pour induire un signal paléomagnétique cohérent ou exploitable.

Sur le site de Koniambo 1, les directions sont faiblement dispersées, suggérant de possibles petits remaniements internes au sein de la porosité ou de petites fissures de rétraction de la cuirasse. Toutefois aucun âge ne peut être obtenu par paléomagnétisme. Ces remaniements internes résultent probablement là aussi d'un événement qui aurait remobilisé le profil d'altération. Le calage temporel de cette remobilisation (= érosion de profils antérieurs) peut être tenté en première approximation par comparaison avec les résultats obtenus antérieurement sur les autres sites de la côte ouest (Tab. 18), en commençant par les plus proches : Ouazangou (basculement), Tiégamus (dispersion possible, trop peu de données pour en être sûr), Oundjo (dispersion liée à une remobilisation), et Tambouan.

Sur le site de Tambounan enfin et justement, les échantillons de la dalle 1 (apparemment en place) présentent des directions paléomagnétiques groupées et une moyenne a été calculée. Malheureusement le pôle obtenu est incohérent avec la courbe de dérive des pôles de l'Australie, en raison probablement d'un fort basculement et/ou d'une forte rotation de cette dalle, ce qui est très décevant, ce site offrant une des clefs pour dater et comprendre les remobilisations et dépôts fluviaux sur la côté ouest. Nous ne pouvons pas estimer l'ampleur des mouvements ayant induit ce décalage du pôle par rapport à la courbe de dérive du pôle de l'Australie de Besse et Courtillot (2003) en l'état actuel des données.

Lors de la phase 3 du projet DIMENC-BRGM (Ricordel-Prognon et al, 2013), d'abondants remaniements ont été mis en évidence dans les « pseudo-cuirasses » des massifs surplombant Népoui, du Kopéto et du Boulinda (Tableau 19 issu de Ricordel-Prognon et al, 2013), empêchant toute datation paléomagnétique.

Tableau 19 : Synthèse des premières données paléomagnétiques obtenues à l'issue de la phase 3 du projet DIMENC-BRGM Régolithe – NC

Site	Résultat
Kopeto Aubin	Dispersion
Kopeto Iris	Dispersion
Kopeto Kawa	Dispersion
Boulinda 1	Directions bien groupées et cohérentes, mais rotation et basculement
Boulinda 3	Dispersion
Boulinda 5	Dispersion
B-Népoui	Dispersion
C-Népoui	Dispersion
D-Népoui	Dispersion
E-Népoui	Dispersion
F-Népoui	Dispersion
G-Népoui	Dispersion
H-Népoui	Dispersion
Népoui Mémorial	Peu d'échantillons
Pindaï A	Peu d'échantillons
Pindaï B	Peu d'échantillons
Nepo 2	Datation à 10 à 25 Ma
Nepo 4	Peu d'échantillons

Les principaux résultats de ces travaux susceptibles d'aider l'interprétation de ceux obtenus dans le cadre du projet CNRT Nickal sont présentés ci-dessous.

Les échantillons étudiés des massifs de Kopéto, Boulinda et des replats qui leurs sont inférieurs en amont de Népoui n'ont pas pu être datés par paléomagnétisme, à une exception près (Népoui, conglomérat à matrice silico-ferrugineuse de couleur miel). En effet les directions d'aimantation enregistrées sont multiples et les échantillons de cuirasse se comportent sur le

plan magnétique comme des conglomérats. Aucune moyenne n'a pu être calculée, *a fortiori* aucun pôle n'a pu être dégagé.

L'étude pétrographique approfondie de ces échantillons a révélé des remaniements de nodules, pisolithes et autres éléments du squelette, ce qui explique le comportement de type "conglomérat" de ces objets porteurs de l'aimantation. Il ne s'agit donc pas de cuirasse ferrugineuse latéritique telle que définie par Tardy (1993), mais d'une "pseudocuirasse", issue du démantèlement de cuirasses, latérites, pisolithes et nodules formés auparavant, i.e. un latosol, recimenté ensuite par les oxydes de fer. Sur le replat inférieur du massif du Boulinda, un ciment siliceux tardif aurait favorisé la préservation des "pseudocuirasses" ferrugineuses.

Cette phase siliceuse tardive semble plus abondante à l'aval (en ciment de la matrice du Conglomérat de Népoui), qu'à l'amont du paysage (cuirasse de Boulinda 1 et 2). Nous avons proposé à titre d'hypothèse d'utiliser cette silice comme critère de corrélation entre les terrains du régolithe qu'elle imprègne : les altérites remaniées à l'amont (Boulinda) et les sédiments plus ou moins matures à l'aval (paléovallée remplie par le Conglomérat de Népoui).

Ces observations sont en parfait accord avec la position géomorphologique des "pseudocuirasses" échantillonnées, qui moulent la topographie en grands glacis entre les crêtes armées par la péridotite (et la saprolite) et des zones en creux qui sont des dolines actives la plupart du temps, notamment sur le Massif du Boulinda. La "pseudocuirasse" étudiée correspondrait à des formations de pente et colluvions issues des profils latéritiques anciens démantelés par érosion, suite à une forte incision du relief. Cette incision du relief pourrait être liée à un fort soulèvement de la zone centrale de la Grande-Terre. Ce soulèvement plus intense est également envisagé comme étant responsable du plus fort étagement des replats dans cette zone.

De plus, les observations effectuées lors de la cartographie du régolithe ont aussi montré dans le secteur du Kopéto une position très élevée de la semelle de la nappe des péridotites, indiquant là aussi une position structurale plus haute. Ce soulèvement y aurait également induit l'érosion d'horizons plus profonds des profils d'altération, emportant vers l'aval du matériel plus saprolitique et serpentineux qui serait à l'origine de sables et galets de péridotite et de la silice qui cimente les pisolithes et nodules remaniés dans le latosol pour former certaines "pseudocuirasses" et les galets du Conglomérat de Népoui.

Si l'on considère qu'il s'agit là d'un événement unique, responsable de l'érosion drastique des profils les plus anciens du centre de la Grande-Terre, de la création de réseaux hydrographiques très incisés et du dépôt, dans les zones basses comme Népoui-Pindaï, d'un conglomérat fluviatile très grossier et avec des éléments de flore continentale silicifiés et des structures sédimentaires indiquant un régime torrentiel (cône alluvial), le seul élément de datation de ce paléopaysage très différencié obtenu au cours de la phase 3 du projet DIMENC-BRGM (Ricordel-Prognon et al, 2013) et du projet CNRT Nickal est l'âge obtenu par paléomagnétisme sur la matrice silico-ferrugineuse de couleur miel qui imprègne le conglomérat de Népoui : 10 à 25 Ma. Cet âge reste malgré tout imprécis. Les résultats des datations K/Ar des oxydes de Mn (cf. infra) prélevés sur la même coupe et aux alentours (autour des galets de péridotites altérés et piégés dans la silice de couleur miel ou blanche) sont négatifs : il n'y a pas de potassium dans le réseau des oxydes de Mn. On ne peut donc pas affiner l'âge de la dernière altération (la précipitation de silice ayant bloqué l'hydrolyse des galets) qui a affecté le conglomérat fluviatile de Népoui. Ces résultats ont été valorisés lors du congrès géologique international à Brisbane en 2012 (Sevin et al, 2012b et Ricordel-Prognon et al, 2012).

Toutefois la stratigraphie et l'âge de ce conglomérat ont été précisés très récemment grâce à un forage carotté effectué à Népoui sur la presqu'île de Pindaï dans le cadre d'un projet IRD-

DIMENC (Maurizot 2011). Ce conglomérat est désormais nommé Membre du conglomérat de Pindaï, et se trouve à la base de la Fm supérieure de Népoui, intercalé entre plusieurs unités de calcaires récifaux et périrécifaux des Fm inférieure et supérieure de Népoui, d'âge Miocène inférieur (Sevin et al, soumis). Plus précisément, les nouvelles données biostratigraphiques, obtenues par l'étude des foraminifères benthiques et planctoniques (réalisée par Georges Chapronière, *in* Sevin et al, soumis et Maurizot, 2011), permettent d'attribuer le dépôt du Mb du conglomérat de Pindaï à un intervalle de temps compris entre l'Aquitainien supérieur et le Burdigalien inférieur, soit entre 22 et 19 Ma d'après la dernière charte stratigraphique internationale (Hilgen et al, 2012 pour le Néogène).

Considérant ce calage biostratigraphique obtenu à Népoui, la paléotopographie différenciée (Fig. 165), dont on aurait des témoins depuis les massifs du Kopéto-Boulinda jusqu'à Népoui-Pindaï, serait donc plus jeune d'environ 3 à 6 Ma que les premières cuirasses latéritiques datées d'environ - 25 Ma sur le plateau fossile de Tiébaghi au Nord et sur certains replats dans la cellule karstique de Goro au Sud (Sevin et al, 2012a). Les cuirasses et latérites antérieures des massifs du Kopéto-Boulinda pourraient s'être formées en même temps que celles de Tiébaghi et de Goro, puis avoir été démantelées et remaniées le long de la paléotopographie, dans ce secteur central de la Grande Terre, à cause d'un soulèvement d'origine tectonique. En effet, le facteur eustatique ne peut être invoqué pour expliquer la remobilisation sur la paléotopographie et le dépôt du conglomérat fluviatile, puisque le niveau marin relatif était haut au Miocène inférieur, et surtout plus haut à ce moment que durant l'Oligocène supérieur (Sevin et al, soumis et courbes eustatiques a) de De Boer et al, 2011 et b) de Haq et al, 1987 recalibrée dans la charte stratigraphique de Gradstein et al, 2012). Le moteur invoqué pour ce soulèvement tectonique, l'érosion et le dépôt du conglomérat induits est le rebond lié à la rupture du 'slab' post obduction (Sevin et al, soumis). La paléotopographie aujourd'hui encore visible dans cette zone centrale de la Grande Terre, et associée à des profils d'altération particuliers où le minerai de nickel est présent dans la saprolite (type Tiébaghi), serait fossile et n'aurait pas (ou très peu) été modifiée depuis cet événement (Sevin et al, soumis).

En outre, en tenant compte de la proximité géographique et de la relative continuité géomorphologique entre les sites, il est possible d'envisager, à titre d'hypothèse, que la remobilisation de cuirasses et latérites mise en évidence sur les sites de Koniambo, Ouazangou, Oundjo et Tiégamus soit contemporaine de celle montrée sur la paléotopographie du Kopéto-Boulinda à Népoui-Pindaï. Il est alors également possible d'envisager que les sédiments fluviatiles (et conglomératiques à la base) du Tambounan seraient contemporains du Mb du conglomérat de Pindaï, mais ceci reste à démontrer.

Le même raisonnement pourrait éventuellement être appliqué aux sédiments fluviatiles (également conglomératiques en partie) de la côte est, i.e. ceux qui remplissent la paléovallée du Gwa N'Doro, et aux remobilisations de latérites et cuirasses mises en évidence à l'amont sur ce site et à Kadjitra, mais ceci reste très spéculatif, doit être considéré comme une hypothèse, et ne peut pas être démontré en l'état actuel des données.

Les datations obtenues dans ces zones par d'autres méthodes dans le cadre du projet CNRT Nickal, et parfois même sur les mêmes replats, mais un peu plus bas dans les profils d'altération, apporteront des arguments complémentaires pour affiner nos résultats et interprétations (cf. infra). Il s'agit notamment des datations K/Ar des oxydes de Mn prélevés dans les altérites de gabbro et roches acides qui traversent les péridotites sur le Massif du Boulinda et des turbidites trouvées en écaille sur le Koniambo, dans les conglomérats à matrice siliceuse de Népoui (sites du Wharf de Népoui et de forêt Français), et des datations U-Th/He

des concrétions et manchons racinaires (goethite principalement) prélevés dans les latérites du massif du Kopéto et dans les sédiments du Tambouan et du Gwa N'Doro.

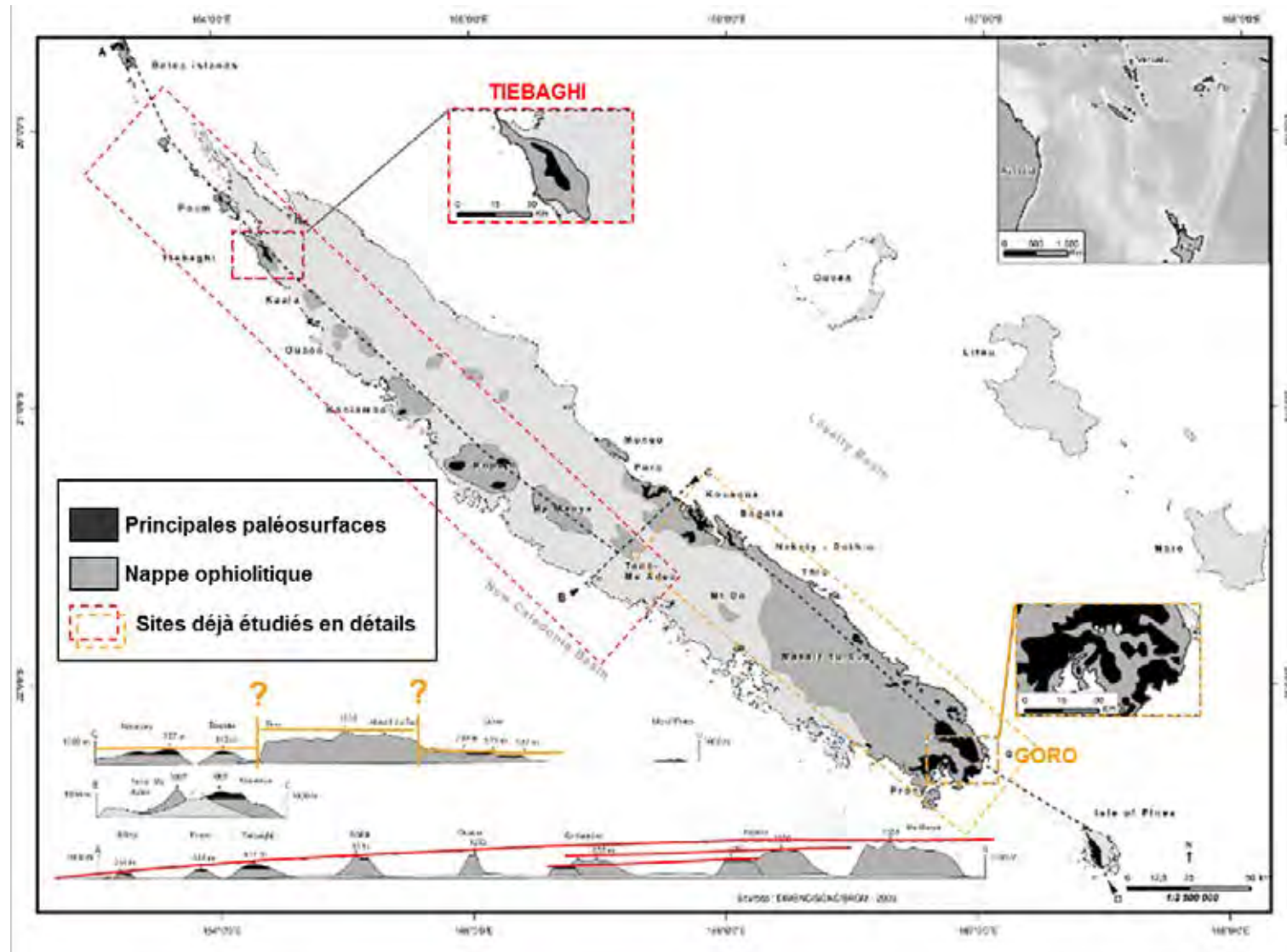


Figure 165 : Carte géologique simplifiée et coupes géomorphologiques indiquant les principaux replats de la Grande Terre de Nouvelle Calédonie (T = Tiébaghi ; Kb = Koniambo ; Kp = Kopéto ; Ka : Kouaoua ; Ké : Kouakoué ; G = Goro).

Les données acquises au cours des projets CNRT Nickal et DIMENC-BRGM mettent en évidence la nécessité d'étudier les échantillons pétrographiquement avant les traitements paléomagnétiques, afin d'exclure d'emblée des lots à analyser les échantillons qui montrent des remaniements.

L'étude couplée pétrographique-paléomagnétique continue pour d'autres sites étudiés dans le cadre du projet DIMENC-BRGM Phases 4 (Quesnel et al, 2013) et 5 (travaux en cours). Des faciès de cuirasse sans indice de remaniement interne des éléments du squelette ont été trouvés. Les résultats de cette étude des cuirasses latéritiques, ainsi que des sédiments fluvio-lacustres du centre et du Sud de la Grande Terre (coupe de la Napoueredjeine) viendront également compléter et affiner les datations déjà obtenues. Les résultats préliminaires semblent montrer :

- des âges anciens pour les ferruginisations (par épigénie des sédiments, grossiers ou fins) intercalées dans la Fm fluvio-lacustre du Sud de la Grande Terre (15 à 25 Ma),
- des âges un peu plus jeunes (0-5 à 20 Ma) pour les cuirasses latéritiques qui couronnent les profils affectant cette Fm fluvio-lacustre,
- des âges beaucoup plus récents (0-5 Ma) pour des phases secondaires (concrétions liées aux battements de la nappe) affectant la Fm fluvio-lacustre, après incision de cette dernière conduisant au réseau hydrographique actuel.

Des compléments d'étude sont envisageables sur nos échantillons prélevés (et stockés au BRGM) sur les sous-sites de l'île des Pins B, Port Boisé, Prony, Kouaoua, Tiégamus, Yaté, et plusieurs coupes dans le Grand Sud. Il serait également intéressant de compléter les prélèvements ultérieurement autour des chutes de la Madeleine dans le Sud, sur l'Archipel des Beleps et sur le Massif de Poum au Nord. Les cuirasses du massif de Kouakoue sont probablement inutiles à prélever, à cause des grands glissements observés dans les latérites le long des pentes de ce massif au relief escarpé (communication personnelle de D. Traore), qui induisent des basculements des éventuelles dalles de cuirasse ferrugineuse.

Pour les travaux en cours et à venir, il sera crucial de :

- préciser l'extension exacte des "pseudocuirasses" sur les différents replats de la paléotopographie du centre de la Grande Terre et de vérifier si elles sont restreintes à cette zone centrale supposée la plus soulevée ou non ;
- étudier plus finement les sédiments fluviaux proximaux et distaux en bordure de cette zone (Gwa N'Doro, Tambounan, Népoui...), et comparer avec ceux du fluvio_lacustre du Sud, dans une zone réputée plus stable ;
- vérifier si l'on retrouve ailleurs des âges anciens (25 Ma), comme à Tiébaghi ou des âges intermédiaires, voire très récents comme à Goro.

7.3. DATATION DES OXYDES DE FER PAR U-TH / HE

La datation (U-Th)/He des goethites a été réalisée pour des échantillons récoltés sur le terrain par F. Quesnel lors des missions citées précédemment. Les critères importants de sélection sont l'homogénéité des échantillons et la présence d'autres phases minérales dans l'échantillon. Des sections polies ont été réalisées pour contrôler ces deux critères. La plupart des échantillons datés correspondent à des concrétions développées dans des manchons racinaires et à des nodules zonés (Fig. 166). Différents prélèvements ont été réalisés pour les nodules, afin de tester les différences d'âge entre le cœur et la bordure.

7.3.1. PRINCIPE

Les échantillons sont pesés puis emballés dans une feuille de platine ou de niobium ultrapur. Ces capsules sont ensuite chauffées sous ultravide à l'aide d'un laser à diode Ytterbium pendant 30 minutes à une température supérieure à 900°C. Les gaz extraits sont purifiés et analysés à l'aide d'un quadripole Pfeiffer. La concentration de ^4He est obtenue par la comparaison avec un volume d' ^3He connu introduit lors de l'extraction. Le dégazage est réalisé en plusieurs paliers de chauffe jusqu'à ce que la totalité de l'hélium soit extraite. L'erreur sur la concentration d'hélium est de 2% (1σ). L'analyse des concentrations d'He est réalisée dans le laboratoire de thermochronologie He de l'UMR IDES.

Les échantillons sont placés dans un récipient en téflon puis dissous dans une solution de HCl en ajoutant une quantité connue d' HNO_3 5N enrichie en spike ^{230}Th et ^{235}U . L'attaque est menée pendant 2 heures à 90°C. Après évaporation, l'attaque est reprise dans une solution d' HNO_3 0,5N contenant quelques gouttes d'HF. La solution est diluée jusqu'à obtenir une solution finale avec une concentration en Fe de 100 ppm. Les concentrations d'U et Th sont alors déterminées avec un quadripole ICP-MS series II CCT Thermoelectron au LSCE. L'erreur sur les concentrations est de 1,5-2% (1σ). L'erreur sur l'âge (U-Th/He) obtenu est ainsi de 3,5-4%. La taille des échantillons analysés permet de ne pas tenir compte de l'éjection de l'hélium.

7.3.2. RÉSULTATS ET DISCUSSION

26 âges ont été obtenus correspondant à huit échantillons et s'échelonnent entre 0,5 Ma et 9,4 Ma (Tab. 20). A l'exception de trois 'réplicates' significativement plus élevés (5,6, 8 et 9,4 Ma), tous les âges sont compris entre 0,5 et 3 Ma. Aucun des échantillons ne montre de structures concentriques, n'indiquant donc pas de zonalité apparente. Les âges plus élevés peuvent s'expliquer par une contamination par des produits détritiques ayant un signal d'hélium hérité, ou par un mauvais dosage de l'uranium et/ou du thorium. Les données acquises dans les concrétions zonées montrent que le processus de formation est rapide (de l'ordre du million d'année) et les différents âges obtenus peuvent indiquer un fonctionnement épisodique.

Il apparaît donc que le développement de ces oxydes de fer dans les profils d'altération est récent (fin Miocène – début Pléistocène) pour les zones échantillonnées, ils pourraient correspondre aux phases jeunes révélées par l'analyse paléomagnétique dans la coupe de la Napoueredjeine.

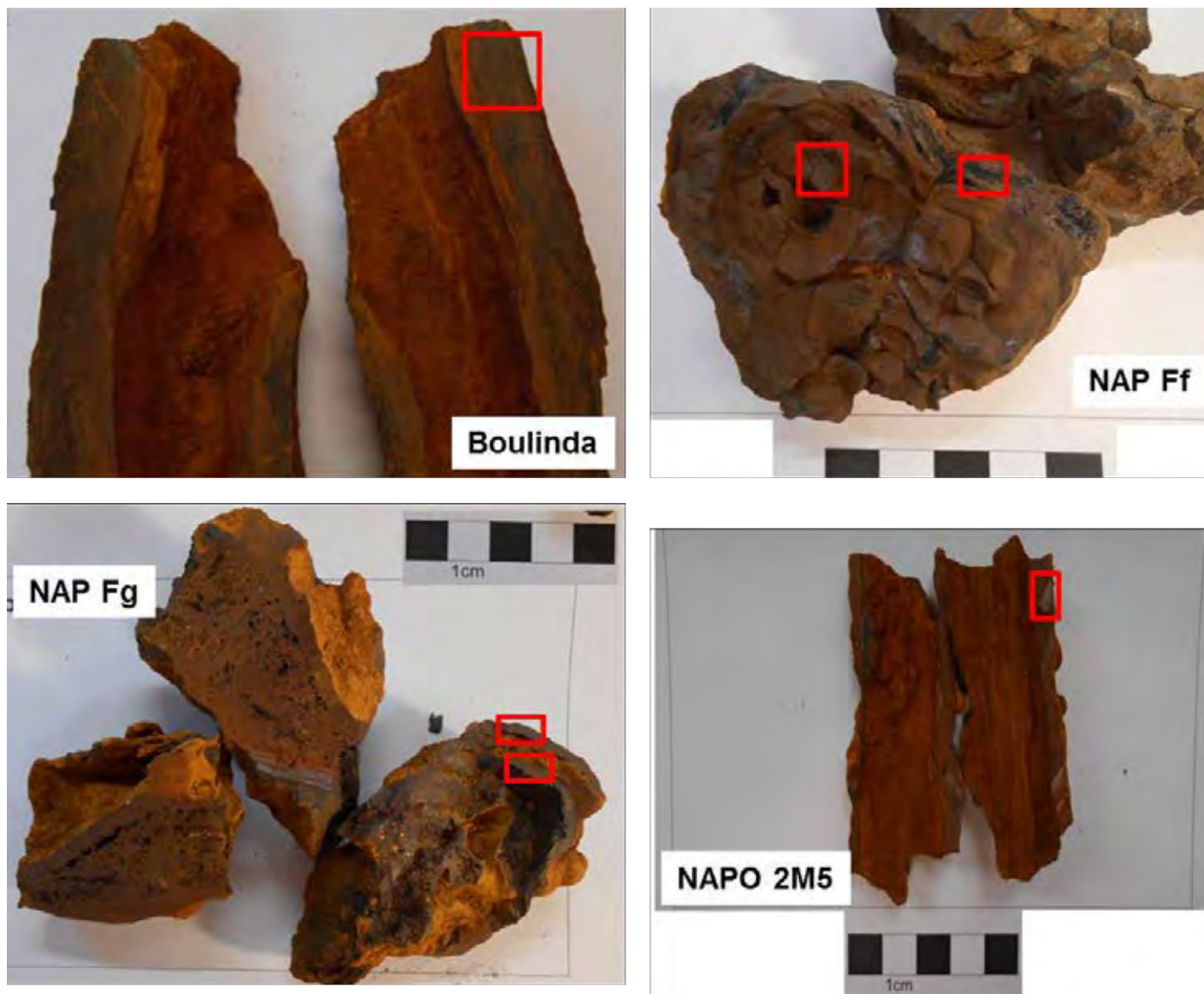


Figure 166 : Photos des échantillons analysés par U-Th/He.

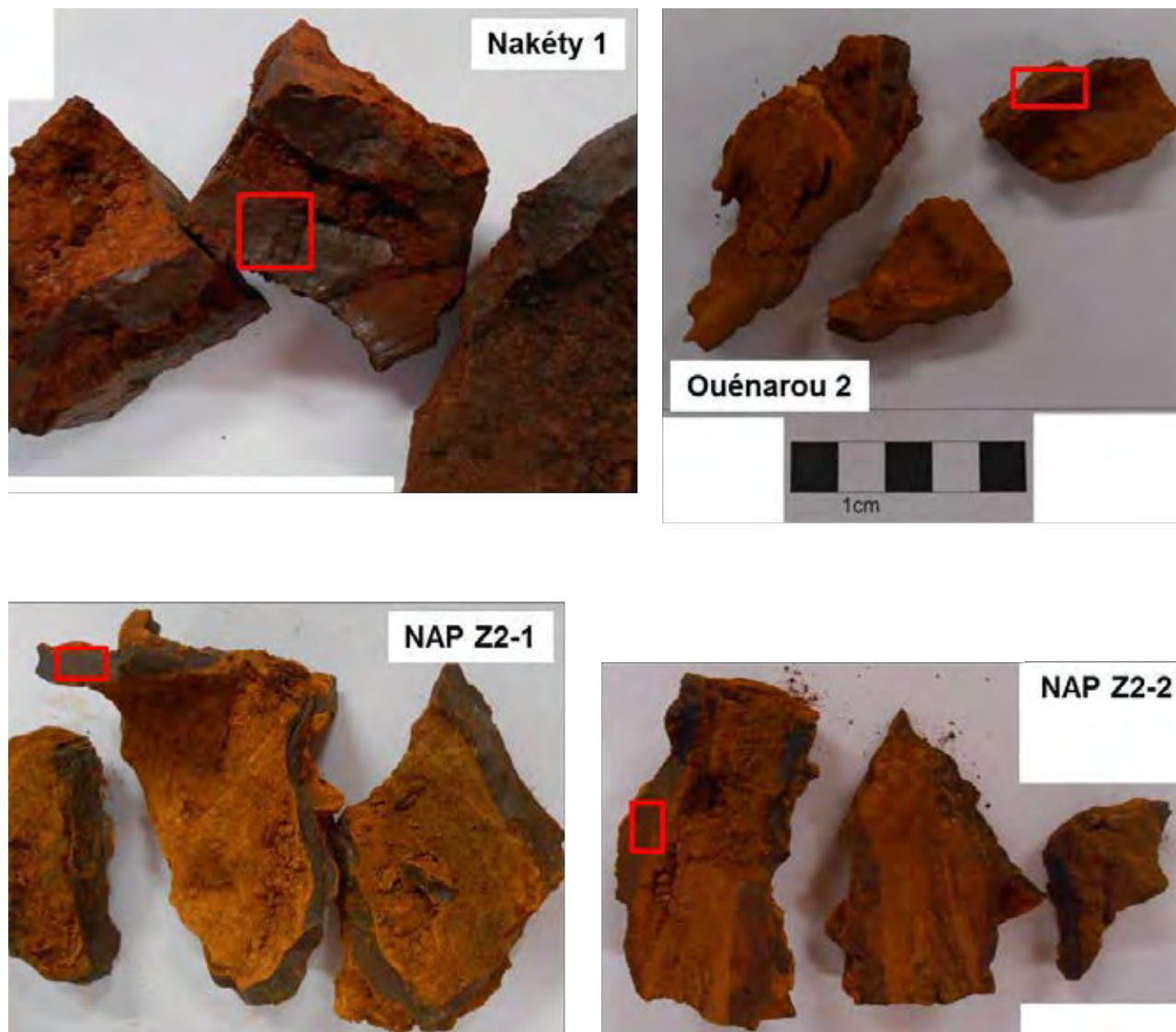


Figure 166 (suite) : Photos des échantillons analysés par U-Th/He.

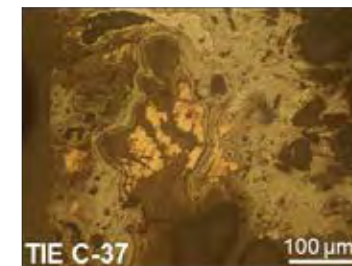
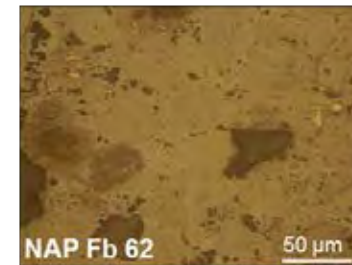
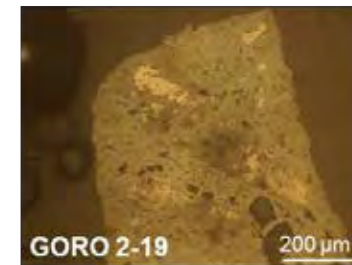
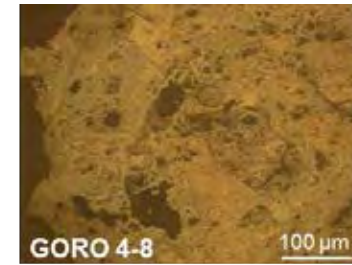
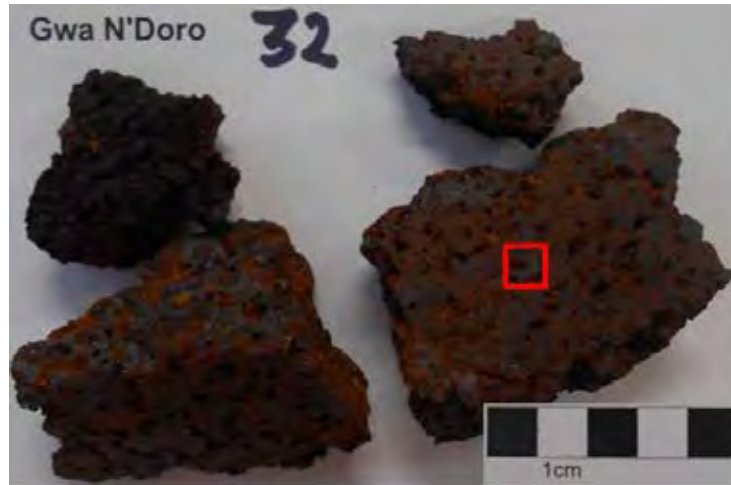


Figure 166 (suite) : Photos des échantillons et de sections polies analysés par U-Th/He.

Tableau 20 : Echantillons analysés et âges (U-Th)/He

Echantillon	Caractéristiques	Age (U-Th)/He
Nakety 1	banc induré + manchon (dans colluvion de latérite altérée probable)	1,8
		1,3
		1,0
Boulinda	manchon racinaire dans latérite	0,6
		5,6
		1,8
Ouenarou 2	manchon racinaire dans sédiments fluviaux altérés	2,7
		3,0
		8,0
Nap Ff	concrétion de goethite dans sédiments fluviaux altérés	1,4
	b = échantillon au centre de la concrétion	0,8
		1,1
	c = échantillon en bordure de la concrétion	1,2
		1,1
		1,0
Nap Fg	manchon racinaire dans sédiments fluviaux altérés	9,4
	i = intérieur du manchon	2,5
		1,9
	e = extérieur du manchon	0,9

Napo2 M5	manchon racinaire dans sédiments fluviaux altérés	0,8
		1,5
		0,2
Goro 2-19	concrétion dans cuirasse latéritique	0,5
		0,6
Goro 4-8	concrétion dans cuirasse latéritique	0,9
		1,1

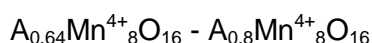
7.4. DATATION DES OXYDES DE MANGANESE

7.4.1. PRINCIPE

Dans le cadre de ce projet, le Département de Géologie de l'Université de Namur (anciennement Facultés Notre-Dame de la Paix à Namur, FUNDP, J. Yans) et l'Université de Rennes (G. Ruffet) proposent une étude pétrographique et radiométrique (méthodes K-Ar et Ar-Ar) d'oxydes de manganèse potassiques (famille minéralogique de la hollandite), afin de circonscrire l'âge du (des) processus d'altération météorique à l'origine des minerais supergènes de nickel. Ce travail s'effectue en étroite collaboration avec le BRGM (F. Quesnel et C. Ricordel-Prognon) et la DIMENC (P. Maurizot, B. Sevin, S. Lesimple).

Pour rappel Llorca et Monchoux (1991) soulignent, dans leur étude des minéraux cobaltifères de Nouvelle-Calédonie, la présence de cryptomélane et de todorokite cryptocristallins (minéraux de la famille de la hollandite *sensu lato*), minéraux supergènes susceptibles d'être datés par K-Ar et/ou Ar-Ar.

La formule chimique générale de la hollandite est la suivante :



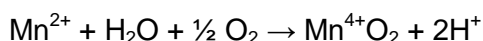
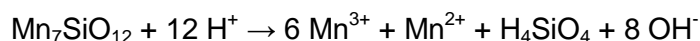
où site A = K⁺, Ba²⁺, Pb²⁺, Na⁺, ...

Mn⁴⁺ éventuellement substitué par Mn²⁺, Zn²⁺, Fe³⁺, Al³⁺, Cu²⁺, Co²⁺, ...

Le pôle K de la solution solide de la hollandite *sensu lato* est appelé *cryptomélane*, le pôle Na est appelé *todorokite*, le pôle Ba est appelé hollandite *sensu stricto*. De nombreuses études suggèrent que la hollandite est un minéral d'origine supergène ; elle résulte de l'altération météorique de rhodocrosite (MnCO₃), d'illite ou d'autres silicates (Burns & Burns, 1979 ; Nahon *et al.*, 1983 ; Hypolito *et al.*, 1989 ; Parc *et al.*, 1989 ; Panto *et al.*, 1996). Elle est fréquemment

associée à d'autres oxydes de manganèse, ainsi qu'à la kaolinite, la gibbsite, la goethite et la lithiophorite $[(Mn^{4+}_{5-x}Al^{3+}_xMn^{2+}O_{12}) (Al_4Li_{2-x}Métal_x(OH)_{12})$ avec $0 < x < 2$ et métal = Zn, Ni, Co]. La formation des oxydes de manganèse est associée à des réactions se déroulant dans la zone vadose et contrôlées par la percolation *per descensum* d'eaux météoriques (Hautmann & Lippolt, 2000).

Le manganèse peut être présent sous trois états d'oxydation (Mn^{4+} , Mn^{3+} , Mn^{2+}). Il est très sensible aux conditions environnementales et les reflète dans les cristallisations minéralogiques (Crerar *et al.*, 1980 ; Parc *et al.*, 1989). La mise en solution du manganèse à partir d'un silicate (par exemple la braunite) s'effectue selon :



Ces dernières réactions nécessitent un environnement acide (consommation globale d' H^+). La hollandite est un minéral oxydé : elle contient essentiellement du manganèse sous sa forme Mn^{4+} , associé à de plus faibles proportions de Mn^{3+} . Elle résulte d'une précipitation en milieu oxydé plus ou moins hydraté.

La structure de la hollandite *sensu lato* consiste en une double chaîne d'octaèdres mettant en commun une arête ; les octaèdres partagent un sommet avec les octaèdres des chaînes adjacentes, formant ainsi une charpente contenant un large tunnel parallèle à l'axe cristallographique *c* (Fig. 167 ; Byström & Byström, 1950).

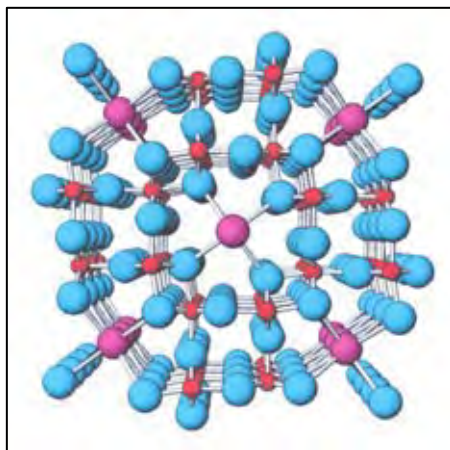


Figure 167 : Structure « en tunnel » des oxydes de manganèse de type cryptomélane.
Rouge = Mn, Bleu = O, Violet = K

Les sites octaédriques sont potentiellement occupés par de nombreux cations tels que Mn^{4+} , Mn^{3+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , Si^{4+} , Co^{2+} , Zn^{2+} , Ni^{2+} , Cu^{2+} et Mg^{2+} . Les cations K^+ , Ba^{2+} , Na^{2+} , Sr^{2+} , Rb^{2+} , ... ainsi que H_2O , se situent dans le tunnel et sont entourés de huit atomes d'oxygène (Byström & Byström, 1950 ; Post *et al.*, 1982). Cette structure "en tunnel" protège les atomes de potassium et d'argon radiogénique d'éventuels lessivages ultérieurs à la cristallisation (Vasconcelos *et al.*, 1995) et autorise des datations radiométriques K-Ar ou Ar-Ar de la cristallisation du minéral (Vasconcelos *et al.*, 1994). Dans un tel contexte, en effet, seuls des processus de hautes

températures dégradent significativement le système potassium-argon après la cristallisation du cryptomélane.

Il semble que, lors des processus d'altération météorique, les oxydes de manganèse subissent de nombreux cycles de dissolution-précipitation, si bien que l'âge obtenu est vraisemblablement associé à la fin d'une période d'altération.

7.4.2. ECHANTILLONNAGE

Quarante-quatre échantillons de concrétions *a priori* riches en Mn ont été récoltés sur les sites de Goro, Prony, Mont-Dore, Tiébaghi, Île des Pins, Népoui, Kopéto, Koniambo, Goro, Ouen Toro, Ouenarou, Forêt 3 Creeks, Piste Militaire, Napouredjeine, Nakety, Boulinda, Forêt Français, Forage IRD Pindaï 3, Gwa N'Doro, Kadjitra, Tambounan, Oundjo, Yaté, La Madeleine, Port Boisé, Koum. Cet échantillonnage, assez exhaustif, provient (Annexe 1) :

- d'une mission (hors projet CNRT) menée par F. Quesnel (BRGM) en 2007, dans le cadre du projet DIMENC-BRGM,
- d'une mission (également hors projet CNRT) menée par nous-mêmes en 2008, dans le cadre du projet DIMENC-BRGM,
- d'une mission menée par F. Quesnel et C. Prognon-Ricordel (BRGM) en 2011, dans le cadre du projet CNRT et du projet DIMENC-BRGM.

Les photos de quelques échantillons sont fournies sur la figure 168. L'examen minéralogique des oxydes de Mn récoltés dans les profils sur périclites en 2007 et 2008 n'ayant pas révélé de potassium dans les réseaux cristallins, l'attention a été portée à partir de 2011 sur les profils d'altération développés sur des protolites de type boninites, gabbros, turbidites, etc (i.e autres que les roches ultrabasiques), de façon à augmenter le potentiel potassique dans l'environnement immédiat.

Les oxydes de manganèse potassiques n'abondent généralement pas dans les altérites, surtout dans un contexte géologique ultrabasique comme en Nouvelle-Calédonie. Aussi faut-il d'abord mettre en évidence :

- des oxydes de manganèse potassiques,
- s'assurer qu'il s'agit d'oxydes de manganèse potassique datables (voir ci-dessus),
- les isoler des éventuels minéraux potassiques contaminants (feldspath, plagioclase, muscovite, ...).

Pour ce faire, la méthodologie appliquée demeure assez « classique » :

- sélection d'échantillon *a priori* datable (= contenant des phases minérales de couleur gris foncé à noir, d'aspect mat, en quantité suffisante, et qui pourraient être isolées de la gangue),
- confection et analyse d'une section polie (ou plusieurs sections par échantillon en fonction de la qualité du matériel ; Fig. 166) au microscope électronique à balayage (MEB), afin de détecter la présence des éléments chimiques suivants : surtout Mn, K, mais également Ba, Pb, Fe (contaminant classique dans des solutions solides Fe-Mn), et Mg, Co, Ni, dans le cas précis des échantillons de Nouvelle-Calédonie.

- à ce niveau, une analyse DRX sur un mélange de phase minérale noire (à gris foncé) et de la gangue peut être envisagée,
- isoler les phases en question, sous la loupe binoculaire, au moyen d'une microforeuse, micro-pinces et grattoir,
- DRX sur la phase minérale isolée (à ce niveau, il est fréquent que les échantillons soient encore hétérogènes d'un point de vue minéralogique),
- le cas échéant, soumettre l'échantillon aux ultrasons sous eau, sans toutefois désagréger les phases minérales isolées,
- vérification finale des échantillons en DRX et MEB,
- une partie de la fraction isolée est alors broyée et analysée géochimiquement par ICP-MS en majeurs, mineurs et traces (analyse sous-traitée car matériel non disponible à l'Université de Namur), attaque par fusion au métaborate/tétraborate de lithium.

7.4.3. CARACTÉRISATIONS

En décembre 2011, tous les échantillons avaient fait l'objet :

- d'un examen et d'un tri visuels,
- d'une analyse au MEB en section polie (Fig. 169).



Figure 168 : Quelques photos échantillons a priori riches en oxydes de Mn de Nouvelle-Calédonie.



Figure 168 (suite) : Photographies d'échantillons.

