

CNRT "Nickel et son environnement"

Rapport scientifique

Edition 2016

ANALYSE FINE DE MINERAIS LATERITIQUES

LES GISEMENTS DE NICKEL LATERITIQUES DE
NOUVELLE-CALEDONIE

Approches pétrographique, minéralogique,
géochimique et isotopique

Tome Nickel et Technologie

Rapport Scientifique 2014

LES GISEMENTS DE NICKEL LATÉRIQUE DE NOUVELLE-CALÉDONIE

VOLUME III – ANALYSE FINE DES MINÉRAIS
LATÉRIQUES, approches pétrographique,
minéralogique, géochimique et isotopique



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

CNRT
NICKEL
& son environnement

Juillet 2014



UPMC
PARIS UNIVERSITAS

IRD Institut de Recherche
pour le Développement
FRANCE



Institut de Chimie
des Plantes et des Minéraux de Polynésie
IC2mp



ANALYSE FINE DE MINERAIS LATÉRITIQUES

Approche pétrographique, minéralogique, géochimique et isotopique

Juillet 2014

Ouvrage collectif coordonné par Emmanuel FRITSCH (IRD / UPMC)

AUTEURS :

E. Fritsch, F. Juillot, G. Dublet, D. Fandeur, L. Fonteneau,
E. Martin, A.L. Auzende, G. Morin, J.L. Robert, L. Galois,
G. Calas, O. Grauby, Ph. Boulvais, M. Cathelineau

Avec la collaboration de :
L. Caner, D. Beaufort et S. Petit

RÉVISION DU DOCUMENT

Réf.	CSF du programme « Analyse fine des minerais latéritiques »			
Version	Date	Rédacteur(s)	Qualité du rédacteur(s)	Révision pour CNRT
Finale	24 Juillet 2014	Emmanuel Fritsch (IRD)	Coordinateur du programme	F. Bailly CNRT

CITATION DU DOCUMENT

Mots clés : latérite, goethite, nickel, cobalt, saprolite, garniérine, altération, dissolution, phylломanganates

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

Fritsch E. et coll. (2014) – *Analyse fine des minerais latéritiques ; approche pétrographique, minéralogique, géochimique et isotopique*. Gisements de Nickel latéritique de Nouvelle-Calédonie, Volume III. CNRT « Nickel & son environnement ». 158 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 III constitue le rapport scientifique final du projet « Analyse fine des minerais latéritiques ».

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.*

RESUME DES TRAVAUX ET RESULTATS OBTENUS

Les objectifs du projet « Analyse fine de minerais latéritiques : Approche pétrographique, minéralogique, géochimique et isotopique » étaient de (i) révéler les changements de spéciation de Ni et Co au cours du développement des profils d'altération latéritique sur péridotites, (ii) mieux caractériser les amas minéralisés Mg/Ni à phyllosilicates et Ni/Co à phylломanganates susceptibles d'enrichir les unités latéritiques de ces profils d'altération, (iii) révéler les conditions de formation et les processus associés à la mise en place de ces amas minéralisés et des niveaux latéritiques qui les portent (élaboration de modèles de mise en place des minerais latéritiques) et (iv) révéler les facteurs et processus propices à la concentration et dispersion des éléments métalliques (transferts de matière et bilans de masse). Pour atteindre ces objectifs, nous avons couplé des observations de terrain à des analyses pétrographiques (microscopies optique et électronique à balayage sur lames minces et microscopie électronique en transmission sur coupes ultraminces), physico-chimiques (ICP-AES et thermogravimétrie sur micro-prélèvements, microsonde électronique sur lames minces), minéralogiques (diffraction de rayons X et affinement Rietveld sur poudres) et de la spectroscopie du solide (spectroscopie Raman et spectroscopie d'absorption des rayons X sur rayonnement synchrotron - EXAFS). Cette caractérisation détaillée des phases porteuses de Ni/Co (phyllosilicates, oxydes de Fe et Mn) et l'évaluation de leurs contributions respectives au piégeage de ces éléments métalliques d'intérêt économique constituent l'un des aspects originaux de ce projet.

Sur les trois grands types de minerais répertoriés dans le monde pour les latérites nickélifères, deux sont particulièrement abondants en Nouvelle-Calédonie : (i) les minerais silicatés Mg/Ni à deweylite et garniérite et (ii) les minerais oxydés à oxydes de fer. Ces deux types de minerais sont directement superposés, respectivement dans les niveaux saprolitiques et latéritiques des couvertures d'altération. Ils sont tous les deux associés à des environnements bien drainés qui sont dominants dans les massifs péridotitiques de la Nouvelle-Calédonie (systèmes assimilés à des karsts à nappe phréatique profonde et à drainages latéraux). Ces environnements s'observent à la fois dans des compartiments surbaissés et incisés du massif du Sud (pénéplaines de la région de Goro et de la plaine des lacs) et dans des compartiments surélevés (massifs ou klipptes) de la partie centrale et Nord de l'île. Le troisième type de minerais est un minerai silicaté à smectites ferrifères, généralement observé à la base des profils d'altération dans des environnements moins bien drainés. Du fait de sa faible représentativité et du temps imparti, ce troisième type de minerai n'a pas été étudié dans le cadre de notre projet.

L'ensemble des résultats obtenus dans le cadre des travaux réalisés sur nos sites d'études nous permet de proposer un modèle en deux grandes étapes pour l'altération de la masse ophiolitique et la mise en place des amas minéralisés à Ni/Co. La première étape est associée à une altération précoce du réseau majeur de fractures serpentinisées des péridotites lors d'épisodes tectoniques post-obduction. Cette altération, qui s'est probablement déroulée en contexte hydrothermal de basse température, est à l'origine de la mise en place des amas minéralisés à Ni/Co dans la saprolite. La seconde étape est attribuée à une altération massive de la masse ophiolitique qui s'est propagée préférentiellement depuis les zones intensément fracturées et minéralisées de l'ophiolite vers la péridotite encaissante. Cette altération supergène (latéritisation), et donc probablement toujours active, débute aux interfaces entre les veines serpentinisées et minéralisées et les corps péridotitiques. Elle préserve, dans un premier temps, les réseaux de fracturation majeurs portant les veines serpentinisées et minéralisées en se propageant préférentiellement dans les corps péridotitiques encaissants. Cette évolution différentielle contribue à une altération en boule qui peut être observée dans la plupart des massifs prospectés. Cette altération différentielle explique également la préservation des passées

serpentinisées et minéralisées portant les minéraux silicatés Mg/Ni et les veines siliceuses à la base des profils d'altération, puis leur altération et démantèlement dans les niveaux latéritiques sus-jacents du fait de l'intensification des processus de latéritisation. Ce modèle d'altération en deux grandes étapes suggère ainsi que ce sont les minéralisations silicatées Mg/Ni (et principalement le pôle garniéritique) qui « nourrissent » les latérites et non le contraire comme cela est généralement proposé dans la littérature.

Nos résultats nous permettent également de proposer trois principales voies susceptibles d'expliquer la variabilité des concentrations en Ni/Co de la partie supérieure des profils d'altération. Ces trois voies et l'identification des faciès d'altération correspondants (cf annexe I) pourraient servir de guides utiles à la prospection et l'exploration rationnelle des minerais latéritiques du Territoire.

La première voie, implicitement admise par les mineurs, attribue un rôle déterminant aux principaux réseaux de fracturation des massifs et aux minéralisations qui leur sont associées dans l'accumulation d'éléments métalliques (principalement Ni, Mn et Co) au sein des formations latéritiques qui les surmontent. Cette voie attribue ainsi une relation de cause à effet entre ces minéralisations primaires (phyllosilicates Mg/Ni et faciès rubanés de certains oxydes de Mn) et les amas minéralisés des latérites constitués majoritairement d'oxydes de Fe (goethite pour l'essentiel) et dans une moindre mesure d'oxydes de Mn (primaires et secondaires). Les minéralisations Mg/Ni sont principalement attribuées à des silicates hydratés et mal cristallisés de la famille des serpentines, talcs et sepiolites qui se seraient mis en place lors d'épisodes tectoniques post-obduction. Ces minéralisations se retrouvent sous forme de résidus à la base des latérites et à l'aplomb des zones de fracturation (dans les latérites de transition). Les minéralisations Ni/Co, qui se maintiennent plus haut dans les profils d'altération, sont majoritairement attribuées à des phylломanganates de la famille des asbolanes, lithiophorites et birnessites. Les résultats de nos travaux tendent à relier ces minéralisations Ni/Co à des épisodes hydrothermaux de basse température générés lors de l'exhumation et du démantèlement de la masse ophiolitique, ainsi qu'à des écoulements météoriques concentrés dans le réseau de fracturation généré par l'activité tectonique.

La seconde voie attribue un rôle primordial, et largement admis, à l'altération latéritique dans l'accumulation résiduelle des éléments métalliques (principalement Ni, Mn et Co) par exportation massive de Mg et Si. Cette voie nous a amenés, d'une part, à corréliser ces pertes de matières à des changements de spéciation des éléments métalliques (étape achevée pour Ni et toujours en cours pour Co et Mn), et d'autre part, à relier ces derniers à la mise en place des principaux niveaux latéritiques. Ainsi, l'altération préférentielle des silicates (olivine et pyroxène) des péridotites, puis des phyllosilicates (serpentines et phyllosilicates Mg/Ni) des fractures minéralisées, et leur remplacement par des oxydes de fer mal cristallisés (essentiellement de la goethite) sont amorcés dans les niveaux saprolitiques, s'amplifient grandement dans les latérites de transition et deviennent pratiquement total dans les latérites jaunes, puis rouges, qui les surmontent. Les latérites de transition contiennent, de ce fait, les résidus des minéralisations primaires qui nourrissent les minéralisations nickélicifères à goethite. Malgré un tassement du sol, la géométrie de ces latérites de transition, très variable d'un site à l'autre, est dépendante de l'importance des structures qui ont concentré les minéralisations primaires à phyllosilicates. Les phylломanganates, qui constituent un second porteur important de Ni (et le premier de Co), se retrouvent plus haut dans les profils et en concentrations plus variables dans les séquences d'altération (plus précisément dans les latérites de transition et latérites jaunes sus-jacentes).

La troisième voie, enfin, relie des mécanismes de dissolution/recristallisation des oxydes de Fe et de Mn à la remobilisation de Ni et Co et à l'épuisement des minerais latéritiques dans la partie supérieure des profils d'altération. Ces mécanismes s'amorcent à différentes profondeurs suivant la nature des oxydes considérés. Ils débutent à la base des latérites jaunes pour les oxydes de Fe (goethite) et entraînent l'expulsion progressive du nickel de la structure de ces minéraux. En s'accroissant vers la surface, cette expulsion s'accompagne d'un tassement et d'une induration des matériaux dans les latérites rouges et les niveaux supérieurs indurés à pisolites et à cuirasses. A l'inverse, la dissolution des oxydes de Mn n'est significative que dans la partie supérieure des latérites jaunes et des latérites rouges et indurées sus-jacentes. Cette dissolution nourrit plus en profondeur de nouvelles générations d'oxydes de Mn, probablement à la faveur de processus redox (ré humectation saisonnière des latérites, présence de nappes perchées temporaires, ...) qui restent à préciser.

SOMMAIRE

PRÉAMBULE	4
RESUME DES TRAVAUX ET RESULTATS OBTENUS	5
1. CONTEXTE DU PROJET	16
1.1. INTRODUCTION	16
1.2. MÉTHODES UTILISÉES	17
1.3. RAPPEL DES OBJECTIFS ET PRINCIPALES ACTIONS DU PROJET	17
1.4. PROJETS ASSOCIÉS	19
1.5. ACTIONS DE FORMATION	19
1.6. 1.6. PRODUCTION SCIENTIFIQUE DU PROJET.....	20
2. CADRE DE L'ETUDE	23
2.1. LES GRANDS TYPES DE GISEMENTS LATÉRIQUES NICKÉLIFÈRES DE NOUVELLE-CALÉDONIE	23
2.2. 2.2. MISE EN PLACE DE LA NAPPE OPHIOLITIQUE CALÉDONIENNE ET SÉQUENCE LITHOLOGIQUE	24
2.3. 2.3. GÉODYNAMIQUE ASSOCIÉE À LA MISE EN PLACE DES LATÉRITES NICKÉLIFÈRES	25
2.4. CHOIX DES SITES D'ÉTUDE	27
3. LES GRANDS ENSEMBLES STRUCTURAUX DES LATÉRITES NICKELIFÈRES DE NOUVELLE-CALEDONIE	32
3.1. RECONNAISSANCE DES PRINCIPAUX FACIÈS ET ENSEMBLES D'ALTÉRATION DES LATÉRITES.....	32
3.2. PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE DES PRINCIPAUX NIVEAUX D'ALTÉRATION DES LATÉRITES NICKÉLIFÈRES DE NOUVELLE-CALÉDONIE	37
4. CHANGEMENT DE SPECIATION DE NI LE LONG DES PROFILS D'ALTERATION	41
4.1. APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE UTILISÉE	41
4.2. 4.2. RÉSULTATS OBTENUS LE LONG DU PROFIL Y5 (KONIAMBO)	45
4.3. IMPORTANCE DU CHANGEMENT DE MODE D'INCORPORATION DE NI DANS LES PHYLLOSILICATES	47
4.4. COMPARAISON AVEC LES DONNÉES OBTENUES LE LONG DES PROFILS S4 ET S78 (GORO).....	50
5. CRISTALLOCHIMIE DES PORTEURS DE NI ET CO	53
5.1. AMAS MINÉRALISÉS Mg/Ni À DEWEYLITE ET GARNIÉRITE (PHYLLOSILICATES TRIOCTAÉDRIQUES 1:1 ET 2:1) 53	
5.1.1. <i>Pétrographie et minéralogie du réseau serpentineux</i>	54
5.1.2. <i>Pétrographie et minéralogie des amas minéralisés Mg/Ni à serpentines et talcs cryptocristallins</i>	58
5.1.3. <i>Pétrographie et minéralogie des amas minéralisés Mg/Ni à sépiolite</i>	67
5.1.4. <i>Cristallochimie des amas minéralisés Mg/Ni à deweylite et garniérite</i>	71
5.1.5. <i>Composition isotopique des amas minéralisés Mg/Ni</i>	80
5.1.6. <i>Conditions de mise en place des amas minéralisés Mg/Ni</i>	85
5.1.7. <i>Contrôle tectonique et stratigraphique (cas particulier des minerais quadrillés)</i>	87
5.2. AMAS MINÉRALISÉS Fe/Ni À SMECTITES (PHYLLOSILICATES DIOCTAÉDRIQUES 2:1).....	91
5.3. AMAS MINÉRALISÉS Ni/Co À OXYDES DE MN (PHYLLOMANGANATES)	93
5.4. AMAS OXYDÉS À DOMINANTE DE GOETHITE DES LATÉRITES NICKÉLIFÈRES.....	97
5.4.1. <i>Evolution comparée de la teneur totale en nickel et de la cristallochimie de la goethite au cours de la latéritisation</i>	98
5.4.2. <i>Evolution comparée de la teneur totale en nickel et de la cristallinité de la goethite au cours de la latéritisation</i>	105
5.5. TRANSFERT DE MATÉRIAUX : UNE EXPLICATION POSSIBLE DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ LATÉRALE DE LA DISTRIBUTION DU NICKEL DANS LES LATÉRITES	111
5.5.1. <i>Les indices d'un remaniement pour le profil S78 (Goro)</i>	111
5.5.2. <i>Contribution de la sidérite au stockage du Ni au sein des profils latéritiques remaniés</i> 114	
5.5.3. <i>Lien avec la géomorphologie et l'hydrogéologie</i>	118

6. GEOCHIMIE DES LATERITES ET BILANS D'ALTERATION	120
6.1. GÉOCHIMIE DES UNITÉS LATÉRITIQUES (SITE MINIER DE GORO).....	120
6.2. VARIABILITÉ DES TENEURS EN NI (SITE MINIER DE GORO).....	122
6.3. PERTES ET GAINS RELATIFS (EXEMPLE SUR UN SONDAGE MINIER)	123
6.4. PERTES ET GAINS RELATIFS (BILAN SUR L'ENSEMBLE DU SITE MINIER DE GORO).....	127
6.5. BILAN GLOBAL DE L'ALTÉRATION (EXEMPLE SUR LE PROFIL Y5 DU KONIAMBO)	130
7. MODELES DE MISE EN PLACE DES LATERITES ET DES MINERAIS.....	136
7.1. MODÈLE DE MISE EN PLACE DES MINERAIS SILICATÉS MG/NI À DEWEYLITE ET GARNIÉRITE.....	136
7.2. MODÈLE DE MISE EN PLACE DES LATÉRITES NICKÉLIFÈRES ET DES MINERAIS OXYDÉS À NI	139
8. CONCLUSION GENERALE.....	141
9. BIBLIOGRAPHIE	146

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie et principaux types de gisement.	23
Figure 2 : Coupes SW-NE du Sud de la Grande-Terre schématisant la mise en place des blocs tectoniques et l'évolution géodynamique post-obduction de la nappe ophiolitique dans le massif du Grand Sud (d'après Lagabrielle et Chauvet, 2006)	25
Figure 3 : Cartographie des latérites (couvertes de cuirasses plus ou moins démantelées) (a) dans les pénélaines incisées du Sud-Est du massif du Grand Sud (sites miniers VALE de la région de Goro) et (b) au niveau du klippe du Mt Koniambo sur la côte Ouest (site minier KNS).	26
Figure 4 : Quelques exemples de latérites nickélifères de Nouvelle-Calédonie	27
Figure 5 : Localisation des sites sélectionnés pour ce projet	28
Figure 6 : Aperçu géomorphologique et localisation des deux sites d'étude sélectionnés durant ce travail.....	29
Figure 7 : Epaisseur de l'unité saprolitique et teneur en nickel en fonction de l'altération .	31
Figure 8 : Structuration des klippes du Centre et du Nord (exemple Mt Koniambo).	32
Figure 9 : Altération en boule dans la saprolite	34
Figure 10 : Observation des amas minéralisés dans les profils d'altération	35
Figure 11 : Les principales unités des latérites	36
Figure 12 : Représentation schématique des grandes unités structurales des latérites bien drainées, développées sur roches ultrabasiques (Mt Koniambo) et identification des grandes familles de minéraux reconnus dans ces unités.....	37
Figure 13 : Minéralogie de la roche-mère (Harzburgite) et de la saprolite (CS et FS) (BAS) et des principaux niveaux latéritiques (HAUT) du profil du Mt Koniambo. Légendes	39
Figure 14 : Vues de « Cheminées de fer » et dépôts fluviolacustres.....	40
Figure 15 : Concentrations en nickel dans les minéraux et structures.....	41
Figure 16 : Illustration du principe de la reconstruction d'un spectre expérimental (ici, la roche-mère du profil Y5 du massif du Koniambo) à l'aide de spectres de composés de référence	43
Figure 17 : Spectres EXAFS au seuil K du nickel pour les composés de référence (naturels ou synthétiques) considérés comme significatifs pour cette étude.....	44
Figure 18 : Exemple de test de combinaisons linéaires avec 1, 2 ou 3 composés de référence réalisés sur le spectre EXAFS de l'échantillon à 34m au sein du profil Y5 (Koniambo).....	45
Figure 19 : Spectre EXAFS au seuil K du nickel et évolution verticale de la spéciation du nickel le long du profil.....	46

Figure 20 : Comparaison des spectres EXAFS obtenu au seuil K du nickel sur les composés de référence de serpentine (spectres en rouge) avec des spectres EXAFS calculés selon un modèle de teneur croissante en Ni dans la structure de la serpentine (spectres en noir).	49
Figure 21 : Figure 21. Comparaison de la spéciation du nickel le long des trois profils sélectionnés.	51
Figure 22 : Vues de plans de serpentinisation et veines minéralisées	53
Figure 23 : Faciès serpentiniteux des zones de fracturation de la partie supérieure des massifs ultrabasiques.....	54
Figure 24 : Spectres Raman et courbes thermogravimétriques d'échantillons de serpentine à tendance de lizardite et d'antigorite	55
Figure 25 : Diffractogrammes de rayons X d'échantillons de serpentine à dominance de lizardite et d'antigorite	56
Figure 26 : Amas silicatés Mg/Ni (phyllosilicates trioctaédriques) à deweylite (Dew) et garniérite (Gar) (Klippe de Poro, carrière Fatma).....	59
Figure 27 : Aspect microscopique des amas silicatés Mg/Ni (phyllosilicates trioctaédriques) à deweylite (Dew) et garniérite (Gar) (Klippe de Poro, carrière Stanislas).	60
Figure 28 : Diagrammes de diffraction des rayons X et courbes thermogravimétriques et thermiques différentielles de phyllosilicates Mg/Ni hydratés de remplissages argileux à deweylite et garniérite	63
Figure 29 : Taille des domaines cohérents	65
Figure 30 : Figure 30. Dérivée première des courbes thermogravimétriques obtenues sur des mélanges de phases et évolution de la perte d'eau d'hydratation et d'eau hydroxylé des contributions minérales à 7Å.....	66
Figure 31 : Amas silicatés Mg/Ni (phyllosilicates trioctaédriques) blancs à verts à sépiolite/Falcondoïte (Klippe du Koniambo, ancienne carrière Menguen).....	68
Figure 32 : Diagrammes de diffraction des rayons X de sépiolite Mg/Ni et courbes thermogravimétriques ATG et thermiques différentielles ATG d'une sépiolite riche en Ni 70	70
Figure 33 : Deux types de diagrammes ternaires (a) pôles Si, (Mg+Fe) et Ni, (b) pôles Si, (Mg+Ni) et Fe présentant la composition chimique d'échantillons bruts de veines serpentinitisées et minéralisées à deweylite et garniérite (la composition chimique des remplissages à sépiolite n'est pas représentée dans ces diagrammes ternaires).....	73
Figure 34 : Image optique d'une veine de deweylite en en lumière normale et lumière polarisée	75
Figure 35 : Image optique d'une veine serpentinitisée et minéralisée de garniérite en lumière normale et lumière polarisée.....	77
Figure 36 : Image optique d'une veine serpentinitisée et minéralisée dans la zone de transition entre deweylite et garniérite en lumière normale et lumière polarisée	79

Figure 37 : Compositions isotopiques en hydrogène (D/H) et oxygène ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) des minéraux phyllosilicatés (1:1 et 2:1).....	82
Figure 38 : Vues éloignées et rapprochées de boules de dunites.....	88
Figure 39 : Vues de boules de dunites, transition saprolite et niveaux latéritiques et latérites de transition	90
Figure 40 : Vues de minerai silicaté à smectites dans les niveaux saprolitiques profonds de Tiébaghi 92	
Figure 41 : Vues d'intercalation de bancs oxydés et de bancs réduits, redressés, portant les minéralisations Ni à argiles gonflantes.....	93
Figure 42 : Veines noires à oxydes de manganèse (a) dans des fissures subhorizontales d'une latérite de transition jaune à passées rouges et (b) sous forme de cloisons entrecroisées (box-work) dans les latérites jaunes de Goro.	94
Figure 43 : Figure 43. Rubanements des veines d'oxydes de manganèse	95
Figure 44 : Cartes chimiques élémentaires à la microsonde.....	96
Figure 45 : Carottes de sondage et diffractogramme de rayons X.....	99
Figure 46 : Comparaison pour le nickel et l'aluminium) entre l'évolution verticale des concentrations mesurées dans les échantillons totaux par ICP-AES et des concentrations mesurées dans la goethite par microsonde électronique	100
Figure 47 : Résultats de l'analyse par combinaison linéaire réalisée sur les spectres EXAFS au seuil K du nickel des échantillons collectés dans les unités de latérite et de latérite de transition des trois profils sélectionnés pour l'étude.	103
Figure 47 bis : Relation entre la concentration en NiO mesurée dans la goethite par microsonde électronique et celle mesurée dans les échantillons totaux	105
Figure 48 : Diffractogrammes de rayons X d'échantillons de latérite et de latérites de transition	106
Figure 49 : Evolution verticale de la taille moyenne des domaines cohérents calculée pour la goethite dans les unités de latérite et de latérite de transition des trois profils sélectionnés pour l'étude.....	108
Figure 50 : Corrélations entre la taille moyenne des domaines cohérents calculée selon les trois directions cristallographiques pour la goethite et la concentration totale en NiO mesurée dans les échantillons totaux prélevés dans les unités de latérite et de latérite de transition des trois profils sélectionnés pour l'étude.....	110
Figure 51 : Vue du niveau enrichi en carbone et tableau récapitulatif des résultats des analyses de carbone total réalisées sur une sélection d'échantillons du profil S78 de Goro.	112
Figure 52 : Diagrammes de diffraction des rayons X le long du profil S78 de Goro.....	113
Figure 53 : Distribution spatiale du carbone, du fer, du nickel et du silicium dans l'échantillon collecté à 36.1m de profondeur au sein du profil S78.....	115

Figure 54 : Analyses microsonde électronique le long d'un transect à l'interface entre sidérite et matrice d'oxydes de fer et de silicates.....	116
Figure 55 : Résultats de l'analyse des spectres EXAFS enregistrés au seuil du Ni le long du profil S78 par combinaison linéaire de spectres EXAFS de différents composés de référence.....	117
Figure 56 : Identification des passées à gabbros selon	121
Figure 57 : Teneur en nickel en fonction de l'intensité de l'altération	122
Figure 58 : Teneurs en nickel des échantillons sondés correspondant au régolithe entier ou à la partie latérite définie suivant le critère $MgO/Fe_2O_3 < 0,07$	123
Figure 59 : Distribution des éléments métalliques le long d'un sondage de Goro (a, b, c) et calcul des fonctions de transfert correspondantes (d, e, f).....	125
Figure 60 : Distribution des matériaux sur le site minier de Goro	128
Figure 61 : Distribution du Ni et du Mn sur le site de Goro.....	129
Figure 62 : Pertes (fortes en bleu, moyennes en vert) et gains (forts en rouge, moyens en jaune et orange) en Ni calculés par les fonctions de transfert sur le site minier de Goro (a) selon l'axe de la rivière Kouée et (b) selon une direction perpendiculaire à cet axe 130	
Figure 63 : Evolution verticale de la densité apparente (A) et de la porosité (B) le long du profil Y5 du Koniambo.	131
Figure 64 : Evolution verticale du tassement (A) et de l'épaisseur de roche-mère nécessaire pour produire 1m de matériaux altéré (B) le long du profil Y5 du Koniambo. 133	

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Quelques caractéristiques des deux régions d'étude choisies.....	30
Tableau 2 : Résultats de l'analyse par combinaison linéaire des spectres EXAFS au seuil K de Ni des échantillons collectés le long du profil Y5 (Koniambo).	47
Tableau 3 : Indexation (hkl) et distances inter-réticulaires (dÅ) des pics de diffraction de Rayons X des références de serpentines (L, C et A) d'après les données de Wicks & O'Hanley (1988).	57
Tableau 4 : Composition chimique.....	72
Tableau 5 : Estimation des températures de formation des amas minéralisés.....	84
Tableau 6 : Concentrations moyennes en NiO et Al_2O_3 (%pds) mesurées par microsonde électronique dans la goethite d'échantillons collectés dans les unités de latérite et de latérite de transition des trois profils sélectionnés pour l'étude.	101
Tableau 7 : Résultats de l'analyse par combinaison linéaire des spectres EXAFS des échantillons collectés dans les unités de latérite et de latérite de transition des trois profils sélectionnés pour l'étude.	104

Tableau 8	Paramètres de maille et taille moyenne des domaines cohérents affinés pour la goethite d'échantillons collectés dans les unités de latérite et de latérite de transition des trois profils sélectionnés pour l'étude.....	109
Tableau 9	Tableau 9. Résultats de l'analyse par combinaison linéaire des spectres EXAFS des échantillons collectés le long du profil S78.....	118
Tableau 10	: Flux massiques traduisant les pertes (-) et gains (+) en éléments majeurs et en traces dans les principales unités du profil latéritique Y5 du massif du Koniambo.	135

1. CONTEXTE DU PROJET

1.1. INTRODUCTION

Considérée comme l'une des premières réserves mondiales de Ni-Co (Elias, 2001; Dalvi *et al.*, 2004), la Nouvelle-Calédonie historiquement exploite et traite en pyrométallurgie des minerais silicatés plus ou moins basiques à une teneur actuelle de coupure d'environ 2.5% Ni-Co. L'exploitation de ces minerais silicatés, initiée en 1880 par la Société Le Nickel (SLN), a été accrue en 2013 par la mise en service de la nouvelle usine du Nord par la Société Koniambo Nickel (KNS, joint venture SMSP et Glencore). Le développement de nouveaux procédés hydrométallurgiques a permis d'augmenter la ressource du pays et d'envisager l'exploration à ciel ouvert des minerais oxydés sus-jacents, riches en Fe, et à teneurs en Ni-Co plus faibles (nouveau seuil de coupure de ce deuxième type de minerai fixé à 0,9%). La mise en service récente de l'usine hydrométallurgique du Sud par la compagnie minière VALE a ouvert de nouvelles perspectives pour l'exploration des immenses gisements en minerais oxydés du massif du Sud et à plus longs termes de ceux de l'ensemble du Territoire. L'augmentation de la ressource et de la capacité du pays à l'exploiter a amené le « CNRT Nickel et son environnement » à proposer en 2009 un appel d'offre sur les « *Facteurs de minéralisation Ni/Co des latérites de Nouvelle-Calédonie* ». Cet appel d'offre visait à obtenir une meilleure connaissance sur les processus et facteurs susceptibles de contribuer à l'enrichissement des amas minéralisés de Ni et Co, et plus particulièrement de ceux aptes à enrichir les niveaux latéritiques supérieurs des massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie.

Notre projet intitulé « *Analyse fine de minerais latéritiques* », d'une durée initiale de quatre ans, a répondu à cet appel d'offre. Il a été porté par l'IRD-IMPMP (E. Fritsch) et a associé les universités de Nancy I (G2R) et de Rennes I (Géosciences) pour les études pétrographiques et isotopiques engagées sur les amas minéralisés à garniérite. Il s'est également assuré au cours de sa réalisation d'une collaboration scientifique avec l'université de Poitiers (Hydras-IC2MP) pour une caractérisation minéralogique détaillée des phases argileuses identifiées dans les profils étudiés. Ce projet a cherché à identifier les phases porteuses du Ni et du Co et à révéler les changements de spéciation de ces deux éléments d'intérêt économique le long de profils d'altération entiers représentatifs des latérites nickélifères de Nouvelle-Calédonie. Il visait également à révéler les facteurs et processus susceptibles d'expliquer les enrichissements et appauvrissements en Ni et Co dans ces couvertures d'altération suite à une étude détaillée des amas minéralisés et de la contribution de l'altération dans la redistribution des éléments dans les profils étudiés (bilans géochimiques). Une année supplémentaire a été demandée au CNRT pour finaliser nos études sur les changements de spéciation du Co le long des profils étudiés et pour une meilleure caractérisation des principales phases porteuses du Co (les oxydes de Mn). Ce complément d'étude nous a été accordé en mars 2014 (avenant 3 de la convention UPMC-CNRT relatif au projet précité).

Ce projet est également complémentaire du projet NICKAL (*Volume II*) porté par le BRGM (L. Bailly) qui traite plus particulièrement de la typologie des latérites nickélifères de Nouvelle-Calédonie et des facteurs régionaux et locaux de concentration de Ni et Co (nature des substrats rocheux, étude détaillée du réseau de fracturation portant les amas minéralisés, contexte géomorphologique, identification des phases porteuses du Ni et Co, datation de ces phases et des surfaces cuirassées, bilan d'altération).

1.2. MÉTHODES UTILISÉES

Le projet « *Analyse fine de minerais latéritiques* » couple des observations de terrain et des caractérisations pétrographiques au microscope optique et électronique sur des amas minéralisés et sur des profils d'altération qui les portent à des études géochimiques, minéralogiques et isotopiques. Ces approches ont visé à révéler les changements de spéciation des éléments métalliques au cours de l'altération sur ces amas minéralisés et le long des profils sélectionnés pour nos études. Elles ont permis de remonter aux conditions de formation des minéralisations à Ni et Co et de proposer des modèles de mise en place de ces minéralisations. L'identification détaillée des phases porteuses de Ni/Co qui constituent l'un des aspects originaux de ce projet fait appel aux outils de la chimie (ICP-AES sur micro prélèvements, microsonde sur lames minces), de la minéralogie (diffraction de rayons X et affinement Rietveld, microscopie électronique à balayage sur lames minces et en transmission à haute résolution sur coupes ultraminces) et de la spectroscopie du solide (Spectroscopie UV-Visible-PIR, IRTF, Raman, Spectroscopie d'absorption X sur rayonnement synchrotron: XANES et EXAFS). Cette identification des phases porteuses de Ni/Co a permis d'évaluer leur contribution à la géochimie des matériaux latéritiques (données généralement fournies par les miniers).

La contribution plus spécifique des oxydes de fer au stockage du nickel a été envisagée en croisant des données géochimiques globales obtenues sur des sondages miniers à des études de spéciation obtenues sur rayonnement synchrotron (spectroscopie d'absorption des rayons X) sur des échantillons types prélevés sur trois profils d'altération (un dans le massif nord du Koniambo et deux dans la pénélaine du Sud à Goro). La cristallographie des oxydes de fer dans les différents niveaux d'altération étudiés a également été abordée par DRX et affinement Rietveld, et par des mesures ponctuelles à la microsonde sur lames minces. L'ensemble de ces travaux a permis de relier les hétérogénéités cristallographiques observées aux différentes échelles d'observation et d'analyses aux facteurs contrôlant l'enrichissement et l'appauvrissement en Ni des niveaux latéritiques des profils étudiés (jusqu'à 67m d'altération).

1.3. RAPPEL DES OBJECTIFS ET PRINCIPALES ACTIONS DU PROJET

Objectifs :

- Révéler les porteurs de Ni/Co dans les minerais latéritiques préalablement caractérisés d'un point de vue pétrographique et resitués dans les couvertures d'altération à l'échelle des paysages.
- Relier les hétérogénéités géochimiques à la cristallographie des phases porteuses de Ni/Co, révéler les transferts de matières (méthode des bilans) et les facteurs de concentration puis de dispersion de Ni/Co à l'échelle des profils d'altération.
- Identifier les paragenèses minérales et révéler les conditions de formations des principales minéralisations propices à la mise en place des amas latéritiques d'intérêt économique par des approches cristallographiques et isotopiques en les resituant dans leur contexte pétrographique et structural.

Actions :

Action 1 (1^{er} à 3^{ème} année) : Analyse minéralogique fine des porteurs de Ni/Co dans les minerais latéritiques (oxydes de fer, oxydes de Mn, serpentines et talcs nickélifères)

➤ *Livrable de l'action 1 : Atlas des minerais de Ni/Co de Nouvelle-Calédonie*

Action 2 (2^{ème} à 4^{ème} année) : Relation entre variabilité géochimique et porteurs de Ni/Co au sein des profils latéritiques (quantification des porteurs du Ni et Co, degré d'oxydation du Co et Mn, bilans géochimiques et minéralogiques)

➤ *Livrable de l'action 2 : Bilans d'altération, types de transfert et identification des facteurs de concentration et de dispersion de Ni/Co*

Action 3 (2^{ème} à 4^{ème} année) : Conditions de mise en place des paragenèses minérales, actualité des processus et fonctionnement des latérites

➤ *Livrable de l'action 3 : Elaboration de modèles de mise en place des minerais latéritiques comme élément de compréhension de la distribution de Ni/Co dans les profils d'altération et les paysages (en dissociant ce qui est hérité de l'altération hydrothermale de ce qui est attribué à l'altération météorique)*

1.4. PROJETS ASSOCIÉS

Projet INSU 2010-2011 Cessur « Conditions de formation des minéralisations silicatées nickélifères de Nouvelle-Calédonie » (Coord. E. Fritsch). Face aux incertitudes dans la compréhension des processus associés à la mise en place des minéralisations silicatées Mg/Ni dans les veines ou joints majeurs à deweylite et garniérite des massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie, nous avons proposé dans le cadre de ce projet de mieux comprendre leurs conditions de formation en couplant des approches microscopiques (MEB, METHR), minéralogiques (DRX) et spectroscopiques (UV-VIS-PIR, FTIR et absorption X) sur des échantillons de synthèse (synthèses au laboratoire et sous conditions contrôlées de séries de phyllosilicates 1 :1 et 2 :1 à teneurs en Mg et Ni variables) et des échantillons naturels (représentatifs des principales séries minérales associées à ces minéralisations). Ces travaux ont essentiellement été réalisés dans le cadre de stages de master (Areej Adra, Georges Lequerre et Etienne Martin).

Projets de demande de temps de faisceau sur le dispositif de rayonnement synchrotron de Melbourne (*Australian Synchrotron*) : «EXAFS study of Ni distribution in serpentine-like and talc-like minerals from New Caledonian Hydrous Mg/Ni layer silicate deposits : Towards a better understanding of garnierites genesis in ultramafic geological settings» (4 jours de temps de faisceau en juin/juillet 2012) et « Probing Ni and Fe crystal-chemistry in serpentine-like and talc-like minerals from "garnierite" in New Caledonia in order to elucidate the mechanism of formation of hydrous Mg/Ni silicate deposits in ultramafic geological settings » (4 jours de temps de faisceau en novembre 2013). Ces deux projets ont été réalisées en collaboration avec des collègues de l'Institut de Chimie des Milieux et Matériaux de Poitiers (IC2MP – UMR CNRS 7285; S. Petit et L. Caner) et du CSIRO de Perth (M. Wells et E. Ramanidou). <https://www.synchrotron.org.au/features/proposal-search>

1.5. ACTIONS DE FORMATION

Les principales actions de formation réalisées dans le cadre de ce projet sont résumées ci-dessous :

- Thèse CNRT Gabrielle Dublet (période du 01/12/09 au 01/02/13). Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie réalisée en grande partie à l'IMPMC, avec un séjour au centre IRD Nouméa du 23/09/10 au 01/04/11. Sujet : « Cristallochimie et dynamique des éléments traces métalliques (Ni, Mn, Co) dans les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie » (Direct. E. Fritsch et F. Juillot) ;
- Stage Master (M2) Clément Bernardeau (09/01/12-15/06/12). Stage de l'Université de Poitiers réalisé à l'IC2MP. Sujet : « Caractérisation d'échantillons nickélifères de Nouvelle-Calédonie » (Encadr. L. Caner) ;
- Stage Master (M2) Marielle Pacreau (01/01/11 - 01/06/11). Stage de l'Université de Poitiers réalisé au Centre IRD Nouméa. Sujet : « Modélisation 3D de la répartition du nickel du site minier de Goro en Nouvelle-Calédonie » (Encadr. E. Fritsch, F. Juillot et M Mangeas) ;
- Post-doc CNRT Dik Fandeur (01/12/09 - 01/12/10). Post-doc réalisé au Centre IRD Nouméa. Sujet : Soutien à la mise en place d'un atelier de litholamellage sur le Centre IRD Nouméa (action soutenue par un projet GOPS), participation aux missions de terrain, contribution à l'analyse minéralogique globale des échantillons issus des profils d'altération étudiés dans le cadre du projet ;
- VCAT IRD/IMPMC-LAMA Lionel Fonteneau (20/09/10 - 01/09/11). Contrat réalisé au Centre IRD de Nouméa. Sujet : Développement de protocoles d'analyses des

éléments métalliques par ICP-OES dans des matrices complexes au Laboratoire des Moyens Analytiques du Centre IRD Nouméa, analyses minéralogique détaillées des phyllosilicates collectés dans les profils d'altération étudiés dans le cadre du projet (Encadr. E. Fritsch et L. Jamet) ;

- Stage Master (M2) Etienne Martin (01/05/11 - 30/09/11). Stage de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy - ENSG réalisé à l'IMPMC. Sujet : « Minéralogie et cristalochimie des silicates nickélifères de Nouvelle-Calédonie. Implications génétiques » (Encadr. E Fritsch, G. Calas et L Galois) ;
- Stage Master (M2) Areej Adra (01/01/10 - 30/06/10). Stage de l'Université Pierre et Marie Curie réalisé à l'IMPMC. Sujet : « Etude expérimentale et cristalochimique des minéralisations silicatées nickélifères de Nouvelle-Calédonie. Implications génétiques » (Encadr. J.L. Robert et E. Fritsch) ;
- Stage Master (M2) Georges Lequerre (01/01/10 - 30/06/10). Stage de l'Université Pierre et Marie Curie réalisé à l'IMPMC. Sujet : « Etude spectroscopique des minerais de nickel de Nouvelle-Calédonie » (Encadr. G. Calas et J.L. Robert) ;
- Stage Master (M2) Laetitia Amisse (01/01/10 - 30/06/10). Stage de l'Université de Rennes réalisé à Géosciences Rennes. Sujet : « Compositions isotopiques en oxygène des veines de garniérites de Nouvelle-Calédonie » (Encadr. Ph Boulvais).

1.6. PRODUCTION SCIENTIFIQUE DU PROJET

● Thèse :

- Dublet G. 2013. Relation entre spéciation et distribution du nickel dans les couvertures d'altération latéritique des roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie. Thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie (Spécialité Physique et Chimie des Matériaux, ED 397), 332p.

● Articles :

- Dublet, G., Juillot, F., Morin, G., Fritsch, E., Fandeur, D., Ona-Nguema, G., Brown Jr, G.E. (2012): Ni speciation in a New Caledonian lateritic regolith: a quantitative X-ray absorption spectroscopy investigation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **95**, 119–133.
- Dublet G., Juillot F., Morin G., Fritsch E., Noel V., Brest J. and Brown Jr G.E. (2013). XAS evidence for Ni sequestration by siderite in a lateritic Ni-deposit from New Caledonia. *American Mineralogist*, **99**, 225-234.
- Dublet G., Juillot F., Morin G., Fritsch E., Fandeur D. and Brown Jr G.E. (2014). Goethite aging explains Ni depletion in upper units of ultramafic lateritic ores from New Caledonia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, submitted.
- Fritsch E., Juillot F., Dublet G. Fonteneau L., Fandeur D., Martin E., Caner L., Auzende A.L., Grauby O., Beaufort D. (2014). An alternative model for the formation of hydrous Mg/Ni silicate ore (deweylite/garnierite) in Ni-laterite deposits from New-Caledonia: I. Texture and mineralogy of a sequence of mineral assemblages in silicate infillings of reactivated serpentized faults. *European Journal of Mineralogy*, submitted.
- Fritsch E., Juillot F., Dublet G. Fonteneau L., Fandeur D., Martin E., Caner L., Auzende A.L., Grauby O., Beaufort D. (2014). An alternative model for the formation of hydrous Mg/Ni silicate ore (deweylite/garnierite) in Ni-laterite deposits from New-

Caledonia: II. Petrography and crystal chemistry of a sequence of mineral assemblages in silicate infillings of reactivated serpentized faults. *European Journal of Mineralogy*, submitted.

- Juillot F., Fritsch E., Dublet G., Fandeur D. and Morin G. (2015). Mineralogical and physical trends and geochemical behavior of major and trace elements associated with the differentiation of a freely-drained lateritic regolith in ultramafic rocks (Koniambo, New Caledonia). *Geoderma*, in preparation.
- Fonteneau L., Caner L., Fritsch E. and Juillot F. (2015). Octahedral vacancy and swelling properties of Mg-Ni hydrous 1:2 layer silicates formed in serpentized and fractured veins of ultramafic formations (New Caledonia). *Geoderma*, in preparation.
- Amisse L. et al. (2015). Stable isotope compositions (O, H) of Ni-rich garnierite veins, New Caledonia. *Mineralium Deposita*, in preparation.

● Participation à des congrès :

- 2013 Dublet G., Juillot F., Morin G., Fritsch E., Brest J. and Brown Jr. G.E.. Fate of Ni in local reduced environments developed on lateritic Ni ores from New Caledonia. 23ème Goldschmidt Conference, Florence, 25-30 August 2013, Oral.
- 2013 Fritsch E., Juillot F., Auzende A.L., Dublet G. Caner L. and Beaufort D. Mineralogical pathways involved in the formation of hydrous Mg/Ni silicate ores (New Caledonia). 23ème Goldschmidt Conference, Florence, 25-30 August 2013, Oral.
- 2012 Cathelineau M., Harlaux M., Rosser-Ruck, Caumon M.C., Boulvais P., Fritsch E., Couteau C. Serpentine and their alteration products associated with the exhumation and supergene alteration of the New Caledonia ophiolite: a Raman, XRD, SEM and TEM study. *GeoRaman*, Nancy 1, June 2012, Oral.
- 2012 Fritsch E., Juillot F., Fonteneau L., Dublet G., Auzende A.L., Fandeur D., Caner L., Petit S., Beaufort D., Cathelineau M., Boulvais P. Petrography and crystal-chemistry of hydrous Mg/Ni layer silicates from deeply serpentized faults in the Caledonian ophiolite: New insights on the formation of garnierite. *Serpentine Days*. Porequerolles Island, France. 2-6 September 2012, Poster.
- 2012 Dublet G., Juillot F., Morin G., Fritsch E., Fandeur D., Ona-Nguema G. and Brown Jr. G.E. (2012) EXAFS analysis of crystal chemistry of Ni in a lateritic weathering profile from New Caledonia. 22ème Goldschmidt Conference - Earth in Evolution, Montreal, Canada, 24-29 Juin 2012, Oral.
- 2012 Fritsch E., Juillot F., Fonteneau L., Auzende A.L., Fandeur D., Martin E., Caner L., Petit S., Beaufort D., Cathelineau M. and Boulvais P. (2012) Petrography and crystal-chemistry of hydrous Mg/Ni layer silicates from deeply serpentized faults in the Caledonian ophiolite: New insights on the formation of garnierite. *Serpentine Days*, Porquerolles, France, 02-06 Septembre 2012, Poster.
- 2012 Dublet G., Juillot F., Morin G., Fritsch E., Fandeur D., Ona-Nguema G. and Brown Jr. G.E. (2012) Spéciation quantitative du nickel dans les latérites de Nouvelle-Calédonie : Analyse par spectroscopie d'absorption des rayons X (EXAFS). 11ème Journées Nationales d'Etude des Sols - JNES, Versailles, France, 19-23 Mars 2012, Oral.
- 2011 Juillot F., Dublet G., Fandeur D., Fonteneau L., Fritsch E., Morin G., Ambrosi JP., Olivi L., Cognigni A., Hazemann JL., Proux O., Webb S. and Brown Jr. G.E. (2011) New Caledonia as a new site on ultramafic rocks for the French Critical Zone Exploration Network. American Geophysical Union - AGU Fall Meeting, San Francisco, USA, 05-09 Décembre 2011, Poster.

- 2011 Dublet G., Juillot F., Fritsch E., Morin G., Fandeur D., Fonteneau L., Robert J.-L., Auzende A.L. and Estève I. (2011) Importance des phyllosilicates sur la cristalochimie du nickel au cours de l'altération de roches ultrabasiques (péridotites) en Nouvelle-Calédonie. 9ème Colloque Annuel du Groupe Français des Argiles, Paris, France, 10-12 Mai 2011, Oral.
- 2011 Juillot F., Dublet G., Lequerré G., Adra A., Fonteneau L., Morin G., Fritsch E. and Robert J.-L. (2011) Approche cristalochimique et spectroscopique de l'origine hydrothermale ou supergène des garniérites de Nouvelle-Calédonie. 9ème Colloque Annuel du Groupe Français des Argiles, Paris, France, 10-12 Mai 2011, Oral.
- 2010 Juillot F., Fandeur D., Fritsch E., Morin G., Ambrosi J.P. and Brown Jr. G.E. (2010) Importance of phyllosilicates and Fe/Mn oxyhydroxydes on the distribution of Ni and Cr along a lateritic soil in New Caledonia. 20ème Goldschmidt Conference - Earth, Energy, and the Environment, Knoxville, USA, 13-18 Juin 2010, Oral.
- 2010 Juillot F., Fandeur D., Fritsch E., Morin G., Ambrosi J.P., Olivi L., Cognigni A., Hazemann J.L., Proux O., Webb S. and Brown Jr. G. E. (2010) Behavior of major and trace elements upon weathering of peridotites in New Caledonia : A possible site on ultramafic rocks for the Critical Zone Exploration Network (CZEN) ?. European Geosciences Union - EGU, Vienne, Autriche, 2-7 Mai 2010, Poster.
- 2010 Fandeur D., Juillot F., Fritsch E., Morin G., Ambrosi J.P. and Brown Jr. G. E. (2010) Crystal-chemistry of Ni and Cr within phyllosilicates and Fe/Mn oxyhydroxydes along a lateritic regolith in New Caledonia. 20ème International Mineralogical Association Meeting – IMA, Budapest, Hongrie, 21-27 Août 2010, Oral.
- 2009 Fandeur D., Juillot F., Morin G., Webb S., Olivi L., Hazemann J.L., Brown Jr. G.E. and Fritsch E. (2009) XANES investigation of the redox behavior of Cr in a tropical context. 19ème Goldschmidt Conference, Davos, Suisse, 21-26 Juin 2009, Oral.
- 2009 Fritsch E., Fandeur D., Morin G., Fialin M., Couffignal F. and Juillot F. (2009) Hydrothermal vs. meteoric redistribution of elements upon tropical weathering of ultramafic rocks. 19ème Goldschmidt Conference, Davos, Suisse, 21-26 Juin 2009, Poster.
- 2009 Juillot F., Fandeur D., Fritsch E., Morin G., Olivi L., Webb S., Hazemann J.L., Ambrosi J.P. and Brown Jr. G. E. (2009) Synchrotron-based redox behavior of chromium during weathering of ultramafic rocks in New-Caledonia. European Geosciences Union - EGU, Vienne, Autriche, 19-24 Avril 2009, Oral.

2. CADRE DE L'ETUDE

2.1. LES GRANDS TYPES DE GISEMENTS LATÉRITIQUES NICKÉLIFÈRES DE NOUVELLE-CALÉDONIE

La Nouvelle-Calédonie abrite le troisième plus grand gisement nickélifère du monde qui couvre près d'un tiers de la superficie de la grande terre (Fig. 1). Fréquemment qualifiés de latérites nickélifères (Brand *et al.*, 1998 et autres références cités ci dessous), ces gisements sont hérités de l'altération d'un des plus grands complexes ophiolitiques de la planète qui s'est mis en place sur la ride de Norfolk à la fin de l'Eocène (Cluzel *et al.*, 2001). Ces gisements représentent en moyenne 1/4 des ressources en latérites nickélifères du monde (Elias, 2001).

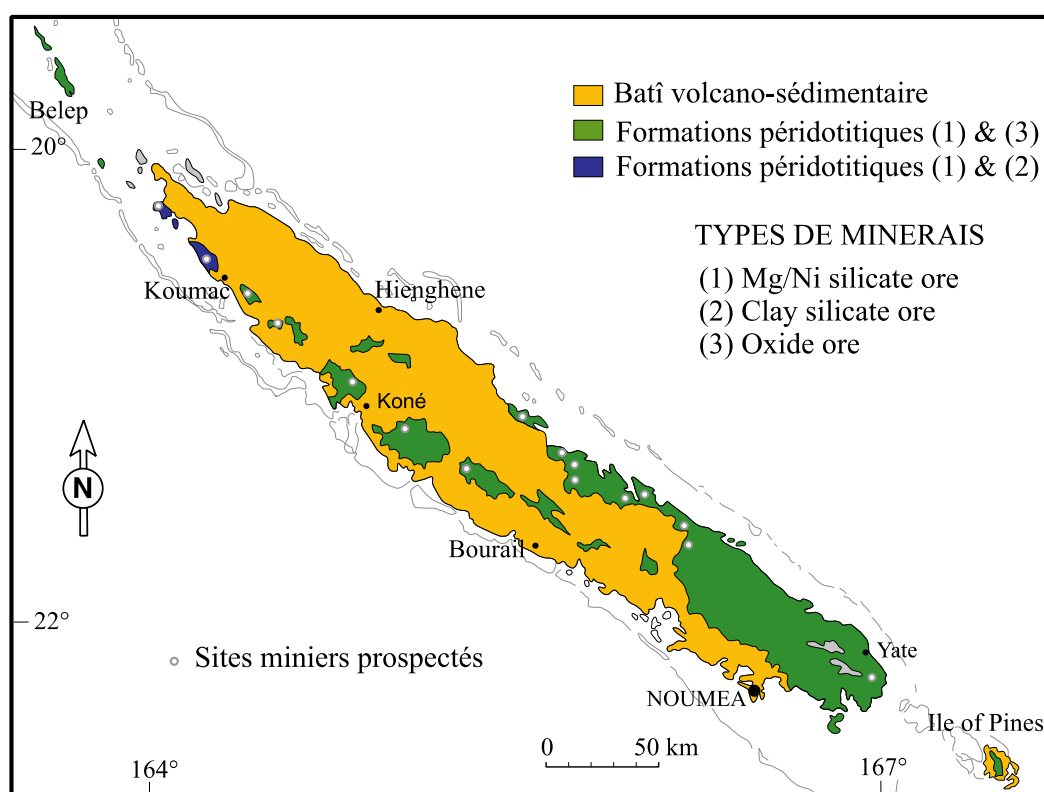


Figure 1 : Massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie et principaux types de gisement.