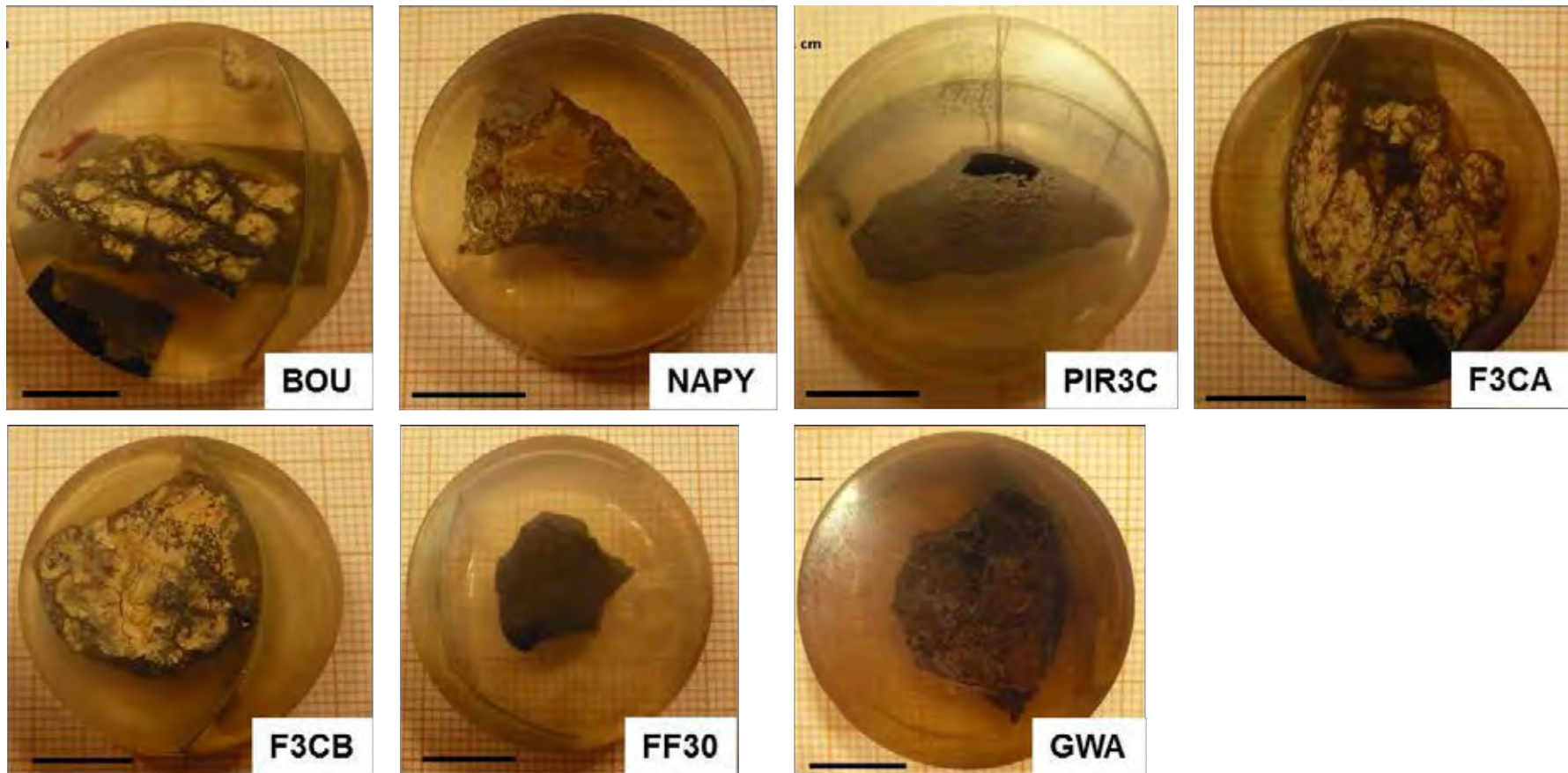


Figure 168 (suite) : Photographies d'échantillons.

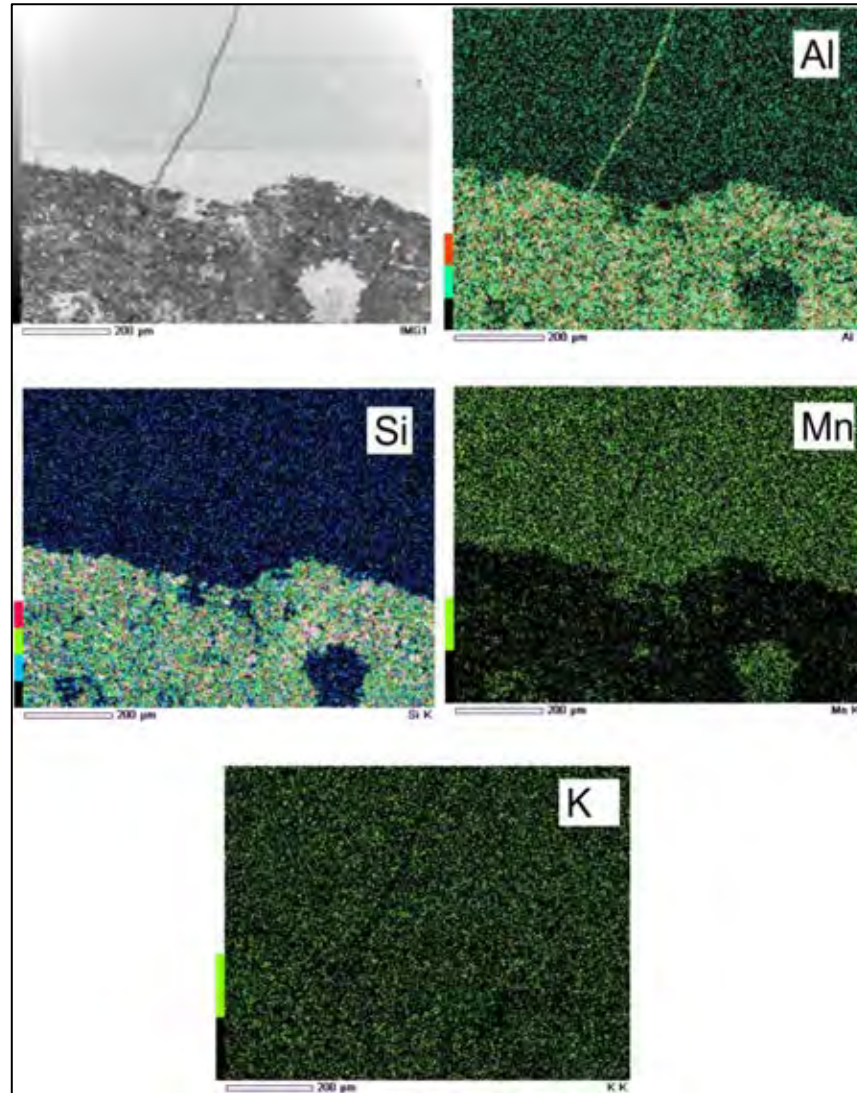


Figure 169 : Exemple d'analyse semi-quantitative au MEB – échantillon PIR3C (boninite de la rivière des Pirogues). On distingue : 1) dans la partie supérieure de la section, une phase minérale riche en Mn et contenant du K (vraisemblablement oxyde de Mn relativement potassique), et 2) dans la partie inférieure de la section, une phase minérale riche en Si-Al, et contenant du K (feldspath ? phyllosilicate ?).

Les analyses en DRX ont été effectuées en 2012-2013. Il apparaît cependant que la grande majorité des échantillons récoltés sur le substrat ultrabasique soit en réalité constituée par des oxydes de Fe, avec de locales substitutions de Mn (voir Bailly et al, 2011). Le contenu en potassium y est logiquement très pauvre.

Certains échantillons récoltés sur d'autres protolites (boninite, granodiorite, voire turbidite) que les roches ultrabasiques contiennent des oxydes de manganèse davantage riches en potassium, dans un environnement lui-même assez potassique (feldspaths ?, phyllosilicates ?). D'un point de vue radiométrique, seuls ces derniers échantillons seraient à même de fournir des âges fiables.

7.4.4. RÉSULTATS

○ Ages K/Ar

Dosage du potassium

Les analyses K-Ar ont été réalisées chez « Activation Laboratories Ltd. » au Canada. Concernant le dosage du potassium, une aliquote de l'échantillon est pesé dans un creuset en graphite sous un flux de métaborate/tétraborate de lithium et fondu dans un four à induction LECO. La perle fondue est ensuite dissoute dans l'acide. Des standards, des blancs et l'échantillon sont analysés par spectrométrie ICP avec une précision relative de l'ordre de 1%.

Concernant la mesure de l'argon, une aliquote de l'échantillon, placée dans une capsule en aluminium, est pesé et introduit dans une unité de dégazage à 100°C pendant deux jours pour vaporiser les gazes de surface. Ar est extrait de l'échantillon par chauffage dans un four à 1700°C. Sa concentration est déterminée par dilution isotopique de ^{38}Ar , introduit avec l'échantillon avec chaque extraction. Après purification, l'argon pur est introduit dans un spectromètre de masse de type Reynolds. Les mesures des rapports isotopiques de l'argon sont corrigées des effets de masse et de l'argon atmosphérique en supposant que ^{36}Ar provient uniquement de l'air ambiant. La concentration en ^{40}Ar radiogénique est calculée en utilisant la concentration en ^{38}Ar . Les constantes utilisées sont (Steiger and Jäger, 1977) : $\lambda_{\beta}=4.962\times 10^{-10}/\text{a}$; $\lambda_{\epsilon}=0.572\times 10^{-10}/\text{a}$; $\lambda_{\epsilon}=0.0088\times 10^{-10}/\text{a}$.

Deux échantillons d'oxydes de Mn prélevés dans les altérites de la granodiorite de Saint-Louis (carotte prélevée en 2007) ont été sélectionnés pour datation K-Ar (Tabl. 21).

Tableau 21 : Résultats des datations K-Ar sur les oxydes de manganèse potassiques des échantillons de la granodiorite de Saint-Louis altéré.

Echantillon	K ₂ O (%)	Ar*	⁴⁰ Ar*	Age (Ma)
NC-CRY-1-8 (SL3-13 m)	3,31	64,7	2,01	18,7 ± 0,6
NC-CRY 1-5 (SL3-20,3 m)	3,32	61,3	1,91	17,8 ± 0,6

Un âge compris entre 17,2 et 19,3 Ma est envisagé pour au moins une phase d'altération météorique sur ce site.

○ Ages $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Conformément au calendrier du projet, cette étape (2013) s'est concentrée sur la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de deux échantillons préalablement caractérisés (Bailly et al, 2011) et datés en K-Ar (Bailly et al., 2012).

Après broyage des échantillons de cryptomélane, les grains sélectionnés dans la fraction 0,5-1 mm sont emballés dans des feuilles d'aluminium pur recuit pour former des paquets plats (11x11 mm). Ces paquets sont empilés en une colonne au sein de laquelle sont intercalés des échantillons moniteurs d'irradiation, à raison d'un moniteur tous les 10 échantillons.

Cette colonne est irradiée au sein du réacteur McMaster (<http://www.science.mcmaster.ca/mnr/>) (Hamilton, Canada) sous blindage de cadmium. L'échantillon moniteur utilisé dans le cas présent est une sanidine (TCs) dont l'âge est $28,608 \pm 0,033$ Ma (Renne et al., 1998, 2010, 2011). Du fait du mode de préparation de la colonne d'irradiation, le flux de neutrons est contrôlé avec une précision de l'ordre de 0,2%. Les analyses ont été réalisées sur un spectromètre de masse à secteur magnétique MAP215[®].

Les étapes de chauffage des grains sélectionnés sont réalisées à l'aide d'une sonde laser CO_2 . La procédure expérimentale a été décrite dans le détail par Ruffet et al. (1991, 1995). Les cinq isotopes de l'argon et les lignes de bases sont mesurés en 11 cycles en mode 'peak-jumping'. Les 'blanks' sont mesurés toutes les trois étapes et sont soustraits des fractions de gaz ultérieures. Toutes les mesures isotopiques sont corrigées des interférences isotopiques liées au K, Ca et Cl, ainsi que de la discrimination de masse et de la contamination atmosphérique.

Les âges apparents sont reportés sur les graphes avec une erreur à 1σ qui n'inclut pas les erreurs sur le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ et sur l'âge du moniteur ainsi que sur les constantes de décroissance radioactive. Ces erreurs sont en revanche intégrées pour les calculs d'âges plateaux ou pseudo-plateaux, ainsi que dans les âges apparents cités individuellement.

L'obtention d'un âge plateau requiert au minimum que les rapports $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ de trois étapes successives, représentant au moins 70% de l' $^{39}\text{Ar}_K$ dégazé, soient concordants dans leurs marges d'erreurs à 1 ou 2σ , entre eux ainsi qu'avec la moyenne pondérée de leurs rapports respectifs. Des âges pseudo-plateaux peuvent être définis avec moins de trois étapes ou lorsque le dégazage représente moins de 70% de l' $^{39}\text{Ar}_K$.

Les données analytiques, les paramètres utilisés pour les calculs (rapports isotopiques mesurés sur sels purs de K, Ca et Cl, discrimination de masse, rapports atmosphériques de l'argon, paramètre d'irradiation J, constantes de décroissance radioactive.....) ainsi que les références afférentes sont fournies dans l'Annexe 4.

Les résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont repris dans les figures 170 et 171. Les échantillons récoltés sur roches ultrabasiques sont essentiellement des oxydes de Fe, avec de locales substitutions de Mn. Certains échantillons récoltés sur des protolites moins basiques contiennent des oxydes de manganèse susceptibles d'être datés de façon fiable. Deux échantillons d'oxyde de manganèse potassique fournissent des âges de $17,8 \pm 0,6$ Ma et $18,7 \pm 0,6$ Ma.

Trois fragments de chacun des deux échantillons ont été analysés. Les résultats obtenus sont parfaitement cohérents au global et semblent cohérents échantillon par échantillon. Les six spectres d'âge présentent systématiquement la même distribution des âges apparents avec une forme sigmoïde asymétrique parfois définie par des pseudo-plateaux vers 13-14 Ma, aux étapes de basses températures (15% de l' $^{39}\text{Ar}_K$ dégazé), suivis par une croissance rapide des

âges apparents pour aboutir à des plateaux (70-80 % de $^{39}\text{Ar}_K$ dégazé) vers 20-22 Ma. Cette forme de spectre est caractéristique de la présence de deux phases distinctes au sein des grains analysés, qui dans le cadre de cette étude présentent des spectres de dégazage assez clairement séparés :

- une phase s’exprimant à très basse température, apparemment assez peu rétentive, affectée par une très forte contamination atmosphérique et semblant avoir une teneur en potassium relativement faible ; cette phase ne semble pas être du cryptomélane.
- une phase de haute température, beaucoup plus clairement exprimée, avec une contamination atmosphérique plus faible, une teneur en potassium apparemment plus élevée et un spectre de dégazage caractéristique d’une phase minérale de type cryptomélane.

L’ensemble des âges radiométriques K-Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est repris dans le Tabl. 22.

Tableau 22 : Comparaison des datations K-Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les oxydes de manganèse potassiques des échantillons d’altérites de granodiorite du forage de Saint-Louis.

Echantillon	Age K-Ar (Ma)	Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Ma)
NC-CRY-1-8 (SL3-13 m)	$18,7 \pm 0,6$	$20,0 \pm 0,1 - 21,8 \pm 0,1$ $+ 13,4 \pm 0,3 - 13,7 \pm 0,4$
NC-CRY 1-5 (SL3-20,3 m)	$17,8 \pm 0,6$	$20,4 \pm 0,1 - 21,2 \pm 0,1$ $+ 13,0 \pm 0,4$

Les datations K-Ar fournissent des âges compris entre 17,2 et 19,3 Ma. Assez logiquement lorsqu’on traite de l’altération météorique *per descensum*, on constate que l’échantillon le plus profond (SL3-20,3) présente un âge plus récent ($17,8 \pm 0,6$ Ma) que l’échantillon SL3-13 plus superficiel ($18,7 \pm 0,6$ Ma). Une différence de presque 1 Ma est observée sur $(20,3 - 13) = 7,3$ m de profondeur dans le profil d’altération.

Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ confirment et précisent les résultats K-Ar. L’analyse $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ suggère la présence de deux phases minérales porteuses d’argon radiogénique. L’intégration des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de ces deux phases (20,0 à 21,8 Ma, d’une part, et 13,0 à 13,7 Ma, d’autre part) est cohérente avec les âges intermédiaires K-Ar.

L’agencement des dégazages respectifs (méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) de ces deux phases minérales traduirait préférentiellement un phénomène de surcroissance minérale de la phase de basse température sur le cryptomélane plutôt qu’un phénomène de recristallisation partielle de ce dernier. L’examen au MEB (y compris analyse semi-quantitative) suggère, en raison de la détection d’aluminium, la présence d’une phase minérale de type lithiophorite dans des fissures des échantillons analysés (Fig. 172). Cette dernière – $(\text{Al,Li})\text{MnO}_2(\text{OH})_2$ – est théoriquement dépourvue de K. Une association « cryptomélane-lithiophorite » est dès lors envisagée comme résultat d’une phase d’altération relativement « récente » (13,0 à 13,7 Ma). Notons que Llorca

et Monchoux (1991) remarquent également la présence de lithiophorite dans les minerais cobaltifères de Nouvelle-Calédonie.

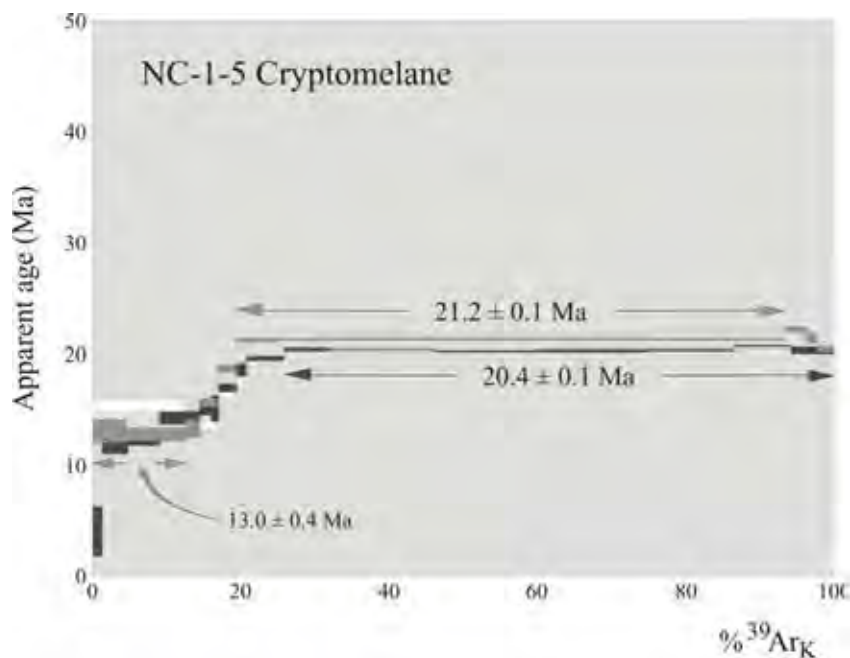


Figure 170 : Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les oxydes de manganèse potassiques de l'échantillon N-C-1-5 (SL3-20,3 m).

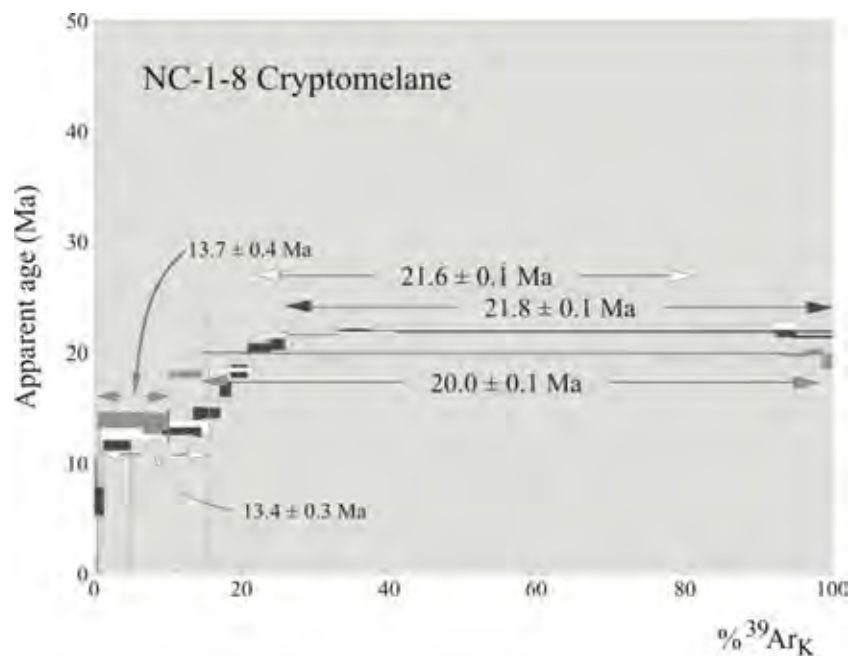


Figure 171 : Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les oxydes de manganèse potassiques de l'échantillon N-C-1-8 (SL3-13 m).

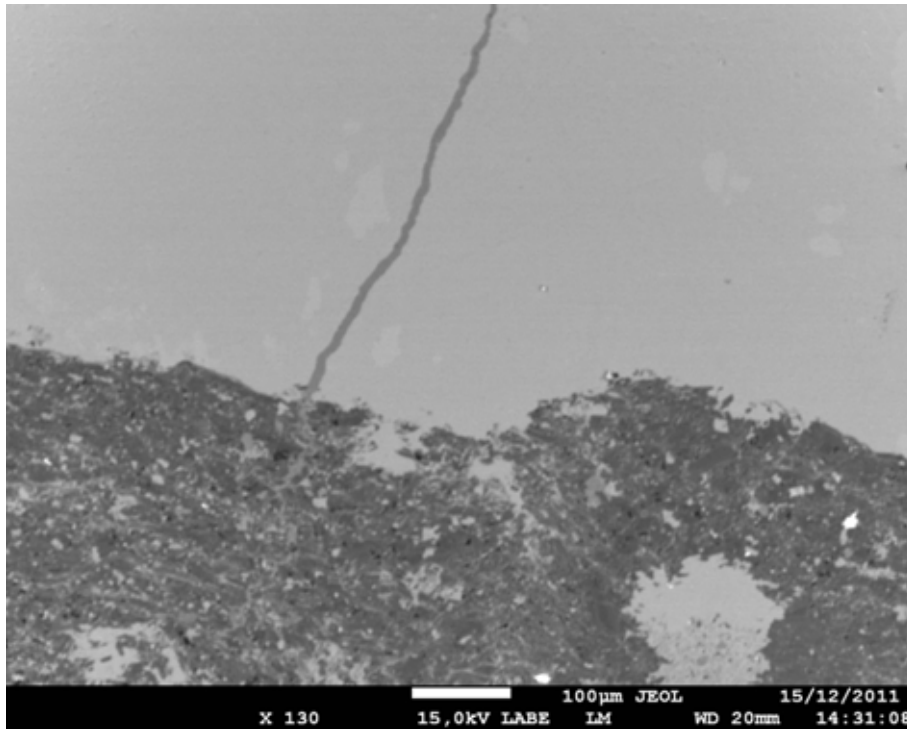


Figure 172 : Vue au MEB (EDS) ; analyse semi-quantitative du remplissage (probablement lithiophorite) de la fracture : Al = 3,3% wt ; Mn = 5,9% wt ; K = 1,3%wt.

L'expression par le cryptomélane d'âges plateaux relativement bien définis dans la gamme d'âge 20,0-21,8 Ma pourrait traduire des phases de croissance discontinues sur un intervalle de presque 2 Ma. Plusieurs analyses présentent des âges apparents plus anciens (jusqu'à environ 22,5 Ma) aux étapes de très haute température. Ce constat pourrait laisser suggérer la rémanence de phase héritées issues du granitoïde hôte (non observées en DRX ou au MEB), ou bien exprimer l'existence d'une première génération de cryptomélane antérieure à 22,5 Ma, qui aurait été presque intégralement détruite lors de la cristallisation de la phase cryptomélane vers 20-21,8 Ma. Il est connu que la cristallisation d'oxydes de manganèse peut se produire en plusieurs étapes, selon les fluides d'altération météorique ayant affecté les roches encaissantes (e.g. Hénocque *et al.*, 1998 ; Mouele *et al.*, 2001).

Ces résultats confortent les âges paléomagnétiques de Sevin *et al.* (2012). Ils confirment le polyphasage de l'altération météorique des minerais Ni-Co supergènes de Nouvelle-Calédonie. Ils précisent en outre l'âge assez « ancien » (20,0 à 21,8 Ma et 13,0 à 13,7 Ma) de l'altération sur la granodiorite de Saint-Louis, peu de temps après sa cristallisation et son arrivée en surface (cf. *infra*).

8. TÂCHE 7 – EVOLUTION DES CONDITIONS PALÉOCLIMATIQUES

8.1. ECHANTILLONNAGE

La liste des échantillons fournis par F. Quesnel pour les analyses isotopiques sur les argiles et les goethites est présentée dans l'Annexe 1. Avant de réaliser les analyses isotopiques de ces échantillons, et tenant compte de la nécessité de travailler sur des phases pures, un choix a été effectué en fonction de l'étude minéralogique et pétrographique.

Quinze échantillons ont ainsi été sélectionnés pour les analyses isotopiques en oxygène et hydrogène.

Deux échantillons proviennent de la latérite développée sur les péridotites du massif de Kopéto-Boulinda. Le premier est un échantillon de kaolinite prélevé dans l'altérite d'un filon de roche acide recoupant les péridotites ; les oxydes de Mn associés à cette altérite n'ont pas pu être datés en K-Ar ni en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (cf. supra). Le second correspond à un manchon racinaire ferrugineux dans la latérite un peu plus bas dans la topographie et daté à 0,6, 5,6 et 1,8 Ma en U-Th/He. Les cuirasses latéritiques de ce massif n'ont pas pu être datées par paléomagnétisme, en raison de la remobilisation le long des glacis (possiblement contemporaine du dépôt du Mb du conglomérat de Pindai) ; cet âge jeune du manchon racinaire peut alors correspondre à un évènement plus récent de l'enfoncement du profil d'altération.

Cinq échantillons proviennent de la formation fluvio-lacustre du Sud, échantillonnés au niveau de la coupe de la Napoueredjeine (2 échantillons) et de la Piste Militaire (3 échantillons). Les échantillons NAP Ff et NAPZ2 de la Napoueredjeine correspondent respectivement à un feston massif d'oxydes de fer (concrétion par épigénie du sédiment fluvatile) et à des manchons racinaires. Ces objets n'ont pu être datés par paléomagnétisme avec suffisamment de précision en 2008 (Ricordel-Prognon et al., 2011), mais après un retour sur le terrain en 2011 (projet DIMENC-BRGM) et traitement des échantillons supplémentaires de la Napoueredjeine en 2013, les données récemment obtenues indiquent un âge probable proche de 20 Ma pour NAP Ff et un âge récent (concrétion secondaire par battement de la nappe) pour le banc NAP Z (Quesnel et al, 2013). Les manchons racinaires sous-jacents au banc NAP Z ici étudiés n'ont pas été datés en U-Th/He, mais les âges des manchons racinaires associés à d'autres bancs (NAP Ff et NAP Fg, cf. supra) datés dans la coupe de la Napoueredjeine sont jeunes, confirmant i) l'incision de la série fluvio-lacustre fossile de la Napoueredjeine, ii) les circulations récentes de la nappe et l'installation d'une végétation récemment son sein, et iii) les ferruginisations secondaires révélées par l'analyse paléomagnétique et pétrographique couplée. Les trois échantillons de la Piste la militaire PMIL2, PMIL3 et PMIL4 correspondent à de la kaolinite sédimentaire dont la source locale est l'altérite de gabbro sous-jacente et affleurant latéralement à très peu de distance. Les oxydes de Mn associés à cette altérite n'ont également pas pu être datés en K-Ar ni en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (cf. supra).

Deux échantillons d'argile à dominante smectitique proviennent des échantillons d'argiles vert-gris du forage de Pindai. Ces argiles n'ont pas pu être datées, les oxydes de Mn leur étant associés étant mal cristallisés et ne se prêtant pas aux datations radiométriques.

Deux échantillons de kaolinite provenant de la Forêt des trois Creeks (PMIL5 et PMIL6) correspondent à des altérites développées en place sur des gabbros, en bordure du bassin

fluvio-lacustre du Sud. Là encore les oxydes de Mn associés à cette altérite n'ont également pas pu être datés en K-Ar ni en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (cf. supra).

Un seul échantillon de kaolinite provenant de la coupe de Ouenarou (OUE9) a été sélectionné, car les échantillons sans pré-traitement sont riches en hydroxydes de fer et en matière organique, d'où leur teinte brunâtre. Il correspond à une argile sédimentaire (au sein de la Fm fluvio-lacustre du Sud) dont la source locale est une altérite de gabbro sous-jacente et affleurant latéralement à très peu de distance. Cet échantillon n'est pas daté, aucun banc ferrugineux de cette coupe non plus. Des manchons racinaires prélevés plus haut dans cette coupe (éch. Ouenarou 2) ont toutefois été datés à 2,7, 3 et 8 Ma par U-Th/He (cf. supra), mais il peut s'agir là encore de phénomènes beaucoup plus récents que le dépôt de la Fm fluvio-lacustre, liés à l'incision (probablement quaternaire) de cette Fm aboutissant à la mise en place du réseau hydrographique actuel.

Un échantillon de kaolinite quasiment pure provenant de la coupe du Mont Ouen Toro (Nouméa), noté Mont Ouen correspond une altérite en place, mais non datée, développée sur les formations à chert de Nouméa.

Deux échantillons de kaolinite PM50 et PM53 proviennent des arènes de granitoïde en place, développées sur le massif de Koum. Ce massif a été daté à $24,3 \pm 0,1$ Ma par méthode U/Pb sur zircon (Paquette et Cluzel, 2007). Les âges thermochronologiques (traces de fission et (U-Th)/He sur apatite) obtenus sur les granitoïdes de Saint-Louis et de Koum sont proches de leur âge de mise en place, suggérant une altération supergène très vite après la mise en place et par conséquent une exhumation rapide (cf. infra).

8.2. METHODES

8.2.1. MESURES SPECTRORADIOMÉTRIQUES IR

Les mesures spectroradiométriques infrarouges ont été réalisées par Anne Bourguignon (BRGM) sur les échantillons bruts non séchés à l'aide du spectromètre infrarouge portable Fieldspec 3.

8.2.2. PROTOCOLE DE SÉPARATION DES ARGILES

Le protocole des argiles a été discuté avec Catherine Crouzet (BRGM) et réalisé par Dominique Breeze (BRGM). Il est détaillé ci-dessous :

L'ensemble des échantillons d'argiles a fait l'objet d'un séchage à 60-70°C pendant une semaine. Les échantillons séchés ont été broyés grossièrement (2-5 mm) et triés en ôtant au maximum les oxy-hydroxydes de fer. Ils ont subi un second broyage ménagé au blender (vitesse 1, 15-30 s) ; le broyat a été tamisé à 125 μm . La fraction < 125 μm est enrichie en argiles, la fraction grossière >125 μm permet d'éliminer les petits granulats résistants de la roche. La fraction <125 μm représente environ 50 % du broyat.

Après cette première étape de pré-tri des argiles, la fraction d'argile <125 μm a fait l'objet d'une purification par traitement chimique en deux étapes :

(1) destruction de la matière organique et des oxydes de manganèse par réaction avec H_2O_2 (protocole adapté d'après Jackson, 1956, 1979) - Environ 10 g de la fraction <125 μm est mis en contact avec 200 ml d'une solution de H_2O_2 10% à 40°C. Le pH est mesuré. Il doit être

compris entre 5 et 7. Si ce n'est pas le cas, il est ajusté avec une solution de Na(OH). L'ensemble est mis au bain marie à 40 ± 5 °C et agité pendant une nuit. Il est ensuite centrifugé à 4300 rpm pour éliminer le surnageant.

(2) destruction des oxydes de fer par attaque CBD (Mehra and Jackson, 1960) - Le culot rincé à l'eau milliQ est mis en contact avec une solution tamponnée de citrate de sodium, bicarbonate de sodium et dithionite de sodium à 50°C pendant 30-45 minutes. Le rapport extractant/solide pris est de 20 comme pour l'étape précédente.

Les échantillons sont rincés à l'eau milliQ puis centrifugés entre chaque étape. L'argile purifiée est récupérée et mise à sécher à l'étuve à 40°C pendant plusieurs jours.

Le traitement CBD n'affecte pas le $\delta^{18}\text{O}$ des argiles, d'après Eslinger (1971). Le traitement par le tampon oxalate-acide oxalique permettant la destruction des oxydes de fer résiduels et d'aluminium d'après DeEndredy (1963) McKeague and Day (1966), Sheldrick (1984) et repris par Giral et al. (1998) a été abandonné. Le pH acide de ce tampon aurait pu dégrader la structure des argiles, en particulier de la nontronite (Altheide et al., 2008).

8.2.3. *PROTOCOLE DE SÉPARATION DES OXY-HYDROXYDES DE FER*

Les échantillons subissent un broyage ménagé permettant d'obtenir des fragments d'oxyhydroxydes de fer indurés de l'ordre de 2-4 mm.

Les grains les plus propres, c'est-à-dire non recouverts d'une matrice ocre fine à argile + oxyhydroxyde de fer d'origine indéterminée, sont ensuite triés sous loupe binoculaire. Ces grains subissent plusieurs cycle de nettoyage à l'alcool dénaturé et aux ultrasons (5 minutes), ce jusqu'à l'obtention d'un alcool quasi propre. Les grains sont ensuite séchés à l'étuve à $\sim 50^\circ\text{C}$.

Les grains sont à nouveau broyés et tamisés à 80 μm . La fraction $>80 \mu\text{m}$ est lavée à l'alcool et aux ultrasons une dernière fois, et séchée à nouveau à l'étuve à 50°C. Une dernière vérification à la loupe binoculaire permet d'éliminer les grains mixtes ou sales.

8.2.4. *DIFFRACTION DES RX*

L'enregistrement des diffractogrammes est réalisé sur un appareillage de type Siemens D5000 automatisé équipé d'une source de rayonnement $\text{CoK}\alpha$ fournie par un tube au cobalt par l'intermédiaire d'un monochromateur arrière en graphite ($\lambda = 1,7890 \text{ \AA}$). La vitesse de balayage utilisée est 0.02° en 2θ /seconde, entre 4 et 84° en 2θ pour l'étude des poudres et entre 2 et 36° en 2θ pour les lames orientées, avec un temps de comptage de 10 secondes par pas. La fraction argileuse est analysée par DRX sur des lames orientées séchées à l'air, puis glycolées en atmosphère saturée pendant 2 heures, puis après chauffage des lames glycolées à 490°C pendant 2 heures.

8.2.5. *ANALYSE ISOTOPIQUE EN OXYGÈNE ET HYDROGÈNE DES ARGILES ET DES OXY-HYDROXYDES DE FER*

La composition isotopique en oxygène des argiles et goethite a été analysée par la technique de fluorination conventionnelle (Clayton and Mayeda, 1963). La réaction avec le BrF_5 a été réalisée à 550°C .

La composition isotopique en hydrogène des argiles et goethite a été analysée par chauffage de l'échantillon à 1100°C et réduction de l'eau sur un four à uranium à 800°C selon la méthode

développée par Bigeleisen (1952). Le dégazage préalable des échantillons a été fait pendant une nuit à température ambiante, puis à 70°C pendant l'heure précédant la combustion.

Les données isotopiques sont exprimées en unité standard δ notation par rapport au standard international Vienna SMOW. La reproductibilité analytique est de ± 0.2 ‰ pour l'oxygène et de ± 3 ‰ pour l'hydrogène.

8.3. RESULTATS

8.3.1. *FIELDSPEC 3*

L'ensemble des spectres IR acquis sur les échantillons est présenté dans la Figure 173. L'identification par spectrométrie infra-rouge des argiles et des différents oxy-hydroxydes d'aluminium et de fer dans les échantillons sélectionnés pour les analyses isotopiques de l'oxygène est résumée dans le Tableau 23.

- **Forage carotté IRD-DIMENC-PINDAI 3** - La réflectance des échantillons est faible, due en grande partie à leur teinte marron sombre. Les spectres bruts en réflectance entre 500 et 2500 révèlent la présence de goethite (pic vers 910 et inflexion autour de 660 nm) et d'argiles. Le pic à 2290 et les pics profonds et asymétriques à 1400 et 1900 nm suggèrent qu'il s'agit de nontronite.

- **Piste militaire** - Les spectres en réflectance bruts et normalisés entre 1400 et 2500 nm des échantillons PMIL1, 2, 3 et 4 sont assez similaires et révèlent un mélange de kaolinite (doublet à 2160-2206 nm et pics à 2312, 2350 et 2380 nm) et de montmorillonite probable (pics profonds et asymétriques à 1400 et 1900 nm).

Le spectre brut en réflectance entre 500 et 1400 nm de l'échantillon PMIL1 révèle la présence d'hématite (pic vers 860 nm et inflexion autour de 660 nm) et d'argiles.

Les spectres bruts en réflectance entre 500 et 1400 nm des échantillons PMIL2 et PMIL4 présentent des petits pics à 950 et 1150 nm suggérant des traces de mica.

Le spectre PMIL3 présente une forme entre 500 et 1400 nm légèrement différente (goethite en trace).

- **Forêt des 3 creeks** - Les spectres en réflectance bruts et normalisés entre 1400 et 2500 nm des échantillons PMIL5 et 6 révèlent la présence de kaolinite (doublet à 2160-2206 nm et pics à 2312, 2350 et 2380 nm). Les pics profonds et asymétriques à 1400 et 1900 nm sur le spectre de l'échantillon PMIL 6B suggèrent la présence de montmorillonite. L'échantillon PMIL5 montre un pic à 2268 nm suggérant la présence de gibbsite.

Le spectre brut en réflectance entre 500 et 1400 nm de l'échantillon PMIL5 révèle la présence de goethite (pic vers 860 nm et inflexion autour de 660 nm).

Les spectres bruts en réflectance entre 500 et 1400 nm des échantillons PMIL6 O et R présentent un pic à 860 nm et une inflexion autour de 660 nm suggérant la présence d'hématite.

- **Ouenarou** - Les échantillons de Ouenarou sont très sombres, et par conséquent présentent une réflectance très basse < 0.2 . Leur teinte est en grande partie liée à la présence de matière organique (odeur particulière). Les pics vers 910 nm et une inflexion autour de 660 nm indiquent la présence de goethite. Celle-ci est bien marquée dans l'échantillon OUE7 (spectre OUE7B). Le doublet à 2160-2206 nm et les pics à 2312, 2350 et 2380 nm indiquent la présence de kaolinite.

- **Ouen Toro** - L'échantillon de Ouen Toro est constitué essentiellement par de la kaolinite (doublet à 2160-2206 nm et pics à 2312, 2350 et 2380 nm). Des petits pics à 950 et 1150 nm suggèrent des traces de mica.
- **Koniambo** - L'échantillon de Koniambo est constitué essentiellement par de la montmorillonite (pics profonds et asymétriques à 1400 et 1900 nm, et pic à 2215 nm). Des petits pics à 950 et 1150 nm suggèrent des traces de mica.
- **Massif de Koum** - Les échantillons PM50 et PM53 ont des spectres IR en réflectance très similaires, révélant la présence d'un mélange d'argiles de type kaolinite (doublet à 2160-2206 nm et pics à 2312, 2350 et 2380 nm) et de type montmorillonite (pics profonds et asymétriques à 1400 et 1900 nm). L'échantillon PM49 présente un spectre différent avec la présence de kaolinite (doublet à 2160-2206 nm et pics à 2312, 2350 et 2380 nm) mélangée à de la gibbsite (pic principal vers 2268 nm et pics diagnostiques absorption OH à 1450, 1520 et 1549 nm) et de la goethite (pic vers 910 nm et inflexion autour de 660 nm).
- **Echantillons NC3, NC3B, NC3C, LC6** - Les spectres IR des 4 échantillons ne révèlent pas de pic d'argile. Le pic principal vers 2268 nm et les pics d'adsorption des OH à 1450, 1520 et 1549 nm indiquent la présence de gibbsite. Le pic vers 910 nm et l'inflexion autour de 660 nm indiquent la présence de goethite.

Tableau 23 : Identification minéralogique des échantillons par spectrométrie IR.

échantillons	origine	Al-Ox		Fe-Ox		Argiles		
		gibbsite	goethite	hématite	nontronite	kaolinite	montmorillonite	
NC3	LB	x						
LC6	LB	x	x					
forage carotté IRD - DIMENC - PINDAI 3								
PIN3-2	FQ		x		x			
PIN3-3	FQ		x		x			
PIN3-4	FQ		x		x			
PIN3-5	FQ		x		x			
PIN3-6	FQ		x		x			
PIN3-7	FQ		x		x			
PISTE MILITAIRE								
PMIL1	FQ			x		x		
PMIL2	FQ					x	x	
PMIL3	FQ					x	x	
PMIL4	FQ					x	x	
Forêt des 3 Creeks								
PMIL5	FQ					x		
PMIL6-rouge	FQ			x		x		
PMIL6-ocre	FQ			x		x		
PMIL6-blanc	FQ					x	x	
OUENAROU								
OUE	FQ					x		
KONIAMBO								
KONI	FQ							x
Massif granitique de KOUM								
PM49	FQ	x	x			x		
PM50	FQ					x	x	
PM53	FQ					x	x	

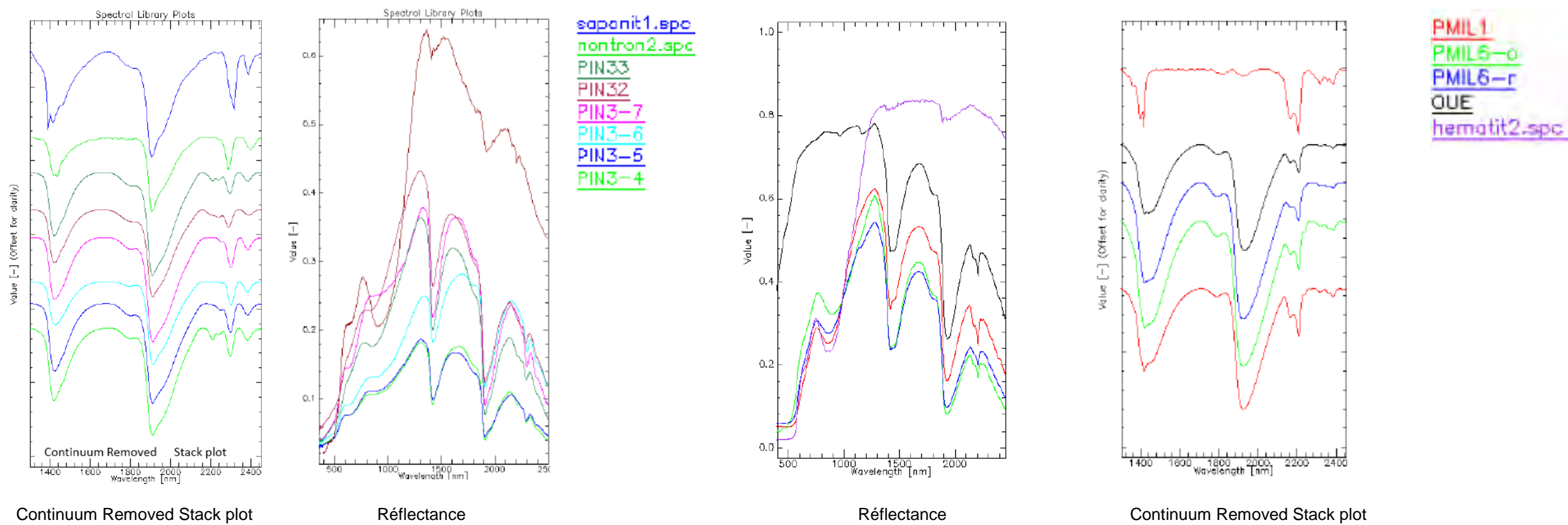
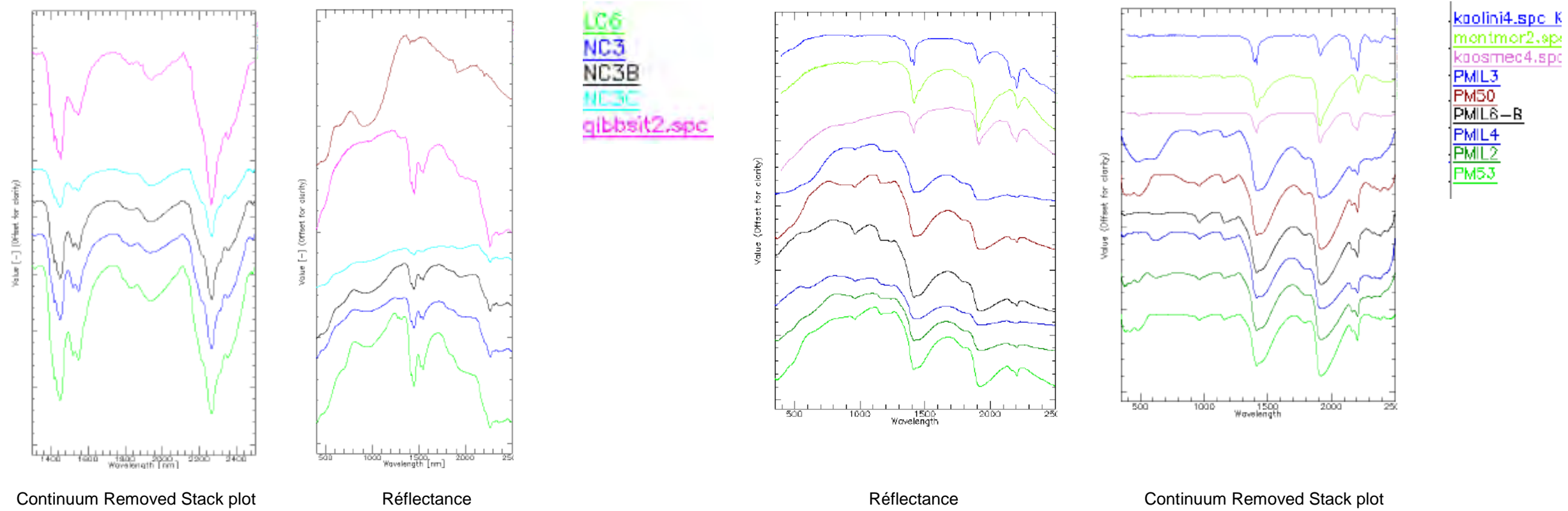
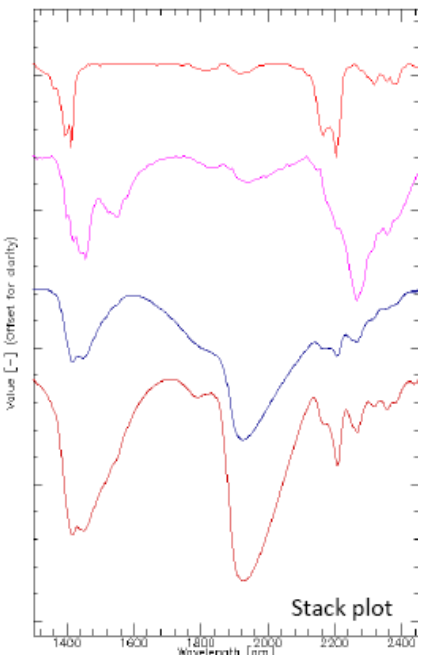
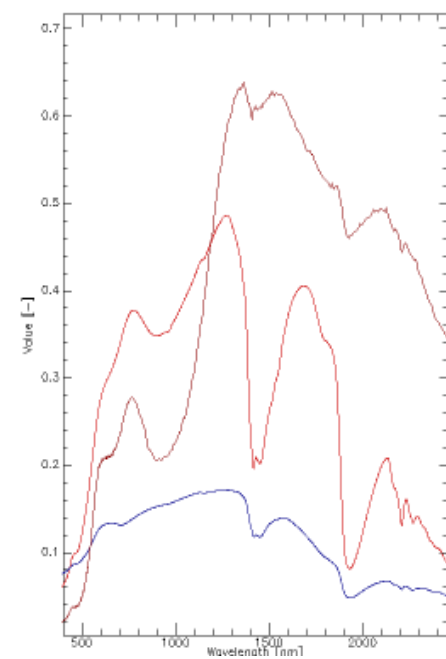


Figure 173 : Spectre IR des échantillons sélectionnés pour les analyses isotopiques.