Suivant la nature et l'abondance des principales phases minérales porteuses du nickel et la distribution de ces phases dans les profils latéritiques formés sur roches péridotitiques, trois catégories de minerais nickélifères (Fig. 1) sont communément admis dans la littérature (Brand *et al.*, 1998; Gleeson *et al.*, 2004; Freyssinet *et al.*, 2005):

- (1) Les minerais silicatés, hydratés Mg/Ni (*hydrous Mg/Ni silicate ores*) également qualifiés par les mineurs de minerais silicatés à garniérite. Ces minerais sont constitués de phyllosilicates trioctaédriques 1:1 et 2:1, faiblement cristallisés et non

expansibles, de la famille des serpentines, des talcs et des sépiolites (Brindley & Hang, 1973; Bish & Brindley, 1978; Gleeson *et al.*, 2004; Lewis *et al.*, 2006; Proenza *et al.* 2008; Tauler *et al.*, 2009; Butt & Cluzel, 2013; Villanova-de-Benavent *et al.*, 2014). En Nouvelle-Calédonie, ces minéraux sont présents dans le réseau de fracturation des massifs péridotitiques et particulièrement bien préservés à la base des profils d'altération dans le saprock (i.e. à la transition entre la roche mère et la saprolite sus-jacente).

- (2) Les minerais silicatés argileux (*clay silicate ores*). Ces minerais de la famille des smectites (argiles gonflantes) sont essentiellement constitués de phyllosilicates dioctaédriques 2:1 tels que les nontronites et montmorillonites ferrifères et les beidellites alumineuses (Gaudin *et al.*, 2004). Ces argiles sont intimement associées aux oxydes de fer et essentiellement présentes à la base des niveaux saprolitiques. Le mélange intime de ces deux phases minérales (argile et oxyde) a conduit certains auteurs à le qualifier d'iddengsite.
- (3) Les minerais oxydés à Ni (*Ni oxide ores*). Ces minerais sont constitués majoritairement d'oxydes de fer (principalement de goethite) et de faibles quantités de chromites (minéraux résiduels, très peu altérés). Ils peuvent aussi contenir des teneurs variables en résidus de phyllosilicates Mg/Ni et en phyllomanganates Ni/Co. Ils sont fréquemment localisés dans la partie inférieure des niveaux latéritiques qui surmontent le manteau saprolitique (latérite de transition et latérite jaune) et peuvent pénétrer profondément dans ce dernier à la faveur des plans sub-verticaux de fracturation des massifs péridotitiques (bancs, cônes ou trièdres d'altération).

Les teneurs en nickel (Ni pondéral) sont comprises entre 30% dans les veines silicatées les plus riches en Ni (garniérite) à moins de 2% dans les minerais oxydés, avec des valeurs intermédiaires (< 4%) dans les minerais silicatés argileux à smectites. En Nouvelle-Calédonie, les latérites nickélifères sont généralement bien drainées et les 1^{er} et 3^{ème} types de minerais (minerais silicatés à garniérite et oxydés) sont de ce fait les plus fréquemment observés (Fig. 1). Néanmoins les minerais du 2^{ème} type (minerais silicatés à smectites) sont suffisamment abondants dans les massifs du Nord de la Grande Terre (Tiébaghi et Poum) pour être également exploités.

2.2. 2.2. MISE EN PLACE DE LA NAPPE OPHIOLITIQUE CALÉDONIENNE ET SÉQUENCE LITHOLOGIQUE

La fracturation et la serpentinitisation du manteau océanique ont été initiées au cours du déplacement du plancher océanique et sa subduction dans la fosse des Loyauté, puis ré-activées lors du chevauchement et de l'obduction d'une partie de ce manteau sur le bâti calédonien au nord de la ride de Norfolk. Ces mécanismes, à l'origine de la mise en place de l'ophiolite calédonien, se sont achevés à la fin de l'Eocène, il y a environ 34 Ma (Paris, 1981; Cluzel *et al.*, 2001). Ils ont généré une intense mylonitisation et serpentinitisation de la base de la nappe ophiolitique (formation d'une semelle de serpentinite) et favorisé la fracturation et le démantèlement de cette nappe en de nombreux blocs tectoniques.

De nos jours, la séquence mantellique des reliques de cette nappe ophiolitique est incomplète puisqu'il manque sa partie supérieure à basaltes, à intrusions et sils de gabbros ou wherlites. Des passées à gabbros et wherlites sont néanmoins présentes dans la partie sommitale et Sud-Est du massif du Grand Sud. Les formations péridotitiques de Nouvelle-Calédonie, héritées du démantèlement, de l'altération et de l'érosion de cette nappe ophiolitique, sont de ce fait essentiellement composées d'harzburgite. Ces harzburgites alternent avec des passées à dunitite et pyroxénite (fins ou larges rubanements d'origine océanique) et sont localement relayées par des masses de dunitites, plus spécifiquement

dans le massif du Grand Sud (Paris 1981, Guillon, 1975). Elles sont remplacées par des lherzolites alternant avec des passées à gabbros et des veinelettes de pyrites dans les massifs du nord de la Grande-Terre (Tiébaghi et Poum).

2.3. GÉODYNAMIQUE ASSOCIÉE À LA MISE EN PLACE DES LATÉRITES NICKÉLIFÈRES

La latéritisation de la nappe ophiolitique sous climat tropical a été initiée au début de l'Oligocène suite à l'émergence de la Grande-Terre et aux mouvements épirogéniques positifs qui ont affecté la ride continentale de la Nouvelle-Calédonie (Chevillotte *et al.*, 2006).

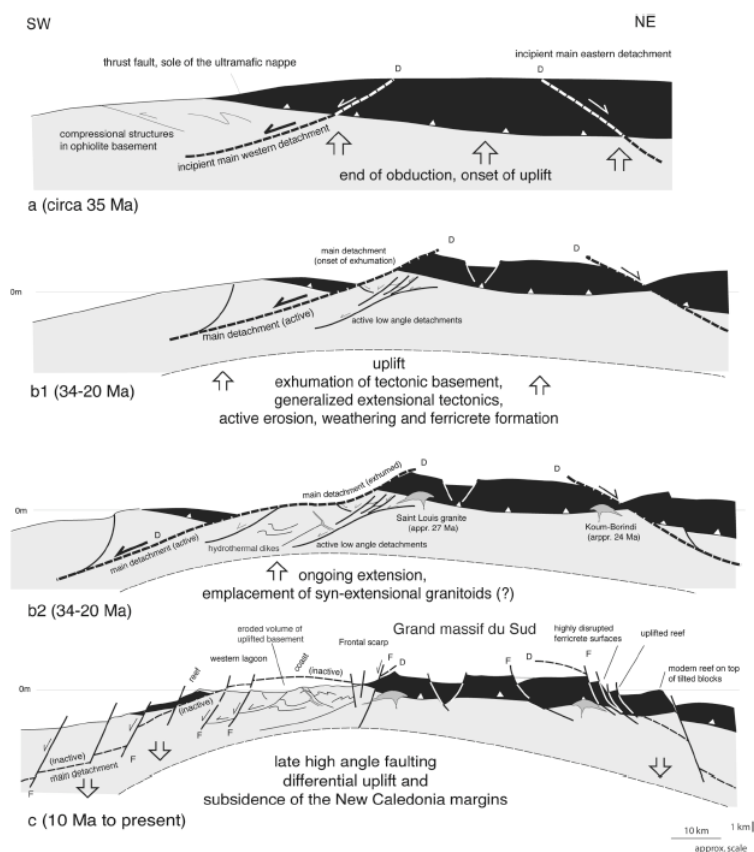


Figure 2 : Coupes SW-NE du Sud de la Grande-Terre schématisant la mise en place des blocs tectoniques et l'évolution géodynamique post-obduction de la nappe ophiolitique dans le massif du Grand Sud (d'après Lagabrielle et Chauvet, 2006)

Les différences d'altitude des surfaces abritant les latérites nickélifères de Nouvelle-Calédonie (Sevin *et al.*, 2012a) ont amené certains auteurs à admettre différentes phases d'aplanissement associées à des cycles d'altération et d'érosion, propices à l'individualisation de surfaces étagées, comme cela est généralement évoqué pour la zone tropicale de l'Afrique de l'Ouest (e.g. Latham, 1977). Toutefois, d'autres auteurs évoquent la dislocation d'une pénéplaine unique (Davis, 1925) en différents blocs étagés, suite à l'émergence de la nappe ophiolitique et à sa fracturation au cours de différentes phases compressives puis de relaxation de cette nappe (e.g. Lagabrielle *et al.*, 2005; Lagabrielle & Chauvet, 2008) (Fig. 2). De plus, des taux de surrection et d'érosion plus marqués au Centre et au Nord de la Grande-Terre, associés à un amincissement et une fracturation extensive

de l'ensemble de la nappe ophiolitique, expliqueraient la présence d'épaisses latérites nickélifères sur les parties sommitales des klippes du Centre et du Nord (altitudes: 250m - 1500m) par opposition à leur présence dans de vastes pénéplaines incisées de basses altitudes (210m) dans le massif du Sud (Lagabrielle *et al.*, 2005; Lagabrielle & Chauvet, 2008; Sevin *et al.*, 2012a) (Fig. 3 et 4).

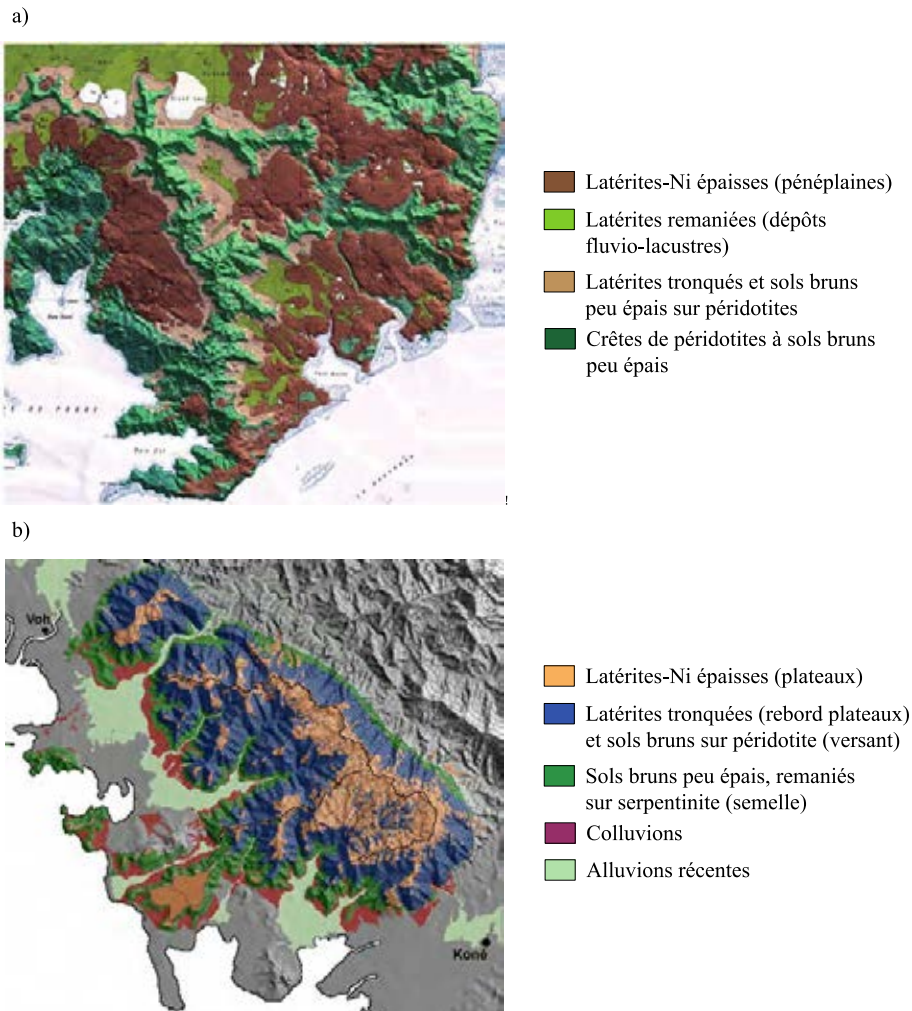


Figure 3 : Cartographie des latérites (couvertes de cuirasses plus ou moins démantelées) (a) dans les pénéplaines incisées du Sud-Est du massif du Grand Sud (sites miniers VALE de la région de Goro) et (b) au niveau du klippe du Mt Koniambo sur la côte Ouest (site minier KNS).

Ces latérites épaisses (jusqu'à 100m de profondeur à certains endroits) observées à différentes altitudes abritent les minéralisations à Ni/Co. Elles sont couvertes d'une épaisse cuirasse ferrugineuse plus ou moins démantelée en blocs et pisolites ferrugineux. Ce démantèlement des surfaces cuirassées est plus marqué à l'aplomb de zones déprimées (dolines) qui sont souvent situées à la croisée de failles et associées au développement accru en profondeur de systèmes karstiques. De telles couvertures latéritiques sont localement incisées par le réseau hydrographique dans les pénéplaines du Sud. Elles sont d'extension plus limitée sur les klippes du Centre et du Nord. A ce niveau, le démantèlement des niveaux cuirassés des plateaux de ces klippes ainsi que l'érosion des latérites nickélifères y sont également mieux exprimés.

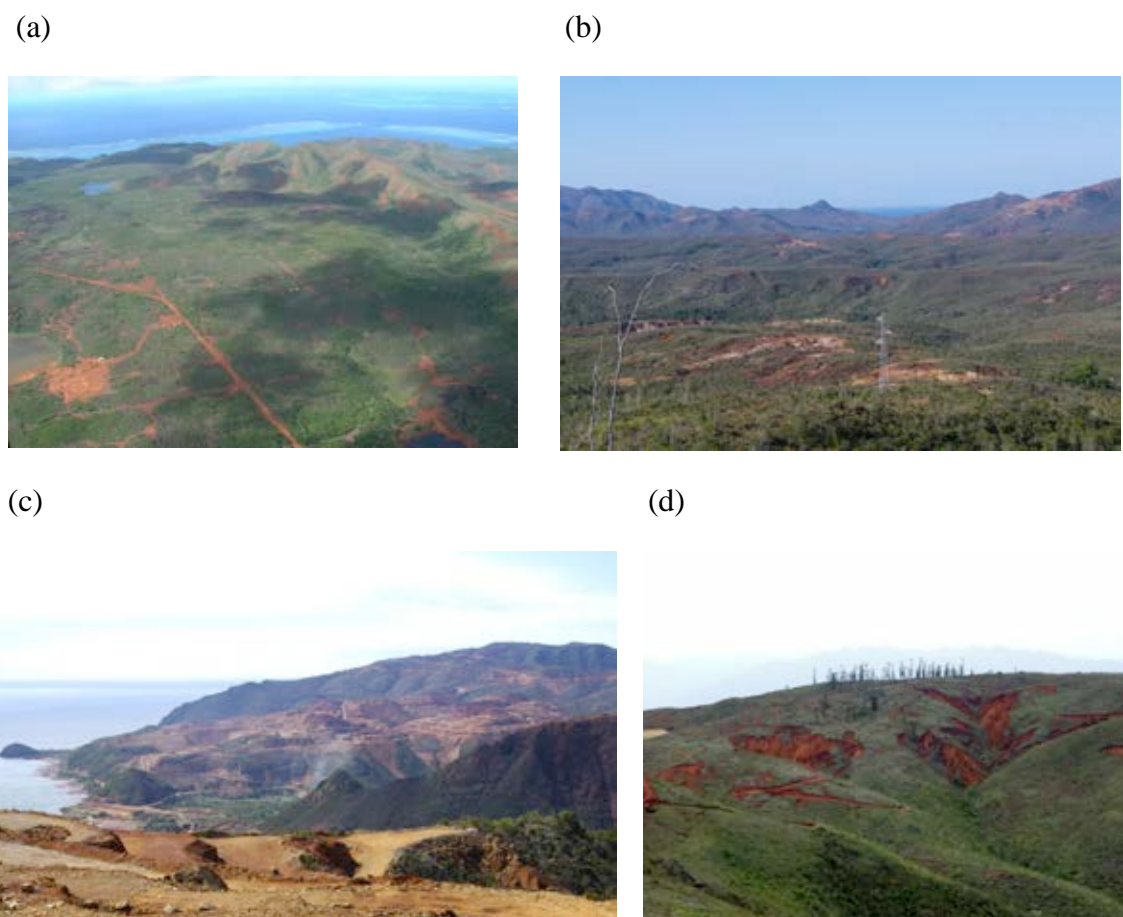


Figure 4 : Quelques exemples de latérites nickélifères de Nouvelle-Calédonie

(a et b) Dans les pénéplaines incisées du Sud-Est du massif du Grand Sud (a : plaine de la Kué à Goro et b : plaine de Morange). (c et d) Au sommet des klippes du Centre et du Nord de la Grande Terre (c : région de Poro, mine « La Française » du CFTMC et d : plateau de Trazy du Mt Koniambo avec figures d'érosion en griffe ou lavakas sur le rebord du plateau).

2.4. CHOIX DES SITES D'ÉTUDE

La reconnaissance des sites d'étude, essentiellement engagée durant la première année du projet lors de missions communes avec les participants du projet Nickal, a permis de resituer les amas minéralisés à Ni et Co dans les profils d'altération et de replacer ces derniers dans leur contexte morpho-structural à l'échelle de l'ensemble des massifs ultrabasiques de la Nouvelle-Calédonie.

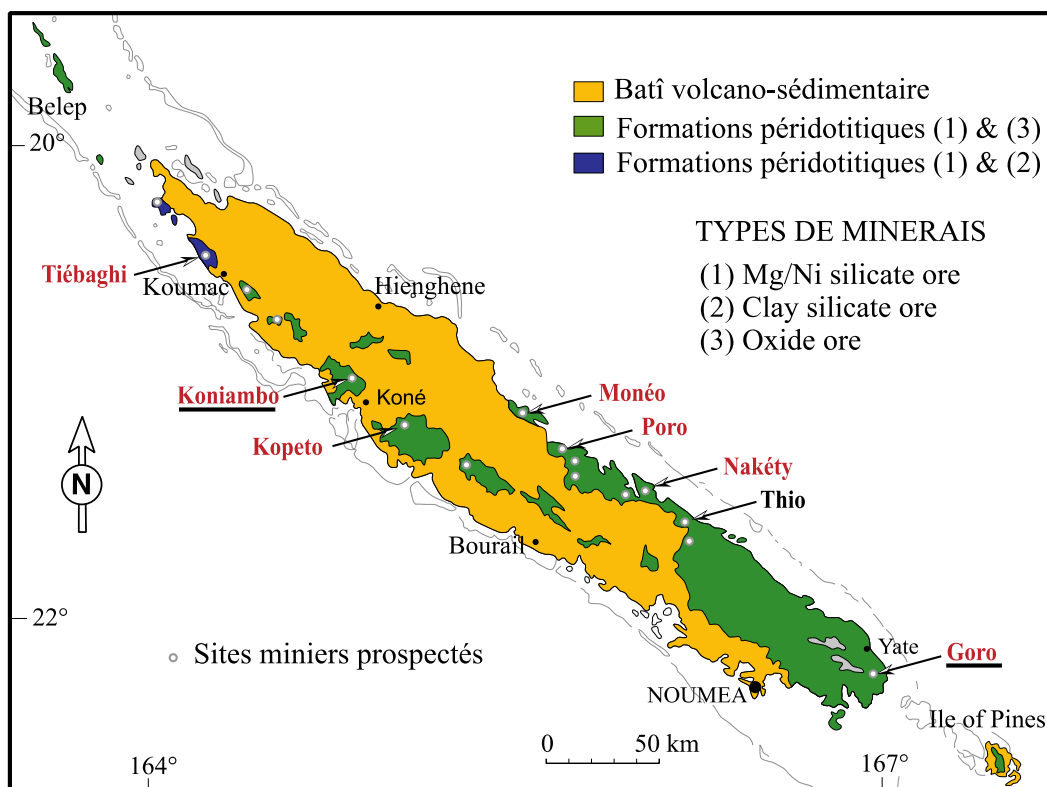


Figure 5 : Localisation des sites sélectionnés pour ce projet

(i) études de spéciation du Ni, Mn et Co et bilans d'altération sur des profils entiers et sondages miniers (en rouge souligné) et (ii) études des amas minéralisés à Ni et Co sur des fronts miniers (en rouge).

Ce premier inventaire de terrain nous a amenés à nous focaliser sur les latérites nickélifères bien drainées qui sont dominantes sur le territoire et composées, pour l'essentiel, de la superposition et imbrication de minerais silicatés à garniérite et de minerais oxydés. Trois sondages miniers ont été sélectionnés pour (i) révéler les changements de spéciation de Ni, Mn et Co le long de profils d'altération retenus pour cette étude et (ii) réaliser des bilans d'altération (pertes et gains) dans les différents compartiments de ces profils. Le premier sondage (Y5) de 64m de profondeur est situé sur le plateau cuirassé de Trazy de la klippe du Mont Koniambo sur la côte Ouest de la Province Nord (Fig. 5 et 6). Il est représentatif des latérites riches en Ni des klippes et comprend de ce fait des amas minéralisés à Ni (phyllosilicates) et en moindre mesure à Co (oxydes de Mn). Les deux autres sondages (S4 et S78) appartiennent au site minier de Goro (société VALE) et sont de ce fait associés aux pénélaines à latérites nickélifères de l'extrémité Sud-Ouest du Massif du Grand Sud.

La sélection de ces deux sondages a été établie dans le cadre du stage de deuxième année de Master de Marielle Pacreau à partir des données de sondages miniers du test minier de Goro fournies par la société VALE. Ces données de chimie et de description stratigraphique concernaient environ 1000 forages miniers (97 000 échantillons) réalisés sur un secteur d'environ 1 km² au cours d'une phase de pré-production (maillage 100x100m) et d'exploration (25x25m) dans la zone « Goro Sud ».

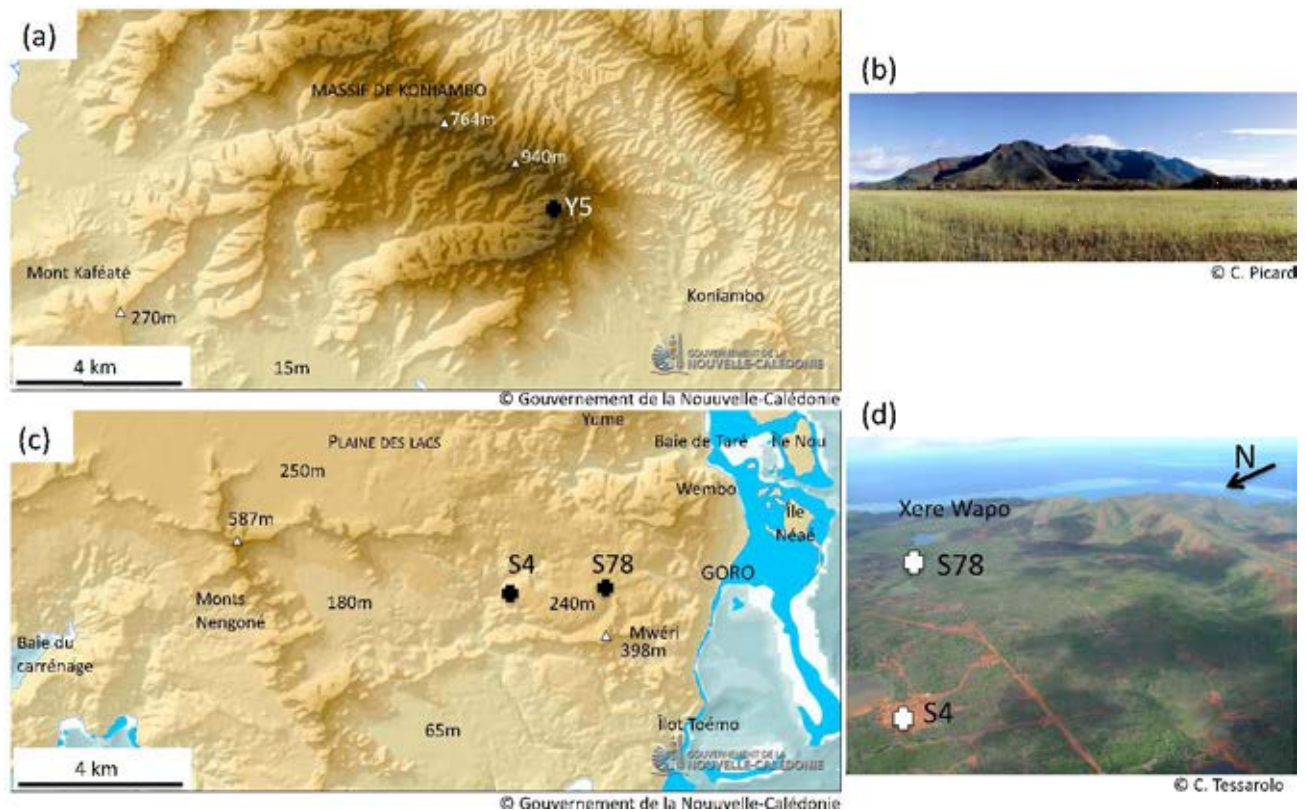


Figure 6 : Aperçu géomorphologique et localisation des deux sites d'étude sélectionnés durant ce travail

(a) et (b) Massif du Koniambo. (c) et (d) Pénéplaine de Goro. Les sondages étudiés sont localisés par une croix. Les teintes sur les cartes du relief (a et c) sont d'autant plus foncées que les altitudes sont importantes (d'après le Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie, via le site georep.nc en date du 4 septembre 2012).

Les deux sites choisis pour cette étude étaient considérés comme susceptibles de donner lieu à des processus sensiblement différents de redistribution des éléments au cours de la latéritisation car ils présentent des contextes géomorphologiques contrastés (i.e. le site du Koniambo correspond à un plateau latéritique « perché » alors que le site de Goro correspond à une pénéplaine localisée dans les « cellules de résorption » du grand massif du Sud ; Tableau 1). Cette différence de géomorphologie était notamment suspectée induire des différences de conditions de drainage, les massifs du Sud étant parfois décrits comme de petits bassins au moins partiellement « endorhéiques », creusé de nombreuses dolines et dépressions marécageuses (Hope & Pask, 1998).

Tableau 1 : Quelques caractéristiques des deux régions d'étude choisies

	Koniambo	Goro
Géomorphologie	Plateau perché	Bas-reliefs entourés de chaînes de péridotite nue
Lithologie	Plus bas dans la séquence ophiolitique ; harzburgite majoritaire.	Plus haut dans la séquence ophiolitique ; harzburgite majoritaire, mais présence importante de dunite et de filons de gabbro.
Climat	Humide (1400 à 2100 mm/an)*	Humide (1700 à 2500 mm/an)**
Période de l'altération	Courte ***	Probablement plus longue et épisodique

*D'après la carte de Météo France (2004) montrée par Perrier (2006), il s'agit de moyennes sur la période de 1966 à 1995.

**D'après la carte de Météo France (2004) présentée par Maitrepierre (2004).

***En extrapolant les résultats obtenus par Sevin et al. (2012b) sur la klippe de Tiebaghi, pour laquelle l'altération n'a probablement duré que sur la fin de l'Oligocène.

Les épaisseurs relatives des différentes unités d'altération identifiées (saproliite, latérite de transition, jaune, rouge, cuirasse) sont variables d'un profil à l'autre. Par exemple, les deux profils de Goro sélectionnés présentent tous les deux des latérites épaisses (une trentaine de mètres), mais une saproliite d'épaisseur contrastée (fine pour S78 et épaisse pour S4 ; Figure 7a). Sur la base de ces critères, le profil Y5 du massif du Koniambo est similaire au profil S4.

Les trois profils Y5, S4 et S78 ont été sélectionnés non seulement pour leurs teneurs en nickel contrastées en moyenne sur la latérite, mais également pour les différences d'évolution de ces teneurs avec le degré d'altération (Figure 7b). En effet, le profil S78 a été choisi pour représenter les profils d'altération dont les teneurs en nickel restent parmi les plus faibles quel que soit le degré de l'altération, tandis que le profil S4 représente les profils dont la saproliite est particulièrement riche en nickel (au moins localement) et la latérite reste parmi les plus riches pour les degrés d'altération les plus poussés. Le profil du Y5 présente, quant à lui, des teneurs en nickel intermédiaires (Figure 7b).

(a)

(b)

Figure 7 : Epaisseur de l'unité saprolitique et teneur en nickel en fonction de l'altération

(a) Estimation de l'épaisseur de l'unité saprolitique (SP) pour les trois profils étudiés (S4, S78 et Y5). Tous : données des 1000 forages réalisés sur le site de Goro et fournies par la société VALE. (b) Relation entre la teneur en nickel et le degré d'altération (représenté par la concentration en Fe₂O₃) dans les différentes unités des trois profils étudiés. Légendes : CRS = cuirasse ; LR = latérite rouge ; LJ = latérite jaune ; LTR = latérite de transition ; SP = saprolite et R = roche-mère.

Compte tenu de la spécificité des données nécessaires à l'établissement de bilans d'altération (densité apparente, notamment), les calculs de tassement et de transfert d'élément au cours du développement des profils d'altération sur roches ultrabasiqes (péridotites) n'ont pu être réalisés que sur le profil Y5 du massif du Koniambo. De même, du fait des contraintes de l'approche spectroscopique utilisée pour l'étude de la spéciation du nickel dans le cadre de ce travail (nécessité de disposer de temps d'accès à des grands instruments de type dispositifs de rayonnement synchrotron), seuls des échantillons collectés le long des trois profils ont été analysés pour cette partie du travail. En revanche, la caractérisation minéralogique, pétrographique et cristalochimique des amas minéralisés à Ni/Co (phyllosilicates/oxydes de Mn) reconnus dans ces trois profils d'altération a été étendue à un plus grand nombre d'échantillons collectés à travers plusieurs sites miniers (Fig. 5) afin de nous assurer de la représentativité des résultats obtenus vis-à-vis des caractéristiques des minéralisations rencontrées au sein des massifs péridotitiques du territoire et de souligner d'éventuelles différences entre sites.

3. LES GRANDS ENSEMBLES STRUCTURAUX DES LATÉRITES NICKELIFÈRES DE NOUVELLE-CALÉDONIE

3.1. RECONNAISSANCE DES PRINCIPAUX FACIÈS ET ENSEMBLES D'ALTÉRATION DES LATÉRITES

L'exploration des différents sites miniers (Fig. 5), réalisée conjointement avec les membres du projet NICKAL en début de projet, nous a permis de décrire sur fronts miniers les principaux faciès d'altération des latérites nickélifères et de prélever des amas minéralisés dans les principaux niveaux d'altération du régolithe.

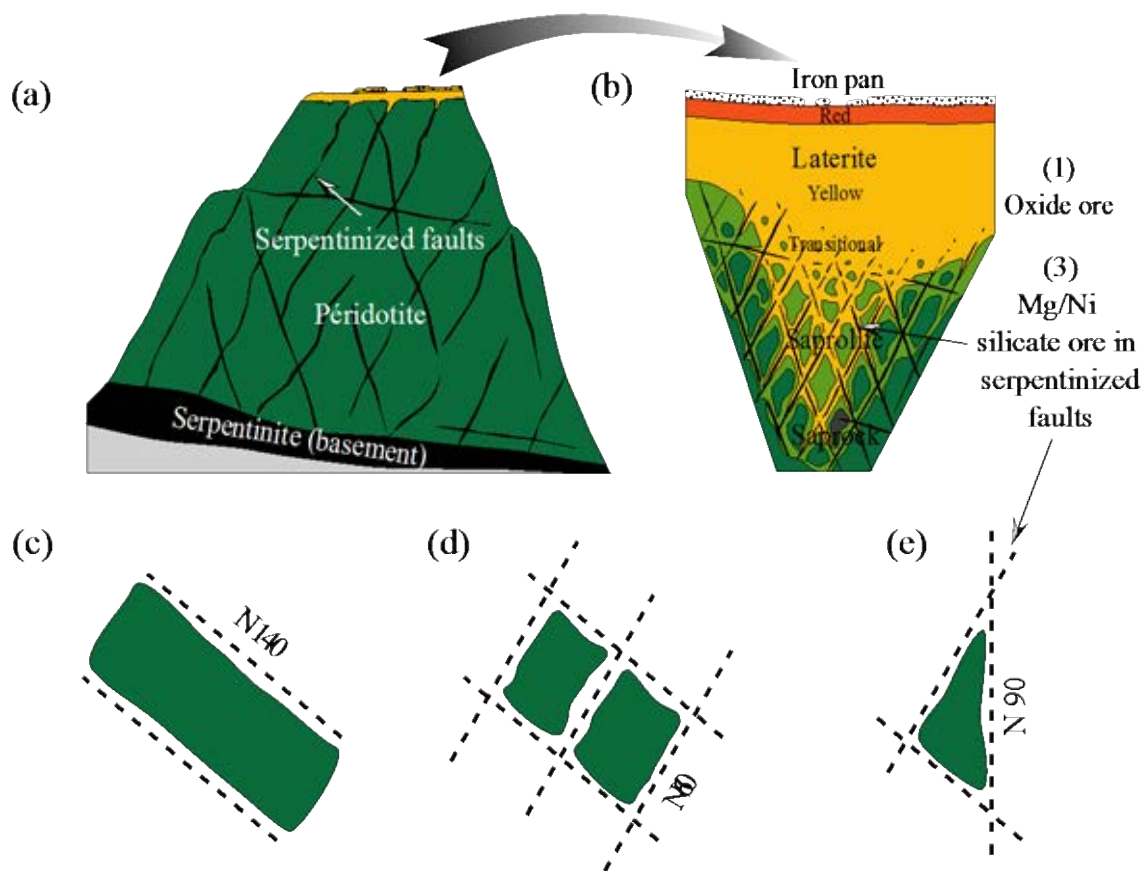


Figure 8 : Structuration des klippes du Centre et du Nord (exemple Mt Koniambo).

(a) Coupe du massif montrant la semelle intensément serpentinisée, la fracturation et serpentinisation de l'ensemble du massif et les latérites-Ni sur le plateau. (b) Représentation simplifiée des latérites avec les amas minéralisés à Ni dans le réseau de fracturation et serpentinisation. (c) (d) et (e) Distribution des minéralisations à Ni (en pointillé) en fonction du type de réseau de fracturation rencontré.

Ces travaux de terrain ont été répétés régulièrement en fonction des résultats obtenus en laboratoire pour conforter et étayer nos hypothèses de travail. Ils nous ont permis dans un premier temps d'effectuer les observations suivantes :

- Les amas minéralisés à garniérite sont observés dans le réseau majeur de serpentinisation et de fracturation des massifs péridotitiques (Fig. 8a,b). Ils sont attribués à des remplissages argileux blancs à verts (deweylite/garniérite) ainsi qu'à des remplissages siliceux gris à bruns (Fig. 10) ;

- Les directions structurales de ce réseau de fracturation ont été mesurées par l'équipe du projet Nickal sur les différents sites miniers prospectés. La nature des remplissages (argileux et siliceux) a également été notée par cette équipe. Même si ces directions structurales changent sensiblement d'un site à l'autre, plusieurs directions reviennent: (i) N140 (sens de l'alignement de la Grande-Terre) pour des failles inverses à brèches et également pour des failles normales produites en périodes de relaxation, (ii) N40-60 (sensiblement perpendiculaire aux précédentes), pouvant inclure d'anciennes failles transformantes dans la région de Thio (e.g. Bogota Peninsula shear zone), et (iii) des directions intermédiaires aux deux précédentes pour les zones de cisaillement et de fracturation secondaire. Suivant la diversification de ce réseau de fracturation, les amas minéralisés Mg/Ni à deweylite et garniërite peuvent être observés (i) dans des sillons (ensemble de failles normales, parallèles entre elles) (Fig. 8c), (ii) dans un maillage en forme de "boîtes à œuf" (box-works) (ensemble de failles orthogonales) (Fig. 8d) ou (iii) dans des trièdres (ensemble de trois séries de failles) (Fig. 8b,e) ;
- L'altération supergène (latéritisation) exploite de préférence les zones fortement fracturées et minéralisées du régolithe. Cette altération débute de ce fait aux interfaces entre le réseau majeur de serpentinitisation (pouvant porter les minéralisations à Ni) et les corps péridotitiques encaissants (Fig. 9). En se développant préférentiellement dans ces derniers, l'altération isole des boules de roche dans le niveau saprolitique du régolithe dont les tailles diminuent progressivement vers le haut. Ces boules montrent des gradients croissants d'altération depuis leur cœur jusqu'à leur périphérie (Fig. 9, cf faciès pétrographique) ;
- En se propageant préférentiellement dans les zones fortement fracturées et minéralisées du régolithe, cette altération engendre également de fortes irrégularités altimétriques au niveau de la transition entre niveau saprolitique et niveau latéritique sus-jacent (développement vers le bas et au sein du niveau saprolitique de bancs à pendage oblique ou de trièdres fortement latéritisés) ;
- Les amas minéralisés à garniërite et leur encaissant serpentinite sont particulièrement bien conservés à la base du régolithe, à la transition entre roche-mère et saprolite sus-jacente (i.e. saprock). A l'inverse, ils sont altérés et remaniés plus haut dans les profils d'altération, dans la zone transition entre saprolite et latérite (Fig. 10) ;
- Les latérites de transition contiennent des résidus de silicates issus du démantèlement et de l'altération des veines serpentinitisées et minéralisées (Fig. 11). Elles sont généralement dépourvues de corps saprolitiques ou péridotitiques et situées le plus souvent à l'aplomb des zones fortement fracturées ;
- Les résidus de silicates tendent à disparaître vers le haut et les latérites de transition sont relayées vers la surface par des latérites jaunes, puis des latérites rouges et enfin des cuirasses ferrugineuses, plus ou moins démantelées en blocs et pisolites (graviers ferrugineux) (Fig. 11) ;
- Des amas brun-foncé (minerai chocolat des miniers) sont fréquemment identifiés dans les latérites de transition mais également dans les latérites jaunes sus-jacentes (Fig. 10). Ces amas correspondent à des précipitations d'oxydes de Mn (principales phases porteuses du cobalt) qui sont souvent présentes à l'aplomb des zones fortement fracturées et minéralisées, mais plus haut dans les profils d'altération. Ces précipitations de couleur brun-foncé s'observent également dans des fractures, parfois entrecroisées (box-works), mais également et le plus souvent sous forme d'amas diffus d'oxydes de Mn intimement associés aux oxydes de Fe.

Il ressort de ce jeu d'observations qu'une séquence type d'unités structurales puisse être établie depuis la base vers le sommet des latérites nickélicifères (Fig. 9, 10 et 11) et que des variantes latérales sont à prendre en considération principalement dans les zones intensément fracturées, minéralisées et altérées du régolithe. Cette superposition d'unités structurales est celle communément établie par les miniers (voir l'harmonisation des nomenclatures entre les différentes compagnies minières du territoire proposée dans le rapport du projet Nickal).

Ces unités correspondent à la roche-mère (BRK), au niveau saprolitique (SAP), pour lequel des indices d'altération ont pu être établis par certaines compagnies minières, et au niveau latéritique sus-jacent qui se subdivise du bas vers le haut en : (i) une latérite de transition (TRN), une latérite jaune (LATJ), une latérite rouge (LATR), un niveau cuirassé (IP) et un horizon superficiel à blocs de cuirasse et à pisolites (Pis). Nous retiendrons cette nomenclature pour la suite de ce rapport et nous verrons par la suite que le traitement des données de sondage (Log stratigraphique et données chimiques) fournies par la compagnie VALE sur le site minier de Goro nous a permis d'établir les seuils de compositions chimiques de ces différentes unités latéritiques.

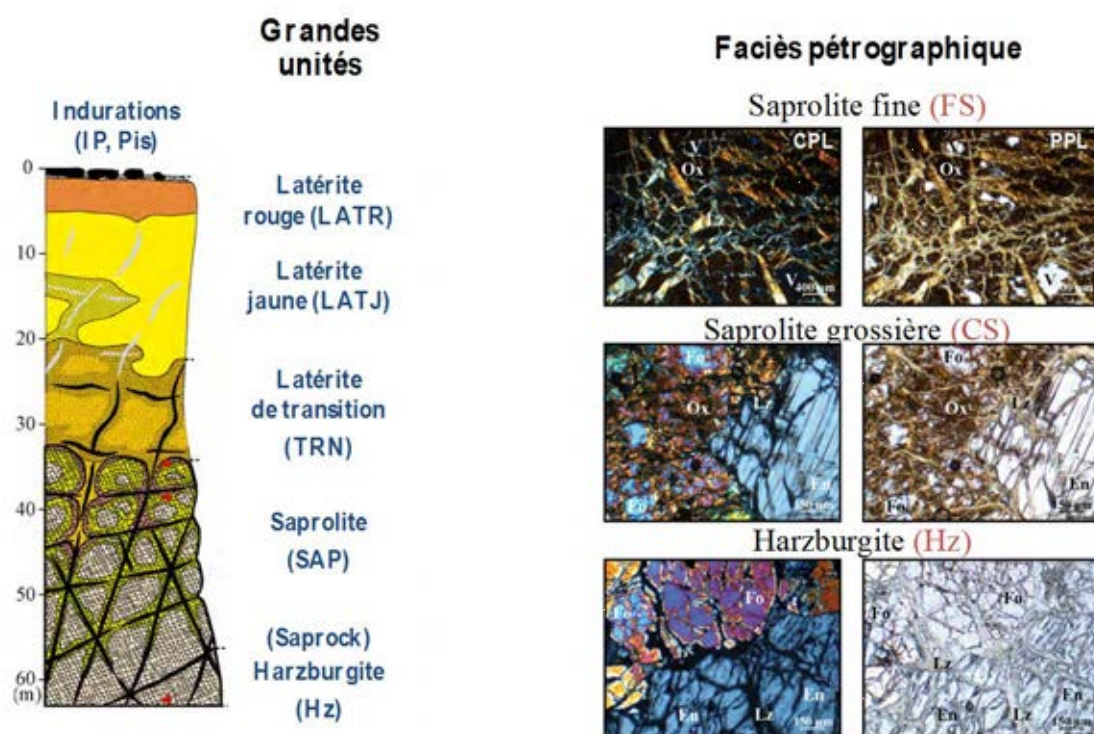


Figure 9 : Altération en boule dans la saprolite

L'altération est guidée en profondeur par les plans de fracturation portant les minéralisations, cette altération progresse dans l'encaissant péridotitique et préserve provisoirement les veines serpentinisées et minéralisées, des boules de péridotite montrant un gradient croissant d'altération de leur cœur vers leur périphérie (cf faciès pétrographique de la figure: Hz, CS et FS) s'individualisent, elles diminuent en taille et disparaissent dans la partie supérieure du niveau saprolitique, le développement du niveau saprolitique est associé à une altération différentielle des minéraux de la roche (généralement une harzburgite): altération préférentielle (1) des olivines dans la saprolite grossière (CS), (2) des pyroxènes dans la saprolite fine (FS) puis (3) du réseau serpentineux dans les horizons latéritiques sus-jacents.

D'autre part, les principales variations latérales sont attribuées à la présence ou non d'une latérite de transition, à son épaisseur, et à la puissance des niveaux latéritiques à son aplomb, dans les zones intensément fracturées et minéralisées du régolithe. Notons à ce titre qu'une ambiguïté subsiste dans la définition de la latérite de transition puisque cette

appellation est associée, dans certains cas, à la présence de résidus silicatés issus du démantèlement des veines à deweylite et garniérite et, dans d'autres cas, à la présence d'amas brun foncé à oxydes de Mn (voire aux deux à la fois). Les observations de terrain montrent que ces deux types de minéralisations sont souvent décalés, les derniers (amas à oxydes de Mn) surmontant souvent les premiers (amas à deweylite et garniérite).

La grande variabilité latérale des faciès observés, parfois établie à des échelles métriques, dépend de ce fait étroitement de l'intensité de la fracturation et de la minéralisation des veines serpentinisées des massifs ultrabasiques. Elle est plus facile à établir sur des fronts d'exploitation que sur des données de sondage (souvent trop espacés les uns des autres). Cette minéralisation Ni/Co des joints serpentineux est très variable d'un site minier à l'autre, les massifs les plus riches étant ceux de la région de Poro, du moins parmi ceux que nous avons visités dans le cadre de ce travail (Fig. 5).



Joint siliceux



Figure 10 : Observation des amas minéralisés dans les profils d'altération

Dans les profils d'altération les amas minéralisés sont très généralement observés dans le réseau de fracturation et de serpentinisation des péridotites (1) Les amas minéralisés Mg/Ni à plages blanches (deweylite) et vertes (garniérite) sont associés à des remplissages ultimes de silice. Ils sont en place en profondeur au sein du réseau de fracturation et de serpentinisation des péridotites et démantelés et altérés dans les latérites de transition sus-jacentes. (2) Les amas minéralisés Ni/Co à oxydes de Mn sont également abondants à l'aplomb de ces zones de fracturation mais observés plus haut dans les profils d'altération (i.e. dans les latérites de transition et les latérites jaunes sus-jacentes).

aune (LATJ)



Dew

Figure 11 : Les principales unités des latérites

(1) latérite de transition (LTN), souvent de couleur hétérogène (jaune-rouge), à résidus de phyllosilicates issus du démantèlement des veines minéralisées Mg/Ni (deweylite/garniérite) et de passées siliceuses (grises à brunes) et à minéralisations Ni/Co noires d'oxydes de Mn, (2) latérite jaune (LATJ) pouvant également contenir des précipités noirs d'oxydes de Mn, (3) latérite rouge (LATR) et (4) niveau supérieur induré : indurations ferrugineuses continues à cuirasse (IP) et discontinues à pisolites (Pis). A préciser aussi l'irrégularité des fronts d'altération (non figurés dans cette coupe) avec le développement préférentiel des latérites dans les zones les plus intensément fracturées et souvent minéralisées des massifs ultrabasiques (cône d'altération jaune rougeâtre pénétrant dans le niveau saprolitique sous-jacent).

3.2. PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE DES PRINCIPAUX NIVEAUX D'ALTÉRATION DES LATÉRITES NICKÉLIFÈRES DE NOUVELLE-CALÉDONIE

Les figures 9, 10 et 11 présentent cette séquence d'unités et d'amas minéralisés et révèlent également leurs faciès pétrographiques. La figure 12 illustre, quant à elle, les évolutions minéralogiques qui leurs sont associées.

Dans le niveau saprolitique nous observons ainsi une altération différentielle des minéraux primaires de la roche mère (le plus souvent une harzburgite) depuis la base vers le sommet de ce niveau et du centre vers la périphérie des boules altérées de péridotites. Cette altération différentielle se traduit par une dissolution sélective des olivines, puis des pyroxènes et enfin du fin réseau à serpentine (Fig. 12 et 13).

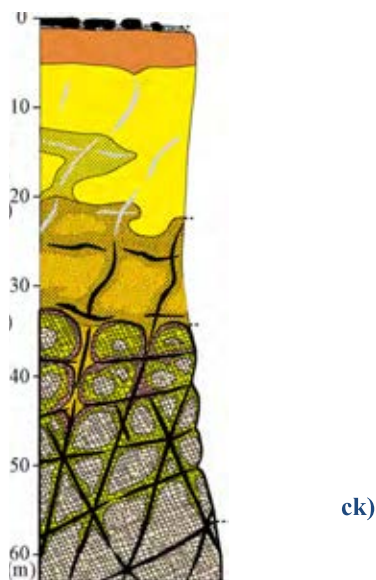


Figure 12 :Représentation schématique des grandes unités structurales des latérites bien drainées, développées sur roches ultrabasiqes (Mt Koniambo) et identification des grandes familles de minéraux reconnus dans ces unités.

Comme nous l'avons déjà signalé, elle se concentre dans les corps harzburgitiques de la saprolite et préserve le réseau, souvent entrecroisé, de veines de serpentines plus épaisses qui portent le plus souvent les amas minéralisés à Ni (Fig. 10). La dissolution des silicates puis des phyllosilicates génère une porosité qui est partiellement comblée par des précipités d'oxydes de fer (essentiellement de la goethite cryptocristalline) qui peuvent être localement associés à de faibles proportions de smectites gonflantes (généralement à la base du niveau saprolitique). Dans les latérites sus-jacentes, les silicates (olivine et pyroxène) ont totalement disparu. Le maintien de la structure de la roche est essentiellement assuré par les phyllosilicates des réseaux entrecroisés, fins et plus épais, des zones intensément serpentinisées et la porosité des matériaux latéritiques peut devenir extrêmement élevée (jusqu'à 75% dans les minerais « bouchon »). Cette porosité est exceptionnelle pour des matériaux latéritiques puisqu'elle n'atteint en général que 50% dans la plupart des latérites tropicales issues de l'altération de roches felsiques. L'altération ultime des phyllosilicates en oxydes de fer (et plus particulièrement ceux du fin réseau serpentineux) ne permet plus d'assurer la cohésion de ce réseau et, sous le poids des latérites sus-jacentes, les structures héritées de la roche et des saprolites qui les surmontent s'effondrent. Ce tassement progressif des latérites vers la surface se traduit par une baisse progressive de porosité. Elle se traduit également dans les matériaux latéritiques plus profonds par l'apparition de zones de cisaillement et de surfaces de décrochement lustrées (slikensides) dans les zones à fortes contraintes mécaniques. Ces dernières s'observent à la périphérie des dolines sur les plateaux et dans les décrochements majeurs sur de plus fortes pentes (failles listriques), plus particulièrement au niveau des *lavakas* des versants de plateaux cuirassés (Fig. 4d). Elles ont été décrites de manière plus détaillée par Genna *et al.* (2005).

Les latérites sont essentiellement constituées d'oxydes de fer (jusqu'à 95%) et, en bien moindres proportions, de chromites résiduelles (Fig. 12 et 13). Toutefois, des phyllosilicates 1:1 et 2:1 issus des veines minéralisées à Ni peuvent se maintenir en moindre proportion, à la base du niveau latéritique, et plus particulièrement dans les latérites de transition (Fig. 11). De même, des oxydes de Mn reliés aux amas brun foncé des latérites de transition et des latérites jaunes sus-jacentes sont parfois observés, en particulier à l'aplomb des zones minéralisées (Fig. 11). Les oxydes de fer sont essentiellement représentés par la goethite (α -FeOOH). Cette goethite est exclusive dans les latérites jaunes. Elle est associée à de faibles proportions d'hématite (Fe_2O_3) dans les latérites rouges sus-jacentes. Le fort pouvoir colorant de l'hématite explique qu'une faible proportion de ce type d'oxydes de fer soit suffisante pour développer une coloration rouge dominante dans la partie supérieure des latérites. L'hématite devient plus abondante dans les niveaux indurés sus-jacents (cuirasses et pisolites ferrugineuses). Enfin, de faibles proportions de maghémite (γ - Fe_2O_3) sont également identifiées dans la partie supérieure de ces latérites. Leur présence est généralement attribuée aux feux de brousse (Perrier *et al.*, 2006). Ainsi, les principales différenciations observées de la base vers le sommet des latérites nickélifères de Nouvelle-Calédonie sont associées (i) à une disparition progressive et localisée des amas minéralisés (d'abord à Ni puis à Co) associés aux phyllosilicates 1:1 et 2:1 et aux oxydes de Mn, (ii) à un rougissement et à un tassement progressif des matériaux latéritiques aboutissant, *in fine*, à l'individualisation de niveaux indurés. Ces derniers témoignent de processus de latéritisation générés sous des pédo-climats de plus en plus secs, propices à la mise en place de systèmes cuirassés et de maquis miniers.