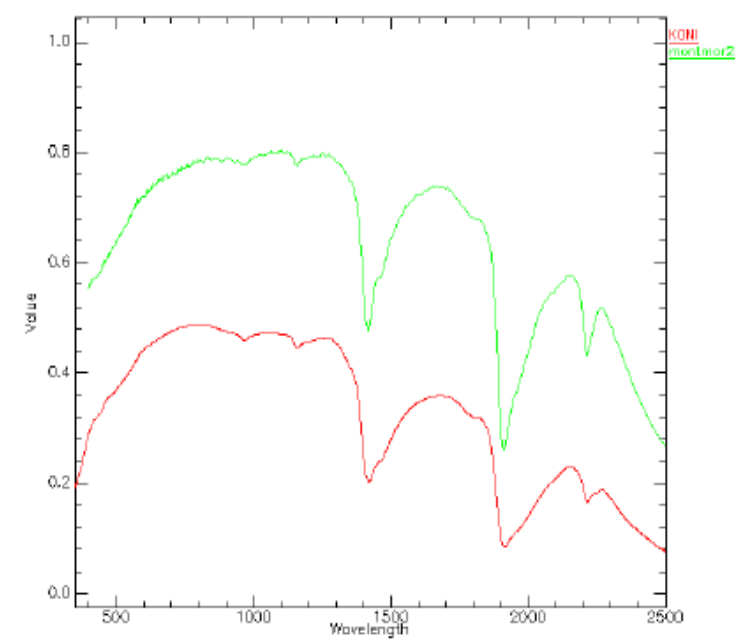


Continuum removed stack plot



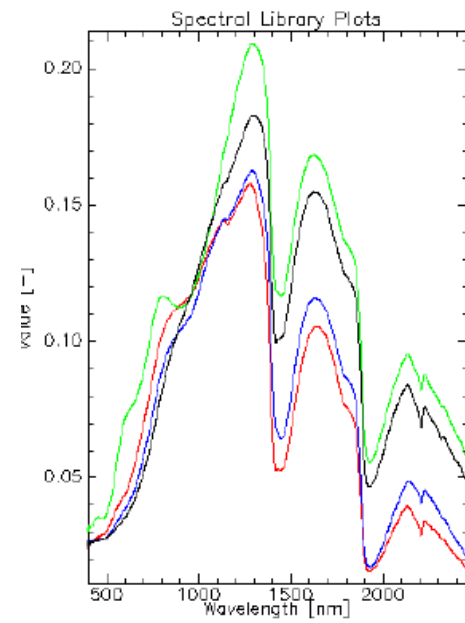
Réflectance

kaolini2.spc
gibbsit2.spc
PMIL5
PM49

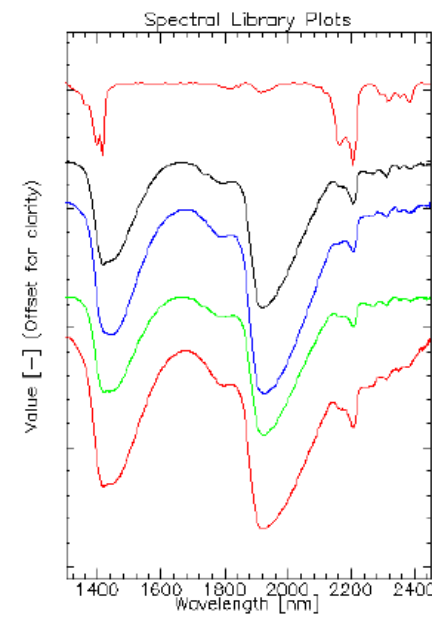


Réflectance

KONI



Réflectance



Continuum removed stack plot

kaolini2.spc
QUE7
QUE5
QUE7B
QUE9

Figure 173 (suite) : Spectre IR des échantillons sélectionnés pour les analyses isotopiques.

Dix échantillons riches en argiles ont été sélectionnés pour réaliser la purification des argiles :

- PMIL3, PMIL4, PMIL5 et PMIL6 kaol + :- montmorillonite + Fe-Ox
- PM50, PM53 kaol + montmorillonite + Fe-Ox
- OUE9 kaol + goethite + matière organique
- PIN3-2, PIN3-3, PIN3-4 nontronite + Fe-Ox.

Les purifications des phases argileuses ont été réalisées en 2013. La pureté des argiles a été confirmée par spectrométrie infrarouge surpastille KBr

Les oxy-hydroxydes de fer ont été séparés dans les 5 échantillons suivant : NAKETY 1, NAP Fg, NAP Ff, Boulinda, NAP Z, NC3 et LC6.

Les compositions isotopiques des argiles et des goethites sont présentées dans le tableau. 24. Elles varient de manière importante entre +13,9 et +26,8 ‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et entre -95 et -38 ‰ pour le δD . Les compositions isotopiques des kaolinites reportées dans un diagramme $\delta^{18}\text{O}$ - δD mettent en évidence trois populations (Fig 174). Les kaolinites PMIL2, PMIL3, PMIL6, PM50 et PM53 s'alignent sur la droite des kaolinites supergènes. Les kaolinites de Boulinda, PMIL5 et OUE9 présentent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ plus basses, en accord avec une origine hydrothermale (Sheppard et Gilg, 1996). Les kaolinites PMIL4 et Mont Ouen présentent des valeurs anormalement élevées de $\delta^{18}\text{O}$.

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des kaolinites variant entre 18 et 21 ‰ sont dans la gamme de valeurs communément observées pour des kaolinites d'origine météorique formées dans les sols (Lawrence and Taylor, 1971, 1972; Lawrence and Rashkes-Meaux, 1993; Savin and Hsieh, 1998).

Tableau 24 : Données isotopiques en oxygène et en hydrogène des argiles et des goethites de Nouvelle Calédonie. Kln : kaolinite.

	orientation	altitude (m)	minéral	données SMOW				T°C	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Fl}}$	$\delta\text{D}_{\text{Fl}}$
				$\delta^{18}\text{O}_{\text{Arg}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{goethite}}$	$\delta\text{D}_{\text{Arg}}$	$\delta\text{D}_{\text{goethite}}$			
Boulinda	NW	700-800	Kln	13.9		-38		90	-3.2	-14
Boulinda	NW	700-800	goethite		1.7		-125	25	-4.4	-25
NAP Ff			goethite		2.1			25	-3.9	
NAP Z	SW	90-100	goethite		3.2		-138	25	-2.9	-38
PIN3-2			Smectite Fe	non analysé		-60		25		-2
PIN3-4			Smectite Fe	non analysé		-57		25		1
PMIL2	SW	60	Kln	20.2		-57		25	-4.7	-24
PMIL3	SW		Kln	19.3		-63		25	-5.7	-30
PMIL4	SW	75	Kln	25.7		-80		25	0.8	-47
PMIL5	SW	85	Kln	16.0		-47		60	-4.3	-19
PMIL6-blanc	SW	60	Kln	21.2		-41		30	-3.0	-9
OUE9	SW	70-80	Kln	16.4		-50		60	-3.9	-22
Mont Ouen	SW	110	Kln	26.8		-95		25	1.8	-62
PM50			Kln	20.8		-56		25	-4.2	-24
PM53			Kln	20.2		-49		25	-4.8	-16

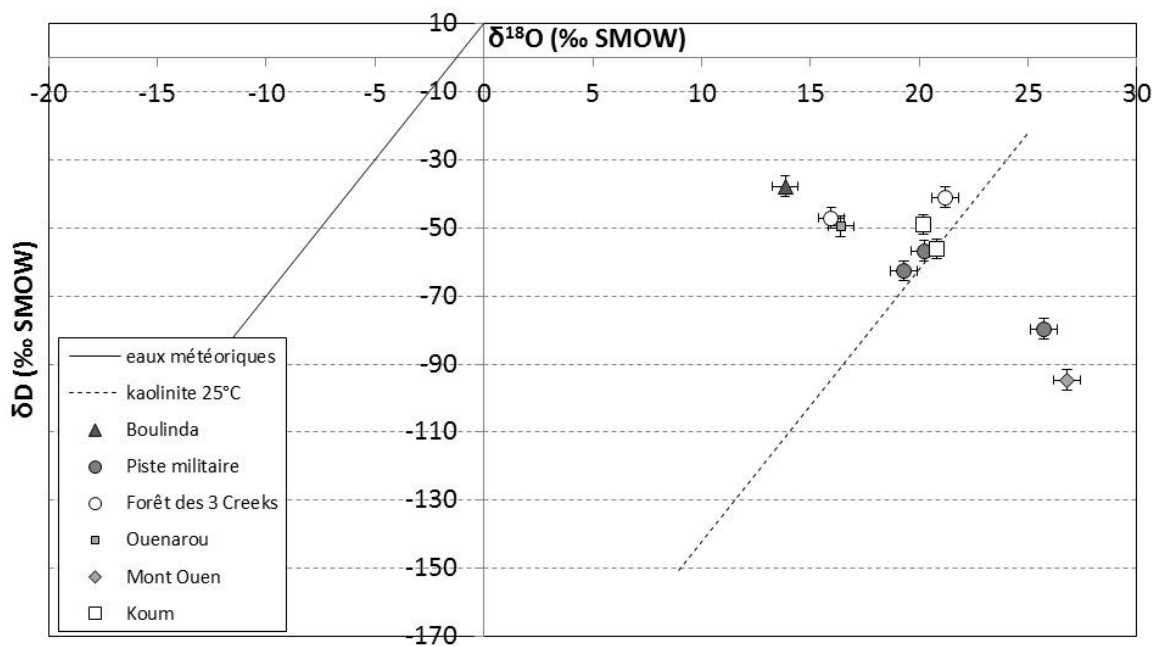


Figure 174 : Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ - δD dans lequel sont reportées les compositions isotopiques des argiles.

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et δD des goethites varient entre 1.7 et 3.2 ‰, et -138 et -125 ‰ respectivement.

8.4. INTERPRÉTATION

L'interprétation des compositions isotopiques des kaolinites en termes de paléoclimats nécessite une connaissance des eaux météoriques de Nouvelle Calédonie, mais aussi des températures. Il n'existe malheureusement pas de base de données isotopiques des précipitations sur l'île actuellement. En première approximation, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ peuvent être comprises entre -1‰ and -7‰ , correspondant à des valeurs de pluie sur une île à latitude inter-tropicale et à faible altitude (AIEA database; http://www-naweb.iaea.org/naweb/ih/IHS_resources_isohis.html#wiser).

Afin de faire une première interprétation des données isotopiques des kaolinites alignées sur la courbe des eaux météoriques, les compositions isotopiques des fluides à l'équilibre avec la kaolinite ont été calculées à une température de l'ordre de 25°C , moyenne annuelle plausible dans un contexte tropical comme celui de la Nouvelle Calédonie (Fig. 175). Les fractionnements isotopiques en oxygène et en hydrogène entre kaolinite et eau considérés pour les calculs sont respectivement ceux de Savin and Lee (1998) et Gilg and Sheppard (1996). Les barres d'erreur ont été estimées en tenant compte d'une incertitude de 5°C sur la température et des incertitudes analytiques ($0,2\text{‰}$ pour l'oxygène et 3‰ pour l'hydrogène).

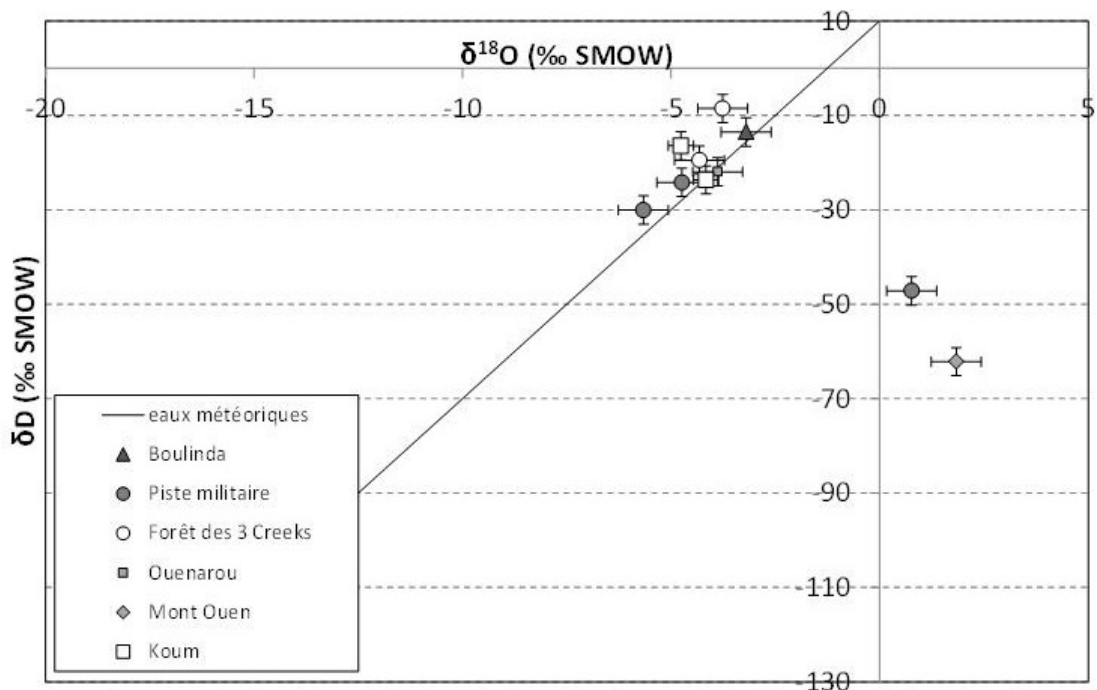


Figure 175 : Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ - δD dans lequel sont reportées les compositions isotopiques calculées des fluides à l'équilibre avec la kaolinite à une température moyenne de 25°C pour la plupart des points à l'exception des échantillons PMIL5 (60°C), OUE9 (60°C), et Boulinda (90°C).

Pour les trois kaolinites présentant des compositions isotopiques de kaolinite d'origine hydrothermale, les températures sont estimées en considérant que les fluides à l'équilibre avec ces kaolinites sont sur la droite des eaux météoriques, et en utilisant les mêmes données de fractionnement isotopique que précédemment. Les kaolinites PMIL5 et OUE9 pourraient être formées à partir de circulations d'eaux météoriques de $\delta^{18}\text{O} \sim -4 \text{‰}$ et $\delta\text{D} \sim -22 \text{‰}$, à des températures de l'ordre de 60°C . La kaolinite de Boulinda pourrait être formée à partir de fluides d'origine météorique $\delta^{18}\text{O} \sim -3 \text{‰}$ et $\delta\text{D} \sim -14 \text{‰}$ à des températures de l'ordre de 90°C .

Pour les deux kaolinites présentant des $\delta^{18}\text{O}$ plus élevées et des δD plus bas, ces compositions isotopiques pourraient être dues, soit à une purification insuffisante de la kaolinite avec présence d'une phase enrichie en ^{18}O et appauvrie en D, soit à une origine très différente (température indéterminée et fluide magmatique probable). Les données acquises ne permettent pas d'aller plus loin dans l'interprétation.

Les fluides à l'équilibre avec la goéthite peuvent être calculés de la même manière que pour la kaolinite à une température de 25°C , à partir des compositions isotopiques en oxygène et en hydrogène des goéthites du Boulinda et de la Napouredjeine et des fractionnements isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène entre goéthite et eau, respectivement de Yapp (1990) et Yapp (1987). Concernant la goéthite du Boulinda, le fluide présente un $\delta^{18}\text{O}$ et un δD proche des fluides météoriques calculés à partir de la kaolinite. Concernant la goéthite de la Napouredjeine, la composition du fluide à l'équilibre est assez éloignée de la droite des eaux météoriques. Son δD est bas par rapport à sa valeur en $\delta^{18}\text{O}$. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées : 1) la goéthite s'est formée à 25°C , mais l'hydrogène a pu être en partie rééquilibré avec un fluide appauvri en D par rapport au fluide d'origine, 2) la goéthite pourrait

être formée à une température de formation inférieure à 25°C (10-15°C) dans ce cas, la goethite serait formée dans des conditions de plus basses températures à partir d'une eau météorique un peu plus appauvrie que celles estimées dans les autres échantillons. Pour aller plus loin dans les interprétations, il faudrait émettre des hypothèses sur les profondeurs de précipitation de ces goethites et les températures des eaux dans le régolithe de la Napoueredjeine, lors de i) la formation des manchons racinaires autour des racines et ii) l'épigénie secondaire (concrétionnement) par battement de la nappe, L'altitude au moment de la genèse de ces goethites est aussi un paramètre à estimer, les eaux étant plus froides en montant dans la topographie, même sous régime tropical Ce paramètre reste difficile à estimer à chaque étape de précipitation des goethites dans ces terrains, les données thermochronologiques (cf. infra) ne fournissant des informations que sur les mouvements verticaux, et non sur les altitudes absolues.

La Nouvelle Calédonie a émergé à l'Oligocène inférieur et les datations des cuirasses couronnant les latérites sur péridotites et des oxydes de manganèse des profils d'altération établis sur la granodiorite de Saint Louis indiquent respectivement une altération depuis 25 Ma jusqu'à 0-5 Ma et de 21 à 13 Ma (cf. supra).

La Grande Terre a un relief actuel relativement différencié avec un sommet à environ 1600 m (Latham, 1977; Vogt et al., 1984). Il est possible qu'une partie de cette topographie soit héritée des mouvements verticaux opérés de la fin de l'Oligocène au début du Miocène, en liaison avec un soulèvement lié à l'intrusion des granitoïdes post obduction de Koum et Saint Louis (cf. infra) et/ou avec la rupture du 'slab' et le dépôt du Mb du conglomérat de Pindaï (cf. supra, Sevin et al, soumis).

L'étude paléomagnétique a par ailleurs montré que depuis son émergence, il n'y a eu aucune rotation de la Nouvelle Calédonie par rapport à l'Australie. De plus les travaux récemment obtenus sur la Fm de Népoui (Maurizot, 2011) indiquent la présence de calcaires récifaux (avec des coraux et foraminifères adaptés aux mers tropicales) dès le Miocène inférieur.

On peut donc considérer que la topographie et le climat de la Grande Terre n'ont pas fondamentalement changé depuis environ 25 Ma. La Nouvelle-Calédonie, située aujourd'hui juste au nord du tropique du Capricorne, subit les influences tropicales et tempérées plus ou moins fortement selon les saisons. Les compositions isotopiques en oxygène et hydrogène enregistrées par les argiles et hydroxydes de fer dans les concrétions ferrugineuses et manchons racinaires devraient avoir enregistré les signatures des eaux météoriques de leur période de formation.

L'examen des courbes isotopiques de l'oxygène et du carbone obtenues régionalement sur les carbonates ou tests de foraminifères depuis la fin de l'Oligocène indique qu'elles ne sont pas fondamentalement différentes des courbes isotopiques compilées par l'équipe de Zachos pour reconstituer les paléoclimats cénozoïques. La figure 176, réalisée avec le TimeScale Creator et incluant les dernières données mises à jour de la Geological Timescale de Gradstein et al (2012) illustre notamment l'évolution paléoclimatique globale (courbe isotopique de l'oxygène comme indicateur des températures moyennes annuelles) au cours du Cénozoïque.

Pour l'intervalle concernant cette étude, soit de - 27 Ma à l'Actuel, il n'y a pas d'évolution majeure autre que le refroidissement marqué, mais progressif, ayant eu lieu au cours du Serravalien (grossoirement entre 14 et 12 Ma), puis le refroidissement encore plus marqué, mais également progressif, depuis la fin du Zancéen.

Notons sur cette courbe isotopique de l'oxygène la présence de l'optimum climatique du Miocène moyen, d'environ 17 à 14,5 Ma, largement étudié de par le monde, et ce qui

ressemble aussi à un optimum climatique dans la deuxième moitié du Chattien, d'environ -25 à -23 Ma, beaucoup moins étudié. Toutefois, ces optima restent peu marqués par rapport aux intervalles les encadrant et surtout ils sont sans commune mesure avec le très célèbre optimum climatique de l'Eocène inférieur (Yprésien), au cours duquel les gradients climatiques de notre planète étaient forts différents et bien moindres comparés à ceux du Néogène, et aucune calotte glaciaire n'était présente aux pôles, qui, bien au contraire, étaient occupés par une végétation tempérée à subtropicale (avec entre autres des palmiers et des crocodiles jusqu'au pôle Nord).

Finalement, la Nouvelle-Calédonie étant restée en domaine tropical depuis au moins le Miocène inférieur, et les datations obtenues au cours de ce projet CNRT-Nickal et des projets DIMENC-BRGM sur plusieurs supports montrant la genèse de profils d'altération latéritique depuis 25 Ma, il est peu probable que le facteur climat seul ait été prépondérant dans l'évolution des altérites observées, puisqu'il n'a pas varié de manière significative. Tout au plus peut-on suspecter d'éventuelles variations dans la saisonnalité et des intervalles plus secs ou plus humides, mais il faudrait des études approfondies sur des coupes de référence bien calées et sur des intervalles suffisamment longs pour le démontrer. Il faut alors probablement considérer d'autres facteurs (mouvements verticaux, structure et lithologie des roches-mères) comme majeurs dans cette évolution du régolithe néocalédonien.

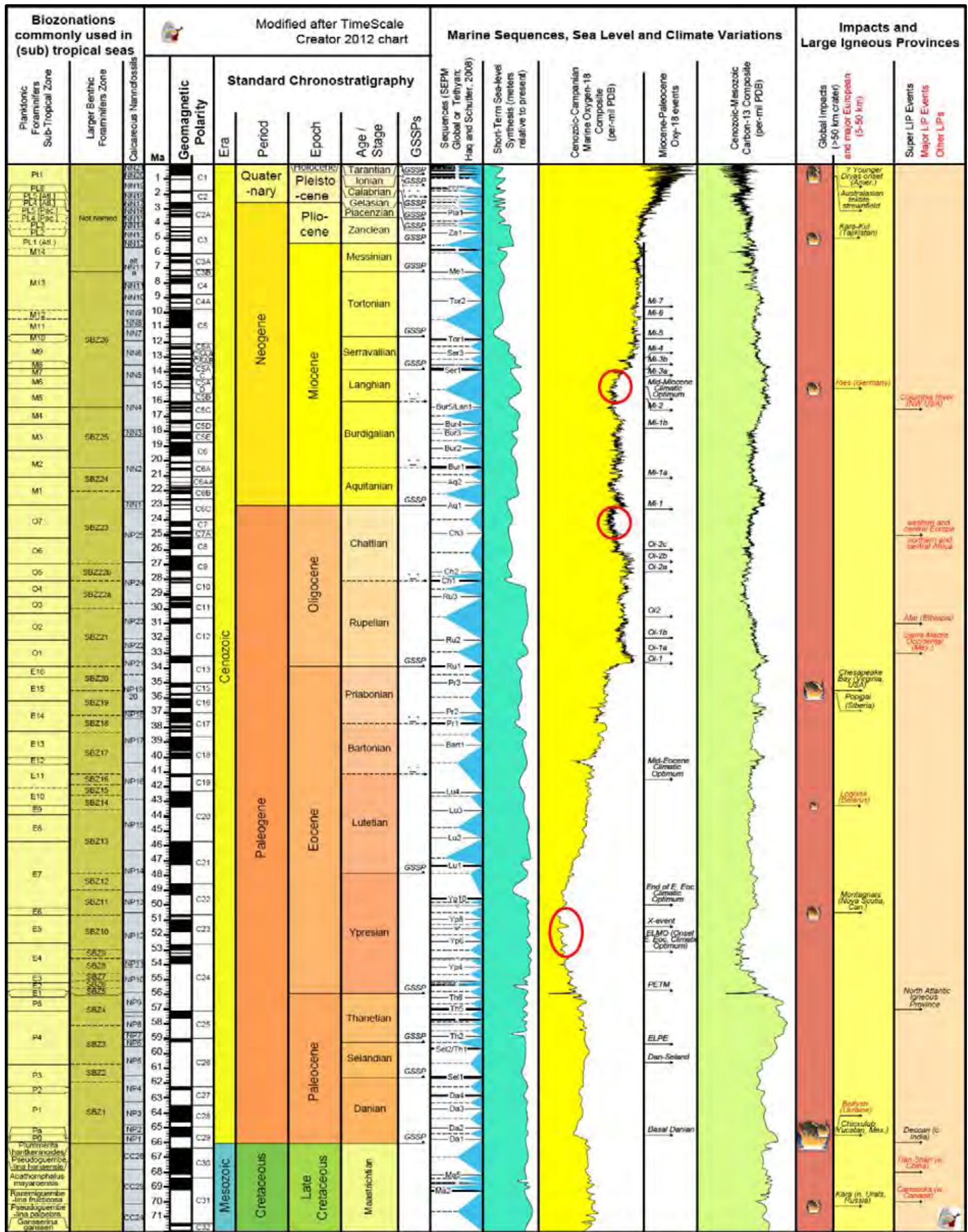


Figure 176 : Échelle des temps géologiques du Cénozoïque incluant les principales données stratigraphiques et événementielles utiles en stratigraphie, réalisée avec l'outil Time Scale Creator d'après la dernière « Geologic Time Scale » internationale de Gradstein et al. (2012) ; les cercles et ellipse rouges indiquent, sur la courbe isotopique de l'oxygène, les optima climatiques mentionnés dans le texte.

9. TÂCHE 8 – ESTIMATION DES MOUVEMENTS VERTICAUX

Les processus à l'origine de l'accumulation du Ni et du Co dans les saprolites développées sur les massifs de péridotites de Nouvelle Calédonie sont contraints en partie par l'âge, la vitesse et la durée du ou des soulèvement(s). La détermination de ces paramètres représente des éléments forts pour reconstituer la mise en place de ces saprolites et discuter le rôle relatif du climat et de la tectonique. La durée d'exposition des roches à proximité de la surface peut être estimée par les méthodes thermochronologiques basse température. Le déplacement des roches à travers les isothermes permet d'approcher leur soulèvement et ainsi de proposer des taux d'érosion. Les méthodes utilisées dans cette étude sont les traces de fission dans l'apatite et l'(U-Th)/He dans l'apatite et le zircon.

Quatre échantillons des massifs de granitoïdes de Saint Louis et de Koum ont pu être datés par les méthodes traces de fission et (U-Th)/He sur apatite afin de reconstituer leur histoire thermique et leur exhumation. Les âges sont compris entre 13 ± 4 et 36 ± 5 Ma. Pour le massif de Saint Louis, ces âges sont très proches de l'âge de mise en place et induisent une mise en place de la granodiorite à faible profondeur ou une exhumation très rapide suite à sa formation. Les âges obtenus sur le massif de Koum apportent des contraintes contradictoires ;

9.1. MÉTHODES

La thermochronologie basse température (traces de fission et (U-Th)/He) dans les apatites - permet de reconstituer le taux d'érosion pour la partie la plus supérieure de la croûte, c'est à dire des profondeurs de l'ordre 1-3 km, soit des températures de 40 à 110°C.

Le principe commun à ces deux techniques est que le système est un système ouvert avec l'accumulation partielle des produits de la réaction. Cette accumulation est contrôlée par la température et sa quantification permet de déterminer les paléotempératures. Ces paléotempératures sont converties en paléop profondeur et en comparant la situation actuelle (par exemple un échantillon en surface) et les situations au cours de l'histoire de cet échantillon, il est possible de reconstruire la courbe d'érosion au cours du temps. Sont ainsi déterminées des périodes de stabilité où la vitesse de diminution de la température est réduite et des périodes de rupture, associée à des déformations, pendant lesquelles les échantillons traversent rapidement les isothermes. L'association de ces deux techniques est assez récente (moins de 15 ans) et permet une meilleure précision dans la définition de l'exhumation, notamment dans le cas de soulèvement rapide comme envisagé dans le cas de la Nouvelle Calédonie.

La thermochronologie traces de fission est liée à la fission naturelle de ^{238}U . Cette fission engendre un défaut cristallin, la trace de fission, lié à l'expulsion des deux fragments de fission dans des sens opposés. Ces traces vont s'accumuler au cours du temps, permettant ainsi de dater les roches. Pour les cristaux d'apatite, cette accumulation est totale si la température est inférieure à 60°C ; elle est partielle si la température est comprise entre 60 et 110°C. Les traces ne sont pas enregistrées si la température est supérieure à 110°C (Gallagher et al., 1998). Au cours de l'érosion de la croûte supérieure, les roches vont traverser ces différentes températures et la vitesse d'érosion des roches sus-jacentes pourra être reconstituée dans l'intervalle 60-110°C en fonction des âges apparents et de la longueur des traces.

La thermochronologie (U-Th)/He est associée à la décroissance radioactive naturelle de l'uranium et du thorium, chaque chaîne radioactive créant de 6 à 8 particules alpha (atome d'hélium). De même que pour les traces de fission, les atomes d'He diffusent totalement à l'extérieur de l'apatite si la température est supérieure à 80°C ; si la température est inférieure à 40°C, tout l'hélium fabriqué est conservé (Farley, 2000). Entre 40 et 80°C, la diffusion, donc l'accumulation des particules alpha, est partielle.

La thermochronologie (U-Th)/He sur zircon permet d'appréhender des températures plus importantes. La température de fermeture est définie, à partir d'expériences en laboratoire et de l'étude de cas géologiques, entre 175 et 195°C. L'intérêt de coupler la thermochronologie (U-Th)/He sur apatite et sur zircon porte sur les différences d'âge obtenues entre les deux méthodes. Des âges très proches illustrent une remontée des échantillons très rapide à travers les isothermes. Au contraire, un écart important illustre un refroidissement lent.

9.2. ECHANTILLONNAGE

Les échantillons ont été prélevés par F. Quesnel (BRGM), P. Maurizot (BRGM) et B. Sevin (DIMENC) lors des différentes missions mentionnées précédemment (Annexe 1). Les cristaux d'apatite, nécessaires à l'analyse, sont présents en général dans les roches magmatiques acides et dans les roches issues de leur transformation. Le cadre géologique de la Nouvelle Calédonie est par conséquent assez défavorable à la présence d'apatites vu la rareté des roches acides. Néanmoins, les plutons granodioritiques ainsi que des filons tardifs dans les péridotites ont été échantillonnés (Fig. 177).

La difficulté de l'exercice réside également dans le fait que les apatites sont des minéraux fragiles facilement attaqués dans les milieux où circulent des fluides à pH élevé (par exemple les sols). Il est par conséquent nécessaire d'échantillonner des roches les plus fraîches possibles. Les deux plutons granodioritiques principaux, localisés au Sud de l'île, de Koum et Saint Louis ont été échantillonnés ; des filons aplitiques ont été considérés au Nord de l'île à Tiébaghi. Des boninites ont également été récoltées dans le massif des Deux Tétons.

9.3. PROTOCOLE ANALYTIQUE

Les cristaux d'apatite ont été extraits suivant les procédures habituelles de séparation incluant le broyage, le tamisage, la séparation aux liqueurs denses, la séparation magnétique et le tri final sous la loupe.

Seuls les échantillons des massifs de Koum et Saint Louis ont permis d'extraire des cristaux d'apatite. L'absence de cristaux d'apatite dans les boninites est cohérente avec la faible teneur en phosphore de ces roches.

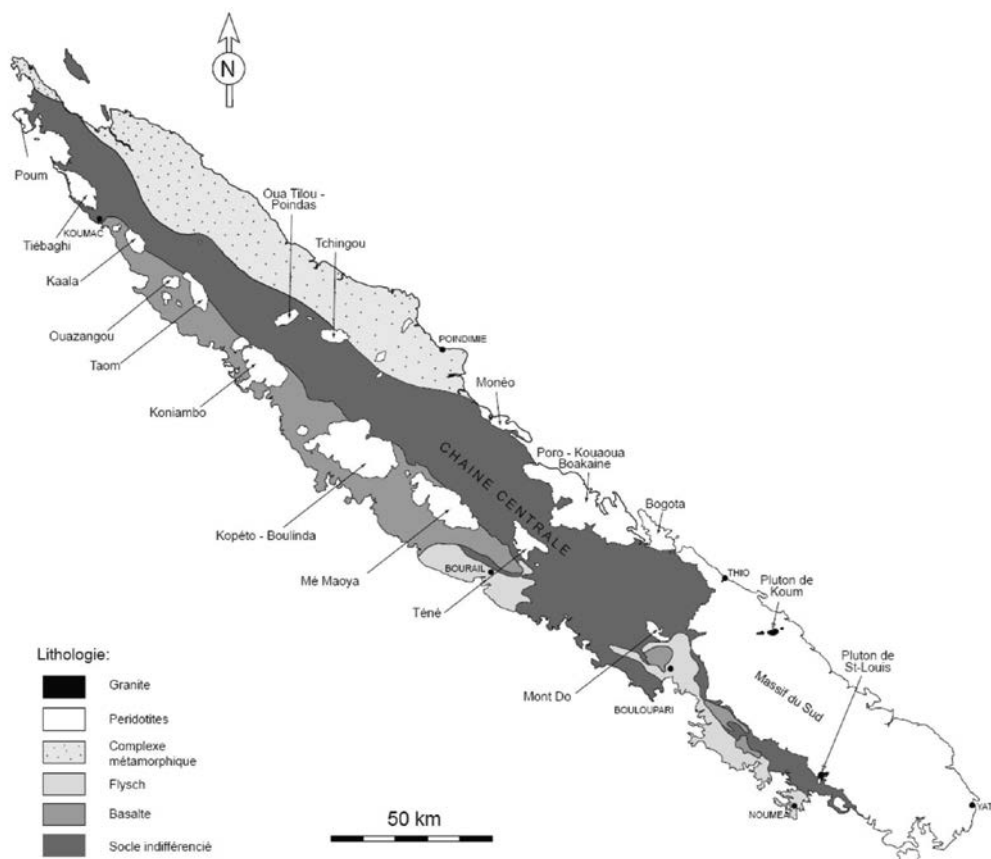


Figure 177 : Carte géologique simplifiée de la Grande Terre de Nouvelle Calédonie avec les massifs de périodotites et les petits plutons de granodiorites (d'après Chevillotte, 2005).

Les âges traces de fission sur apatite ont été obtenus par la méthode du détecteur externe et de la calibration zéta (Hurford et Green, 1983). Les traces ont été révélées par une attaque acide à l' HNO_3 à 5M pendant 20 secondes. Les échantillons ont été irradiés dans le réacteur Orphée (CEA, Saclay, France) à un flux nominal de neutrons lents de $1,37 \cdot 10^{13} \text{ n.cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$. Les traces induites ont été révélées par une attaque acide à l' HF à 40 % pendant 20 minutes à $20 \pm 1^\circ\text{C}$. Le facteur zéta est de 359 ± 8 obtenu par le comptage des standards d'âge internationaux (Durango et Fish Canyon). Seuls les cristaux dont la section est parallèle à l'axe d'allongement du cristal (axe c) ont été analysés. La chimie des cristaux d'apatite a été prise en compte par la mesure du diamètre du trou d'attaque (Dpar). De par la rareté des traces, la mesure de la longueur des traces n'a pas pu être réalisée.

Les âges (U-Th)/He sur apatite ont été acquis sur des cristaux sélectionnés à partir de leur forme et de l'absence d'inclusions minérales. Entre un et trois cristaux d'apatite ont été placés dans une capsule en platine permettant un chauffage uniforme. La mesure de l'hélium a été réalisée à l'aide d'un spectromètre de masse quadripolaire sur le gaz extrait des cristaux en chauffant la capsule de platine avec un laser Infrarouge à $1030 \pm 50^\circ\text{C}$ pendant 5 minutes. La concentration en ^4He a été déterminée par comparaison lors de l'analyse avec une quantité connue de ^3He mélangé au ^4He de l'échantillon. Les teneurs en U et Th ont été mesurées par une ICP-MS. Les cristaux d'apatite sont dissous dans une solution d'acide nitrique concentrée en présence de spikes de ^{235}U et ^{230}Th . Les âges obtenus sont comparés à des standards d'âge internationaux (Durango, Tuff de Limberg) ou internes au laboratoire. Des âges corrigés sont établis de façon à prendre en compte l'éjection de l'He lors de la décroissance de l'U et du Th.

Concernant la thermochronologie (U-Th)/He sur zircons, après séparation, les échantillons sont triés sous loupe binoculaire pour sélectionner des zircons de dimension suffisante (>60 µm), avec le minimum d'inclusions, les surfaces cristallographiques les mieux exprimées garantissant le minimum d'usure des grains. Les dimensions (longueur, largeur, profondeur) des grains sélectionnés sont mesurées. Pour chaque échantillon, trois grains sont insérés dans une capsule de niobium pour permettre une chauffe homogène et un minimum de deux capsules est préparé. L'extraction de l'hélium est réalisée dans une ligne de préparation ultravide après une chauffe de 30 minutes à 1200±50°C grâce à un laser à diode. Le rapport $^4\text{He}/^3\text{He}$ est mesuré par un spectromètre quadripolaire dans une procédure similaire à celle développée pour les cristaux d'apatite. Les mesures obtenues sont comparées par rapport au standard Fish Canyon (Tagami et al., 2003). L'attaque des capsules est ensuite réalisée dans une bombe de digestion en Téflon placée dans une étuve à 220°C pendant 4 jours avec ajout de 200 µl d'HF à 40% et 100 µl de spike contenant du ^{238}U et du ^{230}Th pour chaque capsule. Après attaque complète et évaporation, les échantillons sont repris à l'HCl et à l'HNO₃ avant l'analyse des teneurs en U et Th par ICP-MS. Une incertitude de 9% est considérée pour les âges mesurés, prenant en compte l'erreur analytique et les procédures de correction.

9.4. RESULTATS

Trois échantillons ont fourni suffisamment d'apatite pour déterminer un âge trace de fission et/ou (U-Th)/He sur apatite et trois autres échantillons ont permis d'obtenir un âge (U-Th)/He sur zircons (Tabl. 25). En règle générale, les quantités de cristaux d'apatite sont très faibles. L'échantillon SL-S3 a été daté uniquement par (U-Th)/He car tous les cristaux d'apatite ont été utilisés. Les âges sont compris entre 13±4 et 36±5 Ma. L'âge obtenu sur l'unique grain en traces de fission est indiqué seulement pour information. Pour l'échantillon S5 (Massif de Saint Louis), les deux âges traces de fission et (U-Th)/He sont cohérents et indiquent une remontée rapide des échantillons ou une mise en place à faible profondeur.

Les résultats peuvent apparaître plus contradictoires pour l'échantillon S2-K1 (massif de Koum) : il existe une différence significative entre les deux âges et cette différence est inverse par rapport à celle attendue. En effet, la température de stabilité de l'He dans les apatites étant plus faible que celles des traces de fission dans l'apatite, l'âge (U-Th)/He est souvent plus jeune que l'âge traces de fission ; ce n'est pas le cas ici. L'âge à 13±4 Ma est cependant difficilement utilisable, car il correspond à des grains présentant des densités de traces très faibles (entre 0 et 3 traces par grains).

L'absence de traces implique un âge nul et induit une moyenne plus basse. En considérant uniquement les grains possédant au moins une trace, l'âge moyen obtenu est de 21±7 Ma.

Les âges (U-Th)/He sur zircon pour le granite de St Louis sont cohérents entre eux et indiquent un âge moyen de 25 ±3 Ma. L'âge obtenu sur le massif de Koum est plus jeune et est compatible avec l'âge traces de fission sur apatite. Ces deux âges traduiraient une remontée plus tardive par rapport au granite de Saint Louis. Cette explication n'est cependant pas compatible avec les données (U-Th)/He sur apatites qui par ailleurs sont discutables car supérieures à l'âge absolu de la roche.

Tableau 25 : Résultats de l'analyse thermochronologique, âge en Ma. L'âge traces de fission sur apatites correspond à la moyenne pondérée de plusieurs grains (20 pour l'échantillon S5 et 11 pour l'échantillon S2-K1) ; l'âge (U-Th)/He sur apatites correspond à la moyenne de trois aliquotes (échantillons SL-S3 et S2-K1) ou 4 aliquotes (échantillon S5) ; l'âge (U-Th)/He sur zircons correspond à un seul aliquote (échantillon PIR01) et à la moyenne de deux aliquotes (échantillons SL-S3, S5, S7 et K2) Les données sont en cours d'acquisition pour les échantillon PM 51 et 52.

Code	Age TF apatite	Age (U-Th)/He apatite	Age (U-Th)/He zircon
SL-S3 (NC1)	(1 grain) 21±7	25,3±4 (moyenne de 30±3, 24±3, 22±2)	25±2 (moyenne de 24±2, 26±2)
S5 (NC2)	(20 grains) 33±4	28±10 (moyenne de 22±2, 18±2, 33±4, 39±5)	28,5±2 (moyenne de 29±2, 28±2)
S7 (NC3)	pas d'apatite		21,5±2 (moyenne de 19±2, 24±2)
K2 (NC4)	pas d'apatite		17,5±1 (moyenne de 18±1, 17±1)
S2-K1 (NC5)	(11 grains) 13±4	36,3±5 (moyenne de 41±5, 37±4, 31±4)	
PIR01 (NC6)	pas d'apatite ni zircon		45±4
PIR02 (NC7)	pas d'apatite ni zircon		
TET01-C (NC8)	pas d'apatite ni zircon		
TIE05 (NC9)	pas d'apatite ni zircon		
TIE (NC 11)	pas d'apatite ni zircon		
BS-426 (NC12)	pas d'apatite ni zircon		
BS-113 (NC13)	pas d'apatite ni zircon		
PM51 (NC14)	en cours	en cours	
PM52 (NC15)	en cours	en cours	

L'âge obtenu sur la boninite PIR 01 est également beaucoup plus vieux, mais ces filons de boninites sont plus anciens que les granitoïdes et datés à 54 Ma dans ce secteur. L'âge (U-Th)/He sur zircon de 45 ± 4 Ma reste donc cohérent avec l'histoire de cette roche, il est compatible avec un soulèvement précoce des massifs ophiolitiques et l'absence d'apatite ne permet pas de renseigner plus précisément sa remontée dans les franges plus superficielles de l'écorce terrestre.

La représentation radiale de la figure 178 permet de déterminer graphiquement la dispersion des données traces de fission sur apatite (axe des ordonnées) en fonction de la précision de la mesure (axe des abscisses). Une population est considérée comme homogène lorsque la variation sur l'axe des ordonnées est comprise entre -2 et +2, ce qui est le cas pour les échantillons analysés.