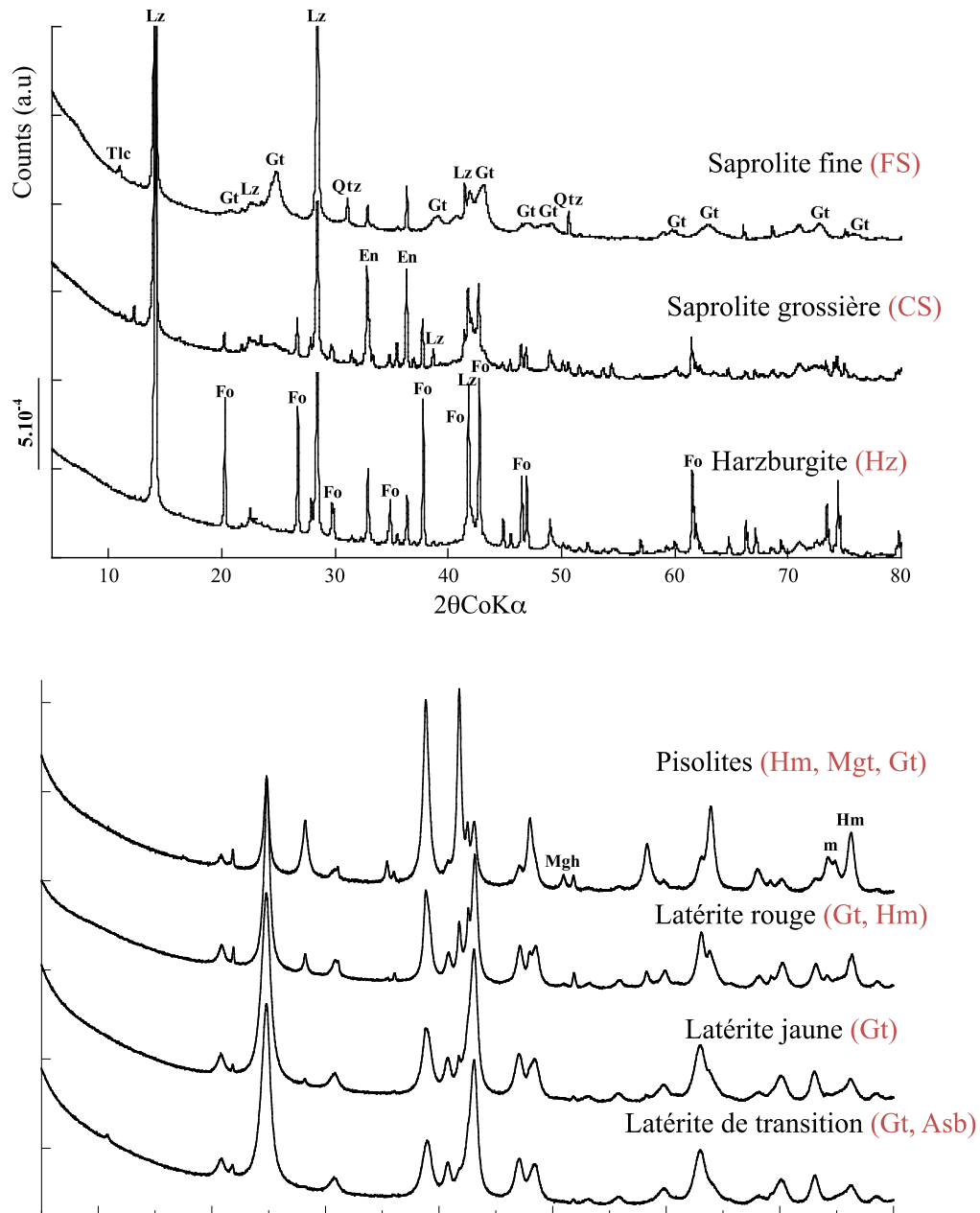


Figure 13 : Minéralogie de la roche-mère (Harzburgite) et de la saprolite (CS et FS) (BAS) et des principaux niveaux latéritiques (HAUT) du profil du Mt Koniambo. Légendes

Chr = Chromite, En = Enstatite, Gt = Goethite, Fo = Forstérite, Hm = Hématite, Lz = Lizardite, Mgh = Maghémite, Tlc = Talc.

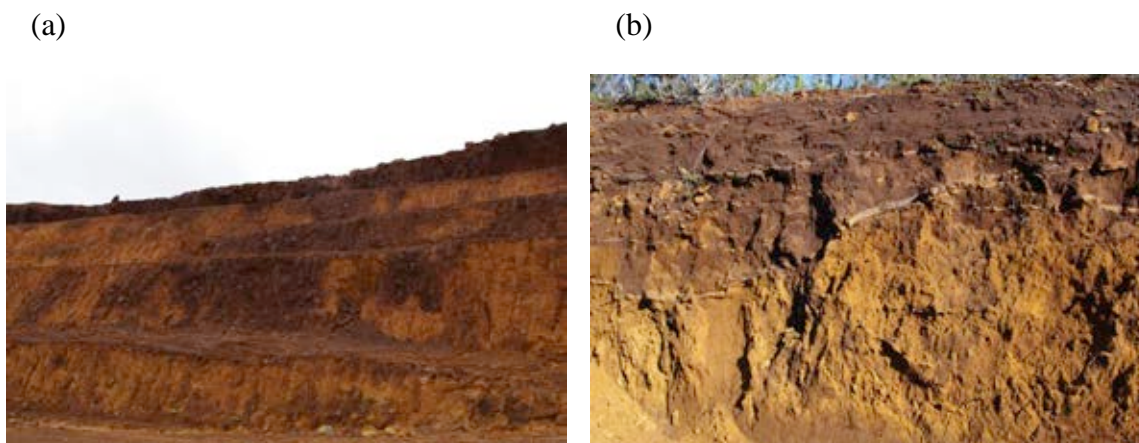


Figure 14 : Vues de « Cheminées de fer » et dépôts fluviolacustres

(a) Vue d'ensemble sur les « cheminées de fer » des couvertures latéritiques. Ces cheminées correspondent à des galeries verticales remplies de matériaux latéritiques des niveaux supérieurs des couvertures d'altération (latérites de couleur brun rouge à rouge foncé, pisolites, blocs de cuirasse). (b) Dépôts fluviolacustres de la région de la plaine des lacs (bordure du lac de Yaté) présentant une nette stratification horizontale, localement reprise par la tectonique (lits plissés, décrochement au niveau failles subverticales) et des figures de re-précipitation des oxydes de Fe (plaquettes ferrugineuses cm parallèles à la stratification, stalactites des oxydes de Fe avec conduit central racinaire).

Des variantes au niveau de cette séquence type de matériaux (issue d'une altération *in situ* de la roche) ont également été observées sur les différents sites miniers. Elles sont dues à des transferts de matières particulaires fines et grossières (fines particules d'oxydes de fer, pisolites et localement blocs de cuirasses) attribués au fonctionnement hydrologique particulier des latérites nickélifères (fluctuation rapide et en profondeur d'une nappe phréatique dans la macroporosité ménagée par l'altération, résurgences de nappes sur les rebords des plateaux cuirassés). Cette érosion particulière peut être attribuée, d'une part, au comportement thixotropique des matériaux latéritiques (aptitude à se liquéfier sous forte humidité) et, d'autre part, à l'érosion massive et abrupt des versants lors de la recharge des nappes et d'écoulements torrentiels dans le réseau hydrographique. Le premier type de comportement développe un système de karts en profondeur (plus particulièrement dans les zones fortement altérées, à l'aplomb des dolines) et des « cheminées de fer » dans la partie supérieure des latérites. Ces cheminées, localement très nombreuses (Fig. 14a), sont comblées de matériaux issus de la partie supérieure des couvertures d'altération (fines particules d'oxydes de fer de coloration variée, pisolites et blocs de cuirasses). Le deuxième type de comportement est associé à la mise en place de *lavakas* sur les versants et de dépôts fluviolacustres dans les zones basses des paysages latéritiques. Ces dépôts sédimentaires constitués essentiellement d'oxydes de fer sont particulièrement abondants dans la région de la plaine des lacs du massif du Sud et jouxtent de ce fait les sites miniers de la région de Goro (Fig. 14b). Dans ces deux cas, l'accumulation de matériaux latéritiques pauvres en Ni (essentiellement issus de la partie supérieure des latérites nickélifères) font significativement chuter la productivité des sites miniers concernés par ces transferts de matière.

4. CHANGEMENT DE SPECIATION DE NI LE LONG DES PROFILS D'ALTERATION

L'étude minéralogique des profils ayant révélé la co-existence de nombreuses phases susceptibles d'incorporer des teneurs plus ou moins élevées en nickel et cobalt (Fig. 15 pour une illustration sur le nickel), une étude fine de la spéciation de ces éléments le long des profils d'altération était nécessaire afin de préciser leurs contributions relatives à leur distribution verticale au sein des latérites nickélifères de Nouvelle-Calédonie.

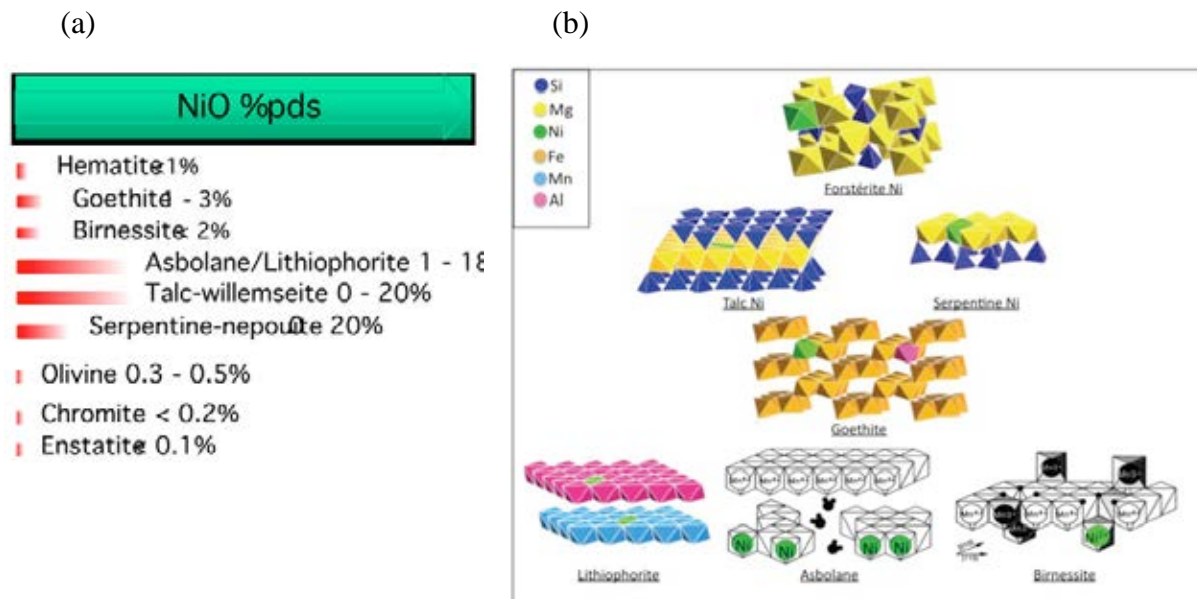


Figure 15 : Concentrations en nickel dans les minéraux et structures

(a) Bilan des concentrations en nickel répertoriées dans les différents minéraux identifiés au sein des profils latéritiques de Nouvelle-Calédonie (données issues des travaux de Trescases, 1975 ; Maquet et al., 1981 ; ; Llorca & Monchoux, 1991 ; Quantin et al., 2002 ; Fandeur, 2009 ; Dublet, 2013). (b) Représentation schématique des structures de certains de ces minéraux indiquant les sites cristallographiques des différents éléments (Ni est également représenté, mais sous forme substituée à d'autres éléments tels que Fe, Mg, Al ou Mn).

Cette partie du travail a été entreprise dans le cadre de la thèse de G. Dublet (2013). Elle a été menée à son terme pour le nickel, mais est restée inachevée pour le cobalt par faute de temps. Cette lacune devrait cependant être comblée car le CNRT a validé le prolongement de ce projet pour une période de 12 mois, période durant laquelle un chercheur en contrat post-doctoral (F. Ploquin) travaillera à la caractérisation cristallochimique des oxydes de manganèse porteurs de Ni et Co et à l'évaluation de leur rôle dans la spéciation du cobalt à l'échelle des profils latéritiques de Nouvelle-Calédonie.

4.1. APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE UTILISÉE

L'étude des changements de spéciation du Ni le long des profils latéritiques types a été abordée en utilisant la spectroscopie d'absorption des rayons X (notamment dans le domaine énergétique de l'EXAFS ou Extended X-ray Absorption Fine Structures). Cette technique a déjà montré sa capacité à distinguer les modes d'association du nickel avec les différentes espèces minérales caractéristiques des profils latéritiques nickélifères. Cette capacité repose sur les différences structurales qui existent entre ces espèces minérales qui

gènèrent des signaux EXAFS contrastés pour le nickel incorporé dans ces différents minéraux. Par exemple, Charlet & Manceau (1994) et Dähn *et al.* (2002 ; 2003) ont utilisé cette technique pour illustrer la présence de cations Ni²⁺ en substitution des cations Mg²⁺ dans les feuillets octaédriques des précipités de surface qui se formaient au cours d'expériences d'adsorption de Ni sur des phyllosilicates magnésiens. Dans d'autres expériences, la spectroscopie EXAFS a permis de montrer que l'incorporation du nickel dans la goethite et dans l'hématite était possible par substitution des cations Fe³⁺ par des cations Ni²⁺ (Singh *et al.*, 2000 ; 2002 ; Carvalho-e-Silva *et al.*, 2003). De plus, la spectroscopie EXAFS permet également de distinguer le cation Ni²⁺ incorporé dans la structure des oxydes de manganèse de celui incorporé dans la structure des oxydes de fer ou des phyllosilicates (Manceau *et al.*, 2000). Enfin, elle permet de distinguer l'incorporation du cation Ni²⁺ dans les différents types d'oxydes de manganèse les plus fréquemment rencontrés dans les couvertures latéritiques en Nouvelle-Calédonie (i.e. asbolane, lithiophorite et birnessite), mais également de distinguer le cation Ni²⁺ adsorbé de celui incorporé dans la structure de ces oxydes de manganèse (Manceau *et al.*, 1987 ; 2000 ; Peacock & Sherman, 2007 ; Peacock, 2009 ; Roque-Rosell *et al.*, 2010). Même si elle est moins marquée, cette distinction est également valable pour le cation Ni²⁺ adsorbé à la surface des oxydes de fer (goethite et hématite) par rapport à celui incorporé dans la structure de ces minéraux (Singh *et al.*, 2000 ; Arai *et al.*, 2008 ; Landers *et al.*, 2011 ; Dublet *et al.*, 2012).

Les détails sur l'approche méthodologique développée (et notamment le traitement des données EXAFS) se trouvent dans le manuscrit de thèse de G. Dublet (2013). Nous ne reviendrons donc pas sur cette approche méthodologique dans ce rapport, mais nous nous limiterons à rappeler quelques points utiles à la compréhension des données présentées dans ce chapitre.

L'analyse des données EXAFS se fait classiquement par l'application d'un modèle qui consiste à reproduire l'environnement structural autour de l'élément étudié dans une approche "couche par couche". Cependant, cette analyse n'est valable que lorsque l'élément étudié est présent sous une forme chimique unique dans l'échantillon analysé. Cette condition est rarement remplie lorsque l'on étudie des échantillons naturels et l'utilisation de la spectroscopie EXAFS pour l'étude de la spéciation des éléments dans le milieu naturel nécessite donc une approche différente. Cette dernière consiste à comparer le signal EXAFS obtenu sur les échantillons naturels avec ceux obtenus sur des composés de référence dans lesquels la spéciation de l'élément étudié est parfaitement connue. La première étape de cette analyse consiste à comparer qualitativement les spectres EXAFS d'une base de données la plus large possible avec le spectre de l'échantillon analysé. Une fois les spectres des composés de référence les plus probables identifiés, la seconde étape de l'analyse consiste à tenter de reproduire le spectre EXAFS de l'échantillon analysé en cherchant la meilleure combinaison de spectres de référence (approche reposant sur la méthode des moindres carrés pour comparer le spectre de l'échantillon et le spectre calculé à partir des spectres de composés de référence). Cette approche a été développée il y a une quinzaine d'années pour quantifier la spéciation des éléments traces métalliques dans les sols (Ostergren *et al.*, 1999 ; Morin *et al.*, 1999 ; Manceau *et al.*, 2000 ; 2002).

Nous avons donc analysé les échantillons naturels collectés le long des trois profils latéritiques sélectionnés en considérant qu'ils étaient susceptibles de contenir plusieurs phases porteuses de nickel, notre objectif étant de tenter de quantifier leurs contributions relatives. Chacune des phases porteuses de nickel contribuant au signal EXAFS de l'échantillon analysé de façon proportionnelle à la concentration de nickel qu'elle contient, chaque spectre EXAFS d'un échantillon naturel devait pouvoir être décomposé en une combinaison linéaire de spectres EXAFS de composés de référence correspondant à chaque phase porteuse de nickel (Fig. 16).

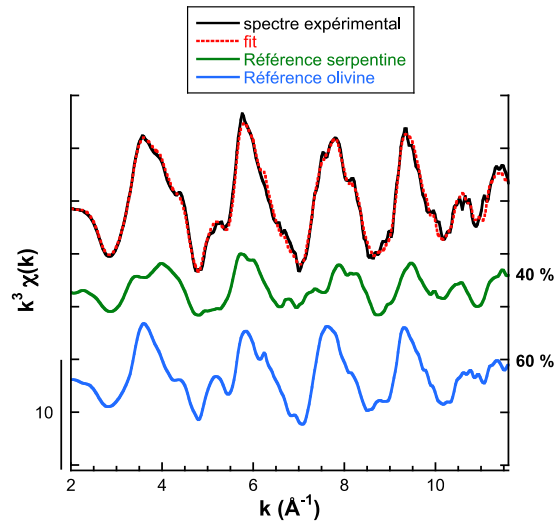


Figure 16 : Illustration du principe de la reconstruction d'un spectre expérimental (ici, la roche-mère du profil Y5 du massif du Koniambo) à l'aide de spectres de composés de référence

Spectre expérimental : ici roche mère du profil Y5 du massif de Koniambo et spectre de composés de référence : ici, une olivine nickélique et une serpentine nickélique naturelles). Le résultat de la reconstruction est en rouge. Les contributions respectives des deux spectres de composés de référence sont notées à droite.

Le nombre d'échantillons pouvant être étudiés avec cette analyse fine de la spéciation du nickel étant limité, cette approche méthodologique n'a été appliquée que sur un nombre restreint d'échantillons représentatifs des différents faciès reconnus le long des profils sélectionnés (action guidée par les données géochimiques et minéralogiques). Cette analyse s'est appuyée sur une base de données de spectres EXAFS de composés de référence incluant à la fois des échantillons naturels prélevés sur les différents sites d'études du projet et des échantillons synthétisés au laboratoire (Fig. 17).

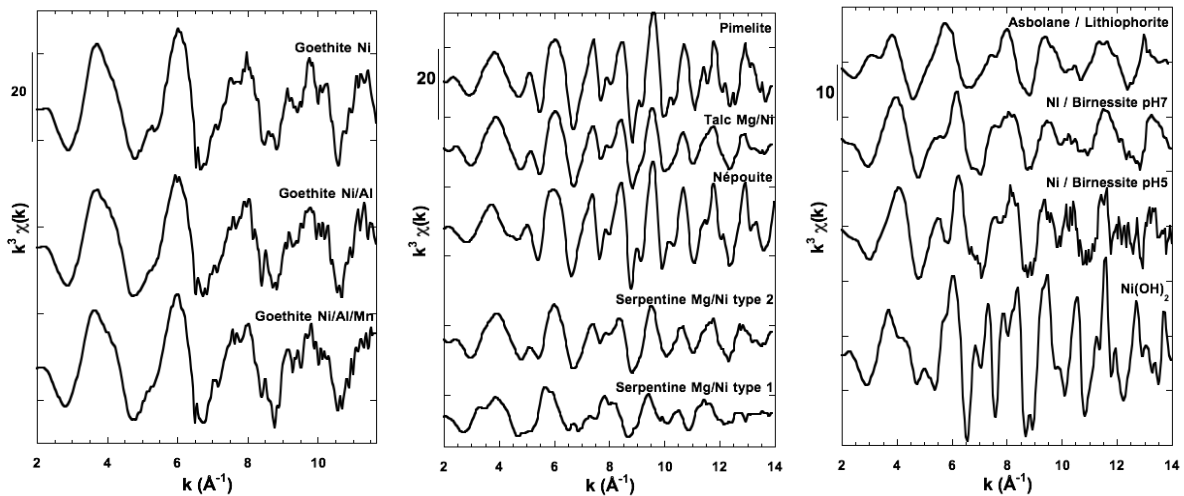


Figure 17 : Spectres EXAFS au seuil K du nickel pour les composés de référence (naturels ou synthétiques) considérés comme significatifs pour cette étude

(Pimélite : Talc naturel présentant une concentration de l'ordre de 20%pds NiO ; Talc Mg/Ni : talc naturel présentant une concentration de l'ordre de 5%pds NiO ; Népouite : serpentine naturelle présentant une concentration de l'ordre de 20%pds NiO ; Serpentine Mg/Ni type 1 : serpentine naturelle dans laquelle Ni (environ 3%pds NiO) est distribué aléatoirement ; Serpentine Mg/Ni type 2 : serpentine naturelle dans laquelle Ni (environ 3%pds NiO) est ségrégué ; Asbolane/Lithiophorite : mélange naturel de deux types d'oxydes de Mn ; Ni/Birnessite : Ni adsorbé sur birnessite)

Un exemple de l'approche utilisée est présenté en Figure 18 pour l'échantillon collecté à 34m de profondeur au sein du profil Y5 (Koniambo). Dans cet exemple, c'est le composé de référence *GtNi* (qui correspond à une goethite nickélifère synthétique) qui donnait les meilleures décompositions linéaires pour cet échantillon, et ceci quel que soit le composé de référence avec lequel il était testé. Ces résultats soulignaient la contribution largement majoritaire de la goethite nickélifère dans cet échantillon. La spéciation du nickel ne se réduisait cependant pas à cette seule forme cristalochimique dans cet échantillon car deux associations avec la goethite nickélifère donnaient de meilleurs résultats de décomposition linéaire que la goethite seule. Les deux composés de référence qui donnaient ces meilleurs résultats pour cet échantillon correspondaient à une serpentine nickélifère (*SerpGB*) ou un oxyde de manganèse nickélifère (*G170B7*). Cependant, il était difficile de discriminer ces deux composés de référence car la qualité des décompositions linéaires réalisées avec l'un ou l'autre (en ajout de la goethite nickélifère) était très proche. Ce sont donc des informations complémentaires (pétrographie, chimie, minéralogie, cristalochimie) qui ont été utilisées pour contraindre les interprétations de l'analyse des données EXAFS. Une autre contrainte a également été apportée par la comparaison des résultats obtenus, non plus sur un échantillon unique, mais sur l'ensemble des échantillons présentant des caractéristiques chimiques et minéralogiques similaires à l'échelle du profil étudié. Avec cette approche, c'est l'oxyde de manganèse nickélifère (*G170B7*) qui a été retenu comme second composé de référence (en complément de la goethite nickélifère *GtNi*) car ce composé de référence donnait également de meilleures décompositions linéaires sur les échantillons chimiquement similaires du profil Y5 du massif du Koniambo.

Le composé de référence de serpentine nickélifère (*SerpGB*) n'a cependant pas été écarté pour tous les échantillons, puisqu'il a été systématiquement testé comme troisième composé de référence (en ajout de la goethite nickélifère *GtNi* et de l'oxyde de manganèse nickélifère *G170B7*). A ce stade de la méthode, c'est la différence de qualité des décompositions linéaires qui permettait de retenir ce troisième composé de référence ou qui imposait de

l'écarter. Pour cette dernière étape, seules les décompositions linéaires à trois composantes améliorées de plus de 10 % par rapport à celles à deux composantes ont été retenues comme plausibles. Toujours dans l'exemple illustré ici pour l'analyse de l'échantillon à 34m du profil Y5 du massif du Koniambo, la qualité de la décomposition linéaire réalisée avec un mélange à trois composés de référence (goethite + oxyde de manganèse + serpentine) était effectivement supérieure de 10 % à celle réalisée avec un mélange à deux composés de référence (goethite + oxyde de manganèse). Il a alors paru justifié de retenir la serpentine nickélique (*SerpGB*) comme troisième composé de référence et de proposer ainsi ces trois composés de référence pour le résultat final de la décomposition linéaire de cet échantillon. C'est la même approche qui a été appliquée à tous les spectres EXAFS des échantillons collectés le long des trois profils latéritiques sélectionnés pour ce travail.