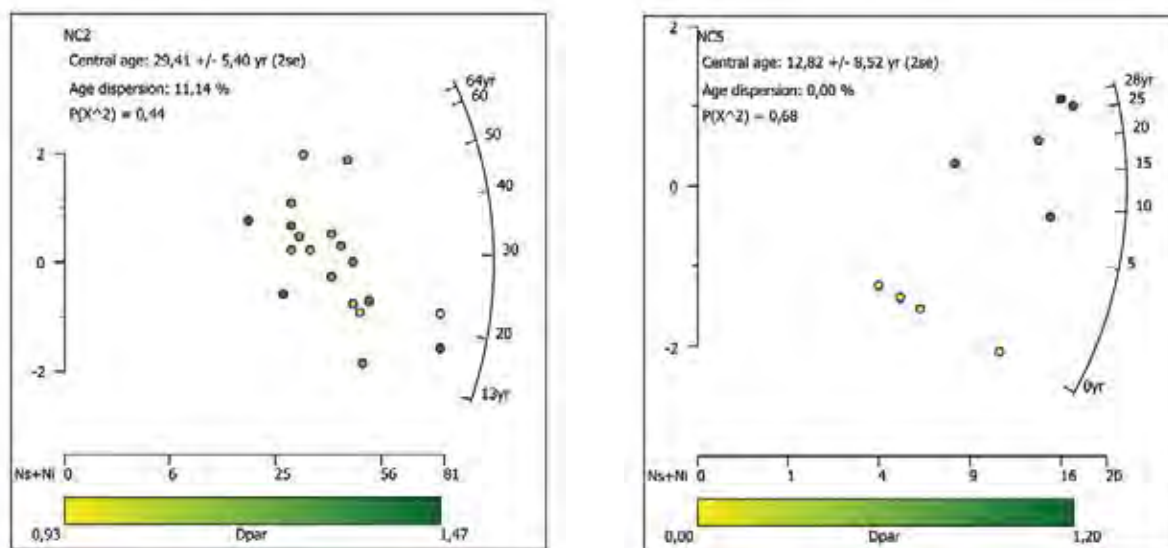


Figure 178 : Représentation radiale pour deux échantillons S5 (NC2) et S2-K1 (NC5). La distribution des âges est cohérente avec l'existence d'une seule population.

9.5. DISCUSSION & PERSPECTIVES

Les âges obtenus sont à comparer aux âges absolus obtenus pour les deux roches échantillonnées. Les granitoïdes post-obduction ont des âges compris entre 24 et 27 Ma : le massif de Koum est daté à $24,3 \pm 0,1$ Ma par U/Pb sur zircon et le massif de Saint Louis est daté à $27,4 \pm 0,2$ Ma par la même technique (Paquette et Cluzel, 2007).

La plupart des âges thermochronologiques obtenus dans cette étude sont égaux à ces âges de formation en considérant l'erreur analytique. L'âge traces de fission de l'échantillon de Koum est égal si seuls les grains comportant au moins une trace sont pris en compte. Son âge (U-Th)/He apparaît trop vieux et implique peut-être un mécanisme de diffusion de l'hélium plus complexe.

La concordance entre les âges absolus (U/Pb) et thermochronologiques (traces de fission et (U-Th)/He sur apatite et sur zircon) implique que le granite de St Louis a connu des températures basses ($< 100^\circ\text{C}$) très vite après sa formation. La remontée du massif de Koum semble être plus

lente ; les données en cours d'analyse sur le « petit Koum » permettront ou non de démontrer ce comportement différent.

Ces données impliquent toutefois une exhumation rapide plus ou moins importante en termes d'érosion en fonction de la profondeur de mise en place de ces roches. Cette dernière est jugée importante, d'après les caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques de ces granitoïdes (Sevin et al, soumis).

Il serait intéressant d'étudier également des échantillons de roche fraîche des filons pré-obduction caractérisés par des épaisseurs faibles (20 cm) (Cluzel & Vigier 2008), afin i) d'y chercher des apatites et des zircons, ii) de vérifier si des âges (U-Th)/He sur zircons semblables à ceux de l'échantillon PIR01 sont trouvés ou non et iii) de vérifier si les âges sur apatites sont différents (et plus jeunes et se rapprochent des âges obtenus sur les granitoïdes) ou non, le tout pour, in fine, préciser l'histoire post-obduction de la zone étudiée.

10. CONCLUSIONS

Tous les paramètres permettant de mieux comprendre le fonctionnement des profils d'altération latéritique développés sur les péridotites de Nouvelle-Calédonie ont été abordés dans ce projet. Principalement orienté sur l'horizon de latérite jaune, ce projet n'a pas pu être déconnecté des autres horizons des profils depuis la cuirasse, dans une tentative d'approcher l'âge de développement de l'altération, jusqu'à la caractérisation du bedrock en termes de pétrologie et d'analyse structurale.

Les sites étudiés dans le cadre de ce projet couvrent l'ensemble de la Nouvelle-Calédonie : le Sud du Massif du Sud (Goro et dans une moindre mesure Prony), les péridotites de la côte Est (Nakéty, Poro, Monéo), les klippes de péridotites de la côte Ouest (Kopéto-Boulinda, Koniambo, Tiébaghi). A ces sites étudiés dans le cadre des tâches 1 à 5 (typologie, contexte structural, dynamique de l'altération, caractérisation des phases porteuses de Ni et Co), il faut également ajouter tous les prélèvements effectués dans le cadre des tâches 6 à 8 (datations paléomagnétiques, U-Th/He, K/Ar, Ar/Ar ; conditions paléoclimatiques ; estimation des mouvements verticaux) généralement réalisés hors des chantiers majeurs d'exploitation.

Basé sur la localisation géographique et géomorphologique des différents chantiers, de la nature du bedrock, et de la caractérisation des horizons d'altération, plusieurs « profil type » ont été définis :

- Des profils de type bassin (type A) représentés par le site de Goro caractérisé par des profils complets, de fortes épaisseurs de latérite jaune et un horizon de saprolite relativement pauvre en Ni ;
- Des profils de type plateau (type B) représentés par les massifs du Nord du Massif du Sud et certains chantiers des klippes de la côte Ouest dont l'exemple le plus complet est le chantier Trazy sur le massif du Koniambo. Des profils d'altération complets sont localement préservés mais les zones concernées sont de dimensions réduites en comparaison de l'extension des profils similaires rencontrés sur le site de Goro. De plus, le niveau saprolitique est significativement plus riche en Ni ;
- Un profil rencontré uniquement sur le site de Tiébaghi (type C) caractérisé par des horizons riches en minéraux argileux et des gleys à sulfures. La nature du protore, différente de celle rencontrée sur les autres massifs, serait à l'origine de ces particularités ;
- Un profil relativement mal caractérisé (type D) se développant à proximité de la nappe de serpentine à la base des klippes de péridotites représenté par le chantier Monique sur le massif du Boulinda.

Le traitement des données géochimiques en provenance de Goro, du Koniambo, de Tiébaghi met en évidence une forte homogénéité des teneurs en Ni et Co des latérites jaunes des différents sites et une distribution très semblable des teneurs en Ni et Co mais également de SiO₂, MgO et Fe₂O₃ à l'intérieur de cet horizon. Les teneurs les plus élevées en Ni et Co sont rencontrées à la base de l'horizon de latérite jaune. Ces teneurs semblent couplées à des

teneurs élevées en SiO₂ et MgO et à une diminution des teneurs en Fe₂O₃ à proximité de l'horizon de transition et de la saprolite. La seule exception concerne les latérites jaunes du massif de Tiébaghi caractérisée par des teneurs élevées en Al₂O₃.

Les caractérisations réalisées au MEB (cartographie multiélémentaire, analyse ponctuelle semi-quantitative) et par diffraction des rayons X montrent que si la partie supérieure de l'horizon de latérite jaune est dominé par les oxy-hydroxydes de fer (goethite principalement), sa base montre la présence en plus de la goethite, de phases silicatées (serpentine s.l., quartz) résiduelles. Bien que représenté sous la forme d'horizons aux contacts très nets, le passage d'un horizon à l'autre s'effectue de manière progressive d'où les évolutions géochimiques observées au sein d'un même horizon. Les teneurs en Al₂O₃ des latérites jaunes de Tiébaghi sont liées, en grande partie, à la présence de gibbsite

Dans l'horizon de latérite jaune, les teneurs les plus élevées en Co (jusqu'à 11,7 poids % CoO) sont rencontrées dans des phases manganésifères de type lithiophorite également riches en Ni (jusqu'à 8,4 poids % NiO). D'autres phases manganésifères de type cryptomélane sont également identifiées mais sont caractérisées par des teneurs en Co et Ni inférieures à 2 poids %.

Les tests d'extraction séquentielle sélective réalisés sur les échantillons de latérite jaune, permettent d'identifier les principales phases porteuses de Ni et Co :

- Les extractions à l'hydroxylamine reflètent bien la sélectivité de cet extractant pour Mn et le lien avec Co et une partie de Mg et Ni ;
- Les extractions à l'oxalate et au citrate dithionite bicarbonate (CDB) montrent leurs efficacités vis à vis des phases ferrifères et confirment le lien avec le Ni extrait.

Afin de tenter d'établir des règles de distribution des teneurs en Ni et Co dans l'horizon de latérite jaune, une étude structurale a été réalisée sur plusieurs sites miniers. Cette étude a mis en évidence :

- la complexité et l'abondance des accidents qui affectent les massifs de péridotites ;
- la présence au sein d'un même massif de pièges différents (dièdres, faille plate, doline) qui peuvent avoir une origine sur l'enrichissement en Ni et Co en drainant les solutions minéralisatrices.

La morphologie complexe du toit du bedrock a été mise en évidence à partir des données de sondage du chantier Exercice Minier à Goro. Cette morphologie en « boîte à œuf » montre une succession de points hauts et de points bas qu'il n'a pas été possible de relier à des directions structurales majeures. Ces irrégularités s'amortissent dans les horizons d'altération supérieurs, le toit de l'horizon de latérite jaune étant relativement peu affecté. Sur ce site, aucun lien n'a été identifié entre la morphologie du bedrock et la distribution des teneurs en Ni et Co.

Les principales conclusions des tâches 6, 7 et 8 sont les suivantes :

- Les cuirasses ferrugineuses couronnant les profils latéritiques sur péridotites peuvent être datées par paléomagnétisme pourvu qu'aucun remaniement n'ait eu lieu en leur sein. Les âges obtenus sur plusieurs sites (Tiébaghi, Goro, Népoui) s'échelonnent entre 0-5 et 25 Ma et permettent de reconstituer avec cohérence l'histoire géologique postérieure à l'obduction de la Grande Terre. Localement, sur les massifs au relief le plus étagé au cœur de la Grande Terre (Kopéto-Boulinda-Népoui), des remaniements ont eu lieu, le long d'une paléotopographie très

différenciée et vraisemblablement contemporaine du dépôt du Mb du conglomérat de Pindaï, soit du Miocène inférieur (plus précisément 19 à 22 Ma). Cette évolution est possiblement envisageable sur Koniambo-Oundjo-Ouazangou-Tiégamus à l'Ouest et Gwa N'Doro-Kadjitra à l'Est, mais reste spéculative et n'est pas encore démontrée formellement ;

- Les oxydes de fer des manchons racinaires et concrétions datés par U-Th/He, après leur étude pétrographique approfondie, sont d'âges bien plus jeunes que les plus anciennes cuirasses et anciens bancs ferrugineux intercalés dans la Fm fluvio-lacustre du Sud, et plutôt très récents (quaternaires), mais des âges ponctuels remontant jusqu'à 9 Ma ont été obtenus, vraisemblablement en lien avec une contamination par des produits détritiques ayant un signal d'hélium hérité, ou par un mauvais dosage de l'uranium et/ou du thorium. Ces objets sont probablement liés à l'incision des sédiments et profils d'altération antérieurs et à l'évolution récente du relief et des nappes phréatiques, aboutissant au réseau hydrographique actuel ;
- Les oxydes de manganèse semblent dénués de potassium dans les altérites de péridotites et ne peuvent donc pas être datés par radiométrie (K/Ar). Toutefois les altérites de roches plus acides comme les granitoïdes post obduction semblent recéler des oxydes de Mn avec potassium dans le réseau, permettant leur datation par cette méthode et par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Les âges obtenus aux alentours de 20,0 à 21,8 Ma, 17,2 à 19,3 Ma et 13,0 à 13,7 Ma pour les oxydes de Mn des altérites de la granodiorite de Saint-Louis sont cohérents avec les datations paléomagnétiques obtenues par ailleurs à Goro ou Tiébaghi (Sevin et al, 2012) et indiquent eux-aussi une altération météorique polyphasée ayant conduit aux minerais de nickel de Nouvelle Calédonie, ayant commencé très tôt après la mise en place et à l'affleurement des granitoïdes ;
- Les minéraux argileux et oxydes de fer sont présents dans les altérites de plusieurs roches mères (non péridotitiques) et sédiments du régolithe néocalédonien, et comportent plusieurs phases (kaolinite, smectite, goethite, etc.). Après purification, plusieurs phases ont été analysées pour extraire un signal paléoclimatique de leurs rapports d'isotopes stables. Les compositions isotopiques reportées dans un diagramme $\delta^{18}\text{O}$ - δD révèlent trois populations de kaolinites : 5 échantillons alignés sur la droite des kaolinites supergènes, 3 échantillons dont les valeurs indiquent une origine hydrothermale et 2 échantillons présentant des valeurs anormalement élevées de $\delta^{18}\text{O}$. Les rapports isotopiques de l'oxygène des kaolinites indiquent des températures compatibles avec un climat tropical et/ou de l'hydrothermalisme selon les cas. La Nouvelle Calédonie est probablement soumise à un régime climatique tropical depuis 25 à 30 Ma, qui n'a pas beaucoup varié. En outre, les courbes isotopiques disponibles à l'échelle globale ne montrent pas d'évolution marquée pour l'intervalle de la fin de l'Oligocène au Miocène, et nos données sont encore trop peu nombreuses pour aller plus loin dans les interprétations ;
- Très peu de roches néo-calédoniennes recèlent des apatites susceptibles d'être analysées en thermochronologie traces de fission et U-Th/He basse température. Seuls les granitoïdes post-obduction en possèdent. La concordance entre les âges absolus (U/Pb) et thermochronologiques (traces de fission et (U-Th)/He) sur apatites et sur zircons implique qu'ils ont connu des températures basses (<100°C) très vite après leur mise en place. Ces données impliquent une exhumation rapide accompagnée d'une certaine érosion, puisque ces granitoïdes se sont mis en place à une profondeur non négligeable.

- Ce soulèvement très rapide entre 30 et 20 Ma est cohérent pro parte avec l'âge du Mb du conglomérat de Pindaï et les âges probables des remaniements mis en évidence dans les cuirasses des massifs à la topographie la plus différenciée de la zone centrale de la Grande Terre. Les zones aujourd'hui les moins soulevées, aux extrémités nord et sud de la Grande Terre n'enregistrent pas forcément aussi clairement (ou intensément) ces remaniements, et leur évolution verticale a probablement été plus complexe. Il est possible que la zone sud ait été très soulevée lors de l'intrusion et la montée à l'affleurement des granitoïdes entre 30 et 24 Ma, mais beaucoup moins ensuite, au moment où la zone centrale de la Grande Terre commençait à se soulever (de 22 à 19 Ma, intervalle dans lequel s'est mis en place le Mb du conglomérat de Pindaï). On enregistrerait là le déplacement latéral de la déformation verticale liée à la propagation du rebond associé à la rupture du 'slab'. Au Nord, à Tiébaghi, la cuirasse est fossile et date de 25 Ma, la topographie du plateau de Tiébaghi incliné vers l'Ouest qui supporte le profil d'altération latéritique et cette cuirasse date probablement lui aussi de 25 Ma, et il est possible de proposer à titre d'hypothèse un âge similaire ou à peine plus jeune pour le minerai saprolitique de Tiébaghi. Au Sud, à Goro, les âges obtenus entre 0-5 et 25 Ma impliquent un continuum de genèse et développement des profils d'altération et une histoire plus complexe, probablement moins influencée par le soulèvement de la zone centrale.
- Ces datations et données thermochronologiques et isotopiques doivent être complétées sur les échantillons en cours d'étude et dans les sites voisins, notamment dans le Grand sud, afin de conforter ou invalider les premières interprétations et d'affiner l'histoire géologique post-obduction de la Grande Terre et des minerais latéritiques de Nickel. Des données isotopiques complémentaires et palynologiques sur une ou des coupes (forages) de référence bien calées permettraient d'affiner les scénarii, en apportant des contraintes paléoclimatiques plus nombreuses et calibrées, dans un contexte resté tropical, mais dont les conditions de saisonnalité ont pu varier entre 25-30 Ma et aujourd'hui.

11. REMERCIEMENTS

Ce document final est l'occasion de remercier l'ensemble des personnes et organismes qui de près ou de loin ont permis la réalisation de ce projet.

Le CNRT tout d'abord et son Conseil Scientifique pour avoir accepté de financer ce projet et pour son soutien tout au long de son déroulement. Un grand merci à Bernard Robineau pour son soutien, ses encouragements et sa compréhension face au retard pris par ce projet.

La Direction de l'Industrie, des Mines, et de l'Energie de Nouvelle-Calédonie (DIMENC) et le Service de la Géologie de Nouvelle-Calédonie (SGNC) pour son soutien logistique et pour la mise à disposition de son personnel qui a largement contribué, compte-tenu de sa connaissance de la géologie de la Nouvelle-Calédonie et de son sens de l'organisation, à la parfaite réalisation des différentes missions sur le terrain. Un grand merci à Brice Sevin pour sa disponibilité, son aide dans l'organisation logistique et son appui scientifique à chacune de nos missions quelle que soit la tâche.

Les acteurs miniers de Nouvelle-Calédonie (SLN, Vale, SMT, SMSP, Koniambo Nickel SAS) qui nous ont ouvert l'accès à leur site minier malgré les désagréments engendrés par notre présence sur des sites en exploitation.

Les géologues miniers qui nous ont accompagnés sur les différents chantiers et qui nous ont fait profiter de leur expérience et de leurs connaissances. Nos plus vifs remerciements entre autres à : C. Tessarolo, V. Chevillote, L. Aubé, C. Couteau, R. Dahl, O. Hniminou ainsi qu'à leurs collègues pour leur aide précieuse.

12. RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Altheide, T., Chevrier, V. and Gavin, P. (2008) - Acidic weathering of phyllosilicates. Workshop on Martian Phyllosilicates, CNES Paris, France. Oct 21-23.

Audet, M.A. (2009) – Le Massif du Koniambo, Nouvelle-Calédonie. Formation et obduction d'un complexe ophiolitique du type SSZ. Enrichissement en nickel, cobalt et scandium dans les profils résiduels, Thèse Univ. Québec à Montréal et Univ. Nouvelle-Calédonie, 336p.

Auge, T. & Maurizot, P. (1995) - Stratiform and alluvial platinum mineralization in New Caledonia ophiolite complex. *The Canadian Mineralogist* 33, 1023-1045.

Avias, J. (1952) - Note sur la genèse des gîtes nickélifères en Nouvelle-Calédonie, XIXe Congrès Géologique International, Alger, Sec. XII, Fasc. XII, 271-272.

Avias, J. (1969) – Note sur les facteurs contrôlant la genèse et la destruction des gîtes de nickel de Nouvelle-Calédonie. Importance des facteurs hydrologiques et hydrogéologiques, *CR. Acad. Sci. Paris* 268, 244-246.

Bailly, L., Ambrosi, J.-P., Beauvais, A., Ramanaïdou, E., Sevin, B., Prognon, C., Quesnel, F., Ruffet, G. and Yans, J. (2011) – Projet NICKAL : Typologie des minerais latéritiques de Nouvelle-Calédonie et facteurs de concentration de Ni et Co, Rapport d'avancement, Rapport BRGM/RP-59469-FR, 45p.

Bailly, L., Ambrosi, J.-P., Beauvais, A., Ramanaïdou, E., Sevin, B., Prognon, C., Quesnel, F., Ruffet, G. and Yans, J. (2012) – Projet NICKAL : Typologie des minerais latéritiques de Nouvelle-Calédonie et facteurs de concentration de Ni et Co, Rapport d'avancement, Rapport BRGM/RP-60870-FR, 139p.

Beauvais, A., Ruffet, G., Hénocque, O. and Colin, F. (2008) - Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis: The ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of supergene K-Mn oxides. *Journal of Geophysical Research* 113, F04007, doi :10.1029/2008JF000996.

Beauvais, A. (2009) - Ferricrete biochemical degradation on the rainforest – savannas boundary of Central African Republic. *Geoderma* 150, 379-388.

Besse, J. and Courtillot, V. (2003). Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. Geophys. Res.*, 107, p. 2300.

Bigeleisen, J. (1952) – Isotopes, *Annual Review of Physical Chemistry* 3, 39-56.

Bird, M.I. & Chivas, A.R. (1989) - Stable-isotope geochronology of the Australian regolith. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 3239-3256.

Brand, N W, Butt, C.R.M. and Elias, M. (1998) - Nickel laterites; classification and features. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics* 7, 81-88.

Brown, D. J., Hemlke, P.A. and Clayton, M.K. (2003) - Robust Geochemical Indices for Redox and Weathering on a Granitic Laterite Landscape in Central Uganda. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 2711-2723.

Burns, R.G. & Burns, V.M. (1979) - "Manganese oxides", in Ribbe P.H. (Ed.), *Marine minerals*, Mineralogical Society of America, 1-46.

Byström, A. & Byström, M. (1950) - The crystal structure of Hollandite, the Related Manganese Oxide Minerals, and α -MnO, *Acta Cryst.* 3, 146-154.

Cabioch, G. (1988) - Récifs frangeants de Nouvelle-Calédonie, Pacifique sud-ouest : structure interne et influences de l'eustatisme et de la néotectonique , Aix-en-Provence , Publications Université de Provence.

Chardon, D., Chevillotte, V., Beauvais, A., Grandin, G. and Boulangé, B. (2006) - Planation, bauxites and epeirogeny: one or two surfaces on the West African margin ?. *Geomorphology* 82, 273-282.

Chardon, D., Austin Jr, J.A, Cabioch, G., Pelletier, B., Saustrop, S. and Sage, F. (2008) - Neogene history of the northeastern New Caledonia continental margin from multichannel reflection seismic profiles. *Comptes Rendus Géoscience* 340, 68-73.

Chevillotte, V. (2005) – Morphogénèse tropicale en contexte épirogénique modéré. Exemple de la Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest). Thèse Université de Nouvelle-Calédonie, 157p.

Chevillotte, V., Chardon, D., Beauvais, A., Maurizot, P. and Colin, F. (2006) - Long-term evolution of New Caledonia (Pacific SW): time to abandon the Davisian peneplain. *Geomorphology* 81, 361-375.

R.N. Clayton, R.N. & Mayeda, T.K. (1963) - The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 27, 43–52.

Cluzel, D., Bosch, D., Paquette, J.L., Lemennicier, Y., Montjoie, P. and Ménot, R.P. (2005) - Late Oligocene post-obduction granitoids of New-Caledonia: a case of reactivated subduction and slab break-off, *The Island Arc* 14, 254-271.

Cluzel, D., Meffre, S., Maurizot, P. and Crawford, A.J. (2006) - Earliest Eocene (53 Ma) convergence in the Southwest Pacific; evidence from pre-obduction dikes in the ophiolite of New Caledonia. *Terra Nova* 18, 395-402.

Cluzel, D. & Vigier, B. (2008) – Syntectonic mobility of supergene nickel ores of New Caledonia (Southwest Pacific). Evidence from garnierite veins and faulted regolith, *Resource Geology* 58, 161-170.

Cogné, J.P. (2003). PaleoMac: A Macintosh™ application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4, p. 1007.

Colin, F., Beauvais, A., Ruffet, G. and Hénocque, O., (2005) - First $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of lateritic manganese pisolites: implications for the Paleogene history of a West African landscape. *Earth and Planetary Science Letters* 238, 172-188.

Crerar, D.A., Cormick, R.K. and Barnes, H.L. (1980) - "Geochemistry of manganese: an overview", in Varentsov J.M. & Grasselly G.Y. (Eds.), *Geology and Geochemistry of Manganese*, Schweizerbart, 293-334.

Davis, W.M. (1925) – Les côtes et les récifs coralliens de Nouvelle-Calédonie, *Ann. Géographie*, 244-269.

De Boer, B., R. S. W. van de Wal, L. L.J., and R. Bintanja (2011), Transient nature of the Earth's climate and the implications for the interpretation of benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 335-336, 4-11, doi:10.1016/j.palaeo.2011.02.001.

Decarreau, A., Colin, F., Herbillon, A., Manceau, A., Nahon, D., Paquet, H., Trauth-Badaud, D. and Trescases, J.J. (1987) - Domain segregation in Ni-Fe-Mg-smectites. *Clays and Clay Minerals* 35, 1-10.

DeEndredy, A.S. (1963) - Estimation of free iron oxides in soils and clays by a photolytic method. *Clay Mineral* 5, 209-217.

Eslinger, E.V. (1971) - Mineralogy and oxygen isotope ratios of hydrothermal and low-grade metamorphic argillaceous rocks. PhD thesis. Case Western Res. Univ.

Fan, R., & Gerson, A.R. (2011) – Nickel geochemistry of a Philippine laterite examined by bulk and microprobe synchrotron analyses, *Geochimica Cosmochimica Acta* 75, 6400-6415.

Farley, K.A. (2000) - Helium diffusion from apatite; general behavior as illustrated by Durango fluorapatite, *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets* 105, 2903–2914.

Farley, K.A. (2002) - (U-Th)/He dating; techniques, calibrations, and applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 47, 819-843.

Fisher, R. (1953). Dispersion on a Sphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 217, 295-305.

Gallagher, K., Brown, R. and Johnson, C. (1998) - Fission track analysis and its application to geological problems, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 26, 519–572.

- Gaudin, A., Petit, S., Rose, J., Martin, F., Decarreau, A., Noack, Y. and Borschneck, D. (2004) - The accurate Crystal chemistry of ferric smectites from the lateritic nickel ore of Murrin Murrin (Western Australia). II. Spectroscopic (IR and EXAFS) approaches. *Clay Minerals* 39, 453-467.
- Gehring, A U, Keller, P. and Heller, F. (1992) - Magnetic evidence for the origin of lateritic duricrusts in southern Mali (western Africa). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 95, 33-40.
- Genna, A., Maurizot, P., Lafoy, Y. and Augé, T. (2005a) - Contrôle karstique des minéralisations nickelifères de Nouvelle-Calédonie., *Comptes rendus Géoscience* 337, 367-374.
- Genna, A., Bailly, L., Lafoy, Y. and Augé, T. (2005b) – Les karsts latéritiques de Nouvelle-Calédonie, *Karstologia* 45-46, 19-28.
- Gilg, H.A. & Frei, R. (1997) - Isotope dating of residual kaolin deposits in Europe (Tirschenreuth, Germany and St. Yrieix, France). *Proceedings of the International Geological Congress*, vol.30, 123-132.
- Gilg, H.A. and Sheppard, S.M.F. (1996) - Hydrogen isotope fractionation between kaolinite and water revisited. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 529-533.
- Giral-Kacmarcik, S., Savin, S., Nahon, D., Girard, J.P., Lucas, Y. and Abel, L.J. (1998) - Oxygen isotope geochemistry of kaolinite in laterite-forming processes, Manaus, amazonas, Brazil. *Geochem. Cosmochim. Acta* 62,1865-1879.
- Girard, J.-P.; Razanadranoroosa, D. and Freyssinet, P. (1997) - Laser oxygen isotope analysis of weathering goethite from the lateritic profile of Yaou, French Guiana; paleoweathering and paleoclimatic implications. *Applied Geochemistry* 12, 2163-174.
- Girard, J.-P.; Freyssinet, P. and Morillon, A.-C. (2002) - Oxygen isotope study of Cayenne duricrust paleosurfaces; implications for past climate and laterization processes over French Guiana. *Chemical Geology* 191, 329-343.
- Glaser (1903-1904) - Rapport à Monsieur le Ministre des Colonies sur les richesses minérales de la Nouvelle Calédonie, *Ann. Mines, (Fr)*, 2, 299-392.
- Golightly, J P. (1981) - Nickeliferous laterites; deposits. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, 710-735.
- Gradstein, F.M, Ogg, J.G., Schmitz, M.D., et al., (2012) - *The Geologic Time Scale 2012*: Boston, USA, Elsevier, DOI: 10.1016/B978-0-444-59425-9.00004-4.
- Grandin, G. & Thiry, M. (1983) - Les grandes surfaces continentales tertiaires des régions chaudes : succession des types d'altération. *Cahiers ORSTOM. Série Géologie* 13, 3-18.
- Grice, J.D., Gartrell, B.A., Gault, R.A. and Van Velthuisen, J. (1994) - Ernie nickelite, $\text{NiMn}_3\text{O}_7 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, a new mineral species from the Siberia complex, Western Australia : comments on the crystallography of the chalcophanite group, *Canadian Mineralogist* 32, 333-337.
- Guillon, J.H., (1976) - Les massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie, type d'appareil ultrabasique stratiforme de chaîne récente. *Mémoire ORSTOM*, n° 76, 120 p.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, *Science*, 235, 1156-1167.

Hautmann, S. & Lippolt, H.J. (2000) - ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of central European K-Mn oxides - a chronological framework of supergene alteration processes during the Neogene., *Chemical Geology* 170, 37-80.

Hénocque, O., Ruffet, G. and Colin, F. (1998) - ^{40}Ar / ^{39}Ar dating of West African lateritic cryptomelanes. *Géochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 2739-2756.

Hilgen F.J., Lourens L.J., Van Dam J.A., and coll. (2012) The Neogene Period, Chapter 29, *In* Gradstein, F. M., J. G. Ogg, M. D. Schmitz, and G. M. Ogg (2012), *The Geologic Time Scale 2012*, Elsevier, Oxford, U.K., 923-978.

Hurford A.J. & Green, P.F. (1983). - The zeta age calibration of fission-track dating. - *Isotopic Geoscience*, 1, 285-317

Hypolito, R., Giovanoli, R., Valarelli, J.V. and Netto, S.M. (1989) - Nouvelles données d'enthalpie libre de formation des cryptomélanes synthétiques : conséquences paragénetiques, *Sci. Géol. Bull.* 42, 55-62.

Idnurm, M. & Senior, B R. (1978) - Palaeomagnetic ages of Late Cretaceous and Tertiary weathered profiles in the Eromanga Basin, Queensland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol.24, no.4, pp.263-277, Jul 1978

Jackson, M.H. (1956) - Soil chemical analysis advanced course. A manual of methods useful for instruction and research in soil chemistry, physical chemistry of soils, soil fertility, and soil genesis. Published by author. Univ. Wisconsin.

Jackson, M.H.(1979) - Soil chemical Analysis – Advanced Course, 2nd ed. Author, Madison, WI 11th printing.

Join, J.L., Robineau, B., Ambrosi, J.P., Costis, C. and Colin, F. (2005) - Système hydrogéologique d'un massif minier ultrabasique de Nouvelle-Calédonie. *Comptes Rendus Géoscience*, 337/16, 1500-1508.

Kirschvink, J.L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomy Society*, **62**, 699-718.

Kuhnel, R A; Roorda, H J. and Steensma, J J. (1978) - Distribution and partitioning of elements in nikeliferous laterites. Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Section 2: Géologie Appliquée, Chronique des Mines, no.3, pp.191-206, 1978

Lagabrielle, Y., Maurizot, P., Lafoy, Y., Cabioch, G., Pelletier, B., Régner, M., Wabete, I. and Calmant, S. (2005) - Post-Eocene extensional tectonics in Southern New-Caledonia (SW Pacific): insights from onshore fault analysis and offshore seismic data, *Tectonophysics* 403, 1-28.

Lagabrielle, Y. & Chauvet, A. (2008) - The role of extensional tectonics in shaping Cenozoic New-Caledonia, *Bull. Soc. Geol. Fr.* 179, 315-329.

Lajoie J.P. & Colleau A. (1978) – Nouvelle-Calédonie – Gisements de Tiébaghi, Poum et Art, Nickel oxydé : Géologie des gisements, Rapport BRGM 77 NOU 008, 39p. + annexes.

Landers, M. & Gilkes, R.J. (2007) - Dehydroxylation and dissolution of nickeliferous goethite in New Caledonian lateritic Ni ore. *Applied Clay Science* 35, 162-172.

Landers, M, Gilkes, R.J. and Wells, M. (2009) - Dissolution kinetics of dehydroxylated nickeliferous goethite from limonitic lateritic nickel ore. *Applied Clay Science* 42, 615-624.

Latham, M. (1975) - Géomorphologie d'un massif de roches ultrabasiques de la côte Ouest de la Nouvelle-Calédonie, le Boulinda, Cah. ORSTOM, sér. Géol., vol. VII, 17-37.

Latham, M. (1977), On geomorphology of northern and western New Caledonian ultramafic massifs, in *International symposium on geodynamics of the South-West Pacific*, edited, pp. 235-244, Nouméa, New Caledonia.

Latham, M. (1986) - Altération et pédogenèse sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie. Genèse et évolution des accumulations de fer et de silice en relation avec la formation du modelé. Thèse ès sci., Etudes et Thèse ORSTOM, 331 pp.

Lawrence, J.R. & Taylor, Jr., H.P. (1971) – Deuterium oxygen-correlation clay minerals and hydro-oxygen in Quaternary soils compared to meteoric waters, *Geochimica and Cosmochimica Acta* 35, 993-1003.

Lawrence, J.R. & Taylor, Jr., H.P. (1972) – Hydrogen and oxygen systematics in weathering profiles, *Geochimica and Cosmochimica Acta* 36, 1371-1393.

Lawrence, J.R. & Rashkes-Meaux, J. (1993) – The stable isotopic composition of ancient kaolinities of North America, In: *Climate change in continental isotopic records* (ed. P.K. Swart et al.), AGU Geophys. Monogr. 78, 249-261.

Lee, JY, Marti, K, Severinghaus, JP, Kawamura, K, Yoo, HS, Lee, JB, Kim, JS (2006) - A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 70, 4507-4512.

Leguéré, J. (1976) – Des corrélations entre la tectonique cassante et l'altération supergène des péridotites de Nouvelle-Calédonie, Thèse de l'Université de Montpellier, 80p.

Llorca, S. (1986) - Les concentrations cobaltifères supergènes en Nouvelle-Calédonie : Géologie, minéralogie. Thèse université Paul Sabatier, Toulouse, 90 p.

Llorca, S. & Monchoux, P. (1991) - Supergene cobalt minerals from New Caledonia. *The Canadian Mineralogist* 29, 149-161.

Maher B.A. (1986) Characterization of soils by mineral magnetic measurements, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 42, 76-92.

Manceau, A., Llorca, S. and Calas, G. (1987) - Crystal-chemistry of cobalt and nickel in lithiophorite and asbolane from New-Caledonia. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 51, 105-113.

Mark, DF, Stuart, FM, De Podesta, M (2011) - New high-precision measurements of the isotopic composition of atmospheric argon. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 75, 7494-7501.

Maurizot, P. (2011), Formations miocènes de Népoui. Compilation des connaissances, 96 pp, BRGM - SGNC, nouméa.

Maurizot, P., Lafoy, Y. and Poupée, M. (2002a) – Cartographie des formations superficielles et des aléas mouvements de terrain en Nouvelle-Calédonie – zone de Goro, rapport BRGM/RP- 51 623-FR.

Maurizot, P., Lafoy, Y. and Poupée, M. (2002b) – Cartographie des formations superficielles et des aléas mouvements de terrain en Nouvelle-Calédonie – zone du Koniambo, rapport BRGM/RP- 51 624-FR.

Mc Fadden, P.L., Mc Elhinny, M.W. (1988). The combined analysis of remagnetisation circles and direct observation in palaeomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 161-172.

McFadden, P.L. & McElhinny, M.W. (1990) – Classification of the reversal test in palaeomagnetism, *Geophysical Journal International* 103, 725-729.

McFarlane, M.J. (1976) - Laterite and landscape. Academic Press, London, 151p.

- McKeague, J.A. & Day, J.H. (1966) - Dithionite and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. *Can. J. Soil sci.* 46, 13-22.
- Mehra, O.P. & Jackson, M.L. (1960) - Iron oxide removal from soils and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clay and clay Mineral* 7, 317-327.
- Mouele, F., Hénocque, O., Féraud, G., Grandin, G. and Colin F. (2001) - Petrological evolution of the cryptomelane rich deposits at Serra do Navio, Brazil, *EUG XI*, Reading, p. 596.
- Moutte, J. (1979) – Le massif de Tiebaghi, Nouvelle-Calédonie, et ses gites de chromite, Thèse Ecole Nationale supérieure des Mines de Paris, 160p.
- Moutte, J. (1982) - Chromite deposits of the Tiebaghi ultramafic massif, New Caledonia. *Economic Geology* 77, 576-591.
- Mullins C.E. (1977) Magnetic susceptibility of the soils and its significance in soil science – a review, *J. Soil Sci.* 28, 223-246.
- Nahon, D., Beauvais, A., Boeglin, J.-L., Ducloux, J. and Nziengui-Mapangou, P. (1983) - Manganite formation in the first stage of the lateritic manganese ores in Africa, *Chemical Geology* 40, 25-42.
- Orloff, O. (1968) – Etude géologique et géomorphologiques des massifs d'ultrabasites. Thèse Univ. Montpellier, 189p. + Annexes.
- Ouangrawa, M., Trescases, J.J. and Ambrosi, J.P. (1996) - Behaviour of iron oxides during the weathering of nickeliferous ultramafic rock from New-Caledonia. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences* 323, 243-249.
- Panto, G., Demeny, A. and Polgary, M. (1996) - Genesis of secondary Mn-oxides ores in the Urkit deposits, Hungary, *Mineral. Deposita* 31, 238-241.
- Paquette, J.-L. & Cluzel, D. (2007) - U–Pb zircon dating of post-obduction volcanic-arc granitoids and a granulite-facies xenolith from New Caledonia. Inference on Southwest Pacific geodynamic models. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 96, 613-622.
- Parc, S., Nahon, D., Tardy, Y. and Vieillard, P. (1989) - Estimated solubility products and fields of stability for cryptomelane, nsutite, birnessite, and lithiophorite based on natural lateritic weathering sequences, *American Mineralogist* 74, 466-475.
- Paris, J.-P., Andreieff, P. and Coudray, J. (1979) - Sur l'âge Eocène supérieur de la mise en place de la nappe ophiolitique de Nouvelle-Calédonie, unité du charriage océanique périastralien, déduit d'observations nouvelles sur la série de Nepoui. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D: Sciences Naturelles* 288, 1659-1661.
- Pelletier, B. (1989) - Les minerais de nickel de Nouvelle-Calédonie. Rapport SLN, 10pp.
- Perrier, N., Gilkes, R.J. and Colin, F. (2006). - Heating Fe oxide-rich soils increases the dissolution rate of metals. *Clays and Clay Minerals* 54, 165-175.
- Post, J.E., Dreele, R.V. and Busecker, P. (1982) - Symmetry and Cation Displacements in Hollandites: Structure Refinements of Hollandite, Cryptomelane and Priderite, *Acta Cryst.* 38, 1056-1065.
- Projet Goro Nickel (2007) – Contexte géologique et hydrogéologique du parc à résidus miniers de la Kwe Ouest ; www2.oeil.nc/cdrn/index.php/files/bibliographie/301

Quesnel, F., Maurizot, P., Lucien, K., Ricordel-Prognon, C., Yans, J. and Barbarand, J. (2008).- Appui scientifique à la cartographie du régolithe (Grande Terre de Nouvelle-Calédonie) - Rapport intermédiaire, phase 1 (2007-2008). BRGM/RP-56650-FR, 100 p.

Quesnel, F., J. Barbarand, B. Sevin, C. Ricordel-Prognon, D. Cluzel, P. Maurizot, and C. Gautheron (2012) - Can we use the planation surface concept to reconstruct the morphogenesis of New Caledonia?, First low temperature thermochronological data. Electronical abstract, paper presented at 34th International Geological Congress, Australian Geosciences Council, Brisbane, Australia.

Quesnel, F., Ricordel-Prognon, C., Sevin, B., Alizert, L. and Maurizot, P. (2013) – Pétrographie et datation par paléomagnétisme des latérites et sédiments du Sud de la Grande-Terre (Nouvelle-Calédonie) - Rapport intermédiaire, phase 4. BRGM/RP-62974-FR.

Quesnel et al, in prep. How do post obduction granitoids uplift and decay constrain the regolith evolution of New Caledonia 'Grande Terre'? pour Terra Nova ou Palaeo3

Renne, P. R., Swisher, C. C., Deino, A. L., Karner, D. B., Owens, T. L. & DePaolo, D. J. (1998) - Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology*, 145, 117-152.

Renne, P.R., Mundil, R., Balco, G., Min, K. and Ludwig R.L. (2010) - Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 74, 5349–5367.

Renne, P.R., Balco, G., Ludwig, R.L., Mundil, R. and Min, K. (2011) - Response to the comment by W.H. Schwarz et al. on "Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology" by PR Renne et al. (2010). *Geochimica and Cosmochimica Acta* 75, 5097-5100.

Ricordel-Prognon, C., Parcerisa, D., Thiry, M., Moreau, M.-G. and Gomez-Gras, D. (2007) -. Triassic magnetic overprints related to albitization in granites from the Morvan massif (France), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 251, 268-282.

Ricordel-Prognon C., Lacroix F., Moreau M.-G. and Thiry M. (2010) - Lateritic paleoweathering profiles in French Massif Central: Paleomagnetic datings, *JGR, Solid Earth*, B10, DOI: 10.1029/2010JB007419

Ricordel-Prognon, C., Prognon, F., Chapuis, F., Méliani, M., Mauclerc, A. Lebret, P., Nehlig, P., Beaupère, C. and Arregros, M. (2010) – Régolithe : substrat d'un développement durable état de la connaissance sur les formations géologiques de surface. Phase 2. Rapport BRGM/RP-59227-FR, 37 p.

Ricordel-Prognon, C., F. Quesnel, B. Sevin, L. Alizert, and P. Maurizot (2011), Appui à la cartographie du régolithe (Grande Terre de Nouvelle-Calédonie) - Rapport intermédiaire, phase 2. BRGM/RP-60159-FR.

Ricordel-Prognon C., Sevin B., Quesnel F., Yans J., Maurizot P. (2012) Ferricretes in New Caledonia: synthesis of age constraints by paleomagnetic and radiometric techniques. Implication on the morphogenesis of 'Grande Terre', Electronical abstract, paper presented at 34th International Geological Congress, Australian Geosciences Council, Brisbane, Australia.

Ricordel-Prognon et al, 2013 : rapport DIMENC-BRGM Phase 3

Robineau, B. & Join, J.L. (2005) - Tectonique et microtectonique cassante du massif de Tiébaghi. Géométrie des sillons d'altération sous cuirasse imagée par la Tomographie de résistivité électrique, Rapport confidentiel SLN, 45p.

Robineau, R., Join, J.L., Beauvais, A., Parisot, J.C. and Savin, C. (2007) - Geoelectric imaging of a thick regolith developed on ultramafic rocks: groundwater influence, *Australian Journal of Earth Sciences* 54, 773-781.

Routhier, P. (1953) – Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la Pointe d'Arama, *Mémoire de la Société Géologique de France* 67, 1-271.

Ruffet, G., Féraud, G., Amouric, M. (1991) - Comparison of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ conventional and laser dating of biotites from the North Trégor Batholith. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 55, 1675–1688.

Ruffet, G., Féraud, G., Ballèvre, M., Kiénast, J.R. (1995) - Plateau ages and excess argon on phengites: a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe study of alpine micas (Sesia zone). *Chemical Geology* 121, 327–343.

Ruffet, G., Innocent, C., Michard, A., Féraud, G., Beauvais, A., Nahon, D. and Hamelin, B. (1996) - Geochronological $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ and $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ study of K-Mn- Oxides from the weathering sequence of Azul (Brazil). *Geochimica and Cosmochimica Acta* 60, 2219-2232.

Sainte, P. (2010). - Contribution à l'étude de l'altération météorique sur substrat ultrabasique dans les gisements Ni-Co de Nouvelle-Calédonie. Mémoire de fin d'études. Université Libre de Bruxelles, 27 pages + figures.

Savin, S.M. & Hsieh, J.C.C. (1998) – The hydrogen and oxygen isotope geochemistry of pedogenic clay minerals: Principles and theoretical background. *Geoderma*.