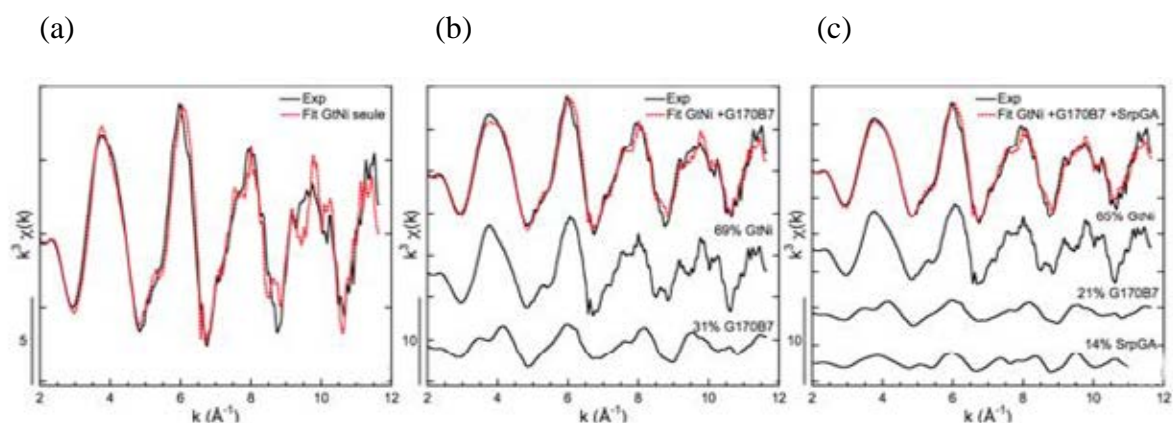


Figure 18 : Exemple de test de combinaisons linéaires avec 1, 2 ou 3 composés de référence réalisés sur le spectre EXAFS de l'échantillon à 34m au sein du profil Y5 (Koniambo)

(a) Résultat de la décomposition linéaire avec le spectre de la goethite nickélique (GtNi). (b) Résultat de la décomposition linéaire avec le spectre de la goethite nickélique (GtNi) + le spectre d'un oxyde de manganèse naturel de type Asbolane/Lithiophorite (G170B7). (c) Résultat de la décomposition linéaire avec le spectre de la goethite nickélique (GtNi) + le spectre d'un oxyde de manganèse naturel de type Asbolane/Lithiophorite (G170B7) + le spectre d'une serpentine nickélique (SrpGA).

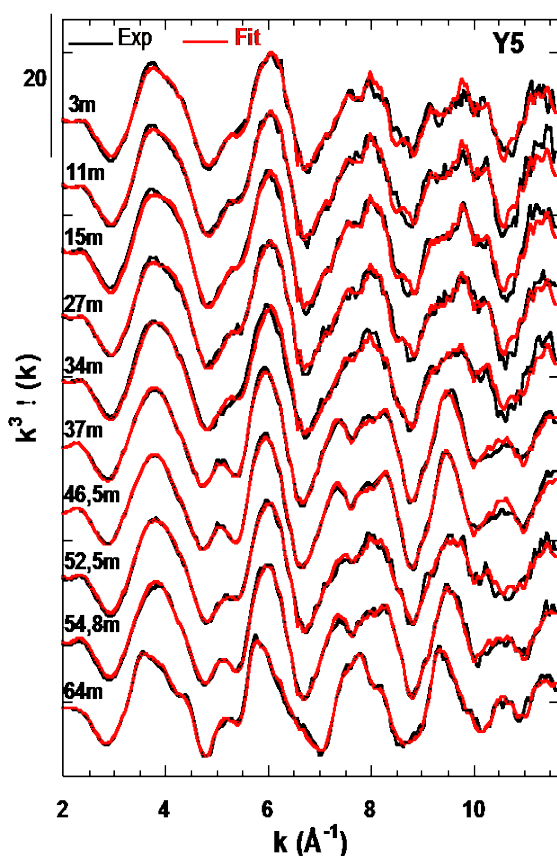
4.2. RÉSULTATS OBTENUS LE LONG DU PROFIL Y5 (KONIAMBO)

Dans un premier temps, l'étude visuelle des spectres EXAFS enregistrés sur les échantillons collectés le long du profil latéritique de 64m de profondeur du massif du Koniambo permet de regrouper ces spectres EXAFS en trois grandes catégories (Fig. 19a) qui correspondent aux principales unités reconnues sur la description stratigraphique : (i) roche-mère (éch à 64m), (ii) saprolite (éch de 54,8 à 37m) et (iii) latérites sus-jacentes (éch de 34 à 3m). L'échantillon à 52,5m s'apparente toutefois plus à un échantillon de latérite. Il correspond en fait à une veine oblique recoupée par le forage, qui est comblée de matériaux latéritiques au sein de la saprolite. Dans un second temps, la combinaison des spectres EXAFS des composés de référence (Fig. 19a) pour reproduire les spectres EXAFS des échantillons du profil selon la méthode d'ajustement aux moindres carrés permet de révéler les contributions relatives des différentes formes cristallographiques du nickel. Les résultats de cette approche montrent des changements de spéciation importants depuis la roche-mère vers la surface (Fig. 19b ; Tableau 2).

Dans la roche-mère, le nickel est essentiellement incorporé dans la structure des silicates (principalement la forsterite), mais également dans des phyllosilicates de la famille des

serpentines. Dans la saprolite, le nickel est essentiellement présent dans les phyllosilicates, mais on note également une contribution des oxydes de fer (goethite). Cette tendance s'inverse dans la veine (éch 52,5m) et la latérite de transition (éch 34m) où des phyllosilicates résiduels sont encore observés. Dans les latérites sus-jacentes (transition, jaune et rouge), la goethite devient le principal porteur du nickel. Par ailleurs, ces résultats soulignent la contribution non négligeable des oxydes de manganèse dans le stockage du nickel qui s'observe essentiellement à l'interface entre les niveaux saprolitiques et latéritiques. Cette contribution, modérée dans la veine et la latérite de transition, devient importante dans les latérites jaunes alors que la majeure partie des phyllosilicates a disparu. Elle décroît vers la surface dans la partie supérieure des latérites, probablement en lien avec la disparition des oxydes de Mn mise en évidence par les données de diffraction des rayons X.

(a)



(b)

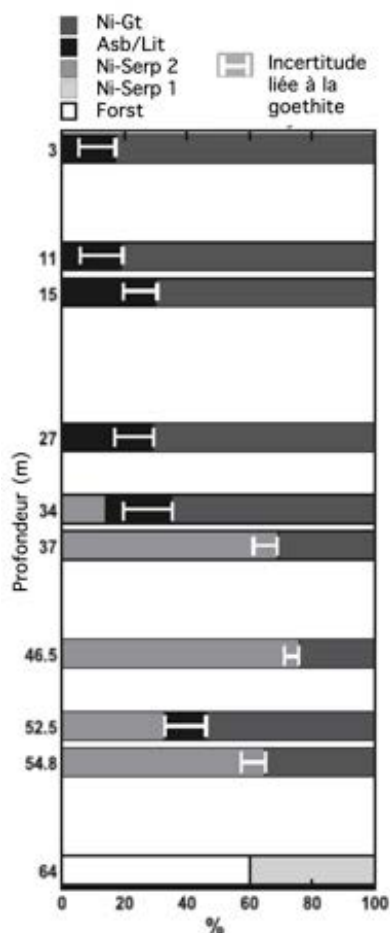


Figure 19 : Spectre EXAFS au seuil K du nickel et évolution verticale de la spéciation du nickel le long du profil

(a) Spectres EXAFS au seuil K du nickel obtenus sur les échantillons sélectionnés le long du profil du Koniambo (les données expérimentales sont en noir et les résultats des ajustements par combinaison linéaire de spectres de composés de référence sont en rouge). (b) Evolution verticale de la spéciation du nickel le long du même profil soulignant la contribution des différentes phases minérales au stockage du nickel. Les barres blanches soulignent l'incertitude sur la fraction de goethite nickélicifère en fonction de la nature du composé de référence sélectionné (Fig. 17). Légendes : Ni-Gt = goethite nickélicifère, Asb/Lit = oxydes de Mn (Asbolane/Lithiophorite) nickélicifères, Ni-Serp 2 = serpentine nickélicifère dans laquelle Ni est ségrégué, Ni-Serp 1 = serpentine nickélicifère dans laquelle Ni est distribué aléatoirement et Forst = forstérite nickélicifère.

Tableau 2 : Résultats de l'analyse par combinaison linéaire des spectres EXAFS au seuil K de Ni des échantillons collectés le long du profil Y5 (Koniambo).

	Ni	Ni	Ni	Ni	Ni	NSSR*
	Goethite	Oxydes Mn	Serp 1	Serp 2	Forst	10 ⁻²
Y5 – 3 m	83	17	---	---	---	5.10
Y5 – 11 m	81	19	---	---	---	5.92
Y5 – 15 m	70	30	---	---	---	3.58
Y5 – 27 m	71	29	---	---	---	3.58
Y5 – 34 m	65	21	14	---	---	4.70
Y5 – 37 m	31	---	69	---	---	1.29
Y5 – 46.5 m	24	---	76	---	---	1.44
Y5 – 52.5 m	54	13	33	---	---	2.61
Y5 – 54.8 m	35	---	65	---	---	1.60
Y5 – 64 m	---	---	---	40	60	1.82

* Normalized Sum of Square Residue : $NSSR = \Sigma(Exp-Fit)^2 / \Sigma(Exp)^2$.

4.3. IMPORTANCE DU CHANGEMENT DE MODE D'INCORPORATION DE NI DANS LES PHYLLOSILICATES

Un point remarquable dans les résultats de cette étude sur le profil Y5 du massif du Koniambo est qu'ils soulignent la nécessité d'utiliser deux composés de références différents de phyllosilicates nickélicifères pour modéliser les spectres EXAFS des échantillons. La première référence correspond à un phyllosilicate dans lequel le nickel est distribué aléatoirement (Ni-Serp 1 ; Fig. 17 et 19) et elle est nécessaire pour modéliser les données collectées sur l'échantillon correspondant à la roche-mère. La seconde référence correspond à un phyllosilicate dans lequel le nickel est ségrégué (Ni-Serp 2 ; Fig 17 et 19) et elle est nécessaire pour modéliser les données collectées sur les échantillons correspondant à la saprolite et à la latérite de transition.

Cette différence entre les deux modes d'incorporation du nickel dans la structure de la serpentine est bien illustrée par les spectres EXAFS qui présentent des différences significatives du fait de la différence d'environnement atomique autour du nickel (Fig. 20). En effet, dans le cas du phyllosilicate dans lequel le nickel est distribué aléatoirement (Ni-Serp 1), la comparaison avec des spectres calculés pour différents environnements atomiques indique que les deux meilleurs ajustements sont obtenus pour des configurations dans lesquelles les 6 sites cristallographiques les plus proches de Ni accueillent, soit 6 voisins Mg, soit 5 voisins Mg et 1 voisin Ni (Fig. 20). Dans le cas du phyllosilicate dans lequel le nickel est ségrégué (Ni-Serp 2), les mêmes calculs aboutissent à sélectionner plutôt les ajustements pour des configurations dans lesquelles les 6 sites cristallographiques les plus proches de Ni

accueillent, soit 4 voisins Mg et 2 voisins Ni, soit 3 voisins Mg et 3 voisins Ni (Fig. 20). La concentration moyenne en nickel dans ces deux composés de référence (i.e. 0.3 %pds NiO pour Ni-Serp 1 et 3.3 %pds NiO pour Ni-Serp 2) n'étant pas suffisamment contrastée pour expliquer ces différences d'environnement atomique autour de Ni, ces dernières traduisent bien une distribution contrastée de cet élément au sein de la structure (aléatoire pour Ni-Serp 1 et ségréguée pour Ni-Serp 2).

Ainsi, la différence de signature EXAFS entre les deux serpentines utilisées comme composés de référence est bien reliée à une différence de distribution du nickel au sein de ces minéraux. Cette différence permet d'affirmer que les résultats obtenus lors de l'analyse quantitative des spectres EXAFS des échantillons naturels soulignent bien l'existence d'une serpentine dans laquelle le nickel est distribué aléatoirement dans la roche-mère et l'existence d'une serpentine dans laquelle le nickel est plutôt ségrégué dans la saprolite et la latérite de transition. La distribution du nickel dans les phyllosilicates dépendant de la température de formation de ces minéraux (nickel distribué aléatoirement à haute température et ségrégué à basse température ; Decarreau *et al.*, 1987 ; 1989), les résultats de cette analyse quantitative de la spéciation de Ni le long du profil Y5 du massif du Koniambo suggèrent donc que les phyllosilicates de la roche-mère se sont formés à plus haute température que ceux de la saprolite et de la latérite de transition. Ce contraste témoigne de l'existence de différentes générations de phyllosilicates, l'une étant vraisemblablement associée à des événements anté- ou syn-obduction (plutôt haute température) et l'autre à des événements post-obduction (plutôt basse température). Ce dernier résultat souligne l'importance de bien caractériser la diversité cristallographique des phyllosilicates nickélifères au sein des profils d'altération sur roches ultrabasiques car ce sont précisément ces minéraux qui constituent les minéralisations silicatées.

(a)

(b)

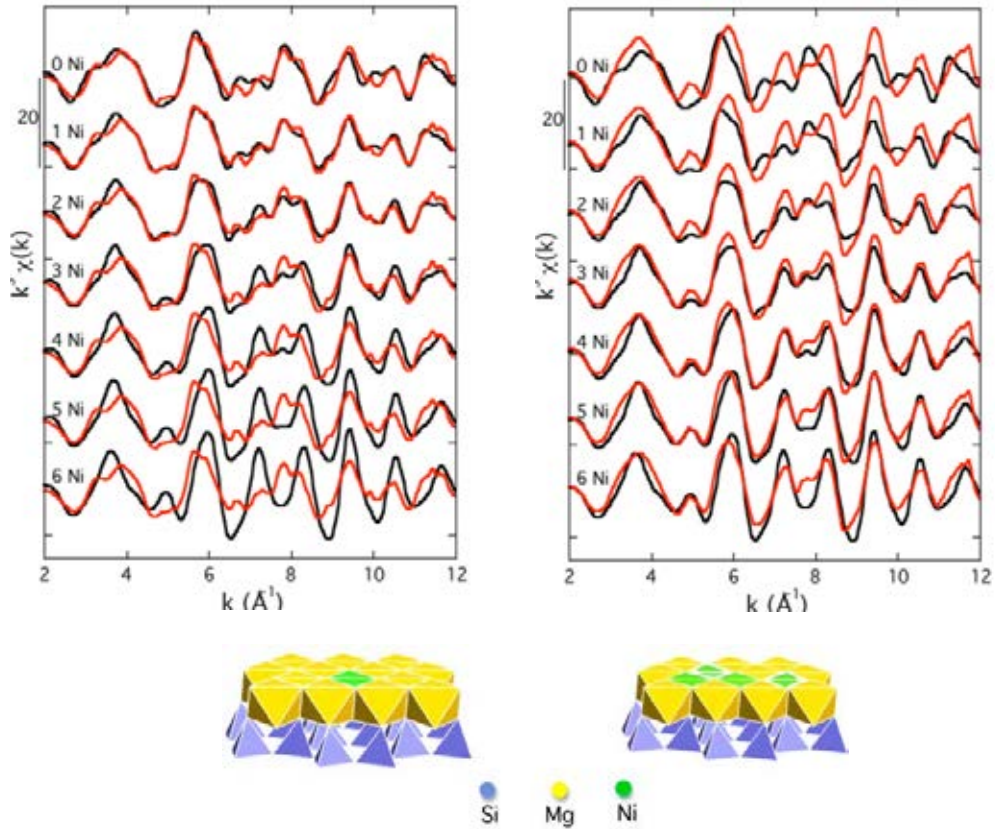


Figure 20 : Comparaison des spectres EXAFS obtenu au seuil K du nickel sur les composés de référence de serpentine (spectres en rouge) avec des spectres EXAFS calculés selon un modèle de teneur croissante en Ni dans la structure de la serpentine (spectres en noir).

(a) Serpentine dans laquelle Ni est distribué aléatoirement (Ni-Serp 1). (b) Serpentine dans laquelle Ni est ségrégué (Ni-Serp 2).

4.4. COMPARAISON AVEC LES DONNÉES OBTENUES LE LONG DES PROFILS S4 ET S78 (GORO)

Au premier ordre, les principales conclusions déduites de l'étude de la spéciation du nickel le long du profil Y5 du massif du Koniambo peuvent être généralisées aux deux autres profils étudiés dans le cadre de ce travail (S4 et S78 de Goro). Ceci est illustré par le bilan de spéciation du nickel établi sur les trois profils étudiés (Fig. 21).

Quelques différences notables peuvent cependant être mentionnées. Tout d'abord, bien que la spéciation du nickel le long des profils Y5 (Koniambo) et S4 (Goro) soit très similaire, cette dernière est plus largement dominée par la serpentine (85 à 100%) dans la saprolite du profil S4 par rapport à celle dans la saprolite du profil Y5 (65 à 76%, sauf dans l'échantillon altéré à 52m : 33%). De plus, les oxydes de manganèse portent une proportion non négligeable du nickel dans la saprolite du profil Y5, au contraire de celle du profil S4. Ces différences peuvent être liées à une plus faible intensité de l'altération dans la saprolite du profil S4 par rapport à celle du profil Y5, en cohérence avec la minéralogie observée par diffraction des rayons X. En effet, jusqu'à la transition avec la latérite (vers 34m), des horizons rocheux (parfois nommés saprock) contiennent des minéraux primaires d'olivine et de pyroxène. Notons que dans l'échantillon à 34,5m du profil S4, l'olivine est présente mais ne contribue pas de façon significative à la spéciation du nickel de cet échantillon (Fig. 21). Une seconde différence notable entre les profils S4 et Y5 est la proportion de nickel associé à la serpentine dans la roche non altérée (54% et 40%, respectivement). Cette différence est néanmoins minime et elle peut être considérée comme à la limite de la représentativité de la méthode. Ceci d'autant plus que les diffractogrammes de rayons X des échantillons de la roche-mère pour les deux profils Y5 et S4 sont similaires. Cependant, l'altération induisant une concentration relative de la serpentine par rapport à l'olivine (plus sensible à l'hydrolyse), cette légère différence de spéciation initiale peut être exacerbée lors du développement du profil d'altération. Ainsi, cette différence pourrait expliquer la part plus importante de la serpentine dans la spéciation du nickel dans la saprolite du profil S4 par rapport au profil Y5.

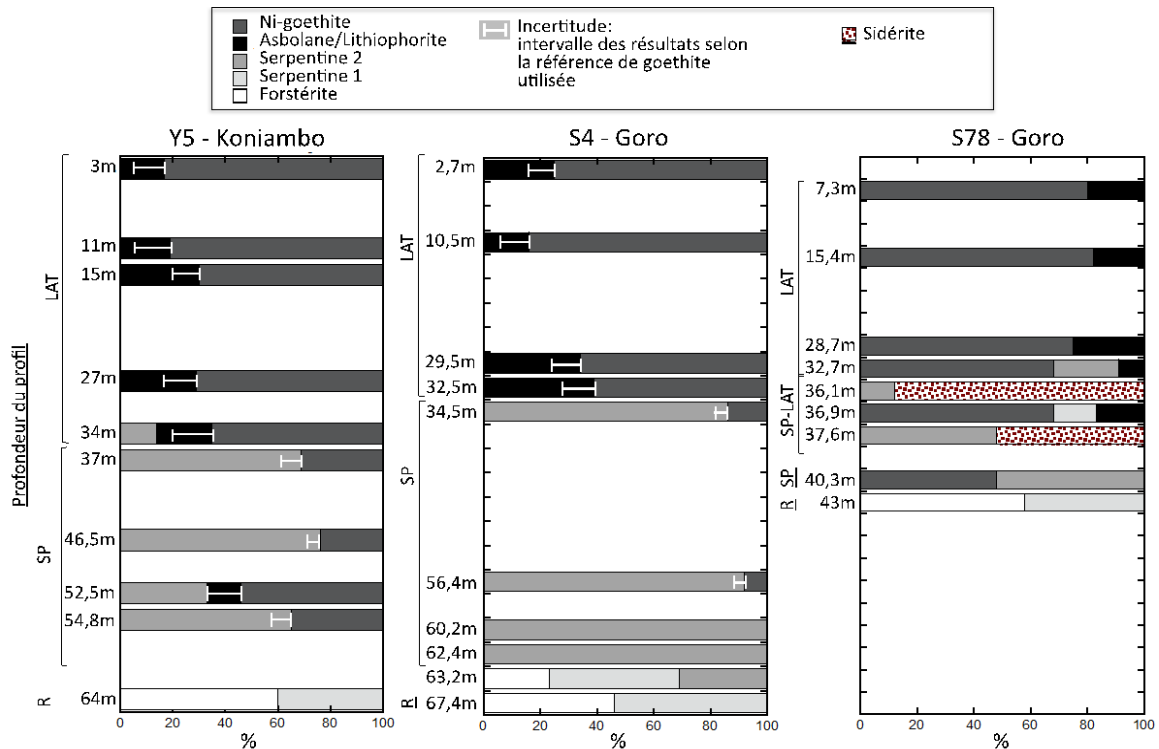


Figure 21 :Figure 21. Comparaison de la spéciation du nickel le long des trois profils sélectionnés.

Cette spéciation a été obtenue par décomposition linéaire des spectres EXAFS des échantillons collectés le long des profils à l'aide des spectres EXAFS de composés de référence dans lesquels la spéciation du nickel était connue. Légendes : R = roche non altérée ; SP = sapolite ; LAT = latérite ; SP-LAT = zone de transition irrégulière entre sapolite et latérite.

Malgré ces faibles différences, la spéciation du nickel dans les profils S4 et Y5 semble assez similaire si on la compare à celle observée le long du profil S78. En effet, bien que la spéciation du nickel dans la roche-mère et dans la latérite de ce dernier profil soit très comparable à celle trouvée dans les profils Y5 et S4, elle diffère significativement dans les horizons à la transition entre sapolite et latérite, où la sidérite (FeCO_3) apparaît comme la principale phase porteuse du nickel. La formation de ce minéral, peu classique dans un environnement oxydant tel qu'un profil latéritique, est attribuée à une dissolution réductrice de la goéthite en lien avec le développement de conditions réductrices lors de l'évolution secondaire de ce profil d'altération (Cf. Chapitre 5). Ainsi, la variabilité des profils de spéciation du nickel entre les profils S4 et Y5, d'un côté, et le profil S78, d'un autre côté, serait due à des modes différents de mise en place en lien avec les contrastes géomorphologiques et hydrogéologiques qui existent entre les sites sur lesquels sont localisés ces profils d'altération (Cf. Chapitre 2). Ce dernier point souligne l'importance de ces paramètres géomorphologiques et hydrogéologiques dans la distribution du nickel au sein des couvertures d'altération latéritiques sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie.

Ces résultats complètent utilement les données géochimiques obtenues sur sites miniers par l'identification *in situ* des phases porteuses du nickel, en soulignant notamment les relais assurés par les phases minérales répertoriées pour assurer le maintien du nickel dans ces profils d'altération (malgré des pertes considérables de matière ; Cf. Chapitre 6). Bien qu'ils montrent la contribution majeure de la goéthite dans le stockage du nickel pour les niveaux latéritiques, ils soulignent également la contribution des résidus de phyllosilicates riches en

Ni dans les latérites de transition et celle des oxydes de manganèse qui se maintiennent plus haut dans les profils d'altération. Lorsque l'altération météorique est plus poussée (en particulier lors de la transformation des latérites de transition très hétérogènes en latérites jaunes, puis rouges plus homogènes), les phyllosilicates nickélifères disparaissent. L'altération de ces derniers étant susceptible d'alimenter en Ni les goethites néoformées, leur hétérogénéité de distribution spatiale pourrait avoir une incidence notable sur celle de la goethite vers la surface. Il nous semble donc important de mieux définir et comprendre cette hétérogénéité pour améliorer notre compréhension des facteurs de mise en place des minéralisations nickélifères latéritiques.

5. CRISTALLOCHIMIE DES PORTEURS DE NI ET CO

5.1. AMAS MINÉRALISÉS MG/NI À DEWEYLITE ET GARNIÉRITE (PHYLLOSILICATES TRIOCTAEDRIQUES 1:1 ET 2:1)

En Nouvelle-Calédonie, ces amas minéralisés sont présents dans la partie supérieure du réseau de fracturation des massifs péridotitiques et intimement associés aux épontes serpentinisées des failles principales de ces massifs (Fig. 6a,b). Ils sont également reliés aux anciennes surfaces latéritisées du Territoire couvertes par d'épaisses formations métallifères, surmontées elles mêmes par des niveaux indurés (cuirasses, pisolites). Ces minéralisations à Ni sont bien préservées en profondeur dans des failles à la transition entre la roche et la saprolite (saprock). Elles sont localement observées au sein de la roche dans des zones serpentinisées, comme cela a déjà été remarqué par Cluzel & Vigier (2008) en Nouvelle-Calédonie et Villanova-de-Benavent *et al.* (2014) en République Dominicaine. Vers le haut des profils d'altération, ces veines minéralisées sont préservées dans le réseau majeur de serpentinsation et de fracturation des saprolites (Fig. 22a). Elles sont disloquées et altérées dans les niveaux latéritiques sus-jacents (plus spécifiquement dans les latérites de transition) (Fig. 22b). L'abondance de ces minéralisations varie significativement d'un massif péridotitique à l'autre. En effet, certaines failles serpentinisées peuvent en être dépourvues. Elles peuvent être présentes dans des veines à serpentines ou complètement remplacées ces dernières à d'autres endroits. Ce constat nous a amenés à porter une plus grande attention au réseau de serpentinsation primaire des péridotites, formé en contexte océanique et vraisemblablement lors de l'obduction de la masse ophiolitique sur le bâti calédonien.

(a)



(b)



Figure 22 : Vues de plans de serpentinsation et veines minéralisées

(a) Plans de serpentinsation et de fracturation portant les principales minéralisations silicatées dans la roche mère altérée de la mine de Rebord du CFTMC de Poro. (b) Veines minéralisées à phyllosilicates et quartz résiduels à la transition entre saprolite et latérite de transition de la mine de Menguen au Mt Koniambo.

5.1.1. PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE DU RÉSEAU SERPENTINEUX

Deux types de réseau ont été distingués dans les massifs péridotitiques prospectés (composés essentiellement d'harzburgite) suivant l'épaisseur, la densité et la nature des veines à serpentine. Le premier type de réseau correspond à de très fines veinelettes de serpentine (~ 1mm d'épaisseur) entrecroisées recoupant l'ensemble de la masse péridotitique. Ces veinelettes noires apparaissent sous le microscope sous forme de fins remplissages entrecroisés (chevelu serpentineux) pouvant envelopper des résidus alignés de silicates. Le second type de réseau appartient aux principaux plans de fracturation des péridotites, bordés par d'épaisses zones serpentinisées (jusqu'à 0,2m dans la région de Poro). Ces zones intensément serpentinisées présentent des faciès pétrographiques différents (texture et couleur) suivant la nature des failles observées (normale, inverse avec ou sans zone de cisaillement).