Savin, S.M. & Lee, M. (1988) – Isotopic studies of phyllosilicates. In *hydrous phyllosilicates (Exclusive micas)*(ed. P.H. Ribbe), *Rev. Mineral.* 19, 189-223

Schellart, W.P., Lister, G.S. and Toy, V.G. (2006) - A late Cretaceous and Cenozoic reconstruction of the southwest Pacific region: tectonics controlled by subduction and slab roll-back processes, *Earth-Science Reviews* 42, 191-233.

Schmidt, P.W., Prasad, V. and Ramam, P.K. (1983) - Magnetic ages of some Indian laterites. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 44, 185-202.

Schwertmann U. (1988) Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments. *In Iron in Soils and Clay Minerals.* (J.W. Stucki, B.A. Goodman & U. Schwertmann, editors). D. Reidel Publ.Co., 267-302.

Sevin, B. (2011) - Etude pétrographique en microscopie optique de cuirasse de Nouvelle-Calédonie, *Rapport SGNC*, 83 p.

Sevin, B., Ricordel-Prognon, C., Quesnel, F., Cluzel, D., Lesimple, S. and Maurizot, P. (2011) - First palaeomagnetic dating of ferricrete in New Caledonia: new insight on the morphogenesis and palaeoweathering of « Grande Terre ». *Terra Nova* 24, 1-9.

Sevin, B., C. Ricordel-Prognon, F. Quesnel, D. Cluzel, S. Lesimple, and P. Maurizot (2012a) - First palaeomagnetic dating of ferricrete in New Caledonia: new insight on the morphogenesis and palaeoweathering of 'Grande Terre', *Terra Nova*, 24(1), 77-85, doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01041.x.

Sevin, B., Ricordel-Prognon, C., Quesnel, F., Cluzel, D. and Maurizot, P. (2012b) - Post-obduction dismantling of the early regolith and related conglomerates in the Kopeto-Boulinda-Nepoui area (New Caledonia): a possible Lower Miocene uplift and paleolandscape. *Electronical abstract, paper presented at 34th International Geological Congress, Australian Geosciences Council, Brisbane, Australia.*

Sevin B., Cluzel D., Maurizot P., Ricordel-Prognon C., Chaproniere G., Folcher N. and Quesnel F., (soumis) A drastic Lower Miocene regolithe evolution triggered by post obduction slab break-off and uplift in New Caledonia, soumis à Tectonics le 12 mars 2014.

Sheldrick, B.H. (1984) - Acid ammonium oxalate extractable Fe and Al. In: sheldrick B.H. (Ed.), analytical Methods Manual Land resource research Institute, vol. 11, Ottawa, Canada, 1-13. Contribution N084.

Sheppard, S.M.F. & Gilg, H.A. (1996) - Stable isotope geochemistry of clay minerals. *Clay Minerals* 31, 1-24.

Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sc. Lett.* 36, 359–362.

Tagami, T., Farley, K.A. and Stockli D.F. (2003) - (U-Th)/He geochronology of single zircon grains of known Tertiary eruption age. *Earth and Planetary Science Letters* 207, 57-67.

Tardy, Y. (1993). - Petrology of laterites and tropical sols. Taylor & Francis, Paris.

Theveniaut, H. & Freyssinet, P. (1999) - Paleomagnetism applied to lateritic profiles to assess saprolite and duricrust formation processes; the example of Mont Baduel profile (French Guiana). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 148, 209-231.

Traoré, D., Beauvais, A., Chabaux, F., Peiffert, C., Parisot, J-C., Ambrosi, J-P. and Colin, F. (2008) - Chemical and physical transfers in an ultramafic rock weathering profile: 1. Supergene dissolution of Pt-bearing chromite. *American Mineralogist* 93, 22-30.

Trescazes, J.J. (1973) - L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickélicifères de Nouvelle Calédonie, Thèse Université Louis Pasteur, Strasbourg, 347p.

Vasconcelos, P.M., Renne, P.R., Brimhall, G.H. and Becker, T.A. (1994) - Direct dating of weathering phenomena by (super 40) Ar/ (super 39) Ar and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.58, no.6, pp.1635-1665, Mar 1994

Vasconcelos, P.M., Renne, P.R., Becker, T.A. and Wenk, H.-R. (1995) - Mechanisms and kinetics of atmospheric, radiogenic, and nucleogenic argon release from cryptomelane during ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis, *Geochimica and Cosmochimica Acta* 59, 2057-2070.

Vogt, J. (1975) - Recherche minière et géomorphologie – Vue d'ensemble de la région Poro-Kouaoua, Nouvelle-Calédonie, Rapport BRGM 75NOU1, 37p.

Wells, M.A., Ramanaidou, E.R., Verrall, M. and Tessarolo, C. (2009) - Mineralogy and mineral chemistry of garnierites in the Goro lateritic nickel deposit (New Caledonia), *European Journal of Mineralogy* 21, 467-483.

Williams, P.W. (1983) – The role of the subcutaneous zone in karst hydrology, *Journal of Hydrology* 61, 45-67.

Williams, P.W. (1985) – Subcutaneous hydrology and the development of doline and cockpit karst, *Zeitschrift für Geomorphologie* 29 (4), 463-482.

Winninger, J.-E. (2013) – Contrôles structuraux de l'altération de la nappe des péridotites et minéralisations supergene en nickel, Mémoire Master 2, Université d'Orléans, 129p.

Yang, K., Whitbourn, L., Mason, P. and Huntington, J. (2013) - Mapping the chemical composition of nickel laterites with reflectance spectroscopy at Koniambo, New Caledonia, *Economic Geology* 108, 1285-1299.

York, D. (1969) - Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Lett.* 5, 320-4.

Zeitler, P.K., Herczeg, A.L., McDougall, I. and Honda, M. (1987) - U-Th-He dating of apatite; a potential thermochronometer, *Geochimica and Cosmochimica Acta* 51, 2865-2868.

Ziegler, K., Hsieh, J., Chadwick, O., Kelly, E., Hendricks, D. and Savin, S. (2003) - Halloysite as a kinetically controlled end product of arid-zone basalt weathering. *Chemical Geology* 202, 461-478.

Zijderveld, J.D.A. (1967) - A.C. demagnetisation of rocks: Analysis of results. *In*: Collinson, D.W., Creer, K.M., Runcorn, S.K. (Eds.), *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, 254-286.

Annexe 1

Liste des échantillons

Loc	Sample	Zone	Y	X	Z	Site	Description	
Tiebaghi	Viv1	58 K	418342	7735646	493 m	Vivaneau	Péridotite serpentinisée	
	Viv2	58 K	418335	7735637	493 m	Vivaneau	Saprolite grossière	
	Viv3	58 K	418335	7735637	493 m	Vivaneau	Contact rubané saprolite grossière - latérite? Riche en Cr, Mn, Co	
	Viv4	58 K	418329	7735634	492 m	Vivaneau	Latérite jaune	
	Viv5	58 K	418329	7735634	492 m	Vivaneau	Petite veinule locale (4cm) de puissance à produits noirs et blancs pulvérulents	
	Viv6	58 K	418331	7735632	492 m	Vivaneau	Produits pulvérulents blancs dans saprolite	
	Viv7	58 K	418332	7735523	493 m	Vivaneau	Sommet latérite jaune au contact latérite rouge	
	Viv8	58 K	418529	7735654	494 m	Vivaneau	Latérite jaune?	
	Viv9	58 K	418511	7735641	492 m	Vivaneau	Latérite jaune?	
	San1	58 K	416956	7738723	544 m	Dome Santal	Poche à argiles blanchâtres + sulfures en pseudostockwerk	
	San1	58 K	416956	7738723	544 m	Dome Santal	Poche à argiles blanchâtres	
	San3	58 K	416953	7738730	545 m	Dome Santal	Gley à structure préservée, chromite en lits millimétriques.	
Koniambo	Tra1	58 K	483010	7677119	848 m	Trazy	Latérite jaune	
	Tra2	58 K	483010	7677119	848 m	Trazy	Latérite jaune (1 m en dessous de Tra1)	
	Tra3	58 K	483029	7677107	853 m	Trazy	Latérite jaune (5m en dessous de Tra2)	
	Tra4	58 K	483029	7677107	853 m	Trazy	Latérite 7m à l'Ouest de Tra3. Apparemment moins dense	
	Tra5	58 K	483025	7677096	859 m	Trazy	Latérite jaune-rouge avec accumulation de minéraux en paillettes de type mica	
Nakety-SMT	Plat1	58 K	614974	7616740	503 m	Plateau H1N1	Harzburgite relativement peu altérée macroscopiquement	
	Plat2	58 K	614974	7616741	503 m	Plateau H1N1	Latérite de transition Panneau 878 (Ni: 1,93%, Co: 0,14%)	
	Plat3	58 K	615002	7616755	503 m	Plateau H1N1	Latérite Panneau 870 (Ni: 1,46%, Co: 0,18%)	
	Plat4	58 K	615026	7616745	501 m	Plateau H1N1	Latérite de transition Panneau 865 (Ni: 1,73%, Co: 0,30%)	
	Plat5	58 K	615038	7616725	500 m	Plateau H1N1	Latérite de transition Panneau 859 (Ni: 1,58%, Co: 0,19%)	
	Plat6	58 K	615041	7616703	499 m	Plateau H1N1	Latérite de transition Panneau 855 (Ni: 1,61%, Co: 0,30%)	
	PAN-0a					Panneau Nord H1	Péridotite plus ou moins altérée	
	PAN-0b					Panneau Nord H1	Péridotite plus ou moins altérée	
	PAN-1			166° 06'.551 E	21° 32'.957 S		Panneau Nord H1	latérite jaune avec Mn et un peu de chromite (Co) sur 3 ^e gradin
	PAN-2						Panneau Nord H1	saprolite G et la roche PDT
	ABC-0			166° 06'.519 E	21° 33'.409 S		Fosse ABC	roche mère PDT
ABC-1						Fosse ABC	transition (PDT4) avec silice	
ABC-2						Fosse ABC	latérite jaune terreuse homogène avec un peu de Mn et chromite	

Liste des échantillons de surface prélevés sur les différents sites miniers dans le cadre des tâches 1 à 5.

Loc	Sample	Zone	Y	X	Z	Site	Description
Nakety-SMSP	Euk1	58 K	614791	7618492	396 m	Euréka	Harzburgite relativement saine
	Euk2	58 K	614791	7618492	395 m	Euréka	Panneau 14 153 (Ni: 1,5%, Co: 0,3%)
	Euk3	58 K	614795	7618490	399 m	Euréka	Latérite jaune ou de transition
	Euk4	58 K	614800	7618481	399 m	Euréka	Latérite jaune ou de transition
	Euk5	58 K	614819	7618483	398 m	Euréka	Latérite jaune ou de transition
	Euk6	58 K	614855	7618473	394 m	Euréka	Veine à Mn-Co dans saprolite
	Euk7	58 K	614855	7618474	393 m	Euréka	Latérite jaune?
	Euk8	58 K	614834	7618479	411 m	Euréka	Latérite jaune?
	Euk9	58 K	614829	7618480	412 m	Euréka	Latérite jaune ? (Ni: 1,41%, Co: 0,24%; prélevé 1 gradin en dessous de Euk8)
	Euk10	58 K	614826	7618480	413 m	Euréka	Latérite jaune?
Boulinda	Boul1	58 K	509676	7645573	702 m	Monique ?	Harzburgite relativement saine
	Boul2	58 K	509676	7645565	704 m	Monique ?	Saprolite avec minéraux à Mn-Co
	Boul3	58 K	509677	7645563	705 m	Monique ?	Saprolite avec minéraux à Mn-Co
	Boul4	58 K	509684	7645568	708 m	Monique ?	Latérite jaune ?
	Boul5	58 K	509691	7645532	710 m	Monique ?	Latérite jaune-rouge
Monéo	TOR365-1a		165° 33'.868 E	21° 09'.917 S		Toronto 365	Horizon de transition
	TOR365-1b					Toronto 365	Horizon de transition
	TOR365-2					Toronto 365	Horizon de transition
	TOR365-3a					Toronto 365	Horizon de transition
	TOR365-3b					Toronto 365	Horizon de transition
	TOR365-4					Toronto 365	Horizon de transition
	TOR365-5					Toronto 365	Horizon de transition
	ORO-Ø		165° 34'.583 E	21° 10'.385 S		Col d'Oro	Roche saine
	ORO-1					Col d'Oro	Horizon de transition
	ORO-2					Col d'Oro	Horizon de transition
	ORO-3					Col d'Oro	Horizon de transition
	ORO-4		165° 35'.314 E	21° 11'.037 S		Col d'Oro	Latérite jaune
	CVW-1		165° 35'.314 E	21° 11'.037 S		CVW	Horizon de transition
	CVW-2a					CVW	Latérite jaune
	CVW 2b					CVW	Latérite jaune
	CVW-3		165° 35'.346 E	21° 10'.991 S		CVW	Latérite jaune
	CVW-4		165° 35'.320 E	21° 10'.989 S		CVW	Latérite jaune
	CVW-5a		165° 35'.319 E	21° 10'.977 S		CVW	Latérite jaune
POU-1a		165° 33'.542 E	21° 09'.430 S		Pouniwa		
POU-1b					Pouniwa		

Liste des échantillons de surface prélevés sur les différents sites miniers dans le cadre des tâche 1 à 5.

Loc	Sample	Zone	Y	X	Z	Site	Description	
Goro - Chantier Fer	FER-Ø		166° 58'.114 E	22° 17'.394 S		Banquette 180 m	Roche mère péridotitique moins altérée (harzburgite) à la base de la banquette 180 m	
	FER-1						roche altérée sur boulder	
	FER-2						poursuit dans le rouge	
	FER-3						latérite fine plus jaune avec domaines noirs Mn et blanchâtres (Talc Mg)	
	FER-4a						latérite plutôt rouge avec Mn	
	FER-4b						latérite plutôt rouge avec Mn	
	FER-5						latérite plus jaune (cortex extérieur du boulder)	
	FER-6						latérite fine jaune avec taches rouges à 2 m du bord droit du boulder altéré	
	FER-7						latérite jaune + veine de Mn (3-4 m du bord droit du boulder)	
	FER-8						d'environ 1 m par un accident décrochant N50 à gauche du boulder	
	FER-9						Gabbro altéré à droite de l'accident N50	
	FER-10						Gabbro très altéré à gauche de l'accident N50, probablement très drainant à cet endroit	
	FER-11						botryoïdes de Mn sous la banquette à 180 m	
	FER-12						lentille massive de Mn à environ 175 m dans le fossé sous la banquette 180 m	
	FER-13			166° 58'.148 E	22° 17'.395 S		Banquette 200 m	Latérite jaune fine tachetée à environ 201 m
	FER-14							Faciès plus rouge 1 m latéralement à droite de FER-13
	FER-15							13, à environ 205 m
	FER-16			166° 58'.144 E	22° 17'.361 S			Latérite rouge homogène sous cuirasse avec peut-être de la maghémite (205 m)
	FER-17			166° 58'.119 E	22° 17'.391 S		Banquette 190m	latérite fine jaune avec chromite
	FER-18							veines et filons de gabbro altéré à environ 191.5 m au dessus de FER-17
	FER-19							m
FER-20							environ 191.5 m	
FER-21			166° 55'.530 E	22° 20'.117 S			idem à 191.5 m	
Poro Bonini	C4-0					Carrière C4	Roche mère harzburgite avec léger cortex d'altération en périphérie	
	C4-1						Latérite saprolite fine en transition de la saprolite grossière	
	C4-2						Latérite saprolite jaune typique de la carrière	
	C4-3						latérite saprolite fine jaune avec imprégnation de Si Mg (?) et de Mn	
	C4-4						poche de matériaux blanc faciès poudreux et faciès induré	
	C4-5					Butte Carrière C4	Latérite dite stérile par les miniers	
	C4-6						Latérite faciès colluvionné	
	C4-7						bloc de cuirasse dans latérite colluvionnée	

Liste des échantillons de surface prélevés sur les différents sites miniers dans le cadre des tâches 1 à 5.

GORO - BASSIN KO4					
Sondage 10EX0148			Sondage 09EX0077		
Id	Description	Depth interval (m)	Id	Description	Depth interval (m)
C148-1	harzburgite	110,8-111	C77-1	harzburgite saine	69,48-69,64
C148-2	harzburgite serpentinisée	107,8-108	C77-2	harzburgite serpentinisée altérée (PDT SP2)	62,7-62,9
C148-3	altération à la faveur d'une zone probablement fracturée	102,14-102,3	C77-3	roche altérée serpentinisée, saprolite grossière ou transition (PDT	62,3-62,55
C148-4	harzburgite légèrement altérée	91,74-91,88	C77-4	talc (Si, Mg) remplissage de fracture	57,8-57,9
C148-5	saprolite grossière (HBZ BSP2)	85,25-85	C77-5	saprolite G (transition, stade 4)	51,6-51,7
C148-6	zone de transition entre SG et SF	54,7-84,8	C77-6	gabbro altéré dans zone de transition	42,55-42,79
C148-7	gabbro altéré dans saprolite G	83-83,2	C77-7	harzburgite altérée dans saprolite G (PDT2)	38,8-39,1
C148-8	harzburgite altérée dans saprolite G	80,24-80,4	C77-8	harzburgite plus altérée (PDT4) transition	38,5-38,7
C148-9	transition ou Saprolite G (PDT4)	65,4-65,5	C77-9a	latérite jaune	35,5-35,7
C148-10	cortex d'altération avec serpentine dans Saprolite G	51,6-51,7	C77-9b	idem riche en Co (selon tableau d'an.)	34,1-34,3
C148-11a	harzburgite altérée (stade 1, PDT1)	51,35-51,6	C77-10	latérite fine jaune	33-33,2
C148-11b	harzburgite altérée dans zone de transition (PDT4) avec fantôme	45,3-45,6	C77-11	idem	30,6-30,8
C148-12	harzburgite dans saprolite G	44,2-44,3	C77-12	idem	29,55-30
C148-13	latérite fine jaune dans zone de transition	42-42,2	C77-13	latérite fine jaune	24,1-25,3
C148-14	latérite fine jaune dans zone de transition (PDT4)	41-41,2	C77-14	idem	23,3-23,6
C148-15	latérite jaune fine (PDT4)	40-40,2	C77-15	idem, riche en Ni selon analyses, partie sup.	22,6-22,7
C148-16	idem	39-39,2	C77-16	latérite jaune, partie sup.	20,3-20,4
C148-17	idem	38-38,2	C77-17	idem, partie toute sup.	19,9-20,15
C148-18	latérite fine jaune	36,6-37	C77-18	alluvions – colluvions Fe (partie sédimentaire)	16,6-16,8
C148-19	idem	35,3-35,42	C77-19	idem, plus fin et plus jaune	14,8-14,9
C148-20	idem	34,4-34,6	C77-20	sédiments sableux Fe	11-11,15
C148-21	idem	33-33,3	C77-21	carapace sur sédiments FL	8,4-8,5
C148-22	idem	32-32,2	C77-22	latérite rouge sur séd. FL Fe	5,2-5,3
C148-23	idem	31,2-31	C77-23	cuirasse de séd. FL Fe	1,76-1,92
C148-24	idem	30-30,2	C77-24	idem	0,5-0,6
C148-25	latérite fine jaune	29-29,2			
C148-26	idem	28-28,2			
C148-27	idem	27,15-27,3			
C148-28	latérite jaune à chromite (DNT4)	25,85-26			
C148-29	dunite serpentinisée très altérée (DNT4)	24,4-24,6			
C148-30	latérite fine jaune	23,32-23,45			
C148-31	latérite jaune tachetée de rouge violacé et de blanc (Mg)	22,8-23			
C148-32	latérite jaune avec taches blanches	21-21,25			
C148-33	latérite jaune + magnésie	20,15-20,3			
C148-34	latérite fine jaune avec Mn	19,3-19,5			
C148-35	idem	18-18,2			
C148-36	idem	16,8-17			
C148-37	latérite jaune avec taches rouges ± indurées	14,2-14,3			
C148-38	latérite jaune avec chromite	13,6-13,8			
C148-39	latérite jaune avec Mn, et Fe du à des pollutions type « queue de	12-12,3			
C148-40	latérite rouge avec éléments fins Fe rapportés (alluviaux ? FL ?)	11-11,2			
C148-41	latérite rouge violacée	7,4-7,6			
C148-42	cuirasse ferrugineuse	3,3-3,43			
C148-43	cuirasse ferrugineuse (recimentation d'éléments Fe allochtones)	2,37-2,49			
C148-44	« top soil » matériel meuble fin fluvatile	0,6-0,8			

Liste des échantillons de sondage étudiés dans le cadre des tâches 1 à 5.

GORO - BASSIN KO4		
Sondage 09EX0125		
Id	Description	Depth interval (m)
C125-1	dunite faiblement serpentinisée	127,31-127,5
C125-2	serpentinite recoupant la dunite	124,9-125
C125-3	harzburgite serpentinisée	116,13-
C125-4	filon de gabbro sain	112,9-113,1
C125-5	harzburgite serpentinisée avec plan de fracturation à serpentinite	97,43-97,52
C125-6	serpentinite associée à du talc	93,9-94,1
C125-7	veine de silice et pegmatite (à amphiboles ?)	91,27-91,4
C125-8	veine de silice (quartz)	90,85-91
C125-9	gabbro	87,65-87,83
C125-10	talc issu de l'altération de serpentinite	66,5-66,65
C125-11	harzburgite serpentinisée	61,4-61,5
C125-12	harzburgite serpentinisée	51,42-51,54
C125-13	harzburgite serpentinisée associé à du talc nickélique et de la	45,05-45,2
C125-14	harzburgite serpentinisée et saprolitisée	44,45-44,55
C125-15	harzburgite saprolitisée	42,76-42,55
C125-16	latérite fine jaune de transition/ saprolite	40,5-40,6
C125-17	latérite fine jaune de transition/ saprolite	39,92-40,1
C125-18	latérite fine jaune de transition/ saprolite	38,85-38,95
C125-19	latérite fine jaune de transition/ saprolite	37,3-37,4
C125-20	harzburgite serpentinisée	36,17-36,3
C125-21	latérite fine jaune de transition	34,35-34,45
C125-22	péridotite serpentinisée et saprolitisée	31,11-31,24
C125-23	latérite fine jaune de transition	29,23-29,35
C125-24	latérite fine jaune de transition	26,5-26,6
C125-25	harzburgite serpentinisée et talc nickélique dans les fractures	23,6-23,73
C125-26	latérite fine jaune de transition	20,68-20,71
C125-27	latérite fine jaune de transition	17-17,16
C125-28	gabbro altéré	14,4-14,54
C125-29	latérite fine jaune de transition avec Mn	13,67-13,77
C125-30	latérite jaune	12-12,1
C125-31	latérite jaune avec Mn	11,7-11,82
C125-32	latérite jaune	9,1-9,2
C125-33	latérite jaune avec Mn	8,52-8,64
C125-34	latérite jaune/rouge	6,3-6,43
C125-35	latérite rouge avec Mn	5,87-6
C125-36	Pisolithes et latérites (FL)	3,8-3,9
C125-37	latérite rouge (FL)	3,6-3,7
C125-38	niveau rouge à pisolithes (FL)	2,77-2,89
C125-39	cuirasse ferrugineuse (FL)	1-1,1

Liste des échantillons de sondage étudiés dans le cadre des tâches 1 à 5.

GORO - EXERCICE MINIER						KONIAMBO - TRAZY				
Sondage RFOD00B1C001						Sondage I5690				
Ech_Id	Description	Prof.(en m)	X	Y	Z	Ech_Id	Description	Prof. (en m)	X	Y
C001-1	Harzburgite saine	57,8	702990	7533710	219,61	I5690-1	Dunite serpentinisée	62,4	279356,68	354234,56
C001-2	Saprolite	56,5				I5690-5	Harzburgite	57,75		
C001-3	Transition	47				I5690-3	Harzburgite	55,3		
C001-4	Transition	44,35				I5690-2	Saprolite grossière/Transition	53,3		
C001-6	Wehrlite altérée	41,1				I5690-4	Saprolite grossière/Transition	52,45		
C001-8	Wehrlite altérée	39,5				I5690-6	Transition	50,75		
C001-18	Wehrlite altérée	26,5				I5690-7	Transition	49,45		
C001-5	Latérite jaune	42,1				I5690-8	Transition	47,37		
C001-7	Latérite jaune	40,5				I5690-9	Transition	45,22		
C001-9	Latérite jaune	38,95				I5690-10	Transition	43,66		
C001-10	Latérite jaune	36,9				I5690-11	Latérite jaune	40,55		
C001-11	Latérite jaune	36,2				I5690-12	Latérite jaune	38,53		
C001-12	Latérite jaune	35,4				I5690-13	Latérite jaune	35,42		
C001-13	Latérite jaune	34,3				I5690-14	Latérite jaune	34,47		
C001-14	Latérite jaune	32,95				I5690-15	Latérite jaune	32,52		
C001-15	Latérite jaune	30,9				I5690-16	Latérite jaune	30,08		
C001-16	Latérite jaune	28,9				I5690-17	Latérite jaune	28,75		
C001-17	Latérite jaune	27,75				I5690-18	Latérite jaune	26,45		
C001-19	Latérite jaune	24,9				I5690-19	Latérite jaune	25,55		
C001-20	Latérite jaune	22,3				I5690-20	Latérite jaune	24,7		
C001-21	Latérite jaune	18,75				I5690-21	Latérite jaune	23,43		
C001-22	Latérite jaune	17,45				I5690-22	Latérite jaune	22,07		
C001-23	Latérite jaune	15,7				I5690-23	Latérite jaune	20,41		
C001-24	Latérite jaune	15,1				I5690-24	Latérite jaune	18,7		
C001-25	Latérite jaune	12,1				I5690-25	Latérite jaune	16,61		
C001-26	Latérite jaune	10,85				I5690-26	Latérite jaune	15,37		
C001-27	Latérite jaune	9,9				I5690-27	Latérite jaune	13,7		
C001-28	Latérite rouge	9,25				I5690-28	Latérite jaune	11,9		
C001-29	Latérite rouge	8,45				I5690-29	Latérite jaune	10,19		
C001-30	Latérite rouge	5				I5690-30	Latérite jaune	8,35		
C001-31	Cuirasse	2,4				I5690-31	Latérite jaune	6,52		
						I5690-32	Latérite jaune	4,61		
						I5690-33	Latérite rouge	2,34		
						I5690-34	Latérite rouge	0,78		
						I5690-35	Cuirasse	0,4		

Liste des échantillons de sondage étudiés dans le cadre des tâches 1 à 5.

DATE	SITE	SOUS-SITE	DESCRIPTION	POINT GPS
14-mars-11	NEPOUI		Oxyde Mn en enduit dur et < cm dans la frange silicifiée autour des galets	BS_2011_01
			Silice verte transparente (opale ?) avec minéraux noirs piégés dedans (Ox Mn ?)	BS_2011_01
17-mars-11	BOULINDA	BOU	Oxyde Mn dans filon de roche acide blanche très altérée (argilisé), 2 échantillons, un en enduit tapissant fissures dans roche altérée (A), l'autre en amas et boxwork dans roche plus argilisée (B)	BS_2011_15
23-mars-11	FORET_FRANCAIS		Oxyde Mn sur blocs silicifiés tapissant (en mamelons) les cavités arrondies correspondant aux galets disparus par hydrolyse, 4 échantillons	BS_2011_27
			Oxyde Mn sur blocs silicifiés tapissant les cavités arrondies correspondant aux galets disparus par hydrolyse (en bas de la pente), 1 éch	BS_2011_30
14-avr-11	Forage Carotté IRD - DIMENC - PINDAI 1	PIN 1-1	Calcaire silicifié vert à rose + Ox Mn (?) tapissant petite fente	5 m
14-avr-11	Forage Carotté IRD - DIMENC - PINDAI 3	PIN 3 -4	Argile brune et Ox Mn (?) en amas centimétriques + galets blancs (Silice ? Calcaire ?)	9,6 m
		PIN 3 -5	Argile Brune (calcaire ?) + Ox Mn (?) en amas centimétriques	9,8 m
		PIN 3 -6	Argile brune + pisolithes et granules d'Ox Fe + granules blanc-rose	11 m
		PIN 3 -7	Argile brune + grains blancs Ca + Oxyde Mn (?) tapissant slickensides	11,3 m
24-mars-11	GWA'N DORO		Concrétions horizontales et verticales d'oxyde de fer in sédiments (top 1ère séquence)	BS_2011_31
29-mars-11	NAPOUJEDJEINE	NAPFg	Manchons racinaires ferrugineux et Oxyde noir (Mn ?) dans cavité	BS_2011_37
		NAPY	Oxyde Mn tapissant fissure	BS_2011_38
12-avr-11		NAPO2 M4	Banc ferrugineux cimenté, 2ème coupe	LA_2011_381
		NAPO2 M4bis		LA_2011_381
		NAPO2 M5	Manchons racinaires ferrugineux in sédiments, 2ème coupe	LA_2011_381
31-mars-11	PISTE MILITAIRE	PMIL	Oxyde Mn au sommet de l'altérite de gabbro	BS_2011_40
			Oxyde noir (Mn ?) in cloison dans sédiments sableux	BS_2011_43Bis
31-mars-11	Forêt des 3 Creeks	PMIL6	Oxyde Mn noir gratté sur paroi d'une fissure (A)	BS_2011_45
		PMIL6	Oxyde Mn dans altérite de gabbro (B)	BS_2011_45
1-avr-11	OUENAROU	OUE3	Banc ferrugineux fin induré + bois fossile + oxyde noir (Mn ?)	LA_2011_373
6-avr-11	KONIAMBO	VAVOUTO	Oxyde noir en petits amas dans altérite de basalte de Poya dans la coupe près de l'Usine (en bas)	
		KONI?	Oxyde noir (Mn ?) en dendrites et fins enduits dans altérite de turbidite	
18-mars-11	KOUM (Massif granodioritique)	KOUM PM 50	Filon au sein du massif granodioritique ; arène granodioritique argilo sableuse rose + Oxyde Mn en amas centimétriques (B) et enduit sur fissures (A) + manchon racinaire (???) ; plusieurs petits sacs, fraction argileuse kaolinique très probable, à vérifier ; isoler les phases minérales, vérifier Ox Mn ; + pétro sur éch induré ?	PM_2011_50
		KOUM D2 PM 53	Arène granodioritique sablo-argileuse écri à taches ocre et rose + Oxyde Mn en petits amas centimétriques et enduits sur fissures ou remplissage de veinules	PM_2011_53
		GRAND KOUM (PM 49)	Arène granodioritique argilo-sableuse brun-lie de vin + Oxyde Mn en enduit sur fissures et petits amas centimétriques (4 éch, A à D)+ manchon racinaire (???) ; plusieurs petits sacs, fraction argileuse kaolinique très probable, à vérifier ; isoler les phases minérales, vérifier Ox Mn ; + pétro sur éch induré ?	PM_2011_49

Liste des échantillons d'oxydes de Mn récoltés par le BRGM et fournis pour datation K/Ar ou Ar/Ar au cours de la mission 2011

Date	Site	Sous-site	Description	POINT GPS	DRX	Kaolinite Isotopes O et H	Remarques
23-mars-11	FORET_FRANCAIS		Argile orangée	BS_2011_29	x	x	Altérite du basalte de l'unité de Poya ; Oxydes de Mn formés sur les bordures des galets altérés dans le conglomérat sus-jacent à vérifier et à dater
14-av-11	Forage Carotté IRD - DIMENC - PINDAI 3	PIN 3-2	Argile bariolée rouge lie de vin et vert ; séparer les phases (2 couleurs)	7,8 à 8 m	2 x	x	Argiles remaniés dans un sédiment à dater
		PIN 3-3	Argile bariolée rouge lie de vin et vert + dragées blanches ; séparer les phases (2 couleurs)	8,2 à 8,3 m	2 x	x	
		PIN 3-4	Argile brune et Ox Mn (?) en amas centimétriques + galets blancs (Silice ? Calcaire ?) ; séparer les phases	9,6 m	3 x	x	Altérites de calcaire miocène, oxydes de Mn les accompagnant à vérifier et à dater
		PIN 3-5	Argile Brune (calcaire ?) + Ox Mn (?) en amas centimétriques ; séparer les phases	9,8 m	2 x	x	
		PIN 3-6	Argile brune + pisolithes et granules d'Ox Fe + granules blanc-rose ; séparer les phases	11 m	2 x	x	
		PIN 3-7	Argile brune + grains blancs Ca + Ox Mn (?) tapis sans slickensides ; séparer les phases	11,3 m	2 x	x	
12-av-11	NAPOUREDJEINE	NAPO2 M1	Argile et sable fin gris vert, lamines fines base de la 2ème coupe	LA_2011_382	x	x	Argile sédimentaire, source de l'argile très locale (altérite de gabbro) ; filtrer l'argile
31-mars-11	PISTE MILITAIRE	PMIL1	Argile lie de vin	BS_2011_40	x	x	Sommet de l'altérite de gabbro en place sous les sédiments, oxydes de Mn dans cette altérite à vérifier et à dater
		PMIL2	Argile grise à débris végétaux	BS_2011_41	x	x	Argile sédimentaire, source de l'argile très locale (altérite de gabbro sous jacentes et latérale)
		PMIL3	Argile grise fine	BS_2011_42	x	x	
		PMIL4	Argile gris bleuté fine à traces de végétaux oxydés	BS_2011_43	x	x	
	PMIL5	Argile gris bleu	BS_2011_44	x	x		
	Forêt des 3 Creeks	PMIL6	Argile rouge lie de vin	BS_2011_45	x	x	Altérite de gabbro en place, oxydes de Mn dedans à vérifier et à dater
		PMIL6	Argile blanche	BS_2011_45	x	x	
		PMIL6	Argile ocre orangé	BS_2011_45	x	x	
01-av-11	OUENAROU	OUE5	Argile gris foncé	LA_2011_373	x	x	Argile sédimentaire, source de l'argile très locale (altérite de gabbro sous jacente et latérale) ; bancs ferrugineux et manchons racinaires juste au-dessus dans la coupe à dater
		OUE7	Argile grise à débris végétaux	LA_2011_373	x	x	
		OUE9	Argile gris foncé et bois	LA_2011_373	x	x	
01-av-11	OUEN TORO	OUE	Argile blanche	LA_2011_374	x	?	Argile = kaolinite pure, altérite de Fm à cherts de Nouméa en place étudiée en 2007 sur 1er prélèvement ; mais aucune datation absolue possible (absence d'oxydes de Mn)
06-av-11	KONIAMBO	KONI ?	Argile blanche	? (Clément?)	x	x	Altérite de turbidite en place, oxydes de Mn dedans à vérifier et à dater
2007	TAMBOUNAN		Argile violine-lie de vin à filonnets blancs (fraction argileuse = kaolinite pure)		déjà faite	x	Altérite du basalte de Poya en place prélevée en 2007 sous les 1ers sédiments (conglomérats) de l'unité du Tambouan ; oxydes de Mn associés à cette altérite à retrouver à Namur ; oxydes de fer des manchons racinaires et concrétions ferrugineuses présents dans les sédiments au-dessus des conglomérats à vérifier et à dater ; + datations paleomag attendues de la cuirasse qui coiffe les sédiments du Tambouan
2007	SAINT LOUIS		Altérite du granite de Saint Louis prélevées en carottes en 2007 (vérifier la teneur en kaolinite,		déjà faite, demander à Johan Yans)	?	Vérifier si kaolinite pure ou non, si pas, la séparer ? Oxydes de Mn présents dans cette altérite et datés par Johan Yans (17 à 18 Ma)
18-mars-11	KOUM (Massif granitique)	KOUM PM 50	Filon au sein du massif granitique ; arène granitique argilo-sableuse rose + Ox Mn en amas centimétriques (B) et enduit sur fissures (A) + manchon racinaire (???) ; plusieurs petits sacs, fraction argileuse kaolinique très probable, à vérifier ; isoler les phases minérales, vérifier Ox Mn ; + pétro sur éch induré ?	PM_2011_50	x	?	Altérites du granite de Koum en place ; Vérifier si kaolinite pure ou non, si pas, la séparer ? Oxydes de Mn présents dans cette altérite à dater
		KOUM D2 PM 53	Arène granitique sablo-argileuse écaillée à taches ocre et rose + Ox Mn en petits amas centimétriques et enduits sur fissures ou remplissage de veinules	PM_2011_53	x	?	
		GRAND KOUM (PM 49)	Arène granitique argilo-sableuse brun-lie de vin + Ox Mn en enduit sur fissures et petits amas centimétriques (4 éch, A à D) + manchon racinaire (???) ; plusieurs petits sacs, fraction argileuse kaolinique très probable, à vérifier ; isoler les phases minérales, vérifier Ox Mn ; + pétro sur éch induré ?	PM_2011_49	x	?	

Liste des échantillons d'argile récoltés et fournis pour étude isotopique au cours de la mission CNRT 2011 et des missions du projet DIMENC-BRGM Régolithe – NC de 2007, 2008 et 2011.

Date	Site	Sous-site	Description	POINT GPS	PETRO	DRX	Ox Fe Datation U/Th/H	Ox Fe Isotopes O et H
17-mars-11	BOULINDA	BOU?	Manchons racinaires ferrugineux in latérite	BS_2011_13	x	x	x	x
24-mars-11	GWA'N DORO		Concrétions horizontales et verticales d'oxyde de fer in sédiments (top 1ère séquence)	BS_2011_31	xx	xx	xx	xx
24-mars-11			Cuirasse Fe top butte pour pétro (cf. dalles paléomag)	BS_2011_32	x	x	x	x
24-mars-11			Concrétions sphériques in sédiments (top 1ère séquence) altérés		x	x	x	x
27-avr-11	NAKETY	NAK Sed 1	concrétion (banc induré fin) in sédimentaire + manchon racinaire centimétrique		x	x	x	x
		NAK Sed 2	banc induré fin in sédimentaire		x	x	x	x
29-mars-11	NAPOUREDJEINE	NAPFf	Feston massif = banc ferrugineux induré, concrétions en choux fleurs (avec concrétions concentriques)	BS_2011_37	x	x	x	x
		NAPFg	Manchons racinaires ferrugineux et Oxy de noir dans cavité (Mn ?)	BS_2011_37	x	x	x	x
		NAPZ1	Banc sable très grossier induré par Ox Fe	BS_2011_39	x	x	x	x
		NAPZ2	Manchons racinaires ferrugineux à 20 cm sous NAPZ	BS_2011_39	x	x	x	x
12-avr-11		NAPO2 M2	Banc ferrugineux prélevé pour le paléomag, 2ème coupe, 3 faciès et traces de végétaux au sommet	LA_2011_38 2	x	x	x	x
		NAPO2 M4	Banc ferrugineux cimenté, 2ème coupe	LA_2011_38 1	x	x	x	x
		NAPO2 M4bis			x	x	x	x
		NAPO2 M5	Manchons racinaires ferrugineux in sédiments, 2ème coupe		x	x	x	x
NAPO2 M6	Banc ferrugineux dur et épais (Sable grossier à conglomérat induré), + un nodule à isoler 2ème coupe		x	x	x	x		
31-mars-11	PISTE MILITAIRE	PMIL1	Feston ferrugineux	BS_2011_40 Ter	x	x	x	x
		PMIL2	Mamelons de goethite	BS_2011_41	x	x	x	x
01-avr-11	OUENAROU	OUE1	Banc ferrugineux fin induré	LA_2011_37 3	x	x	x	x
		OUE2	Manchons racinaires ferrugineux	LA_2011_37 3	x	x	x	x
		OUE3	Banc ferrugineux fin induré + bois fossile + oxydes noirs (Mn ?)	LA_2011_37 3	x	x	x	x
07-avr-11	TAMBOUNAN	TAM	Cuirasse faciès crunch (sédiment cimenté par matrice d'Ox Fe microcristalline, = imprégnation massive)	BS_2011_50	x	x	x	x
		TAM	Concrétion d'Ox Fe centimétrique bordant cavités au sein de la cuirasse massive	BS_2011_50	x	x	x	x
		TAM	Manchons racinaires	BS_2011_50	x	x	x	x
		TAM	Festons ferrugineux (induration à pâte fine) in sédiments enviropons 6 m sous le sommet de la butte	BS_2011_50	x	x	x	x

Liste des échantillons d'oxydes de fer récoltés par le BRGM et fournis pour étude isotopique au cours de la mission CNRT 2011 et des missions du projet DIMENC-BRGM Régolithe – NC de 200, 2008 et 2011.

Code	Localisation	Pétrographie
SL-S3 (NC1)	Massif de Saint Louis - forage carotté (-28 + -28,7+ - 29,5m)	granodiorite altérée
S5 (NC2)	Massif de Saint Louis - forage carotté - comète Lathy	granodiorite
S7 (NC3)	Massif de Saint Louis - forage carotté - comète 90	granodiorite altérée
K2 (NC4)	Massif de Koum - forage carotté	granodiorite
S2-K1 (NC5)	Massif de Koum - forage carotté	granodiorite
PIR01 (NC6)	Confluence entre Napoueredjeine et rivière des Pirogues	boninite
PIR02 (NC7)	Confluence entre Napoueredjeine et rivière des Pirogues	boninite
TET01-C (NC8)	Les deux Tétons	boninite
TIE05 (NC9)	Tiébaghi	aplite
TIE (NC11)	Tiébaghi	gabbro
BS-426 (NC12)	Hienghène	métabasalte
BS-113 (NC13)	Parc de la rivière bleue	granodiorite
PM51 (NC14)	Petit Koum	granodiorite altérée
PM52 (NC15)	Koum	granodiorite

Echantillons disponibles pour la thermochronologie basse température.

Annexe 2

Planches photographiques des horizons d'altération des différents sites miniers visités.



Latérite jaune à reliques de veines de silice sont présentes.



Veines à oxydes de Mn à l'approche de l'horizon de transition.



Horizon de transition avec stockwerk de veines de garniérite altérées



Saprolite à veines de garniérite et silice.

Nakéty NMC – Chantier Euréka. Affleurements de latérite jaune, de l'horizon de transition et de la saprolite.



Stockwerk de veines altérées de gabbro probable dans la latérite jaune (Chantier Bossu).



Détail de la photographie précédente (Chantier Bossu).



Limite horizon de transition – saprolite (Chantier Vivaneau)



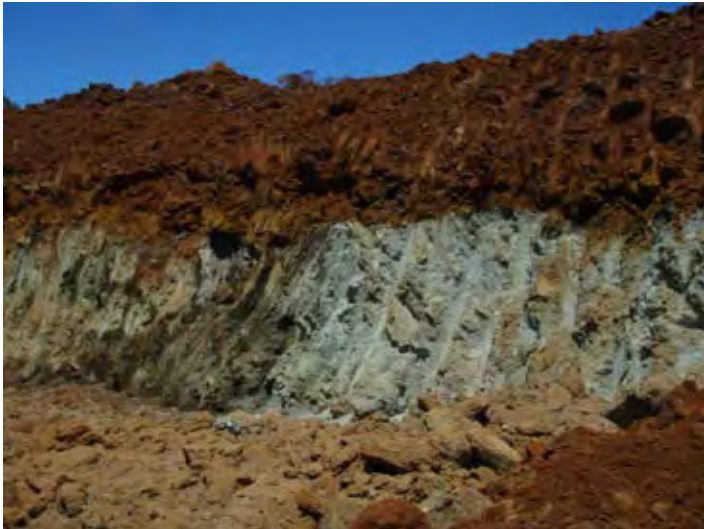
Veines à silice et garniérite dans saprolite (Chantier Vivaneau).

Horizons d'altération des chantiers Bossu et Vivaneau du Massif de Tiébaghi.

Les Gisements de Nickel latérite de NiO – volume II – Avril 2014



Vue générale du chantier Santal. Les horizons de couleur grise correspondent aux gley à sulfures.



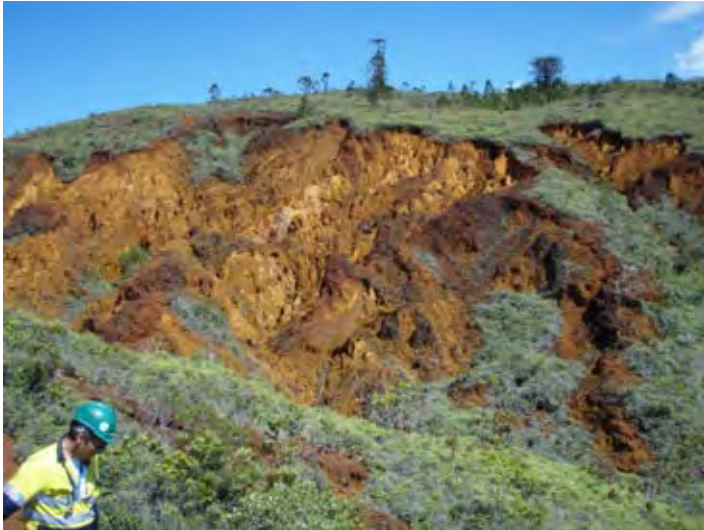
Horizon de gley sous un faible horizon de latérite jaune et la cuirasse.