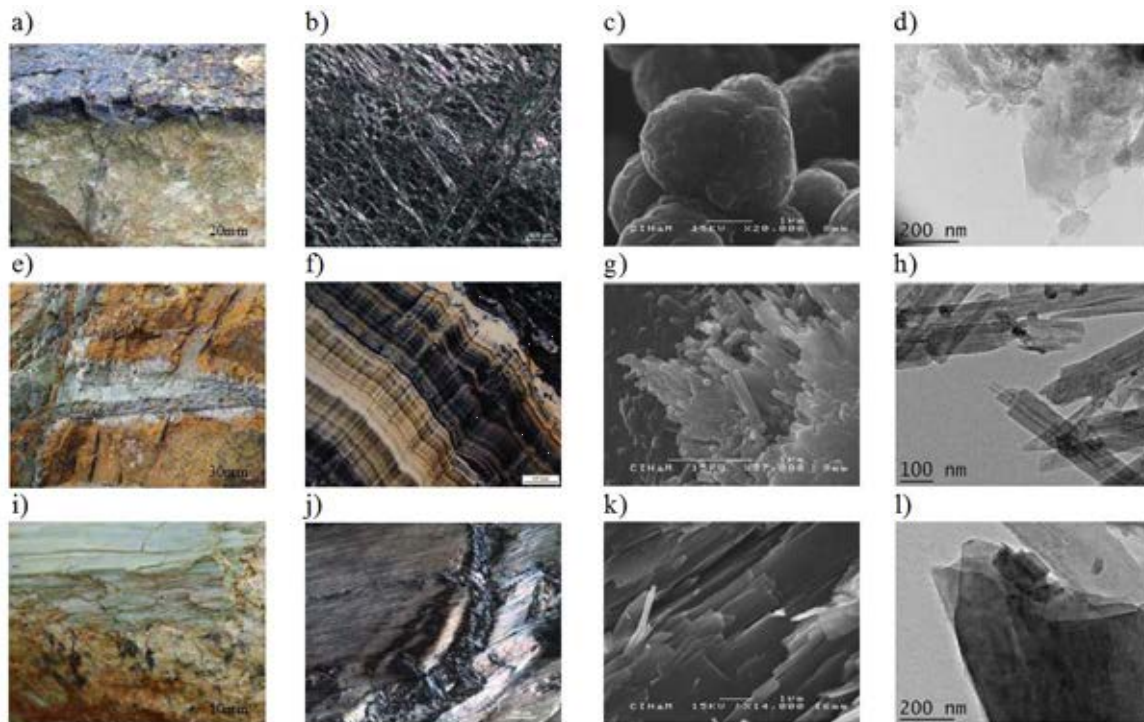


Figure 23 :Faciès serpentineux des zones de fracturation de la partie supérieure des massifs ultrabasiques.

(a) Poro (carrière Isabelle) : Veine serpentinisée noire épaisse d'une péridotite avec (b) son réseau entrecroisé de veinelettes (microscope optique en lumière polarisée) composé de plaquettes de lizardite bien visibles en microscopie électronique à balayage (c) et à transmission (d). (e) Kopeto : Fracture remplie de rangées de fibres jointives orientées perpendiculairement aux parois de la fracture avec une image de microscope optique qui illustre bien la formation de seal-craks (f), et des images de microscopie électronique à balayage (g) et à transmission (h) qui montrent la présence exclusive de fibres de chrysotile. (i) Kopeto : Surfaces plissées et ondulées de zones de cisaillement à écailles verdâtres, composées de plaquettes d'antigorite bien visibles en microscopie optique (j), électronique à balayage (k) et à transmission (l).

Dans la partie supérieure des massifs, les veines serpentinisées noires sont généralement dominantes (Fig. 23a). Comme pour le fin réseau de serpentine, elles apparaissent au microscope sous forme d'un chevelu serpentineux dense et épais à fins remplissages entrecroisés (Fig. 23b). D'autres failles peuvent présenter des faciès très différents, avec en particulier : (i) des zones fracturées remplies de rangées de fibres jointifs, orientés

perpendiculairement aux plans de fracturation (seal-cracks de couleur blanche à brun verdâtre) (Fig. 23e,f), et (ii) des écailles brun verdâtre à blanches à surfaces ondulées dans des zones de cisaillement de failles compressives (Fig. 23i,j).

Dans la mesure où les amas minéralisés à Ni s'observent dans les veines serpentinisées les plus épaisses (deuxième type de réseau serpentineux), nous avons cherché dans un premier temps à reconnaître dans les différents faciès pétrographiques précités les différentes espèces de serpentine associées au réseau de fracturation. La nature et la pureté minéralogique des échantillons sélectionnés ont été contrôlées en spectroscopie Raman et microscopie électronique (MEB et MET). Ces deux techniques ont permis d'attribuer les échantillons de certaines veines serpentinisées noires à une nette prédominance de lizardite (avec des traces de proto-serpentine et de chrysotile), les échantillons des seal-cracks blancs à brun verdâtre à du chrysotile et les échantillons des écailles blanches à brun verdâtre des zones de cisaillement à de l'antigorite.

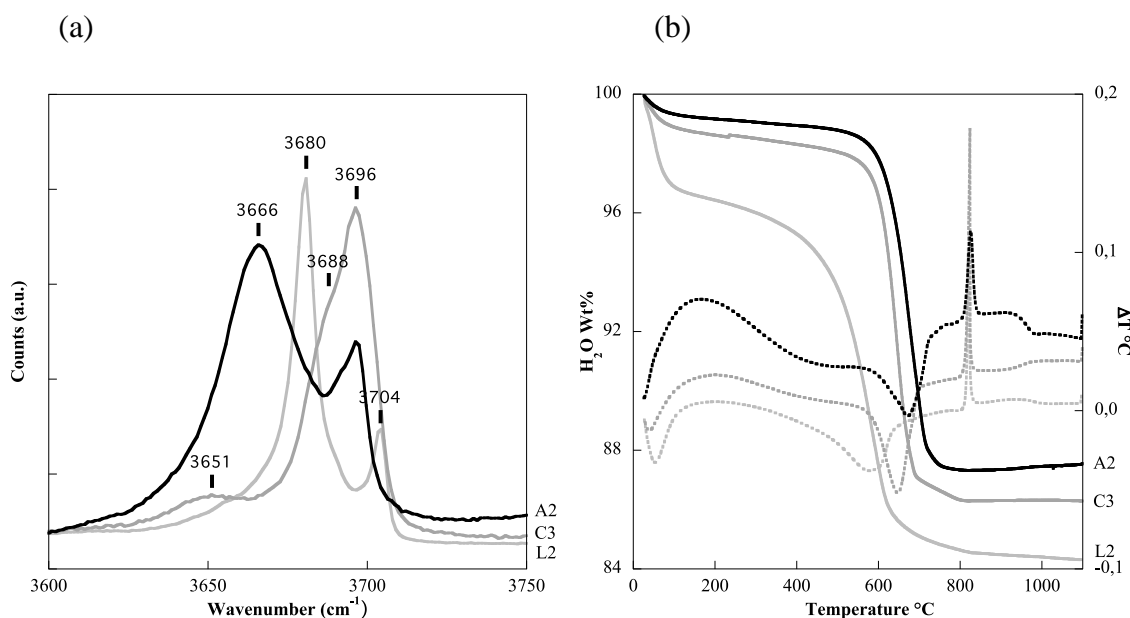


Figure 24 : Spectres Raman et courbes thermogravimétriques d'échantillons de serpentine à tendance de lizardite et d'antigorite

(a) Spectres Raman d'échantillons de serpentine à dominance de lizardite (Lz) (L2: veine noire), de chrysotile (Ct) (C3: seal-crack brun verdâtre) et d'antigorite (Atg) (A2: écailles brun verdâtre). (b) Courbes thermogravimétriques des échantillons correspondants (L2, C3 et A2) (trait plein : ATG, trait discontinu : ATD).

En effet, les trois variétés de serpentines de ces échantillons de référence montrent en spectroscopie Raman (dans la région de vibration des OH de ces phyllosilicates) des positions et des intensités de pics très variables (Fig. 24a) qui sont discriminantes pour une identification de ces espèces minérales (Auzende *et al.* 2004). Ces positions correspondent aux bandes de vibration des OH internes (3704 cm⁻¹, 3696 cm⁻¹) et aux vibrations symétriques (3688 cm⁻¹, 3680 cm⁻¹) et antisymétriques (3666 cm⁻¹, 3651 cm⁻¹) des OH de surface de ces phyllosilicates. Par ailleurs, les investigations au MEB et MET montrent la prédominance de plaquettes de lizardite pour les échantillons riches en lizardite (Fig. 23c,d), la présence exclusive de fibres de chrysotile pour les échantillons riches en chrysotile (Fig. 23g,h) et de feuillets ondulés pour ceux riches en antigorite (Fig. 23k,l).

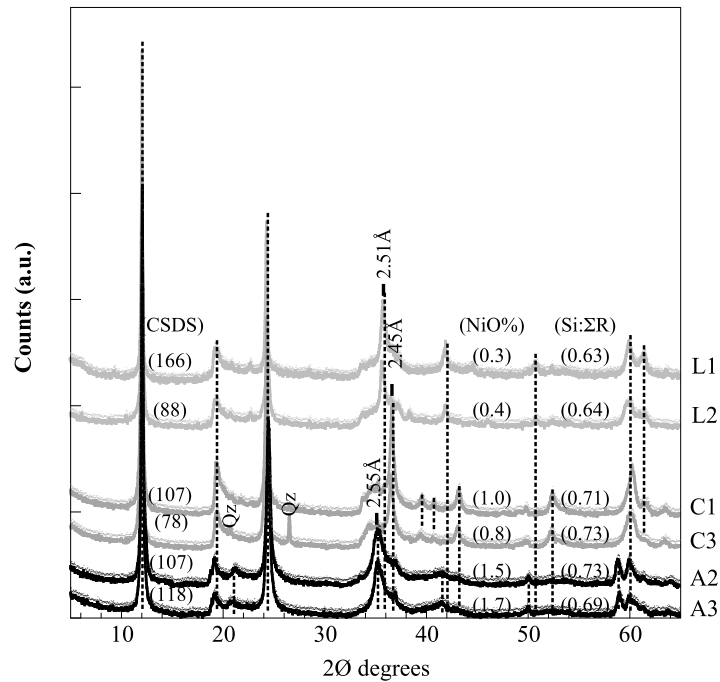


Figure 25 :Diffractogrammes de rayons X d'échantillons de serpentine à dominance de lizardite et d'antigorite

Diffractogrammes de rayons X d'échantillons de serpentine à dominance de lizardite (L1 et L2 : veine noire), de chrysotile (C1 et C3 : seal-crack brun verdâtre) et d'antigorite (A2 et A3 : écailles brun verdâtre sur fracture). Qz = quartz. CSDS = Taille des domaines cohérents (paramètre de cristallinité)

Dans un second temps, nous avons poursuivi cette caractérisation par diffraction de rayons X (DRX) et analyse thermogravimétrique différentielle (ATG-ATD). Comme pour la spectroscopie Raman, la DRX permet de reconnaître des pics de diffraction communs aux phyllosilicates de la famille des serpentines (en particulier ceux relatifs aux réflexions $00l$ et 060) et d'autres plus discriminants pour l'identification des trois espèces de serpentine (Fig. 25, Tableau 3). D'après les indices d'indexation donnés par Wicks & O'Hanley (1988), la serpentine majoritaire des échantillons de certaines veines serpentinisées noires (L1 et L2) est bien de la lizardite $1T$, celle des échantillons des seal-cracks blancs à brun verdâtre (C1 et C3) du chrysotile monoclinique $2M$ (clinochrysotile) et celle des échantillons des écailles blanches à brun verdâtre des zones de cisaillement (A2 et A3) de l'antigorite. La discrimination de ces espèces minérales s'appuie essentiellement sur la position de pics de moyenne et faible intensité dans trois régions des diagrammes de diffraction à $\sim 36^\circ$, 42° and $51^\circ 2\theta$ (anode Cu). En particulier, la position des pics les plus intenses et les mieux résolus à $\sim 36^\circ 2\theta$ permet d'identifier ces trois espèces de serpentine (distances réticulaires équivalentes : 2.55\AA pour l'antigorite, 2.51\AA pour la lizardite et 2.45\AA pour le chrysotile) et, de ce fait, d'estimer leurs proportions relatives dans des mélanges, comme cela a déjà été envisagé par Büttner & Saage (1982). Enfin, les courbes ATG des données d'analyse thermogravimétrique différentielle (traits pleins, Fig. 24b) révèlent deux pertes en eau attribuables (i) à l'eau d'hydratation et (ii) à l'eau de déshydroxylation de ces espèces de serpentine. Les courbes ATD (traits discontinus, Fig. 24b) indiquent, quant-à-elles, la présence d'un pic endothermique correspondant à la température optimale de déshydroxylation des serpentines et un pic à $\sim 825^\circ\text{C}$ résultant de la transformation de ces serpentines en silicates (olivine) (Viti, 2010). La température optimale de déshydroxylation de ces serpentines augmente significativement de la lizardite à l'antigorite ($565\text{-}630^\circ\text{C}$ pour la lizardite, 650°C pour le chrysotile et 670°C pour l'antigorite), ce qui indique une augmentation de l'énergie de liaison des OH depuis la lizardite jusqu'à l'antigorite.

Tableau 3 : Indexation (hkl) et distances inter-réticulaires (dÅ) des pics de diffraction de Rayons X des références de serpentines (L, C et A) d'après les données de Wicks & O'Hanley (1988).

Les pics similaires aux trois espèces de serpentine sont représentés en gris clair, alors que les pics diagnostics pour ces espèces de serpentine sont représentés en gris foncé. Estimation visuelle de l'intensité des pics (s: fort, m: moyen, w: faible).

Lizardite 1T				Chrysotile 2M ₁				Antigorite			
Sample		L1	L2	Sample		C1	C3	Sample		A2	A3
Region		Koniambo	Poro	Region		Poro	Kopeto	Region		Poro	Poro
hkl	Int.	dÅ (d2θ)	dÅ (d2θ)	hkl	Int.	dÅ (d2θ)	dÅ (d2θ)	hkl	Int.	dÅ (d2θ)	dÅ (d2θ)
001	s	7,321	7,302	002	s	7,327	7,365	001	s	7,324	7,331
100	m	4,614	4,604	020	m	4,581	4,586	110	w	4,703	4,703
101	w	3,913	3,910					020	m	4,631	4,631
002	ms	3,657	3,649						w	4,198	4,238
110	w	2,664	2,655	004	ms	3,658	3,669	002	ms	3,639	3,644
				200	w	2,654	2,659				
				201	w	2,590	2,602				
				202	w	2,544	2,548	201	ms	2,545	2,549
111	ms	2,508	2,519								
003	w	2,405	2,414	006	ms	2,451	2,459	003	w	2,430	2,430
				203	w	2,278	2,281				
				204	w	2,210	2,216	132	w	2,171	2,174
112	m	2,153	2,156								
				205	mw	2,091	2,096				
202	vw	2,028	2,031								
				206	w	1,828	1,826	203	mw	1,822	1,822
113	mw	1,797	1,797								
210	w	1,745	1,743	310	mw	1,745	1,749				
								330	m	1,569	1,565
300	m	1,541	1,541	060	m	1,535	1,538	060	m	1,543	1,544
301	m/w	1,509	1,512	208	w	1,505	1,504		w	1,510	1,510
	w	1,462	1,460		w	1,464	1,465		w	1,452	1,456

5.1.2. PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE DES AMAS MINÉRALISÉS MG/NI À SERPENTINES ET TALCS CRYPTOCRISTALLINS

Les amas minéralisés Mg/Ni correspondent à des remplissages argileux et siliceux d'environ 2cm d'épaisseur (pour les plus fréquents), observées le plus souvent dans le réseau de serpentinisation des failles principales des péridotites. Les remplissages argileux imprègnent l'ensemble de ce réseau de fracturation. Ils délimitent sur les parois de ces failles des plages blanches à deweylite et vertes à garniérite d'échelle décimétrique (Fig. 26a,b). La proportion de plages blanches et vertes est très variable d'un site à l'autre et leur distribution est aléatoire. Sur des coupes, les plages blanches sont souvent plus abondantes que les plages vertes. A la périphérie des zones minéralisées, les remplissages deviennent très fins et discontinus et les plages blanches d'échelle métrique sont fréquemment bordées d'un halo vert (Fig. 26c). Une observation plus rapprochée de ces plages montre que les remplissages argileux et siliceux pénètrent perpendiculairement aux plans de failles dans les bordures serpentinisées du réseau de fracturation des péridotites. Ces fracturations secondaires délimitent sur ces plans de faille un réseau hexagonal en forme de « nid d'abeille » (Fig. 26d). Ces fracturations secondaires peuvent localement se ramifier et se développer dans les corps encaissants, créant ainsi de vastes zones à box-works.

Dans les failles ayant subi de fortes contraintes tectoniques, les remplissages argileux et siliceux peuvent cimenter des brèches. Dans les failles ayant subi moins de contraintes tectoniques, ces remplissages sont généralement emboîtés les uns dans les autres. Cet emboîtement permet d'établir une chronologie de mise en place des matériaux associés à ces remplissages. Ainsi, dans les plages à garniérite, nous avons répertorié la succession suivante de matériaux (de la périphérie serpentinisée vers la partie centrale des veines minéralisées) (Fig. 26e): (i) des liserés résiduels noirs de serpentine, (ii) des remplissages argileux vert olive, (iii) des remplissages argileux bleu verdâtre (turquoise) et (iv) des remplissages siliceux gris puis bruns souvent associés à des vides centraux. La même séquence de remplissages s'observe dans les plages blanches à deweylite (Fig. 26f). Les remplissages de couleur vert-olive et turquoise des plages à garniérite sont alors remplacés par des remplissages blancs à blanc laiteux. Les transitions latérales de couleur entre les plages à deweylite et les plages à garniérite peuvent être progressives (Fig. 26b), mais également abruptes avec des inter-pénétrations de matériaux verts et blancs. Enfin, les remplissages les plus récents sont localement sécants sur les plus anciens, ce qui démontre bien leur appartenance à des épisodes tectoniques distincts. Cette séquence de remplissages est de ce fait associée à des ré-activations de failles anciennes à la faveur des différents épisodes tectoniques qui ont affecté l'ophiolite suite à sa mise en place. Les discordances localement observées dans cette série de remplissage témoignent de changements de contraintes mécaniques au cours de ces différents épisodes tectoniques. La prédominance de remplissages siliceux (i.e. les plus tardifs) dans certaines directions structurales du réseau de fracturation milite également pour une réactivation préférentielle de certaines failles dans des stades ultimes d'activité tectonique.

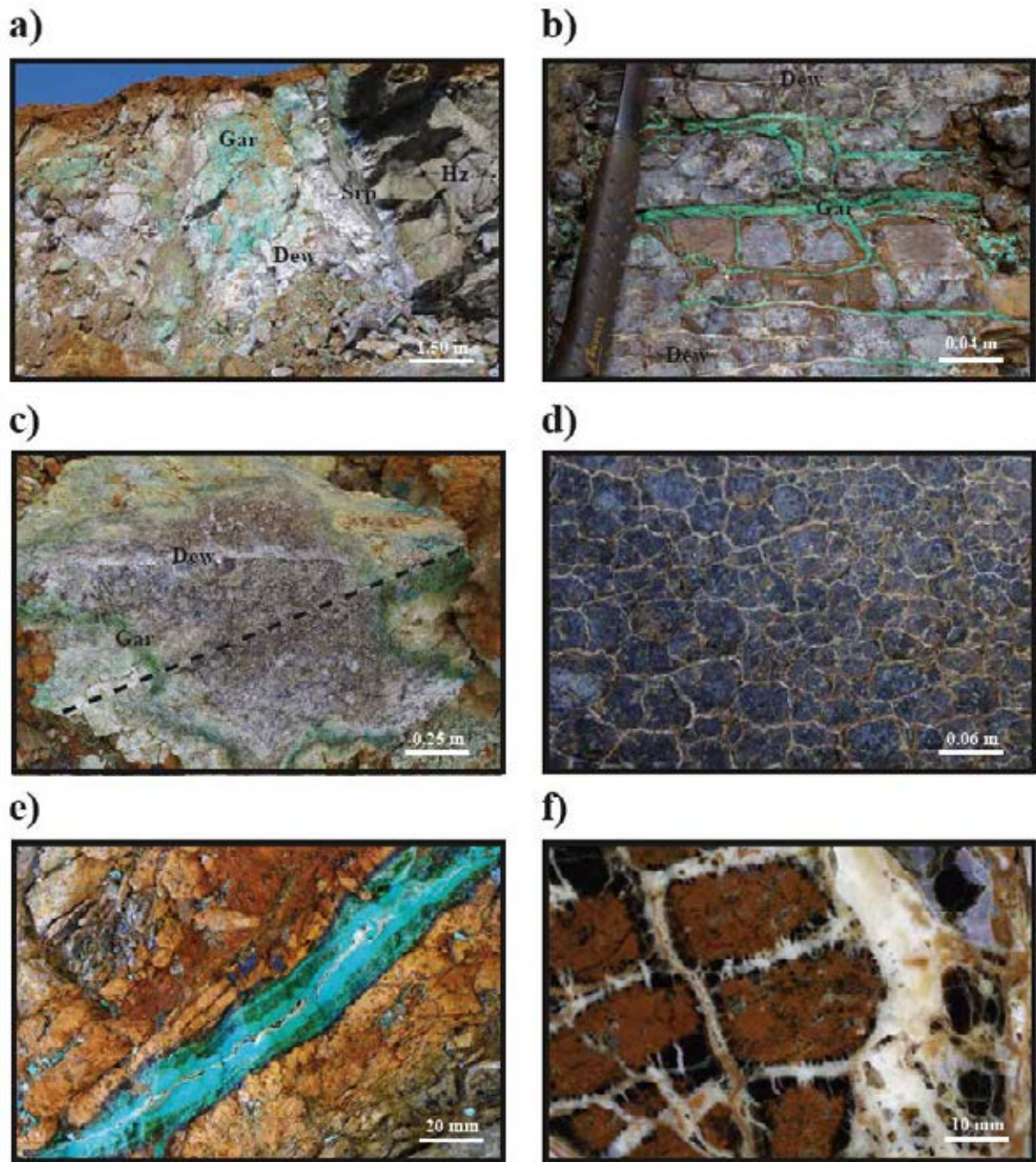


Figure 26 : Amas silicatés Mg/Ni (phyllosilicates trioctaédriques) à deweylite (Dew) et garniérite (Gar) (Klippe de Poro, carrière Fatma)

(a) vue générale sur les remplissages blancs (Dew) et verts (Gar), d'environ 20mm d'épaisseur, dans des failles serpentinisées noires (Srp) de corps harzburgitiques (Hz). (b) Vue rapprochée montrant le passage latéral des remplissages verts (Gar) aux remplissages blancs (Dew) dans le réseau de fracturation à épontes serpentinisées (minerai quadrillé). (c) Bloc de péridotite montrant de fins remplissages (plaquages) discontinus blancs, entourés d'un halo vert (Gar) sur les murs serpentinisés (noirs) de deux failles sensiblement orthogonales (la ligne discontinue noire marque la jonction des plans de faille). (d) Vue rapprochée sur les remplissages blancs (Dew) des fractures radiales aux plans principaux de faille, délimitant une structure globale en « nid d'abeille » (la même

organisation s'observe pour les remplissages verts). (e) Veine de garniérite (Gar) dans le saprock montrant le fin liseré résiduel de serpentine noire à la périphérie de la veine, le remplissage argileux vert olive, le remplissage argileux turquoise, le remplissage siliceux interne blanc grisâtre (quartz géodique) et le vide central. (f) Veine de deweylite (Dew) montant le réseau résiduel de serpentine noire, les remplissages argileux blanc vif et blanc laiteux et les remplissages siliceux ultimes à quartz (gris blanchâtre) et améthyste (violacé).