Détail des gley à sulfures.

Chantier Santal – Massif de Tiébaghi. Photographies de l'horizon de gley à sulfures

Les Gisements de Nickel latéritique de NC – Volume II Avril 2014



Profil d'altération du chantier Trazy. Notez l'aspect pelliculaire de la cuirasse.



Chantier Trazy - Horizon de transition



Massif du Koniambo – Saprolite sur relief résiduel. Absence de cuirasse.



Détail de l'horizon de saprolite.

Massif du Koniambo. Différents types de profil d'altération.



Profil d'altération du chantier Fer



Stockwerk de veines de gabbro et wehrlite dans la latérite jaune



Détail de l'altération des veines (lithiophorite – gibbsite)



Niveau enrichi en chromite dans latérite jaune.

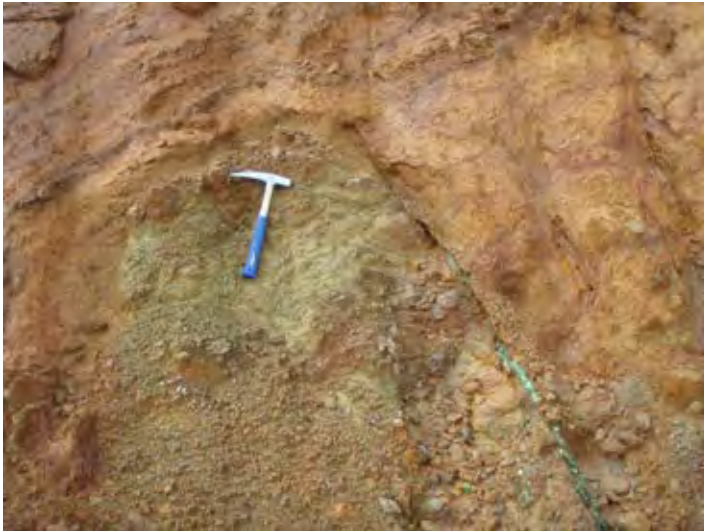
Goro –Chantier Fer – Horizon de latérite jaune



Affleurement de harzburgite altérée moulée dans la latérite de transition.



Détail de la photographie précédente.



Veinule de garniérite dans une fracture au contact entre la harzburgite altérée et l'horizon de transition



Détail de la photographie précédente.

Goro –Chantier Fer – Faciès de la base du profil d'altération.
Les Gisements de Nickel latéritique de NC – Volume II Avril 2014



Profil d'altération du chantier Plateau H1N1 moulant un relief résiduel.



Gradins d'exploitation de la latérite.



Horizon de transition.



Horizon de transition/saprolite à blocs préservés de harzburgite.

Nakéty – SMT – Détail de la latérite du chantier Plateau H1N1
Les Gisements de Nickel latéritique de NC – Volume II Avril 2014



Vue générale de la carrière C1.



Latérite jaune/horizon de transition.



Horizon de transition avec reliques de veinules à garnièrite.



Saprolite.

Porro Bonini – Photographies des horizons échantillonnés. La latérite jaune ss. n'a pas été observée



Vue générale du chantier d'exploitation XX.



Latérite jaune recoupée par un conduit riche en grenaille.



Remplacement partiel à total des veines de garnièrite de la saprolite dans l'horizon de transition.

Mine La Française – Photographies des horizons du profil d'altération.

Annexe 3

Localisation et description des échantillons paléomag.

GORO 5

Le sous-site de Goro 5 vient en complément des 4 sous-sites de Goro étudiés en 2008 et de ceux de Port Boisé localisés à proximité, mais non étudiés ici (Fig. Goro 5-1).

Il est situé au sommet d'un replat vers 298 m d'altitude, au nord du sous-site de Goro 1. Pour rappel, les autres sous-sites de Goro sont respectivement situés à des altitudes de 245 m

(Goro 1), 233 m (Goro 2), 228 m (Goro 3) et 190-195 m (Goro 4).

Il s'agit de 4 dalles de cuirasse en place (choisies parmi 6 échantillonnées, Fig. Goro 5-2).

Sur ce sous-site, nous avons vérifié que rien ne perturbait la boussole. De retour au bureau et laboratoire, 9 échantillons ont été choisis parmi les 40 prélevés et ont été analysés. Sur Goro 5, le faciès observé en macroscopie sur le terrain est majoritairement de la cuirasse massive vermiforme à peu vermiforme (Tabl. Goro 5-1).

Tableau Goro 5-1 – Liste des échantillons analysés pour le sous-site de Goro 5 et faciès.

Faciès	Echantillon
Cuirasse massive vermiforme	GORO 5-6
Cuirasse massive vermiforme	GORO 5-9
Cuirasse massive (peu) vermiforme	GORO 5-12
Cuirasse massive vermiforme	GORO 5-13
Cuirasse massive (peu) vermiforme	GORO 5-18
Cuirasse (très) massive (peu) vermiforme	GORO 5-21
Cuirasse massive vermiforme	GORO 5-26
Cuirasse massive vermiforme	GORO 5-27
Cuirasse massive vermiforme	GORO 5-29

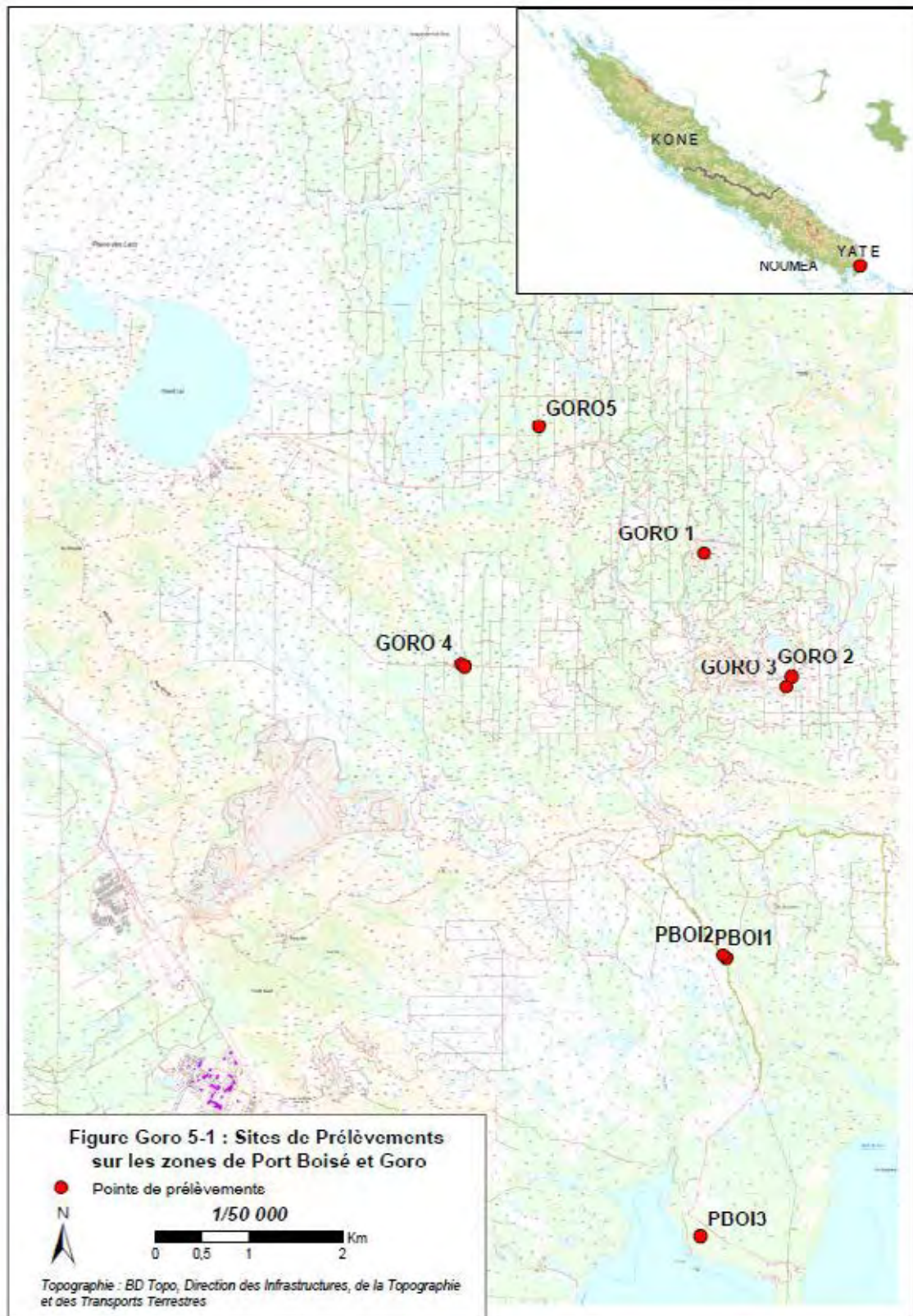
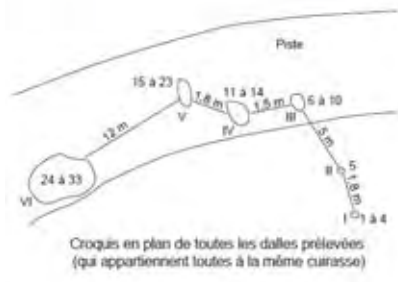


Figure GORO 5-2 - A

Position des échantillons prélevés dans la cuirasse pour le paléomagnétisme d'après le croquis de terrain, à l'échelle. Faciès massif vermiforme.



Vue générale de l'affleurement et des prélèvements sur les dalles I à IV (qui appartiennent toutes à la même cuirasse)



Fanion
 • 10T25
 • 940 m

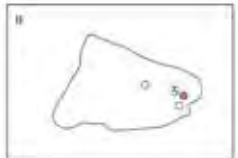


Figure GORO 5-2 - B

Photos des échantillons prélevés dans la cuirasse pour le paléomagnétisme. Faciès massif vermiforme.



Observations pétrographiques

Les observations en lames minces ont permis de mettre en évidence les oxy-hydroxydes de fer et de décrire leur distribution : goethite et hémate sont les principaux oxydes observés. Le fond matriciel de la cuirasse massive vermiforme de Goro 5 est essentiellement ferrugineux pigmenté par de la goethite, de couleur brun à jaune-orangé (Fig. Goro 5-3). Des nodules hoethitiques et hémaitiques ont pu être observés en lumière transmise et/ou en lumière réfléchie (Fig. Goro 5-3a et b). Des concrétions ont également été identifiées autour des pores. Elles sont formées de goethite et d'hématite cristallisées successivement (Fig. Goro 5-4)

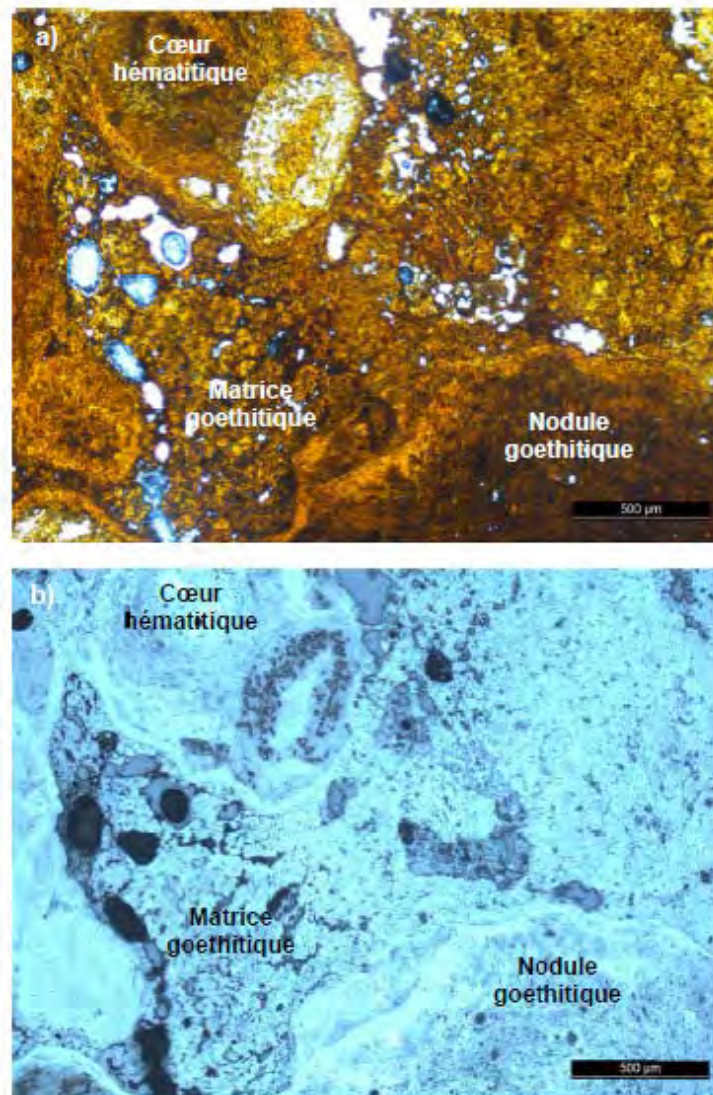


Figure Goro 5-3 : Pétrographie de l'échantillon Goro 5-23 et distribution des oxy-hydroxydes de fer. A : matrice goéthitique et nodules goéthitiques et hématitiques en LTPNA ; b : matrice goéthitique et nodules goéthitiques et hématitiques en LRPNA.

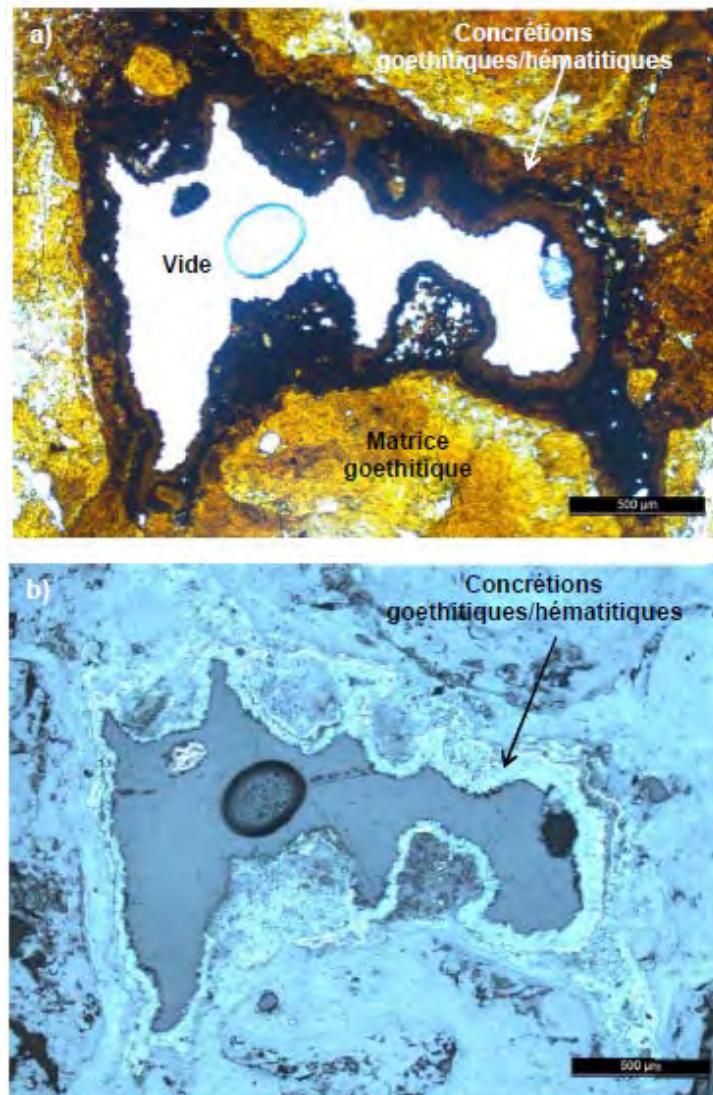


Figure Goro 5-4 : Pétrographie de l'échantillon Goro 5-3 et distribution des oxy-hydroxydes de fer. a : concrétions de goéthite/hématite autour des vides en LTPNA ; b : même photographie en LRPNA.

Paléomagnétisme

Neuf échantillons ont été traités pour le sous-site de Goro. Un signal basse température porté par la goéthite a été extrait pour huit échantillons. Les directions obtenues ne sont pas très bien définies et relativement dispersées (Fig. Goro 5-5). Elles sont toutes inverses. La moyenne présente un α_{95} (rayon de l'ellipse de confiance) supérieur à 20° .

Un signal haute température porté par l'hématite a également été extrait sur six échantillons de Goro 5. Les directions obtenues sont bien définies et antipodales. Deux grands cercles ont été extraits (Fig. Goro 5-6a). Le pôle paléomagnétique obtenu tombe sur le pôle de la courbe de dérive apparente du pôle de l'Australie (Besse et Courtillot, 2003) défini pour 10 Ma. L'ellipse de

confiance englobe les pôles de la courbes de 0 et 20 Ma (Fig. Goro 5-6b). Un complément d'analyse mérite d'être réalisé pour affiner le résultat et réduire l'ellipse d'incertitude.

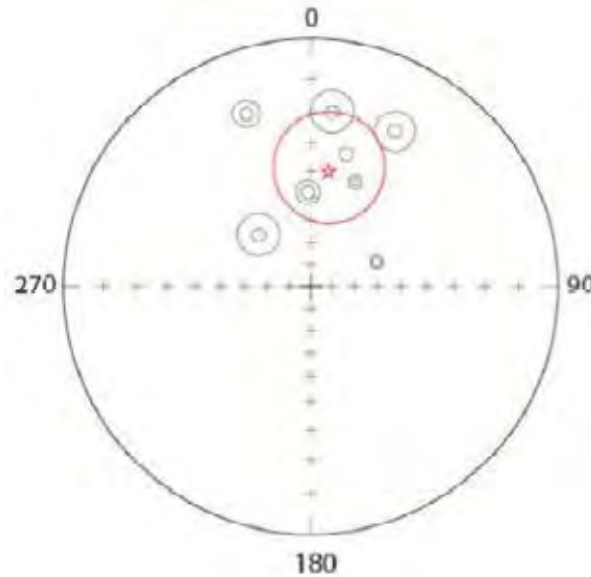


Figure Goro 5-5 : Directions d'aimantation portées par la goéthite pour les échantillons de Goro 5 : projection à aires conservées des directions d'aimantation et de leur moyenne. Symboles noirs/blancs : le vecteur d'aimantation pointe vers le bas/haut, les directions sont normales/inverses. Etoile : moyenne des directions d'aimantation.

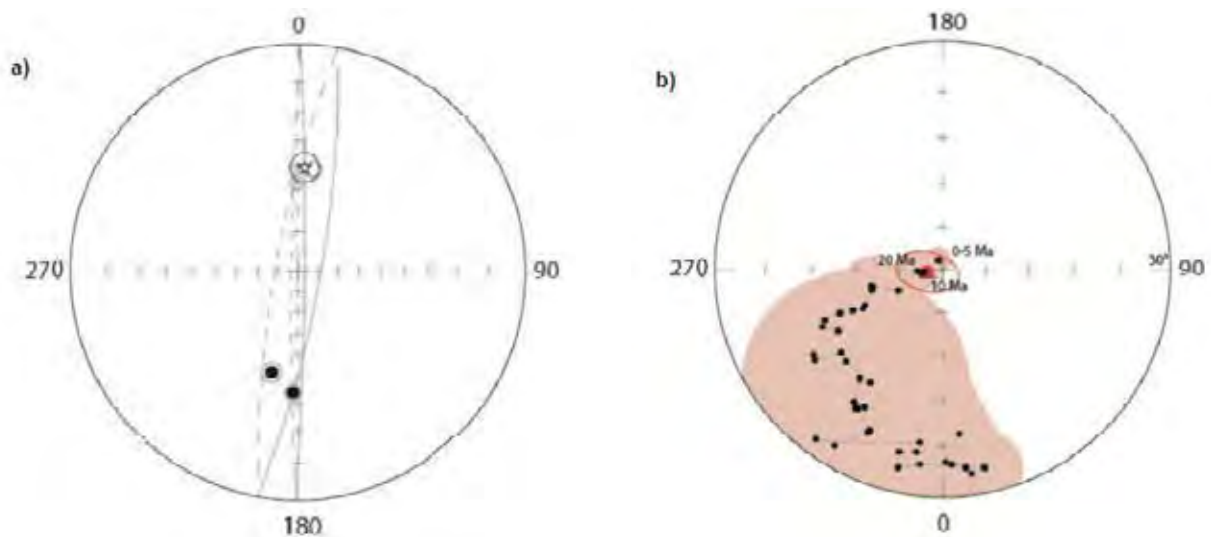


Figure Goro 5-6 : a) directions d'aimantation portées par l'hématite pour les échantillons de Goro 5. Projection à aires conservées des directions d'aimantation et de leur moyenne. Symboles noirs/blancs : le vecteur d'aimantation pointe vers le bas/haut, les directions sont normales/inverses. Etoile : moyenne des directions d'aimantation. B) Pôle magnétique obtenu

pour Goro 5 et comparé à la courbe de dérive apparente du pôle de l'Australie (Besse et Courtillot, 2003).

KONIAMBO 1

Trois sous-sites ont été échantillonnés sur les parties les plus hautes du massif du Koniambo

(Fig. Koniambo 1), mais seuls les échantillons du sous-site de Koniambo 1 ont été analysés par paléomagnétisme.

Koniambo 1 est situé au sommet d'un replat vers 850 m d'altitude, les crêtes locales les plus hautes de ce massif étant situées vers 880 à 935 m. Il s'agit de 4 dalles de cuirasse en place (choisies parmi 5 échantillonnées, Fig. Koniambo 2).

Sur ce sous-site, nous avons vérifié que rien ne perturbait la boussole. De retour au bureau et laboratoire, 10 échantillons ont été choisis parmi les 25 prélevés et ont été analysés.

Sur Koniambo 1, le faciès observé en macroscopie sur le terrain est majoritairement de la cuirasse massive vermiforme à peu vermiforme, avec quelques échantillons de faciès massif pisolitique soudé peu vermiforme (Tabl. Koniambo 1).

Tableau Koniambo 1 : Liste des échantillons analysés pour le sous-site de Koniambo 1 (et faciès).

Faciès	Echantillon
Cuirasse massive vermiforme	KONI 1-4
Cuirasse massive vermiforme	KONI 1-6
Cuirasse massive pisolitique soudée peu vermiforme	KONI 1-12
Cuirasse massive pisolitique soudée peu vermiforme	KONI 1-13
Cuirasse massive (peu) vermiforme	KONI 1-14
Cuirasse massive pisolitique soudée peu vermiforme	KONI 1-16
Cuirasse massive vermiforme	KONI 1-19
Cuirasse massive vermiforme	KONI 1-20
Cuirasse massive vermiforme	KONI 1-21
Cuirasse massive (peu) vermiforme	KONI 1-24

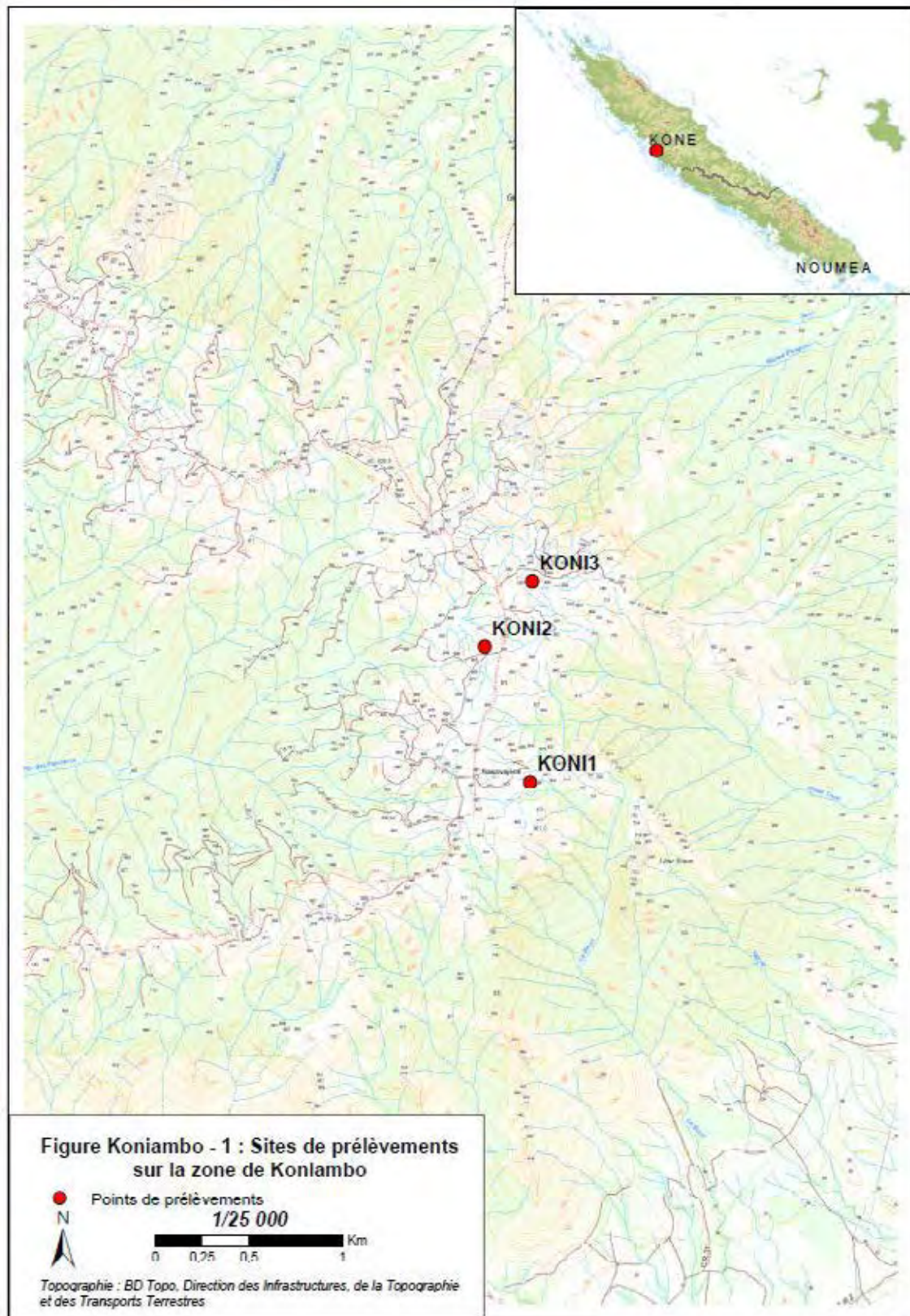


Figure KONIAMBO 2 - A Position des échantillons prélevés dans la cuirasse pour le paléomagnétisme d'après le croquis de terrain, à l'échelle. Faciès massif vermiforme.

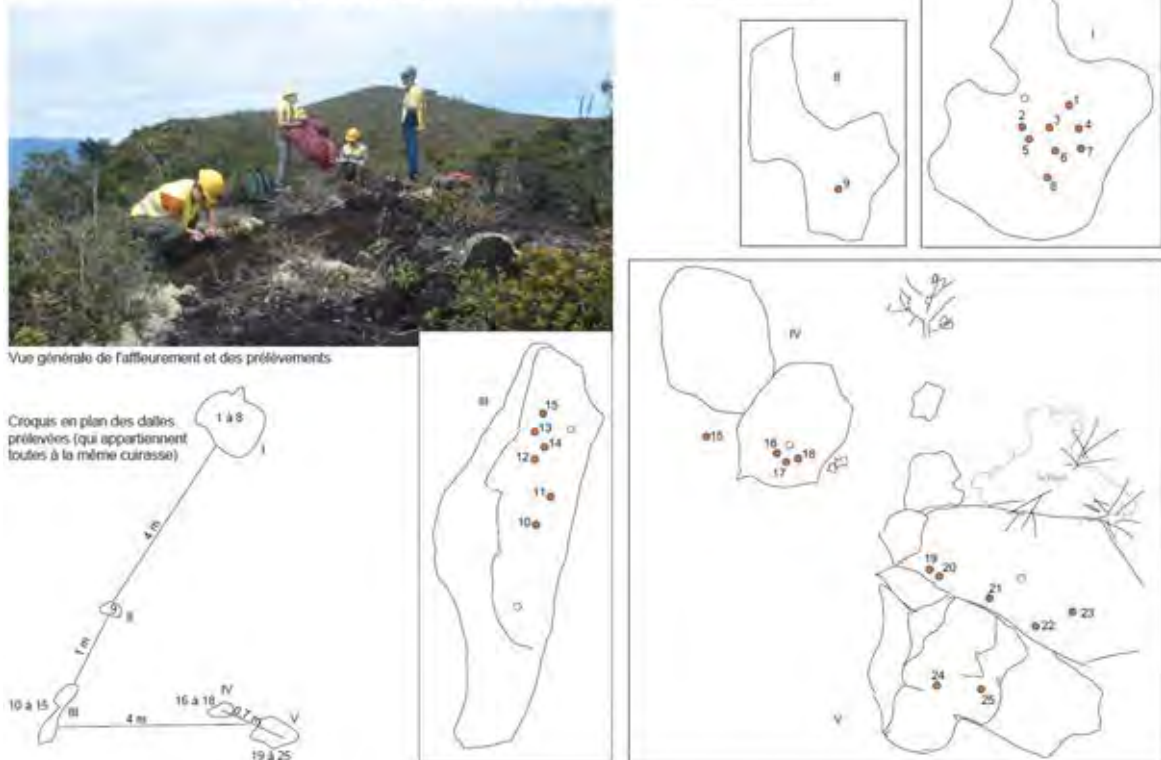
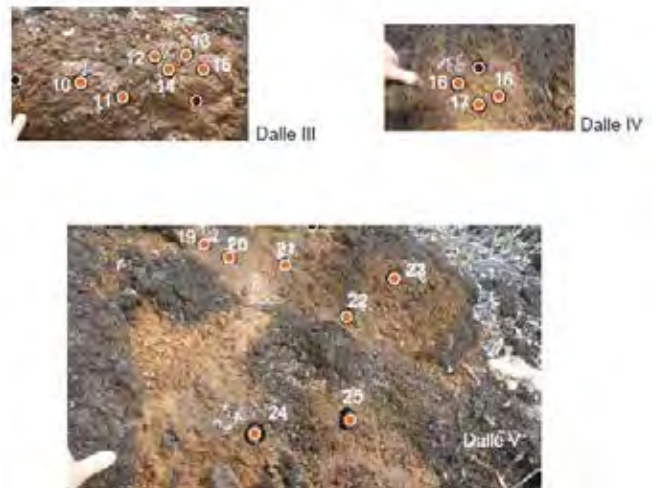


Figure KONIAMBO 2 - B

Photos des échantillons prélevés dans la cuirasse pour le paléomagnétisme. Faciès massif à pisolitique soudé, vermiforme.



Observations pétrographiques

Les observations en lames minces ont permis de mettre en évidence les oxy-hydroxydes de fer et de décrire leur distribution. La goéthite et dans une moindre mesure l'hématite sont les principaux oxydes observés. Cette cuirasse est constituée de grands nodules dégradés soudés par une matrice goéthitique (Fig. Koniambo 3a et b). Le squelette est composé d'éléments de taille impartnate (Jusqu'à 4-5 mm). Les pisolithes sont en cours de dégradation. Le cœur et le cortex de ces pisolithes sont constitués de goéthite, plus rarement d'hématite.

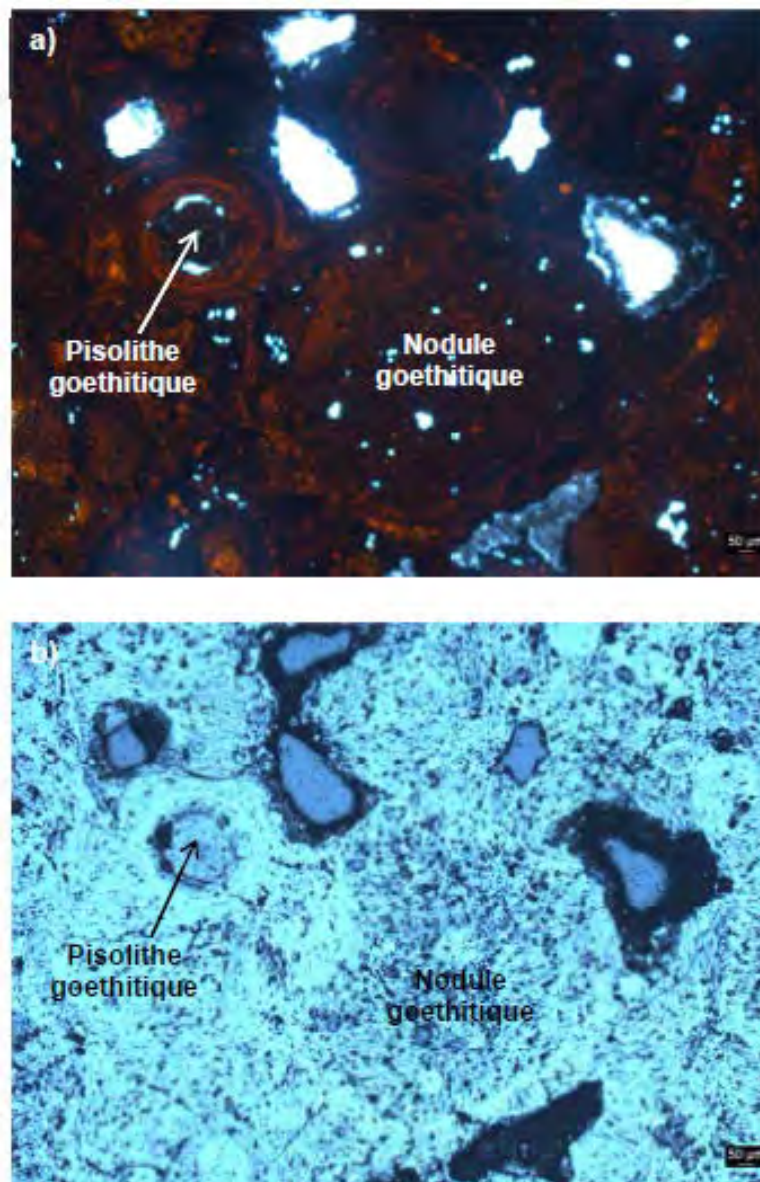


Figure Koniambo 1-3 : Pétrographie de l'échantillon Koni 1-15 et distribution des oxy-hydroxydes de fer. a) pisolithes et nodules goéthitiques en LTPNA ; b) même image en LRPNA.

Paléomagnétisme

Neuf échantillons ont été traités pour le site de Koniambo 1. Un échantillon s'est cassé en cours de chauffe. Un signal basse température (désaimantation entre 80 et 120 °C) a été identifié. Il est porté par la goéthite. Les directions d'aimantation sont relativement dispersées mais leur dispersion présente une certaine logique (Fig. Koniambo 1-4a). Par ailleurs, toutes les directions sont inverses. Un signal haute température a été identifié entre 600 et 660°C pour les huit échantillons restants. Il est porté par l'hématite. Les directions d'aimantation sont également dispersées (Fig. Koniambo 1-4b). Aucune direction moyenne n'a été calculée.

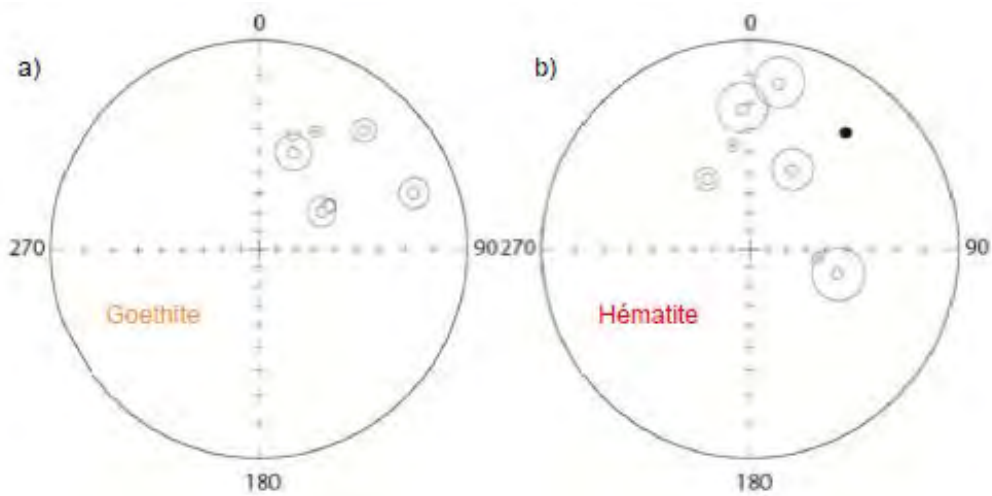


Figure Koniambo 1-4 : Directions d'aimantation portées par a) la goéthite et b) l'hématite pour les échantillons de Koniambo. Projection des aires conservées des directions d'aimantation et de leur moyenne. Symboles noirs/blancs : le vecteur aimantation pointe vers le bas/haut, les directions sont normales/inverses. Etoile : moyenne des directions d'aimantation.

TAMBOUNAN

Ce site concerne la dalle de cuirasse qui couronne la butte du Tambounan à environ 170 m d'altitude (Fig. Tambounan 1). Cette butte résiduelle, très marquée dans le paysage, présente une crête à 238,9 m à une distance de 155 m vers l'Ouest du site étudié et le replat morphologique semble mieux exprimé là où la cuirasse est présente.

La cuirasse du Tambounan est originale à l'échelle du Régolithe néo-calédonien, car formée au sommet, non pas d'un profil d'altération latéritique sur péridotites, mais d'une série sédimentaire fluviatile conglomératique d'environ 22 m d'épaisseur et altérée à son sommet.

La cuirasse est massive et épaisse d'environ 1,8 m. Elle est un peu démantelée en plusieurs gros blocs aux faces verticales impressionnantes, mais qui s'écartent de quelques centimètres de la partie encore en place étudiée ici (Fig. Tambounan 2-A et B). Ces faces verticales n'ont donc malheureusement pas pu être prélevées pour étude paléomagnétique, les blocs étant jugés légèrement déplacés. Aucune face verticale n'étant accessible, 2 dalles de cuirasse en place ont été choisies et échantillonnées sur leurs faces sommitales (Fig. Tambounan 2-A). Sur ce sous-site, nous avons vérifié que rien ne perturbait la boussole. De retour au bureau et laboratoire, 9 échantillons ont été choisis parmi les 33 prélevés et ont été analysés.

Sur Tambounan, le faciès observé en macroscopie sur le terrain est majoritairement de la cuirasse massive à très massive, les nodules et granules étant soudés dans une matrice très dure et probablement silicifiée (Tabl. Tambounan 1). Quelques concrétions ont également été observées en bordure de cavités formées au sein de la cuirasse, de même qu'un petit tube épigénisé par les oxydes de fer, d'origine probablement végétale (brindille d'arbre de type bois de fer ?) (Fig. Tambounan 2-B). Latéralement à la cuirasse, également en position sommitale sur la butte, des manchons racinaires ont par ailleurs été observés et prélevés pour d'autres analyses (pétrographiques et isotopiques + datations U-Th/He).

Tableau Tambounan 1 : Liste des échantillons analysés pour le site de Tambounan et faciès.

Faciès	Echantillon
Cuirasse massive siliceuse	TAM 2
Cuirasse massive siliceuse	TAM 3
Cuirasse massive siliceuse	TAM 4
Cuirasse massive siliceuse	TAM 5
Cuirasse massive siliceuse	TAM 9
Cuirasse massive siliceuse	TAM 10
Cuirasse massive siliceuse	TAM 25
Cuirasse massive siliceuse	TAM 27
Cuirasse massive siliceuse	TAM 33



Figure TAMBOUNAN 2 - A Position des échantillons prélevés dans la cuirasse pour le paléomagnétisme d'après le croquis de terrain, à l'échelle. Faciès très massif et silicifié.

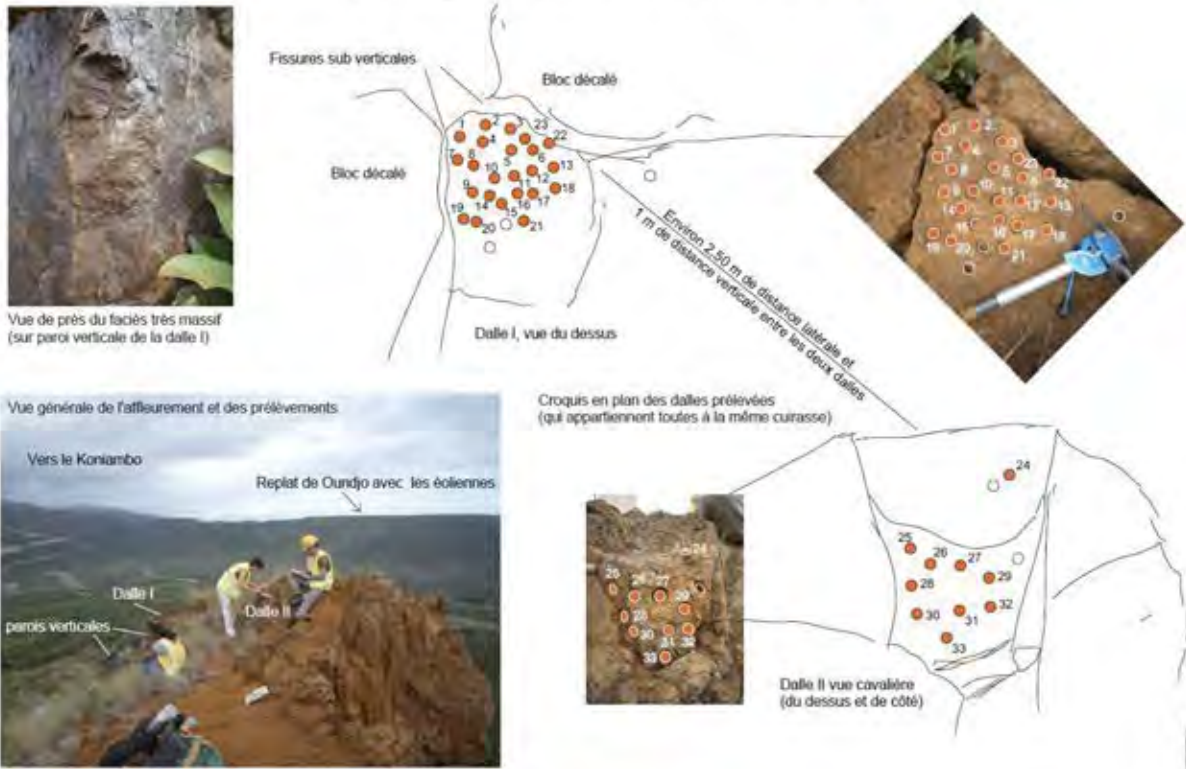


Figure TAMBOUNAN 2 - B

Photos du faciès de la cuirasse et des échantillons prélevés pour les autres analyses que le paléomagnétisme



Observations pétrographiques

Les observations microscopiques sur lames minces ont permis de mettre en évidence les oxyhydroxydes de fer ainsi que de la silice et de décrire leur distribution. Il s'agit d'une cuirasse siliceuse vermiforme avec de grands vides (3 à 4 mm maximum). Le squelette est composé, entre autre, d'éléments siliceux jaunâtres et émoussés. Cette silice est parfois microcristalline et donne une impression de rubanement. Les pisolithes sont dégradés en granules. Le cortex est goéthitique et le cœur est lui aussi principalement goéthitique avec un peu de silice et d'hématite (Fig. Tambounan 3). On observe de grands paranodules de 2 à 3 mm de nature goéthitique. La matrice est constituée de goéthite et de quelques grains anguleux de silice.

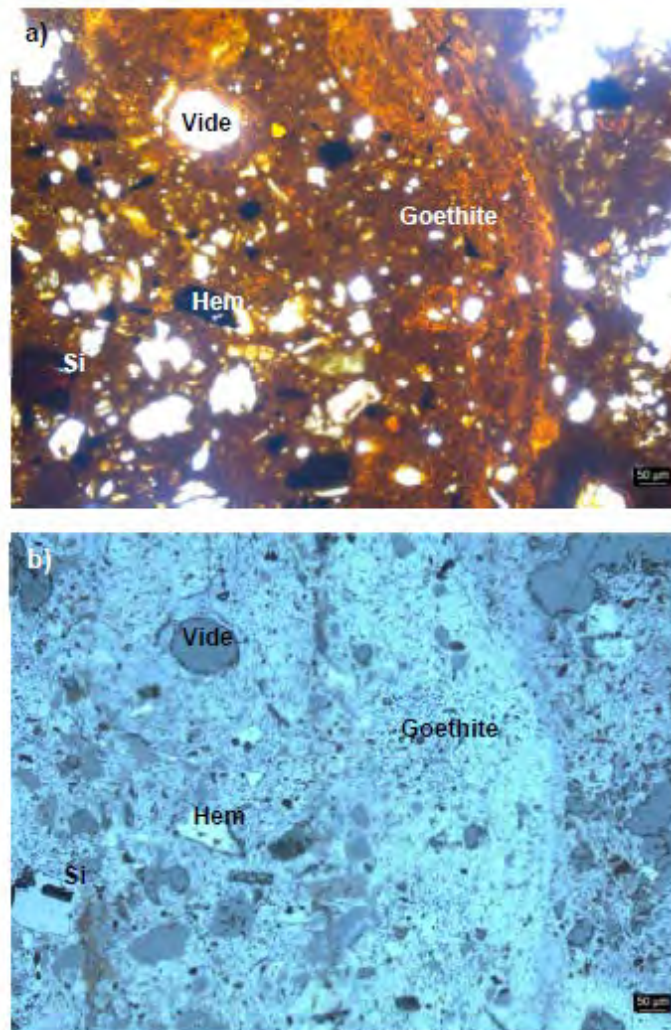


Figure Tambounan 3 : Pétrographie de l'échantillon TAM 17 et distribution des oxy-hydroxydes de fer. a) pisolithegoethitique en LTPNA ; b) même image en LRPNA.

Paléomagnétisme

Huit échantillons ont fourni un signal haute température portée par l'hématite (désaimantation entre 600 et 660°C). Le signal est particulièrement bien défini avec des α_{95} inférieurs à 3° (Fig. Tambounan 4a). Les directions d'aimantation sont dispersées en dehors d'un petit regroupement de cinq directions. Lors de l'échantillonnage sur le terrain, deux dalles ont été prélevées. Il est intéressant de noter que seuls les échantillons prélevés sur la dalle 1 (Fig. Tambounan 4a) présentent des directions regroupées. Nous avons transformé la moyenne de ces directions de la dalle 1 en pôle paléomagnétique. Le pôle obtenu est incohérent avec la courbe de dérive apparente de l'Australie (Fig. Tambounan 4b). Il est probable que la dalle 1 ait bougé (rotation et/ou basculement).

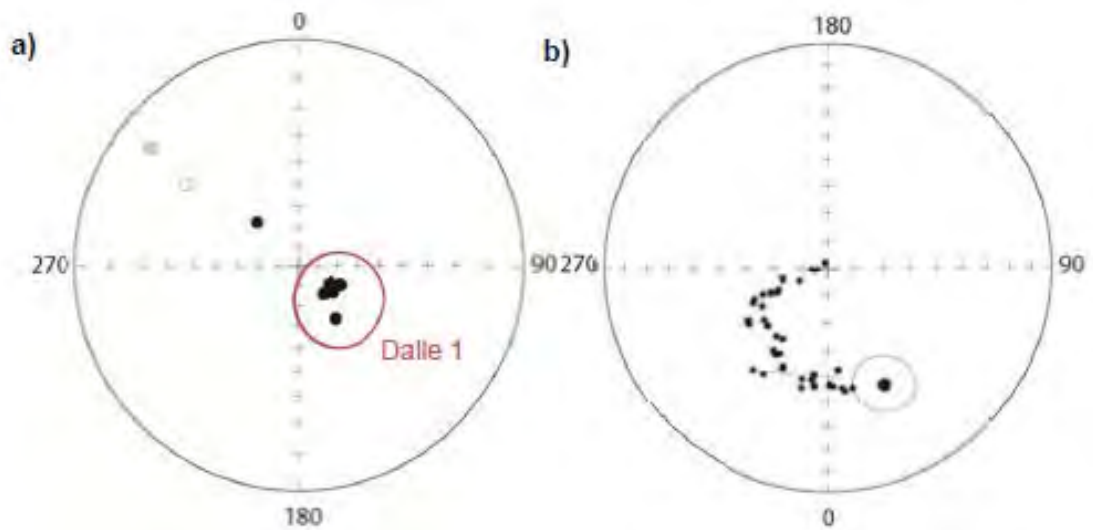


Figure Tambounan 4 : a) Directions d'aimantation portées par l'hématite pour les échantillons de Tambounan. Projection des aires conservées des directions d'aimantation et de leur moyenne. Symboles noirs/blancs : le vecteur aimantation pointe vers le bas/haut, les directions sont normales/inverses. b) Pôle paléomagnétique obtenu pour la dalle 1 du site de Tambounan et comparé à la courbe de dérive apparente du pôle de l'Australie (Besse et Courtillot, 2003).

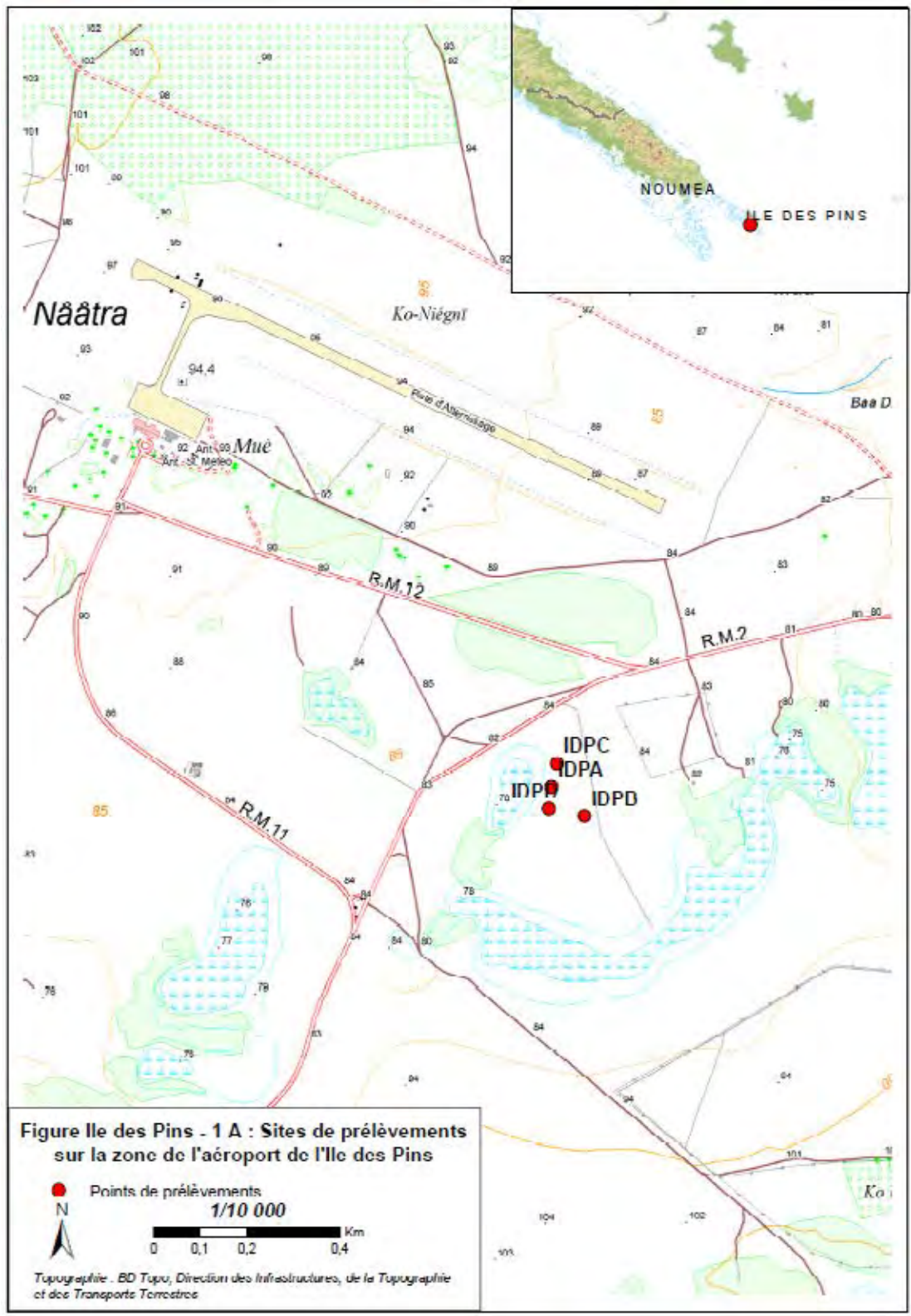
ILE DES PINS

Sur l'île des Pins (Fig. Ile des Pins 1 – A et 1 – B), seul le sous-site Ile des Pins B a été analysé. Il concerne la dalle de cuirasse relativement continue qui couronne le plateau de l'aéroport entre 80 et 85 m d'altitude. Il a été choisi parce que disposant de suffisamment d'échantillons sur des dalles bien en place.

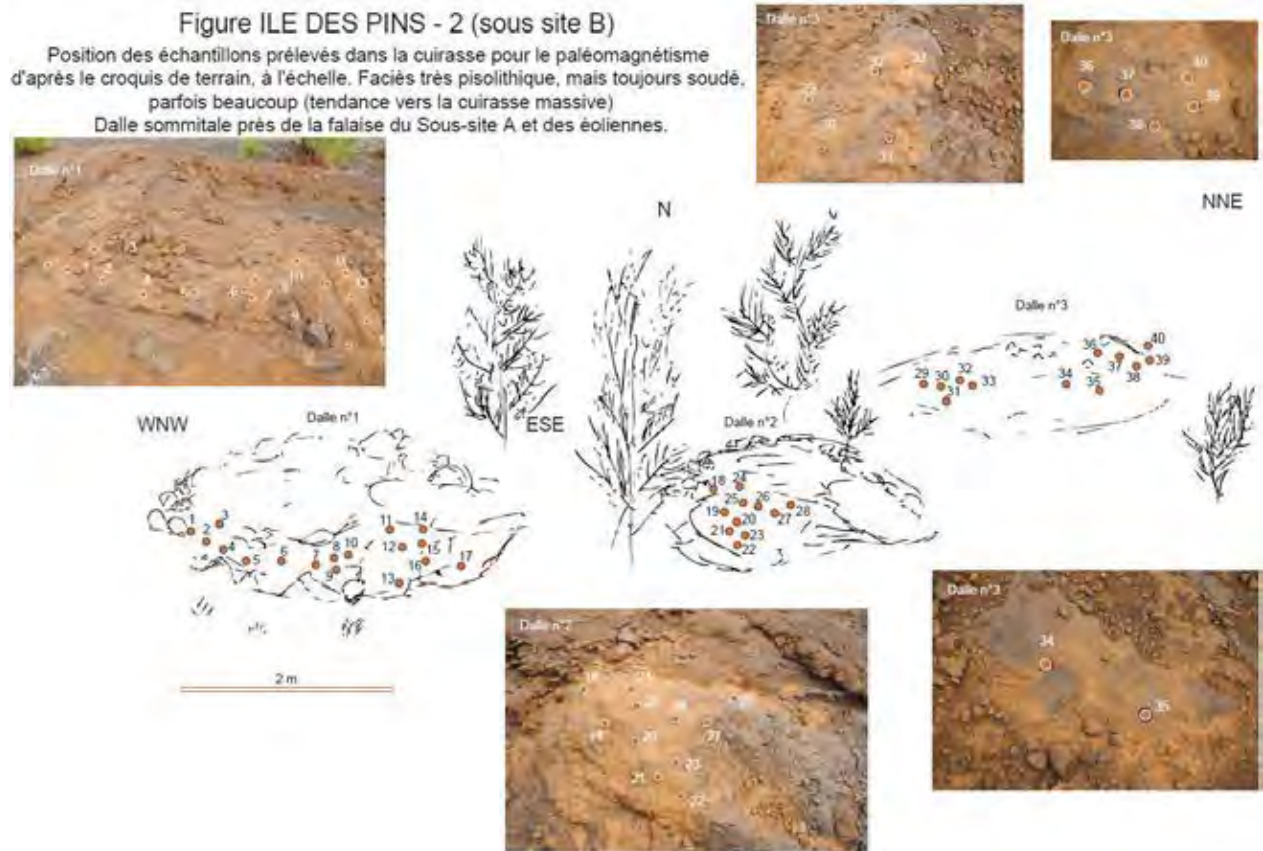
Sur ce sous-site, nous avons vérifié que rien ne perturbait la boussole. De retour au bureau et laboratoire, 15 échantillons ont été choisis parmi les 40 prélevés et ont été analysés. La cuirasse de l'île des Pins présente un faciès relativement homogène, pisolithique soudé d'après l'observation macroscopique, parfois très soudée (tendance vers de la cuirasse massive) et parfois avec une matrice plus abondante (Tabl. Ile des Pins 1 ; Fig. Ile des Pins 2).

Tableau Ile des Pins 1 : Liste des échantillons analysés pour le sous-site Ile des Pins et faciès.

Faciès	Echantillon
Cuirasse pisolithique soudée	IDPB01
Cuirasse pisolithique soudée à massive	IDPB04
Cuirasse pisolithique soudée à massive vermiforme	IDPB05
Cuirasse pisolithique soudée	IDPB11
Cuirasse pisolithique soudée	IDPB14
Cuirasse pisolithique soudée	IDPB15
Cuirasse pisolithique soudée	IDPB16
Cuirasse pisolithique soudée	IDPB17
Cuirasse pisolithique soudée	IDPB19
Cuirasse pisolithique soudée	IDPB20
Cuirasse pisolithique soudée	IDPB26
Cuirasse pisolithique soudée	IDPB29
Cuirasse pisolithique soudée	IDPB33
Cuirasse pisolithique soudée	IDPB36
Cuirasse pisolithique soudée	IDPB40







Observations pétrographiques

Les observations sur lames minces ont permis de mettre en évidence les oxy-hydroxydes de fer et de décrire leur distribution. Il s'agit d'une cuirasse vermiforme avec une matrice goéthitique qui soude les éléments entre eux. Le squelette est constitué de grands granules et nodules goéthitiques parfois rubanés (Fig. Iles des Pins 3a) avec au cœur des éléments hématitiques (Fig. Iles des Pins 3b). Il ne s'agit donc pas de pisolithes tels qu'envisagés par l'observation macroscopique.

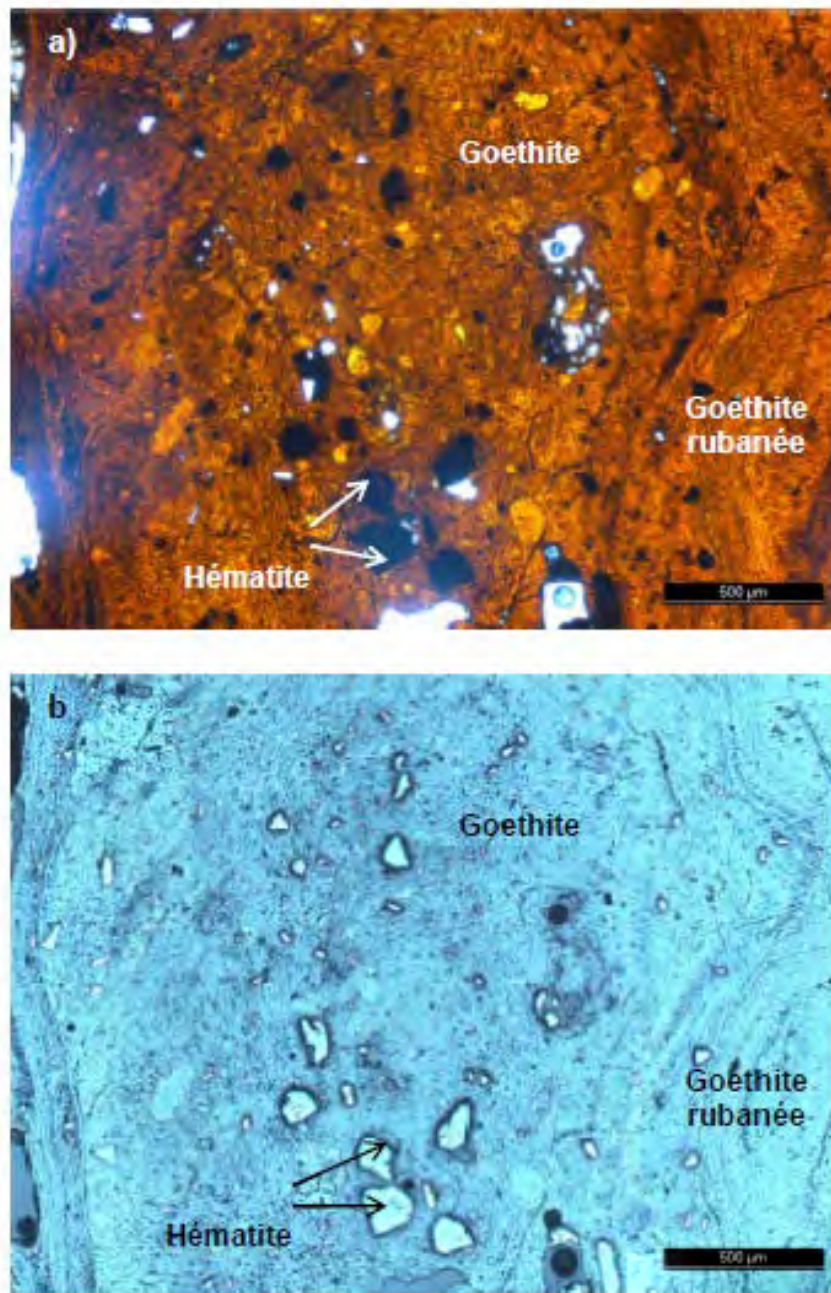


Figure Ile des Pins 3 : Pétrographie de l'échantillon IDP B-8 et distribution des oxy-hydroxydes de fer. a) goethite rubanée et éléments hématitiques en LTPNA ; b) même image en LRPNA.

Paléomagnétisme

Quinze échantillons ont été traités pour le sous-site Ile des Pins B. Un signal basse température porté par la goéthite a pu être identifié sur sept échantillons, ainsi qu'un signal moyenne-haute température portée par l'hématite sur 10 échantillons (Fig. Ile des Pins 4).

Le signal est porté par la goéthite est cohérent et une direction d'aimantation moyenne a pu être extraite. Les directions d'aimantation portées par l'hématite sont quant à elles dispersées (Fig. Ile des Pins 5) et aucune direction d'aimantation moyenne n'a été calculée.

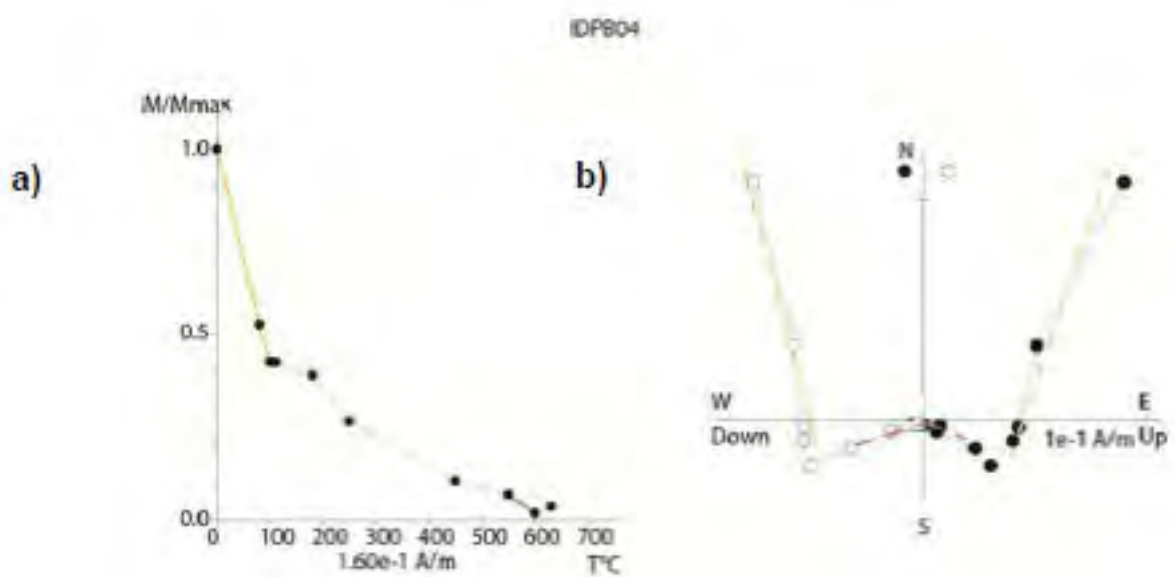


Figure Ile des Pins 1: a) comportement thermomagnétique d'un échantillon représentatif du sous-site Ile des Pins B. b) projection orthogonale du vecteur d'aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du sous-site. En orange, signal porté par la goéthite, en rouge, signal porté par l'hématite.

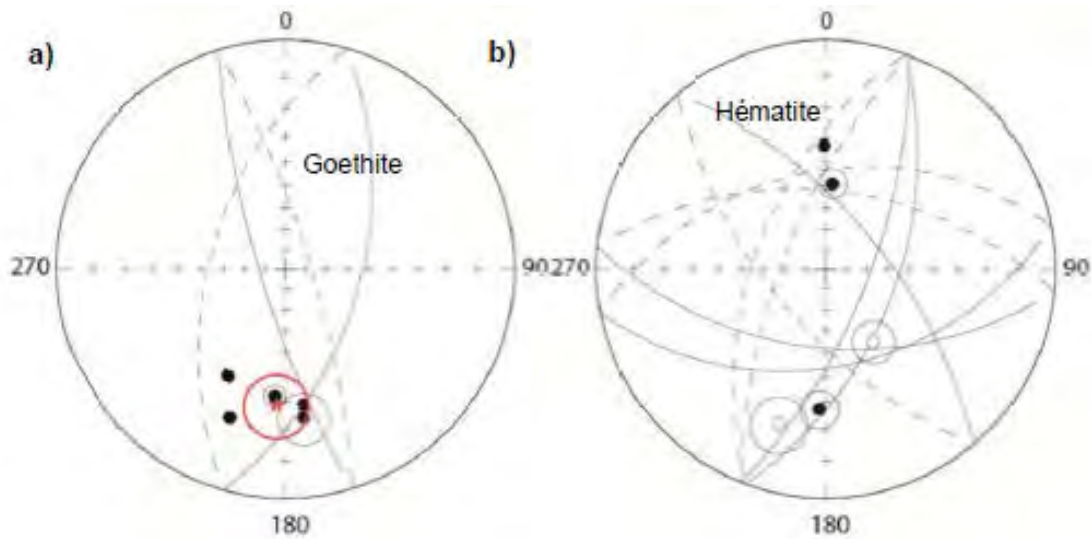


Figure 11e des Pins 5 : Directions d'aimantation portées par a) la goethite et b) l'hématite pour les échantillons du sous-site Ile des Pins B. Projection à aires conservées des directions d'aimantation et de leur moyenne. Symboles noirs/blancs : le vecteur aimantation pointe vers le bas/haut, les directions sont normales/inverses. Etoile : moyenne des directions d'aimantation.

Le pôle paléomagnétique obtenu pour la composante portée par la goethite tombe en dehors de la courbe de dérive des pôles de l'Australie (Fig. Ile des Pins 6). L'ellipse de confiance englobe cependant les pôles définis pour 0 et 5 Ma.

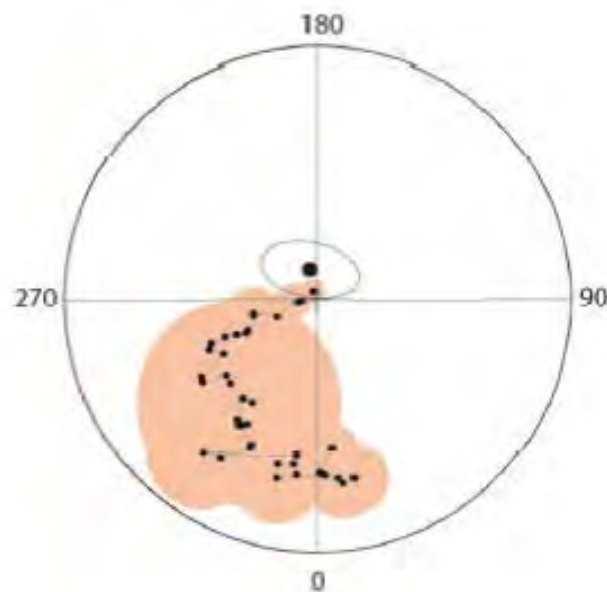


Figure Ile des Pins 6 : Pôle paléomagnétique obtenu pour le sous-site Ile des Pins B et comparé à la courbe de dérive apparente du pôle de l’Australie (Besse et Courtillot, 2003).

GWA N’DORO

Ce site concerne la cuirasse qui couronne les latérites sur la butte du Gwa N’Doro à environ 360 à 362 m d’altitude (Fig. Gwa N’Doro 1). La cuirasse du Gwa N’Doro affleure sous forme de plusieurs dalles en place (Fig. Gwa N’Doro 2 A et B).

Cette butte est bien marquée dans le paysage et surplombe une paléovallée remplie de sédiments conglomératiques, sableux et plus fins organisés en séquences fluviales et constituant la Formation du Gwa N’Doro. Le remplissage fluvial est épais d’environ 30 m au maximum (Fig. Gwa N’Doro 2 C). La paléovallée est incisée dans la péridotite, assez fraîche sous le contact. Les galets sont de nature péridotitique en très grande majorité et frais également à la base du remplissage. Les sédiments fluviaux sont de plus en plus altérés vers le haut du remplissage, en raison du profil d’altération qui les affecte. Les flancs de la paléovallée sont peu altérés au voisinage du cœur de l’incision, mais de plus en plus altérés en montant dans la topographie, notamment vers la butte du Gwa N’Doro, ce qui suggère une altération du relief taillé dans substrat péridotitique après le dépôt des sédiments fluviaux.

Sur ce site, nous avons vérifié que rien ne perturbait la boussole. De retour au bureau et laboratoire, 7 échantillons ont été choisis parmi les 44 prélevés et ont été analysés. La cuirasse se présente sous un faciès majoritairement massif pisolitique et vermiforme (Tabl. Gwa N’Doro 1).

Faciès	Echantillon
Cuirasse massive vermiforme	GWD10
Cuirasse massive pisolitique vermiforme	GWD11
Cuirasse massive vermiforme	GWD15
Cuirasse massive vermiforme peu pisolitique	GWD23
Cuirasse massive vermiforme peu pisolitique	GWD24
Cuirasse massive vermiforme pisolitique	GWD32
Cuirasse massive vermiforme peu pisolitique	GWD37

Tableau Gwa N’Doro 1 : Liste des échantillons étudiés et faciès.

Un échantillon de concrétion d’oxyde de fer et oxyde de Mn a par ailleurs été prélevé au sommet de la première séquence fluviale du Gwa N’Doro et a été confié à Johan Yans de

l'Université de Namur pour y effectuer la caractérisation des oxydes de Mn et la datation K/Ar si la présence de potassium est avérée dans les minéraux.

En outre, 2 échantillons d'oxyde de fer, se présentant sous forme de lames verticales (Fig. Gwa N'Doro 2 C) et horizontales d'épaisseur centimétrique à pluricentimétrique et de concrétions sphériques de plusieurs centimètres de diamètre, provenant également de la première séquence fluviatile altérée et un échantillon de la cuirasse prélevée pour étude paléomagnétique ont été confiés à Jocelyn Barbarand de l'Université d'Orsay pour caractérisation minéralogique et datation par U-Th/He. Ils pourront être étudiés par Catherine Lerouge également (isotopes stables).



Figure GWA N'DORO 2 - A

Position des échantillons prélevés dans la cuirasse pour le paléomagnétisme d'après le croquis de terrain, à l'échelle. Faciès massif pisolithique vermiciforme.

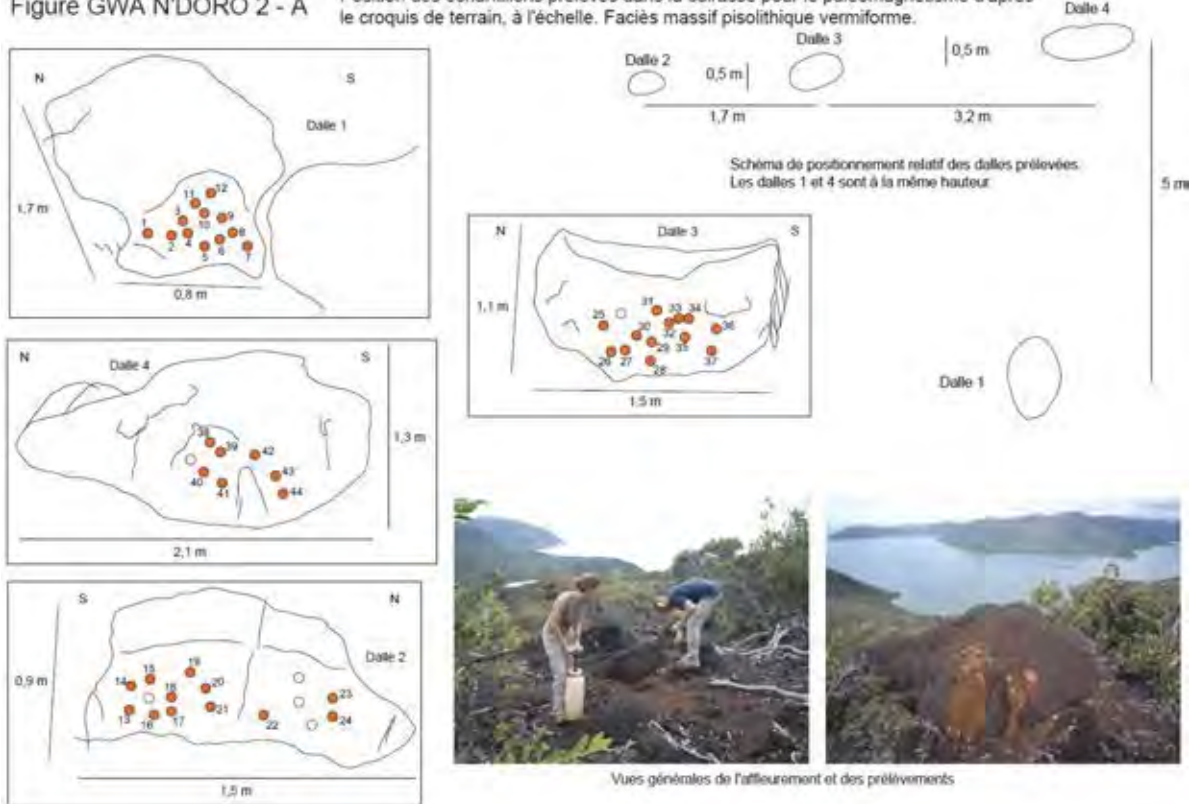


Figure GWA N'DORO 2 - B

Position des échantillons prélevés sur les dalles de cuirasse pour le paléomagnétisme



Vues générales de l'affleurement et des prélèvements

Figure GWA N'DORO 2 - C



Observations pétrographiques

Les observations sur lames minces ont permis de mettre en évidence les oxy-hydroxydes de fer et de décrire leur distribution. Le squelette est composé de grands nodules d'hématite rouge-noir altérés, qui sont eux-mêmes parfois constitués de nodules. La matrice est majoritairement goethitique (Fig. Gwa N'Doro 3). Mais elle est parfois constituée d'éléments fins (remaniement) et d'hématite. On observe une pisolithisation en cours autour de certains nodules. La matrice est parfois orangée avec présence de chromite et d'hématite (Fig. Gwa N' Doro 4).

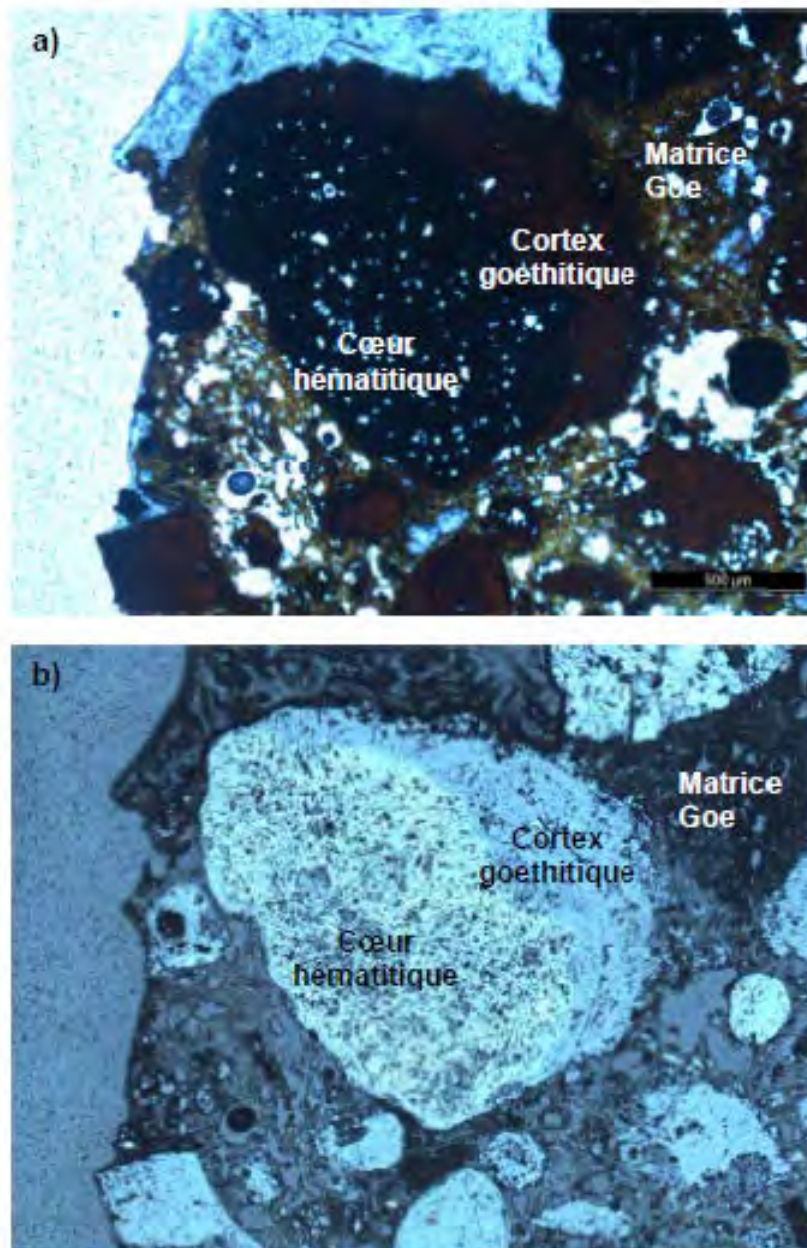


Figure Gwa N'Doro 3 : Pétrographie de l'échantillon GWD 1 et distribution des oxy-hydroxydes de fer. a) pisolithisation en cours d'un nodule en LTPNA (x 50) ; b) même image en LRPNA.

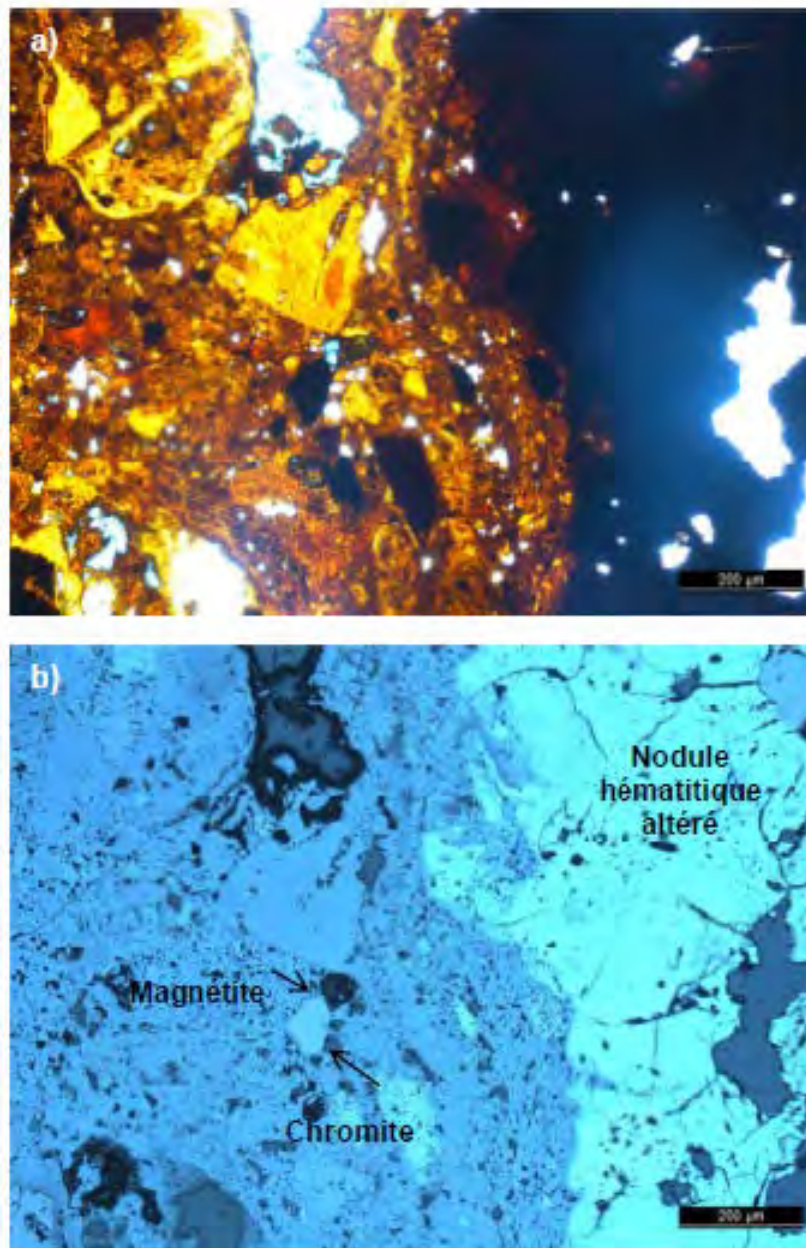


Figure Gwa N'Doro 4 : Pétrographie de l'échantillon GWD 36 et distribution des oxyhydroxydes de fer. a) chromite et magnétite au sein d'une matrice goéthitique en LPPNA (x 100) ; b) même image en LRPNA.

Paléomagnétisme

Sept échantillons de Gwa N'Doro ont été analysés. Aucun signal cohérent n'a été obtenu pour la goethite. Par ailleurs, le faciès était particulièrement sensible au chauffage. Seuls deux échantillons ont été désaimantés jusqu'à 630°C. Les directions paléomagnétiques sont incohérentes.

Il est probable que l'altération des sédiments fluviatiles n'ait pas été suffisante pour « détruire » les signaux magnétiques anciens, notamment ceux de la mégnétite et des nodules hématitiques, et que la réimprégnation du matériel sédimentaire altéré par la goethite ne soit pas suffisante non plus pour induire un signal paléomagnétique cohérent et exploitable.

KADJITRA

Deux sous-sites ont été prélevés sur la zone de Kadjitra, mais seul le sous-site 1 a été analysé, qui consiste en une seule et même dalle en place bien marquée sur un petit replat vers 505 m d'altitude (Fig. Kadjitra 1 et 2). Sur ce sous-site, nous avons vérifié que rien ne perturbait la boussole. De retour au bureau et laboratoire, 15 échantillons ont été choisis parmi les 24 prélevés et ont été analysés.

La cuirasse de Kadjitra 1 présente un faciès relativement homogène, massif et pisolithique soudé à peu vermiforme, parfois nodulaire, d'après l'observation macroscopique (Tabl. Kadjitra 1 ; Fig. Kadjitra 2).

Faciès Echantillon

Cuirasse massive pisolithique peu vermiforme	KAD1-01
Cuirasse massive pisolithique peu vermiforme	KAD1-03
Cuirasse massive pisolithique soudée peu vermiforme, à nodules	KAD1-04
Cuirasse massive pisolithique soudée peu vermiforme	KAD1-05
Cuirasse massive pisolithique soudée et vermiforme, à nodules	KAD1-06
Cuirasse massive pisolithique soudée peu vermiforme	KAD1-07
Cuirasse massive nodulaire	KAD1-10
Cuirasse pisolithique vermiforme	KAD1-11
Cuirasse massive vermiforme	KAD1-12
Cuirasse massive nodulaire vermiforme	KAD1-13
Cuirasse massive nodulaire vermiforme	KAD1-15
Cuirasse massive très vermiforme	KAD1-16
Cuirasse massive très vermiforme	KAD1-17
Cuirasse massive nodulaire pisolithique soudée vermiforme	KAD1-19
Cuirasse massive à pisolithique vermiforme	KAD1-21

Tableau Kadjitra 1 : Liste des échantillons analysés pour le sous-site de Kadjitra 1 et faciès.

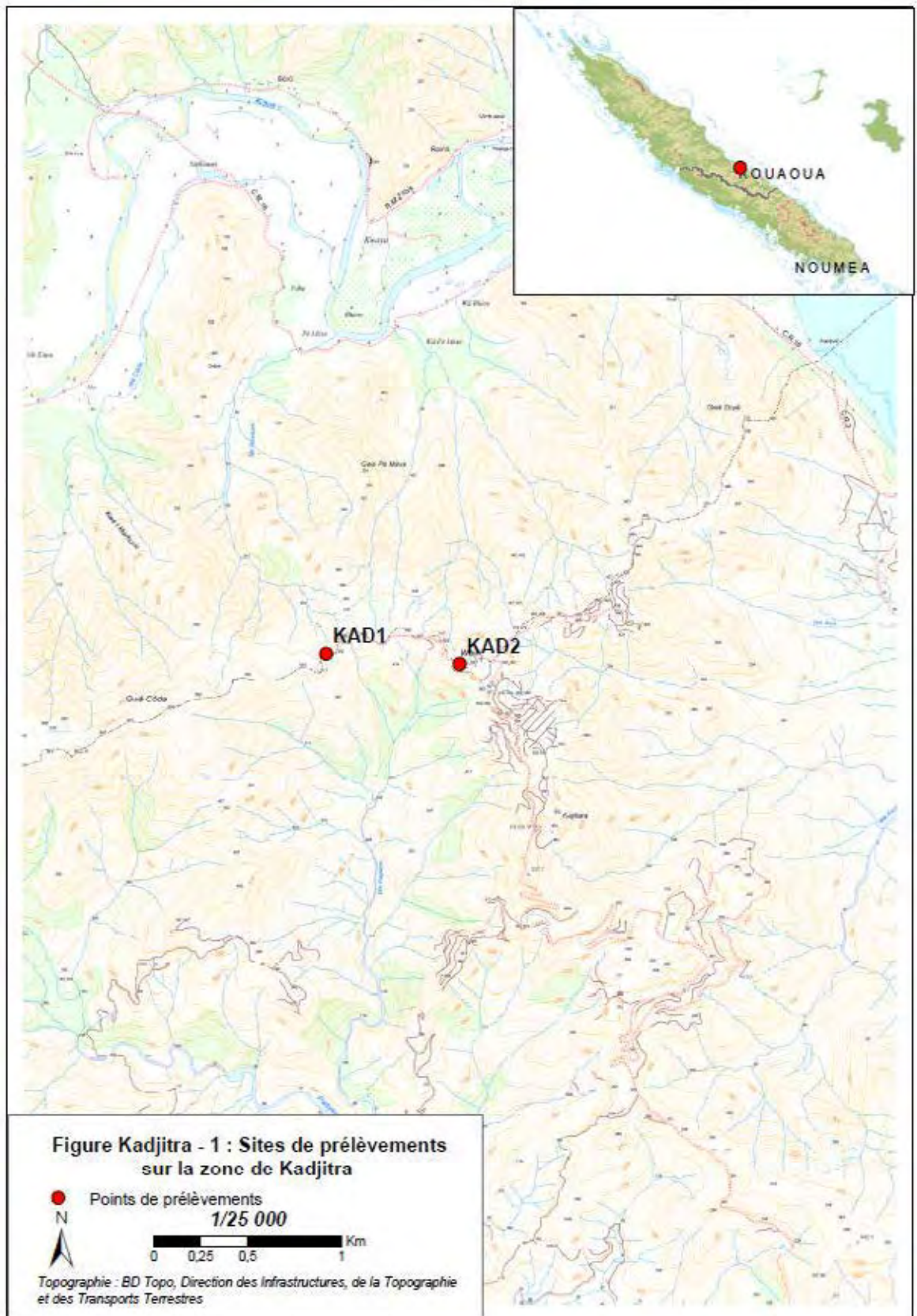


Figure KADJITRA - 2 (SOUS-SITE 1)

Position des échantillons prélevés dans la cuirasse pour le paléomagnétisme d'après le croquis de terrain, à l'échelle.



Observations pétrographiques

Les observations sur lames minces ont permis de mettre en évidence les oxyhydroxydes de fer et de décrire leur distribution. La cuirasse est très sombre et vermiforme. Elle est constituée de grands nodules dégradés soudés par une matrice goethitique et plus rarement hématitique (Fig ; Kajitra 3a et b). Il est difficile de distinguer les éléments du squelette de la matrice en lumière transmise. On observe en lumière réfléchie des grandes plages nodulaires hématitiques (jusqu'à 3 mm). On observe également de grands nodules hématitiques présentant parfois de cristaux de chromite au cœur (Fig. Kadjitra 3).

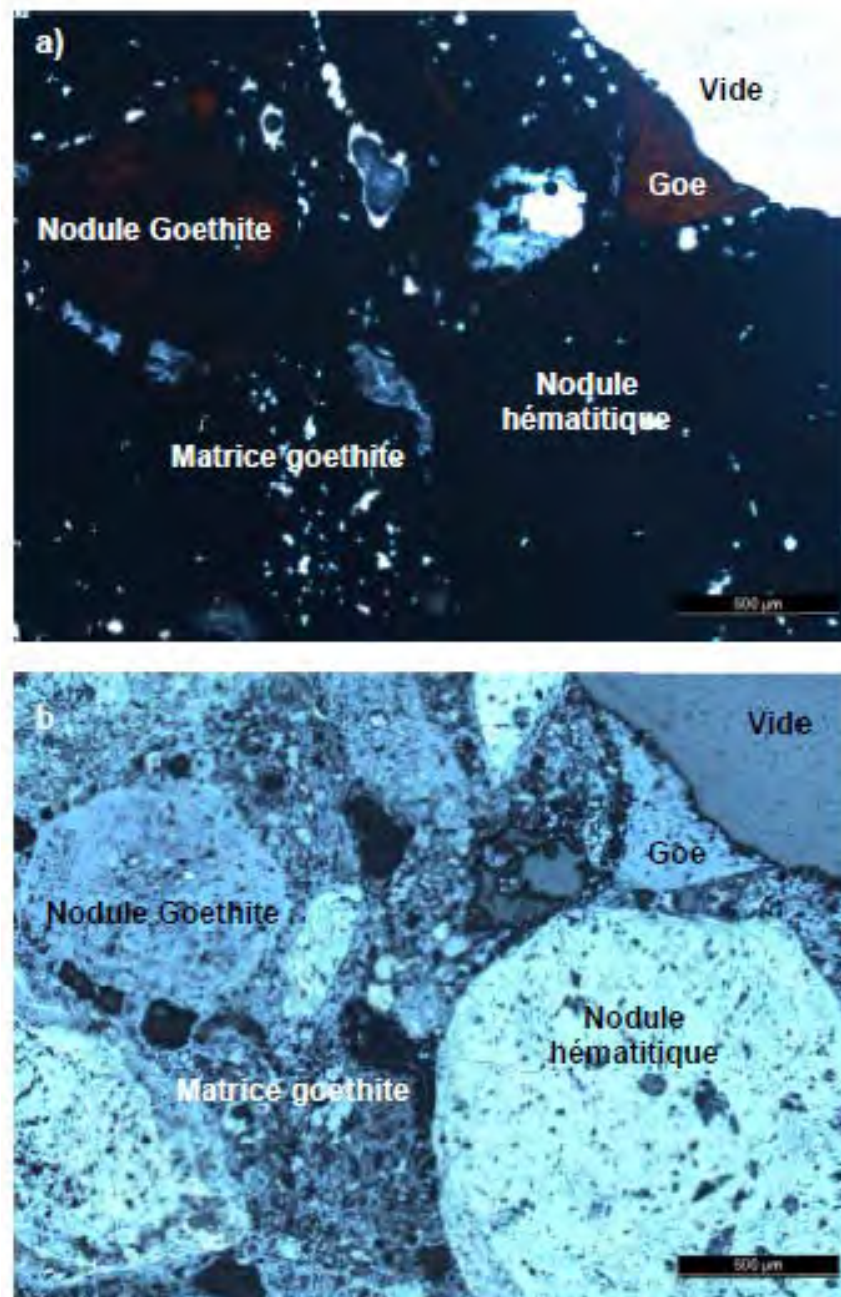


Figure Kadjitra 3 : Pétrographie de l'échantillon KAD 1-8 et distribution des oxyhydroxydes de fer. a) matrice goethitique à éléments fins soudant les nodules hématitiques en LTPNA (x 50) ; b) matrice goethitique à éléments fins soudant les nodules hématitiques en LRPNA (x 50).

Paléomagnétisme

Neuf échantillons du sous-site de Kadjitra ont été analysés. Huit ont fourni un signal haute température porté par l'hématite (désaimantation autour de 600°C). Les directions d'aimantation sont bien définies mais très dispersées (Fig. Kadjitra 4). Aucune direction moyenne n'a été calculée.

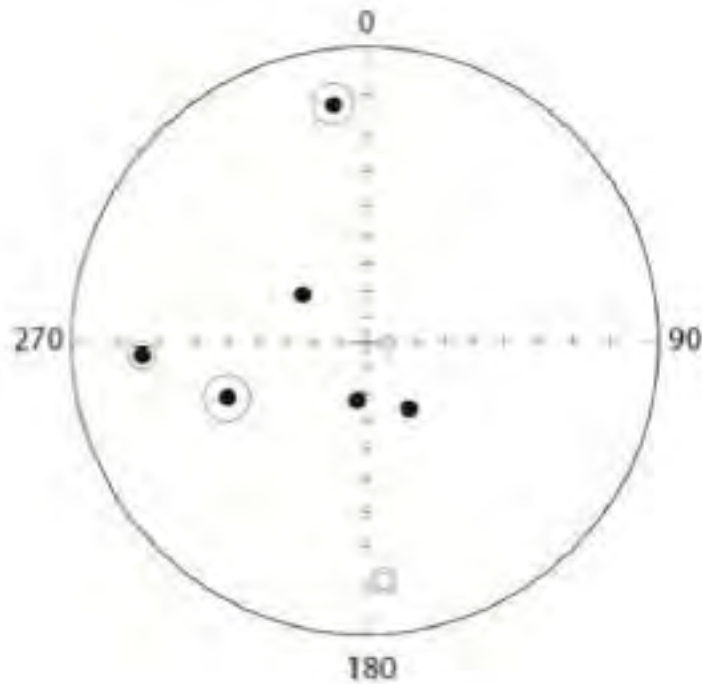


Figure Kadjitra 4 : Directions d'aimantations portées par l'hématite pour les échantillons du sous-site de Kadjitra 1. Projection à aires conservées des directions d'aimantation. Symboles noirs/blancs : le vecteur d'aimantation pointe vers le bas/haut, les directions sont normales/inverses.

NAKETY

Ce site concerne la cuirasse qui couronne les latérites sur la butte du massif de Nakéty légèrement au-dessus de 400 m d'altitude (Fig. Nakety 1). Le replat morphologique culmine à 434 m et semble penté vers le SW.

La dalle prélevée a été choisie à cause de sa position en place sur un front de taille frais et très accessible (Fig. Nakety 2). Elle est continue, et peut dépasser 3 m d'épaisseur, même si ses surfaces basale et sommitale sont irrégulières, comme observé sur d'autres sites. La cuirasse couronne une latérite ocre à rougeâtre, qu'elle indure plus ou moins progressivement. Localement on observe une induration ferrugineuse préférentielle au voisinage d'une zone plus fissurée, probablement en raison de passages d'eau plus abondants.

Sur ce site, nous avons vérifié que rien ne perturbait la boussole. De retour au bureau et laboratoire, 12 échantillons ont été choisis parmi les 22 prélevés et ont été analysés. Le faciès de la cuirasse de Nakéty est massif vermiforme, parfois pisolithique (Tabl. Nakety 1).

Tableau Nakéty 1 : Liste des échantillons du sous-site de Nakéty et faciès.

Faciès	Echantillon
Cuirasse massive vermiforme (+ nodules ?)	NAK 1
Cuirasse massive vermiforme (+ nodules ?)	NAK 2
Cuirasse massive vermiforme (+ nodules ?)	NAK 3
Cuirasse massive pisolithique vermiforme	NAK 6
Cuirasse massive pisolithique vermiforme	NAK 7
Cuirasse massive pisolithique peu vermiforme	NAK 8
Cuirasse massive vermiforme peu pisolithique	NAK 9
Cuirasse massive vermiforme peu pisolithique	NAK 10
Cuirasse massive pisolithique vermiforme	NAK 15
Cuirasse massive pisolithique vermiforme	NAK 17
Cuirasse massive pisolithique peu vermiforme	NAK 18
Cuirasse massive peu pisolithique peu vermiforme	NAK 19

Latéralement des sédiments de type colluvions issues des latérites et comportant des graviers et nodules de cuirasse ont été observés sur les flancs de petites collines.

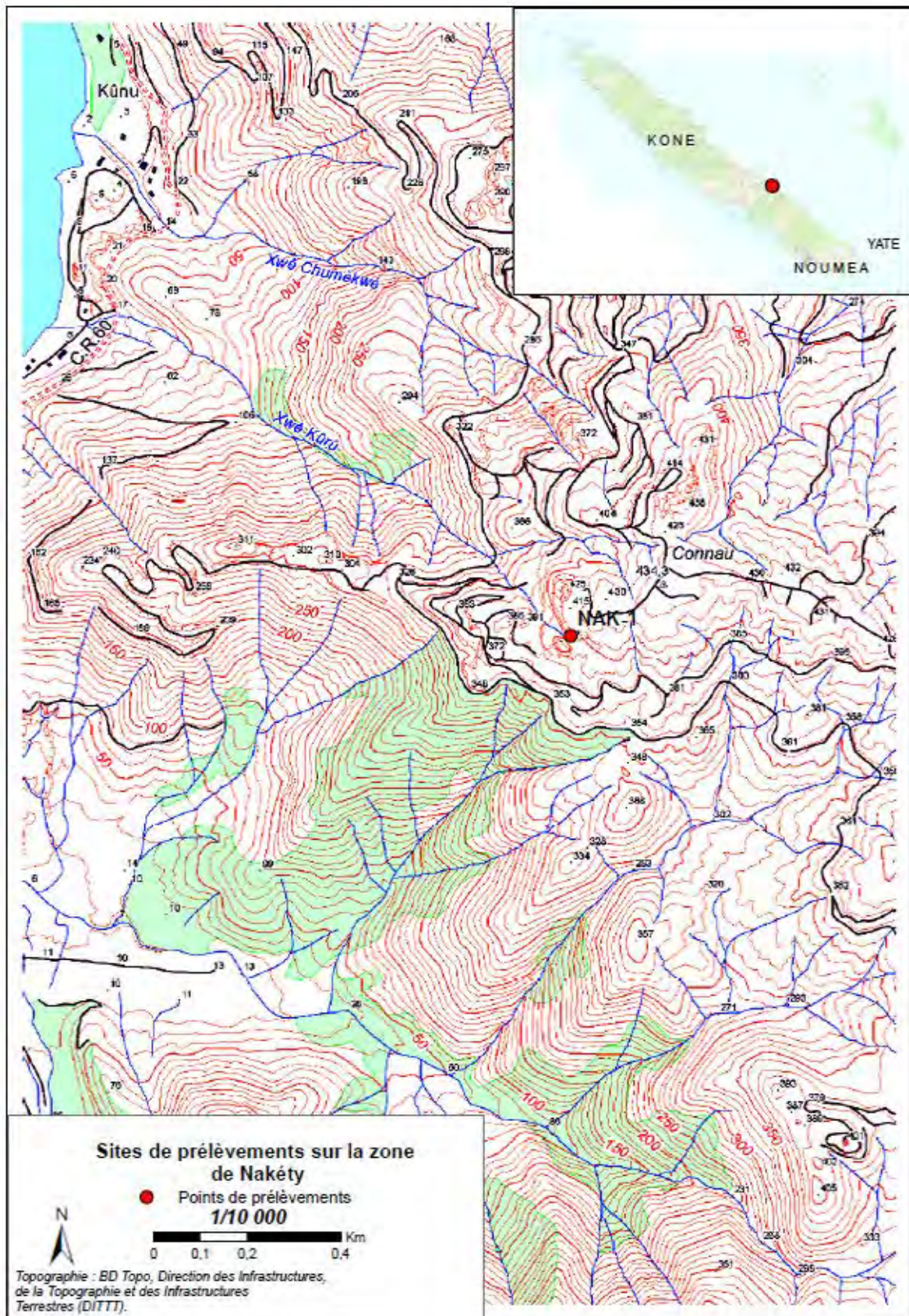
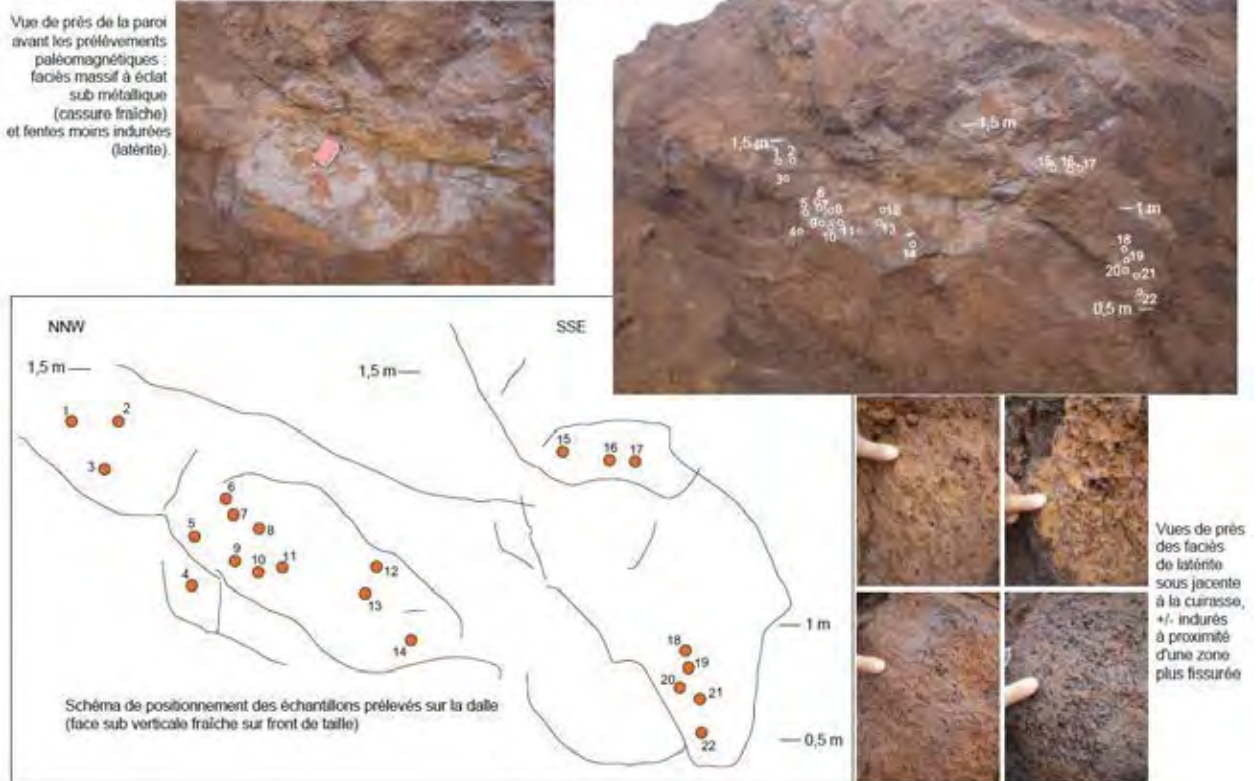


Figure NAKETY 2

Position des échantillons prélevés dans la cuirasse pour le paléomagnétisme d'après le croquis de terrain, à l'échelle. Faciès massif +/- pisolithique et +/- troué.



Observations microscopiques

Les observations en lames minces ont permis de mettre en évidence les oxy-hydroxydes de fer et de décrire leur distribution. Le faciès est massif à matrice orangée avec quelques nodules imprégnés et de nombreux éléments dont de l'hématite sub-anguleuse (Fig. Nakéty 3). On observe des granules constitués de plusieurs générations de goéthite avec parfois de petits éléments d'hématite. La matrice est parfois rouge sombre et de nature hématitique. Des traces de végétaux sont présentes (Fig. Nakéty 4).

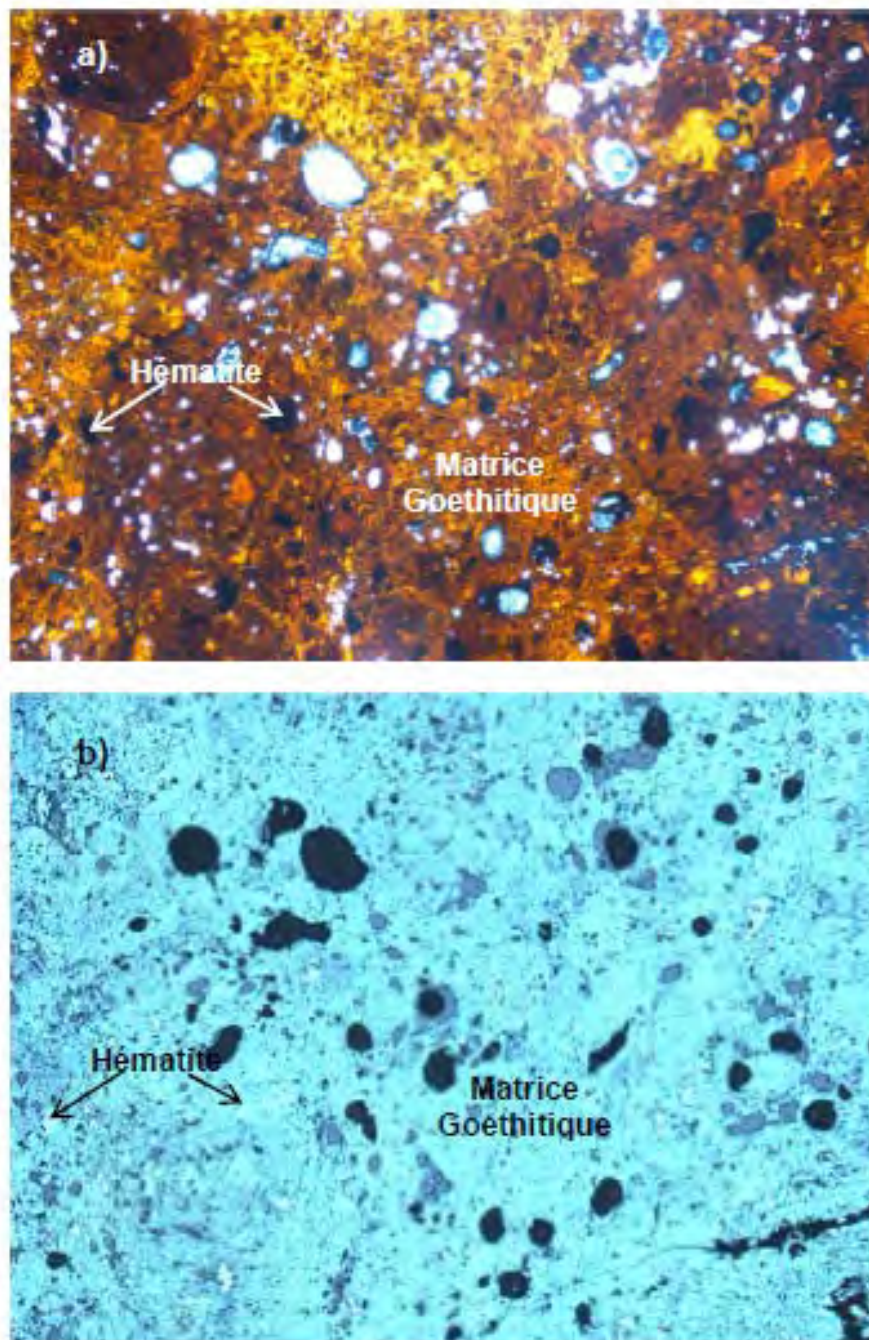


Figure Nakéty 3 : Pétrographie de l'échantillon NAK 1-21 et distribution des oxy-hydroxydes de fer. a) hématite anguleuse dans matrice goethitique en LTPNA (x 50) ; même image en LRPNA.

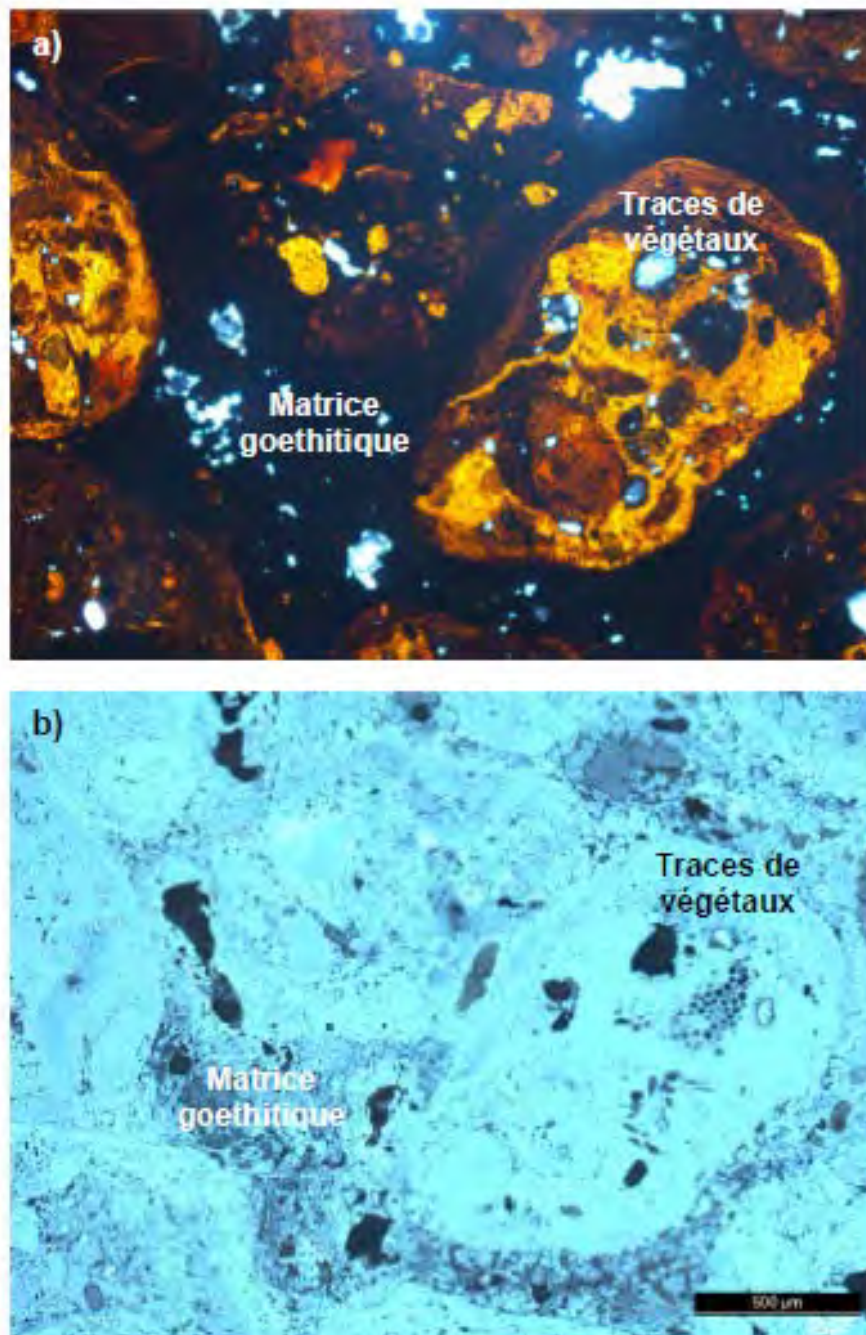


Figure Nakéty 4 : Pétrographie de l'échantillon NAK 1-5 et distribution des oxy-hydroxydes de fer. a) traces de végétaux dans un nodule en LTPNA (x 50) ; b) même image en LRPNA.

Paléomagnétisme

Douze échantillons ont été analysés. D'importantes transformations minéralogiques ont été observées au cours du traitement thermique des échantillons (Fig. Nakéty 5). On observe une augmentation très nette de l'intensité au-delà de 180°C (transformation de la goéthite ?). Seul un échantillon a fourni un signal haute température cohérent avec une désaimantation autour de 600°C. Aucune conclusion n'a pu être tirée pour ce site.

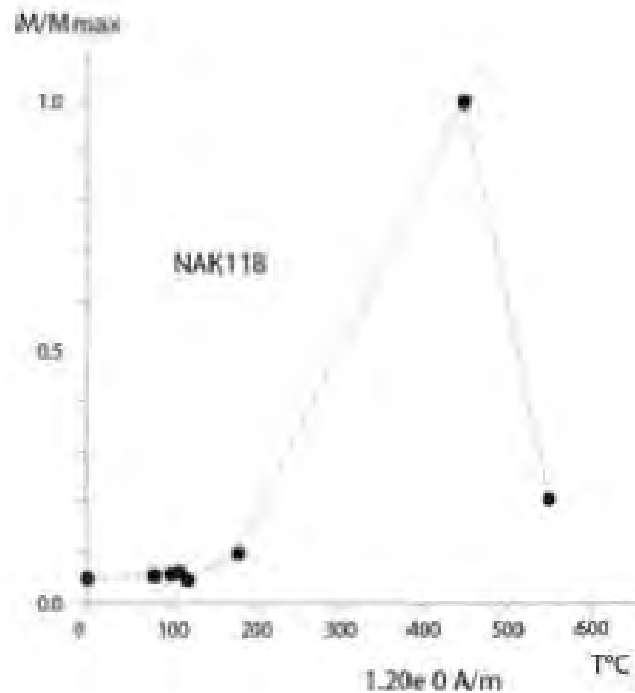


Figure Nakéty 5 : Comportement thermique d'un échantillon représentatif de Nakéty.

Annexe 4

Données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Title	J parameter	error J	Age monitor (My)	Err Mon (My)	Lambda (y-1)	Error Lambda (y-1)	Date Irradiation	Time end Irradiation	Mass Discrimination	Error Discrimination						
											Day after irradiation	Error 40Ar*/39ArK	Error 40Ar*/39ArK	Age (My)	Error Age (My)	
NC_1-5																
z1712	7,03E-03	1,91E-05	28,608	0,0329	5,53E-10	1,35E-12	09/12/2012	04:39	1,009688	1,32E-03						
Cryptomelane																
Laser power	40Ar	Error 40Ar	39Ar	Error 39Ar	38Ar	Error 38Ar	37Ar	Error 37Ar	36Ar	Error 36Ar	irradiation	40Ar*/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (My)	Error Age (My)	
300	39,3475	0,261645	1,8192	0,04736	0,0822	0,024074	0,000001	0,033065	0,1089	0,014635	304,447917	4,471878	2,42261	55,9693	29,857188	
350	28360,8921	14,414843	2967,5458	1,209509	53,2892	0,343283	0,1979	0,044872	86,3455	0,139857	304,468056	1,210342	0,048037	15,3203	0,608046	
370	6193,5616	1,793679	1201,0813	0,672875	18,7543	0,365048	0,0675	0,035457	17,122	0,101332	304,488194	1,071499	0,033677	13,5694	0,427755	
390	2095,035016	1,392557	535,37168	0,1726	7,454796	0,060569	0,026588	0,023928	4,877561	0,055831	304,527778	1,3073	0,034136	16,542	0,434172	
410	657,049277	0,881903	210,25888	0,210116	2,858756	0,057186	0,000001	0,018855	1,272748	0,036562	304,557639	1,396231	0,051839	17,6618	0,655721	
500	5544,512216	2,316793	2400,877	0,796121	30,7926	0,20291	0,103188	0,031701	5,638861	0,015096	304,577778	1,648075	0,006375	20,8292	0,110339	
550	22640,40036	12,10807	11141,409	10,62261	137,7704	0,66083	0,178442	0,041782	13,50256	0,046285	305,197917	1,69672	0,004995	21,4404	0,100176	
575	7099,95706	2,294256	3661,5235	1,067203	44,35583	0,322161	0,097842	0,019928	2,916161	0,021175	305,218056	1,723581	0,004321	21,7778	0,096103	
610	2487,10136	1,498995	1245,6453	0,778342	14,86713	0,179809	0,056242	0,023959	1,006261	0,014616	305,238194	1,778897	0,005521	22,4724	0,107246	
700	679,183169	0,409708	311,25167	0,186083	3,951801	0,095025	0,000001	0,033897	0,4405	0,024384	305,288194	1,788521	0,023554	22,5932	0,306923	
fusion	2136,795169	0,84306	927,63357	0,415529	11,5984	0,087703	0,021501	0,027472	2,0642	0,02963	305,307639	1,677151	0,011054	21,1945	0,158888	
z1716																
Laser power	40Ar	Error 40Ar	39Ar	Error 39Ar	38Ar	Error 38Ar	37Ar	Error 37Ar	36Ar	Error 36Ar	irradiation	40Ar*/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (My)	Error Age (My)	
300	6024,869064	1,983539	418,86563	0,313595	9,242739	0,081365	0,004097	0,020029	19,48364	0,06059	310,197917	1,0308	0,083447	13,0558	1,054192	
310	6012,400864	2,260691	736,11753	0,616401	12,95304	0,179101	0,058897	0,027881	18,37724	0,057021	310,218056	1,007033	0,045344	12,7559	0,574232	
320	967,587164	0,62497	186,93593	0,320687	2,921339	0,075517	0,017097	0,01954	2,692835	0,036911	310,238194	1,049264	0,061968	13,2888	0,783441	
350	880,709848	0,579123	217,85517	0,323975	3,207305	0,099722	0,000001	0,024995	2,137869	0,017051	310,288194	1,232717	0,028617	15,6023	0,365103	
400	633,202557	0,727414	219,13729	0,316423	3,01215	0,055547	0,004933	0,019004	1,087299	0,019337	310,307639	1,475792	0,027783	18,663	0,356098	
460	1187,449248	0,483677	497,87817	0,409334	6,695505	0,08978	0,000001	0,016518	1,256569	0,020234	310,327778	1,672178	0,013506	21,1321	0,186325	

540	12679,27455	3,643936	6361,0383	1,80434	77,37751	0,357096	0,272871	0,030798	7,206176	0,023626	310,347917	1,681486	0,004514	21,249	0,095953
600	542,007562	0,551059	261,75084	0,230469	3,27749	0,055834	0,000001	0,026582	0,299912	0,015281	310,397917	1,754179	0,018089	22,162	0,241054
800	269,456261	0,269385	141,93647	0,138319	1,730631	0,062106	0,000001	0,019298	0,108954	0,01674	310,418056	1,689999	0,034837	21,3559	0,444498
fusion	635,316065	0,489446	216,17358	0,262399	2,726391	0,089922	0,000001	0,034105	1,005706	0,013824	310,438194	1,614055	0,021814	20,4016	0,284076

z1717

Laser power	40Ar	Error 40Ar	Error 39Ar		Error 38Ar		37Ar	Error 37Ar	36Ar	Error 36Ar	Day after irradiation	Error 40Ar*/39ArK		Age (My)	
			39Ar	39Ar	38Ar	38Ar						40Ar*/39ArK	40Ar*/39ArK	(My)	Error Age (My)
280	3096,072452	1,443616	145,12176	0,140061	3,758447	0,091589	0,013248	0,022938	10,62181	0,069684	310,518056	0,316284	0,178601	4,01601	2,265311
290	5213,412343	2,515645	384,74732	0,474062	8,142001	0,104354	0,048055	0,017818	16,91141	0,025941	310,547917	0,936339	0,071057	11,8633	0,898382
300	4592,841243	3,117847	491,71622	0,469266	8,746901	0,160624	0,053155	0,020641	14,31571	0,069664	310,557639	0,98896	0,06163	12,5277	0,779348
310	3830,889543	1,747825	595,88552	0,151451	9,377601	0,107535	0,033255	0,017818	11,02401	0,067981	310,577778	1,125012	0,044468	14,2444	0,563222
320	940,967595	0,784117	192,63121	0,304227	2,796567	0,069548	0,011704	0,03461	2,483136	0,029935	311,197917	1,192872	0,050418	15,1001	0,637942
340	449,462197	0,2757	102,09941	0,164284	1,462145	0,02531	0,003239	0,030923	1,144565	0,031113	311,218056	1,191796	0,090983	15,0865	1,148243
380	984,932544	0,422557	275,98572	0,327757	3,676924	0,064796	0,000001	0,032546	2,150064	0,024898	311,247917	1,340486	0,029928	16,9599	0,381912
410	392,21993	0,317491	148,4062	0,11929	1,960722	0,047717	0,044105	0,031835	0,617918	0,022799	311,268056	1,468883	0,046088	18,5761	0,5838
440	1327,473381	0,839431	571,68323	0,397614	7,398388	0,162765	0,000001	0,029926	1,553856	0,022692	311,307639	1,552416	0,013446	19,6268	0,183575
460	1381,705809	0,997542	674,60786	0,982791	8,448003	0,146737	0,000001	0,028159	1,051211	0,020474	311,327778	1,612074	0,010532	20,3768	0,151767
480	3168,484809	1,100912	1612,9061	0,867304	19,7984	0,129356	0,030028	0,028513	2,045811	0,022502	311,347917	1,612314	0,006132	20,3798	0,107014
490	3024,129709	1,459468	1545,6783	0,459696	18,8972	0,166121	0,066028	0,025459	1,978911	0,021052	311,368056	1,601796	0,006057	20,2476	0,106007
500	3220,856726	0,925681	1677,1357	1,336901	20,53282	0,10078	0,034987	0,028552	1,914756	0,036277	311,407639	1,604734	0,007719	20,2845	0,121963
520	2513,681526	1,736277	1339,101	1,004001	16,50742	0,144195	0,006387	0,028644	1,303056	0,016738	311,427778	1,609281	0,005755	20,3417	0,103552
600	1676,724126	1,052061	856,73271	0,3106	10,39952	0,046312	0,083087	0,034923	1,002956	0,021309	311,447917	1,636248	0,008651	20,6806	0,132265
fusion	1455,313126	0,863278	662,34321	0,362214	8,175823	0,072489	0,049487	0,027343	1,400356	0,04636	311,468056	1,604227	0,021142	20,2781	0,275828

Title	J parameter	error J	Age monitor		Err Age Mon	Lambda	Error Lambda (y-1)	Date Irradiation	Time end Irradiation	Mass Discrimi-nation	Error Discrimination					
			(My)	(My)	(My)	(y-1)						Day after	40Ar*/39ArK	Error 40Ar*/39ArK	Age (My)	Error Age (My)
NC_1-8																
z1714	Crypto-melane	7,04E-03	1,91E-05	28,608	0,0329	5,53E-10	1,35E-12	09/12/2012	04:39	1,009688	1,32E-03					
Laser power	40Ar	Error 40Ar	39Ar	Error 39Ar	38Ar	Error 38Ar	37Ar	Error 37Ar	36Ar	Error 36Ar	irradiation	40Ar*/39ArK	Error 40Ar*/39ArK	Age (My)	Error Age (My)	
290	893,154657	0,430161	62,029021	0,16496	1,355921	0,034663	0,000001	0,023861	3,050038	0,025725	306,357639	0,276951	0,142382	3,52096	1,808426	
320	4852,329419	2,800677	572,92204	0,438454	10,40206	0,107307	0,035397	0,018859	14,88848	0,087896	306,377778	1,014525	0,060535	12,8646	0,76632	
340	633,161073	0,374718	106,77771	0,28658	1,771874	0,060099	0,000001	0,026475	1,821558	0,023782	306,397917	1,037113	0,070706	13,15	0,894546	
360	2088,1459	0,651921	430,7471	0,231674	6,5187	0,139193	0,000001	0,029657	5,672	0,023927	306,447917	1,073048	0,026986	13,6039	0,344427	
370	329,657216	0,448669	85,281445	0,076172	1,220746	0,049927	0,009542	0,027483	0,842359	0,014961	306,468056	1,039586	0,054842	13,1813	0,694492	
400	11,60602	0,193644	3,158903	0,057052	0,071326	0,024969	0,000812	0,037795	0,031104	0,012149	306,488194	0,862208	1,192507	10,939	15,083968	
480	1355,908269	0,81396	483,45697	0,279281	6,277939	0,08809	0,000001	0,033274	2,280678	0,020398	306,497917	1,459978	0,015629	18,4844	0,208075	
520	845,327235	0,580925	367,18998	0,257254	4,589058	0,104636	0,000001	0,020242	0,784524	0,014656	306,538194	1,70065	0,013207	21,5134	0,18364	
570	2494,638835	0,943344	1194,1447	0,609818	14,98486	0,165749	0,031599	0,021015	1,608824	0,032906	306,568056	1,71535	0,009329	21,6983	0,141435	
620	6558,987235	2,562408	3309,7682	1,477531	40,95386	0,161852	0,092399	0,021015	3,268324	0,056988	306,588194	1,711341	0,006577	21,6478	0,114265	
650	1553,641272	0,539484	810,92659	0,579615	9,889881	0,090029	0,000001	0,024794	0,453518	0,015134	309,197917	1,767912	0,006769	22,3591	0,117771	
750	558,073972	0,506546	276,51459	0,204908	3,172581	0,081955	0,008195	0,025884	0,254418	0,024237	309,218056	1,767592	0,026042	22,355	0,337303	
fusion	749,144972	0,275987	396,68529	0,333374	4,971481	0,057742	0,000001	0,026475	0,264418	0,013143	309,238194	1,709331	0,010706	21,6226	0,155968	
z1715																
Laser power	40Ar	Error 40Ar	39Ar	Error 39Ar	38Ar	Error 38Ar	37Ar	Error 37Ar	36Ar	Error 36Ar	irradiation	40Ar*/39ArK	Error 40Ar*/39ArK	Age (My)	Error Age (My)	
280	742,901345	0,410689	49,82555	0,079304	1,103555	0,03443	0,000001	0,017866	2,461718	0,009431	309,297917	0,723775	0,094996	9,18715	1,20323	
300	82,7659	0,258838	4,9768	0,044478	0,081	0,031533	0,000001	0,02092	0,2869	0,010345	309,318056	0,070834	0,629818	0,90118	8,010868	
330	6310,9855	1,989417	698,8983	0,218332	12,1678	0,095972	0,000001	0,022466	19,3292	0,090144	309,338194	1,093623	0,057381	13,8638	0,726398	
340	1867,405778	0,844416	261,18707	0,334202	4,15843	0,059448	0,00555	0,024767	5,534512	0,054872	309,377778	1,071459	0,069666	13,5839	0,881307	

Typologie des latérites de Nouvelle-Calédonie

355	754,973878	0,491236	114,39477	0,216013	1,79813	0,068791	0,000001	0,02666	2,200812	0,020923	309,397917	1,081225	0,061992	13,7072	0,784528
380	118,247629	0,212256	21,743402	0,077	0,304684	0,026231	0,011131	0,032662	0,334207	0,008089	309,418056	1,04952	0,124443	13,3068	1,572762
450	1792,298614	1,170518	508,55198	0,545629	7,020734	0,077538	0,000001	0,026247	3,734526	0,038116	309,468056	1,42518	0,02559	18,046	0,329053
500	2461,653036	0,849653	1114,9279	0,354442	13,93119	0,190419	0,000001	0,033899	2,468367	0,013763	309,488194	1,58326	0,006909	20,0366	0,113533
570	14906,75164	8,334099	7899,2436	3,361326	96,54549	0,187826	0,210343	0,029304	8,920567	0,063459	309,507639	1,57493	0,004952	19,9318	0,095692
620	647,348795	0,381162	342,48526	0,233577	4,238719	0,108107	0,014812	0,024524	0,400132	0,015844	309,547917	1,567351	0,014383	19,8364	0,194932
900	460,029795	0,360617	236,13416	0,231909	3,001819	0,080582	0,011212	0,036607	0,306832	0,013488	309,568056	1,588093	0,018221	20,0974	0,240715
fusion	503,611695	0,432913	160,37326	0,376797	2,104919	0,066627	0,000001	0,029486	0,909732	0,027203	309,588194	1,521696	0,050937	19,2616	0,645169
z1718															
Day after															
Laser power	40Ar	Error 40Ar	39Ar	Error 39Ar	38Ar	Error 38Ar	37Ar	Error 37Ar	36Ar	Error 36Ar	irradiation	40Ar*/39ArK	Error 40Ar*/39ArK	Age (My)	Error Age (My)
280	965,963628	1,125078	78,109356	0,200124	1,650643	0,06407	0,059187	0,029761	3,23252	0,022747	311,518056	0,51249	0,107537	6,51005	1,363772
290	2167,423887	1,217063	231,94203	0,153847	4,302636	0,054555	0,000136	0,028492	6,794546	0,022314	311,538194	0,937043	0,054027	11,8854	0,684405
300	51,242941	0,206613	6,713106	0,048283	0,157876	0,018079	0,013472	0,02792	0,179523	0,018443	311,557639	0,029902	0,813475	0,38049	10,349847
320	3287,087426	1,597497	546,97555	0,39492	8,751366	0,06319	0,045711	0,028854	9,50473	0,052134	311,577778	1,028806	0,039323	13,0451	0,499082
330	288,046007	0,245391	72,429787	0,084918	1,100752	0,028331	0,000001	0,02868	0,731757	0,025853	312,188194	1,082694	0,10591	13,7258	1,338519
350	542,092707	0,753798	155,36949	0,248543	2,178452	0,060123	0,017902	0,027195	1,271857	0,017426	312,207639	1,150355	0,03642	14,5801	0,462809
380	287,951405	0,251134	96,673825	0,143799	1,375874	0,029034	0,000001	0,033701	0,563093	0,017311	312,227778	1,314968	0,054802	16,6569	0,693657
410	366,074607	0,184064	146,08519	0,223958	1,978952	0,020655	0,000001	0,032778	0,544157	0,023357	312,257639	1,446327	0,047833	18,3124	0,606261
440	432,845718	0,43485	193,75055	0,220715	2,59493	0,063779	0,000001	0,040784	0,431122	0,022183	312,297917	1,60648	0,03479	20,3288	0,443994
455	279,335518	0,176707	127,15545	0,141716	1,63433	0,068327	0,000001	0,027375	0,254122	0,014966	312,318056	1,634462	0,035632	20,6809	0,454571
475	990,248718	0,552934	478,91035	0,350849	5,87623	0,082501	0,000001	0,026772	0,613022	0,015047	312,338194	1,712246	0,010557	21,6592	0,154421
490	527,976718	0,247504	262,62865	0,294036	3,27613	0,048724	0,000001	0,029525	0,268922	0,015945	312,357639	1,728608	0,018748	21,865	0,248805
550	6849,956113	2,143934	3551,4738	0,968144	43,09601	0,333193	0,159032	0,028657	2,686209	0,030369	312,407639	1,725581	0,004661	21,8269	0,098764
650	266,735052	0,160502	126,05209	0,064565	1,514542	0,035548	0,024983	0,026093	0,18399	0,011943	312,427778	1,716861	0,029088	21,7173	0,374196
fusion	765,64899	0,27463	360,94868	0,391131	4,402877	0,058834	0,023273	0,024307	0,540942	0,034986	312,447917	1,705434	0,02867	21,5736	0,368981

Parameters

	(³⁶ Ar/ ³⁷ Ar)Ca	0,000279	3	%
	(³⁹ Ar/ ³⁷ Ar)Ca	0,000706	4	%
	(³⁸ Ar/ ³⁷ Ar)Ca	0,00003	100	%
	(⁴⁰ Ar/ ³⁷ Ar)Ca	0,002	100	%
	(⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)K	0,00085	4	%
	(³⁸ A/ ³⁹ Ar)K	0,011	91	%
(3)	(³⁶ Cl/ ³⁸ Cl)	316	5	%
(1) and (1')	(⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar)Atm	298,56	0,104	%
(1) and (1')	(³⁸ Ar/ ³⁶ Ar)Atm	0,1885	0,159	%
(2)	λ_{40}	5,53E-10	1,34E-12	y-1
	λ_{39}	2,58E-03		y-1
	λ_{37}	1,98E-02		d-1
	λ_{36Cl}	2,26E-06		y-1

CNRT "Nickel et son environnement"

Edition 2016
Tome Nickel et Technologie