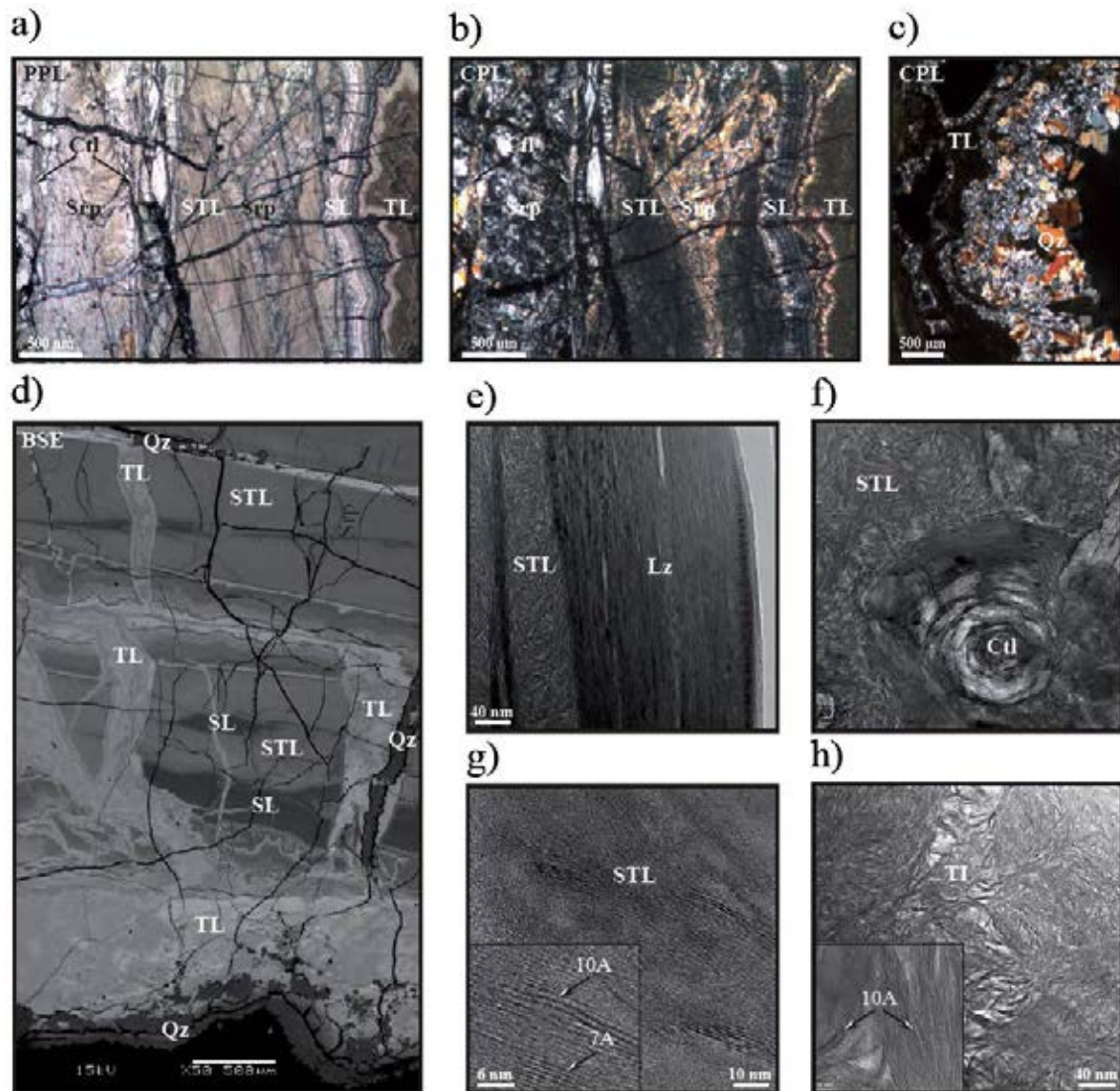


Figure 27 :Aspect microscopique des amas silicatés Mg/Ni (phyllosilicates trioctaédriques) à deweylite (Dew) et garniérite (Gar) (Klippe de Poro, carrière Stanislas).

Vue optique d'une veine minéralisée en (a) lumière normale (PPL) et (b) lumière polarisée (CPL) illustrant la baisse d'anisotropie (décroissance de la taille des particules) depuis la bordure serpentinisée noire (gauche: Srp) vers le remplissage vert olive (milieu: STL), puis turquoise (droit: TL). Noter la présence (i) de chrysotile (Ct) dans deux seal-cracks, (ii) d'une bande étirée de serpentine résiduelle (Srp) dans STL et (iii) d'une zone rubanée de 200µm d'épaisseur (SL) à la transition entre STL et TL. (c) Vue optique (CPL) d'un remplissage siliceux ultime à quartz géodique (les quartz pointent vers la cavité centrale de la veine minéralisée). (d) Image de microscopie

électronique à balayage (mode électrons rétrodiffusés - BSE) montrant la transition cataclastique entre les remplissages vert olive (STL) et turquoise (TL) (zones claires riches en Ni, zones sombres pauvres en Ni). Les remplissages ultimes siliceux composés de quartz (Qz) s'observent dans les fissures radiales et dans les espaces poreux centraux des veines minéralisées. Images de microscopie électronique à transmission montrant (e) des éléments résiduels de plaquette de lizardite et (f) de fibre de chrysotile dans une matrice cryptocristalline STL. Noter la desquamation des grosses particules de lizardite et chrysotile en petites plaquettes incurvées. Vue détaillée (microscopie électronique à transmission) sur (g) le remplissage vert olive composé à la fois (encadré) de phyllosilicates à 7 et 10Å, (h) et (h) sur le remplissage turquoise montrant (encadré) la nette prédominance de feuillet flexueux de phyllosilicates à 10Å.

Les observations pétrographiques (MEB et MET) révèlent une baisse significative de la taille des minéraux (essentiellement phyllosilicates) depuis les bordures serpentinisées vers la première série de remplissage argileux (vert olive dans les plages à garniérite et blanc dans les plages à deweylite), puis la deuxième série de remplissage argileux (turquoise dans les plages à garniérite et blanc laiteux dans les plages à deweylite) (Fig. 27a,b). Ce gradient est donc consistant en DRX avec une baisse notable de la taille des domaines cohérents des cristallites (Fig. 29). Les observations pétrographiques révèlent également des stries étirées de serpentine cristalline dans la première série de remplissage et une transition souvent cataclastique entre la première et seconde série de remplissage (Fig. 27d). La décroissance de la taille des minéraux est attribuée en microscopie optique à une baisse d'anisotropie (Fig. 27b). La microscopie électronique à transmission (MET) met également en évidence la présence de reliques de serpentine de grande taille (e.g. lizardite et chrysotile) dans la masse finement divisée du premier type de remplissage. Enfin, elle souligne une desquamation des feuillet des serpentines cristallines en particules beaucoup plus petites et flexueuses aux interfaces entre serpentine cristalline et matrice de serpentine finement divisée (Fig. 27e,f). Les dernières séries de remplissages siliceux, souvent associées à des déformations cassantes (fracturation radiale aux plans principaux des failles), produisent des quartz micro-cristallins dans le réseau de fracturation secondaire (Fig. 27d) et des quartz géodiques (Fig. 27c) au niveau des vides centraux des failles minéralisées. Ces grains de quartz peuvent se juxtaposer à des phyllosilicates finement divisés dans les remplissages gris et à des oxydes de fer (goethite) dans les remplissages ultimes bruns à brun foncé.

Les données minéralogiques (DRX) et thermogravimétriques (ATG-ATD) indiquent que les minéraux argileux des remplissages appartiennent en grande majorité à des phyllosilicates cryptocristallins 1:1 et 2:1, mal cristallisés, hydratés et non expansibles de la famille des serpentines et des talcs (Brindley & Hang, 1973; Brindley & Maskimovic, 1974; Brindley & Wan, 1975; Brindley *et al.* 1979) (Fig. 28). Ces phyllosilicates cryptocristallins sont qualifiés dans la littérature anglaise de "serpentine-like" (SL) et "talc-like" (TL) (Brindley et Hang, 1973; Villanova-de-Benavent *et al.*, 2011) car leurs pics de diffraction sont sensiblement identiques à ceux de leurs équivalents cristallins, avec toutefois de différences notables attribuées à leur petite taille et à leur désordre d'empilement (Brindley & Hang, 1973; Brindley *et al.*, 1977). Ces différences se manifestent notamment par un affaissement et étalement des raies basales (en particulier des pics principaux à ~ 7,3Å pour les SL et à ~ 10Å pour les TL ; Fig. 28a,c,d) qui traduisent une diminution de la taille moyenne des domaines cristallins cohérents (CSDS) (Fig. 29). La diminution de taille et l'accroissement du désordre cristallin sont également reliés au développement de très larges bandes à deux dimensions (*h,k*) dans trois régions des diagrammes de diffraction à ~ 36°, 42° and 51° 2 θ (anti-cathode Cu). En tenant compte de ces informations, l'analyse des diagrammes de diffraction des rayons X des amas à deweylite et à garniérite indique que la

première séquence de remplissage est constituée d'un mélange intime de serpentines et talcs cryptocristallins (SL et TL) alors que la seconde séquence est presque exclusivement composée de talcs cryptocristallins (TL).

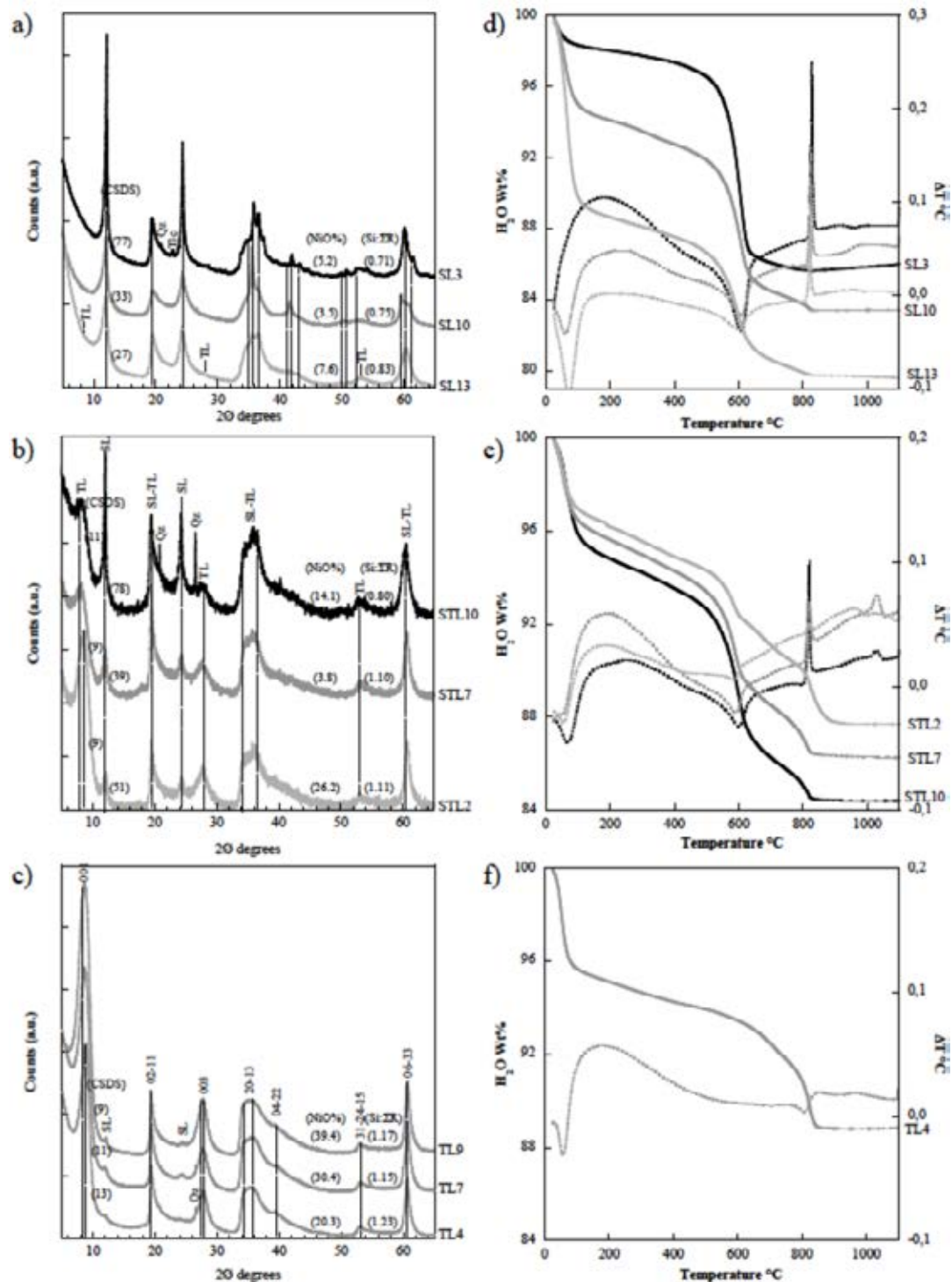


Figure 28 : Diagrammes de diffraction des rayons X et courbes thermogravimétriques et thermiques différentielles de phyllosilicates Mg/Ni hydratés de remplissages argileux à deweyllite et garniërite

Sur la figure 28 : (gauche) Diagrammes de diffraction des rayons X et (droite) courbes thermogravimétriques (traits continus) et thermiques différentielles (traits discontinus) de phyllosilicates Mg/Ni hydratés de remplissages argileux à deweyllite et garnièrite avec : (a et d) dominance de serpentine cryptocristalline (SL), (b et e) mélange de minéraux cryptocristallins (STL) de la famille des serpentines (SL) et des talcs (TL) et (c et f) dominance de talcs cryptocristallins (TL). Les tailles de domaines cohérents (CSDS de la première réflexion basal de SL and TL), les teneurs en nickel (NiO pds%) et le rapport molaire Si:ΣR (R=Mg+Ni+Fe) sont donnés entre parenthèses sur les diagrammes de diffraction des rayons X.

L'analyse détaillée des diagrammes de diffraction des rayons X des remplissages blancs les plus précoces à deweyllites (dominance de minéraux serpentineux) montre en fait que les raies obtenues résultent d'une combinaison de larges bandes à ~ 36°, 42° and 51° 2θ attribuables aux espèces cryptocristallines et de réflexions beaucoup plus fines imputables aux trois espèces de serpentine bien cristallisée (avec pour la zone angulaire proche de 36°2θ des distances réticulaires équivalentes de 2.55Å pour l'antigorite, 2.51Å pour la lizardite et et 2.45Å pour le chrysotile). Ces résultats sont cohérents avec les observations obtenues au microscope électronique à transmission (MET) qui indiquent la co-existence de phases cristallines et de phases cryptocristallines dès les premiers stades de remplissage des veines serpentineuses. Ces données nous permettent de proposer que les serpentines cryptocristallines (SL) sont des résidus d'altération de serpentines cristallines, observées en grande abondance dans les épontes noires des veines minéralisées. Avec cette hypothèse, il est possible d'estimer la source des zones minéralisées par la nature et l'abondance relative des espèces de serpentine bien cristallisée (lizardite, chrysotile et antigorite) répertoriées dans ces remplissages.

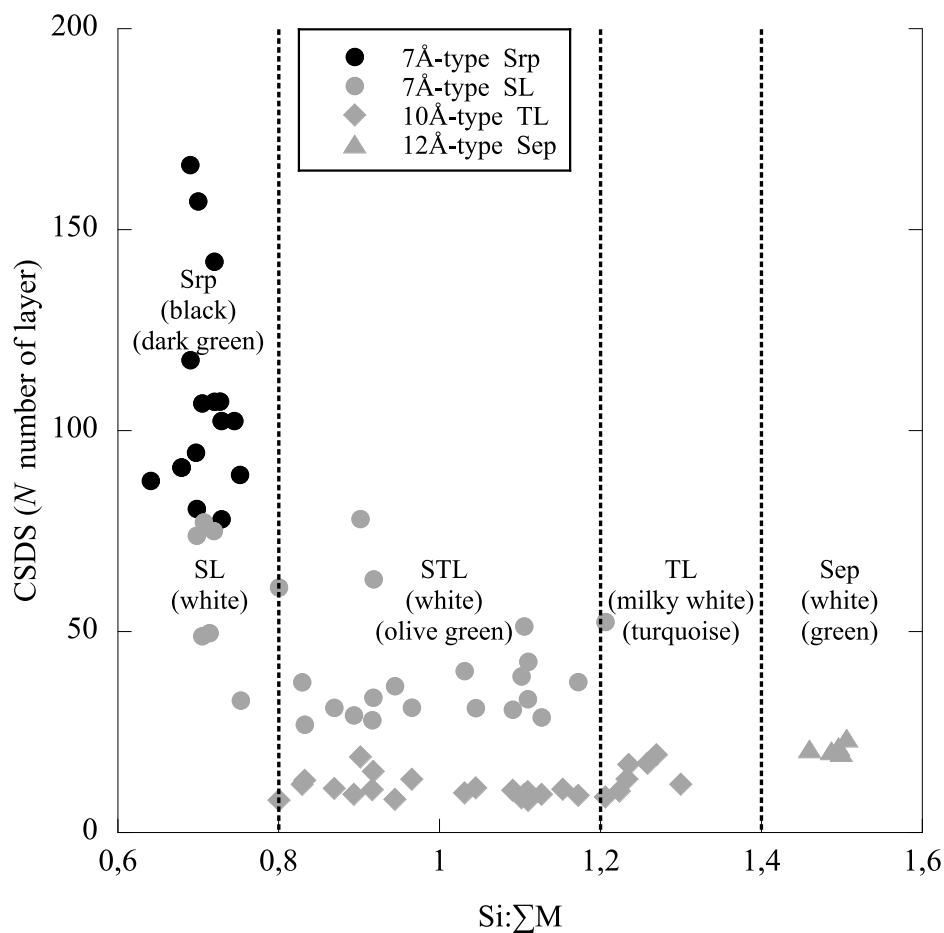


Figure 29 : Taille des domaines cohérents

(CSDS, défini ici par le nombre moyen de feuillets: N) des phyllosilicates à 7Å (Srp = serpentine cristalline et SL = serpentine cryptocristalline), à 10Å (TL = talc cryptocristallin) et à 12Å (Sep = Sépiolite) en fonction du rapport molaire Si:ΣM (avec $M = Ni + Mg + Fe$) dans les échantillons du liséré résiduel de serpentine (Srp) et de la 1st (SL, STL) et la 2nd séries (TL, Sep) de remplissages des veines minéralisées.

Dans les remplissages argileux plus tardifs, les données de diffraction des rayons X montrent une décroissance des pics de diffraction des serpentines (Srp et SL) parallèlement à une croissance des pics de diffraction des talcs cryptocristallins (TL) (Fig. 28a,b,c). Les données thermogravimétriques (traits pleins, Fig. 28e) révèlent, quant à elle, des pertes en eau en trois étapes attribuées (i) à de l'eau d'hydratation (adsorbée ou en position interfoliaire) pour les deux espèces minérales, (ii) à de l'eau associée à la déshydroxylation des serpentines et enfin (iii) à de l'eau associée à la déshydroxylation des talcs cryptocristallins. En outre, ces données thermogravimétriques soulignent une diminution progressive de la teneur en eau de déshydroxylation des serpentines parallèlement à une augmentation progressive de celle des talcs cryptocristallins. En effet, dans le pôle serpentineux des remplissages précoces (SL), l'eau de déshydroxylation est voisine de

12.9% alors que dans le pôle des remplissages les plus tardifs (TL), cette eau de déshydroxylation est voisine de 5.6% (Fig. 30b). Ces valeurs sont très proches de celles attendues pour des serpentines (13%) et talcs (4,5%) bien cristallisés. Ces évolutions s'accompagnent d'un changement progressif des rapports molaires Si:ΣM (avec M= Mg+Ni+Fe) mesurés à la microsonde électronique, ce rapport augmentant de 0,67 dans les serpentines à 1.33 dans les talcs (Fig. 30b). Une telle corrélation négative entre le rapport Si:ΣR et la teneur en eau de déshydroxylation des serpentines et positive entre ce rapport et la teneur en eau de déshydroxylation des talcs cryptocristallins, associée à l'évolution des données de diffraction des rayons X, suggèrent un remplacement progressif des minéraux serpentineux (Srp et SL) par des talcs cryptocristallins (SL/TL et TL) dans ces remplissages argileux plus tardifs.

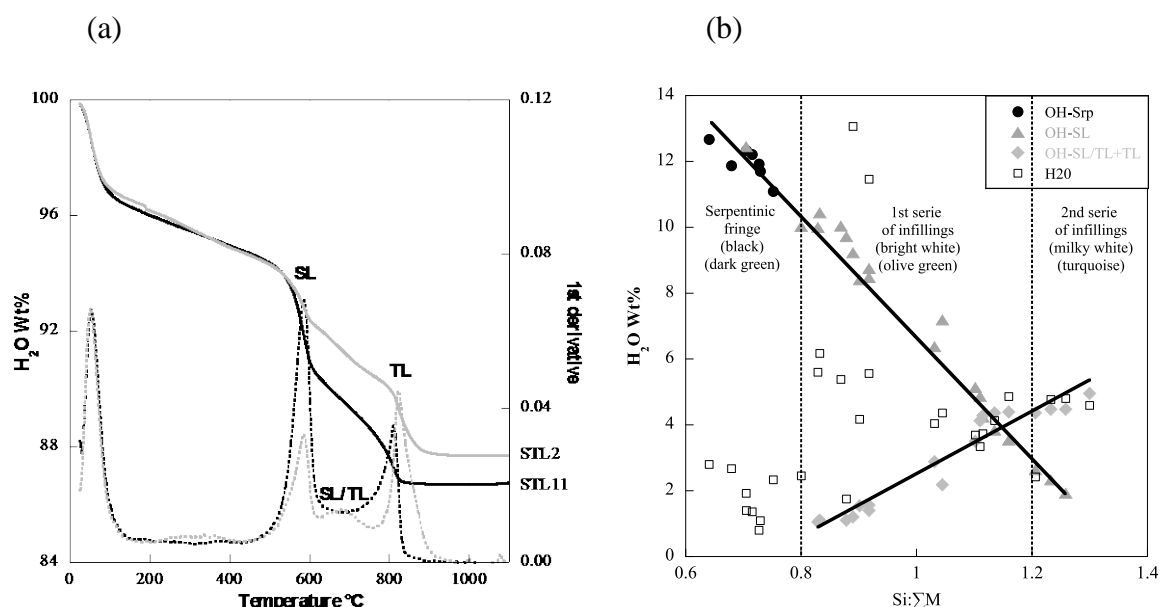


Figure 30 : Figure 30. Dérivée première des courbes thermogravimétriques obtenues sur des mélanges de phases et évolution de la perte d'eau d'hydratation et d'eau hydroxylé des contributions minérales à 7Å

(a) Dérivée première (trait discontinu) des courbes thermogravimétriques (trait plein) obtenues sur des mélanges de phases (SL et TL) et montrant, à proportion dominante de TL, la présence d'une troisième contribution (SL/TL) (présente dans STL2, absente dans STL11). (b) Evolution de la perte d'eau d'hydratation (rectangle blanc) et d'eau hydroxylé des contributions minérales à 7Å (cercles noirs: Srp serpentine cristalline, triangle gris: serpentine cryptocristalline) et 10Å (carré oblique gris: TL talc cryptocristallin et SL/TL interstratifiés) en fonction du rapport molaire Si:ΣM (M= Mg+Ni+Fe) dans les échantillons de la bordure serpentinisée et des 1er et 2ème types de remplissage des veines minéralisées.

Ainsi, l'analyse détaillée des diagrammes de diffraction des rayons X, des données thermogravimétriques (ATG-ATD) et des analyses chimiques réalisées par microsonde électronique dans les différentes séquences de remplissages, à la fois dans les garniérites et

dans les deweylites, suggère que (i) les serpentines cryptocristallines (SL) sont des résidus d'altération des serpentines cristallines qui sont observées en grande abondance dans les épontes noires des veines minéralisées et (ii) ces résidus d'altération des serpentines cristallines sont eux-mêmes progressivement remplacés par des talcs cryptocristallins, ce remplacement étant quasiment achevé dans la seconde série de remplissage argileux.

Par ailleurs, les données de diffraction des rayons X et les analyses thermogravimétriques montrent que cette évolution des serpentines cryptocristallines vers les talcs cryptocristallins est associée à la présence d'interstratifiés serpentine/talc cryptocristallins (SL/TL) et talc cryptocristallin/stevensite (TL/Stevensite). Sur les diagrammes de diffraction des rayons X, l'existence d'un interstratifié SL/TL est révélée par un étalement des raies basales des serpentines vers les petits angles (plus particulièrement de la première raie vers 7,2-7,3Å ; Fig. 28a,c,d). Cette existence est confirmée sur les courbes ATG par la présence d'une contribution intermédiaire entre les serpentines et les talcs cryptocristallins (Fig. 30a). L'existence d'un interstratifié TL/Stevensite est, quant à elle, révélée sur les diagrammes de diffraction des rayons X par un déplacement et étalement vers les petits angles des raies basales des talcs désordonnés (de 9.6 à 12Å pour la première raie ; ; Fig. 28a,c,d). La stevensite est un phyllosilicate 2:1 basse charge de la famille des smectites. L'aptitude au gonflement de ce minéral est attribuée à l'individualisation dans la structure de talcs cryptocristallins de vacances octaédriques (créant de ce fait un déficit de charge), qui est compensée par la présence de cations (e.g. Mg) et d'eau d'hydratation en position interfoliaire (Christidis & Mitsis, 2006).

5.1.3. PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE DES AMAS MINÉRALISÉS MG/NI À SÉPIOLITE

La sépiolite est une argile souvent été identifiée seule ou en association étroite avec des talcs cryptocristallins (Wiewiora *et al.*, 1982; Dunbinska *et al.*, 2000; Trauler *et al.*, 2009). La structure de ce phyllosilicate 2 :1 tri-octaédriques (Mg/Ni en milieu ultrabasique) plus riche en Si que le talc (Si:ΣR = 1.5) est tubulaire du fait du retournement régulier des feuillets 2 :1 (alignement de trois chaînes de tétraèdres), ce qui lui confère une plus grande cohésion et porosité.

Les remplissages contenant de la sépiolite sont également observés dans les plans de faille des massifs péridotitiques. Ils sont peu nombreux en Nouvelle-Calédonie, à l'inverse de ce qui a pu être révélé dans les sites miniers de la République Dominicaine (Villanova-de-Benavent *et al.*, 2014). La plus grande occurrence de sépiolite a toutefois été constatée dans la région de Thio (Fig. 5). Dans cette région, des bancs de sépiolite parfois très épais (jusqu'à 2m d'épaisseur) et à coloration blanche dominante montrent à la base des plans de faille d'abondantes brèches associées à des zones de cisaillement et des surfaces lustrées et plissées sur le plancher de ces failles (surface de décrochement soumise à de fortes contraintes mécaniques). Des murs de silice d'épaisseurs équivalentes ont également été observés dans cette région, reconnue pour avoir subi des déformations tectoniques très importantes (Bogota Peninsula shear zones, Titus *et al.*, 2011).

Des remplissages nettement moins épais à sépiolite ont également été identifiés plus sporadiquement sur d'autres sites miniers (e.g. klippes du Koniambo, Kopeto et Poro). Comme pour les précédents amas minéralisés à serpentines et talcs cryptocristallins, ces remplissages à sépiolite montrent des plages blanches à vertes dans des veines serpentinisées noires à brun verdâtre (Fig. 31a). La seule différence entre ces deux types de remplissage est le remplacement de talcs cryptocristallins (TL) par des minéraux argileux de la famille des sépiolites (i.e. sépiolite dans les plages blanches et falcondoïte dans les plages vertes de ces remplissages). Notons à ce titre que ces argiles ont souvent été identifiées seules ou en association étroite avec des talcs cryptocristallins (Wiewiora *et al.*, 1982; Dunbinska *et al.*, 2000; Trauler *et al.*, 2009).

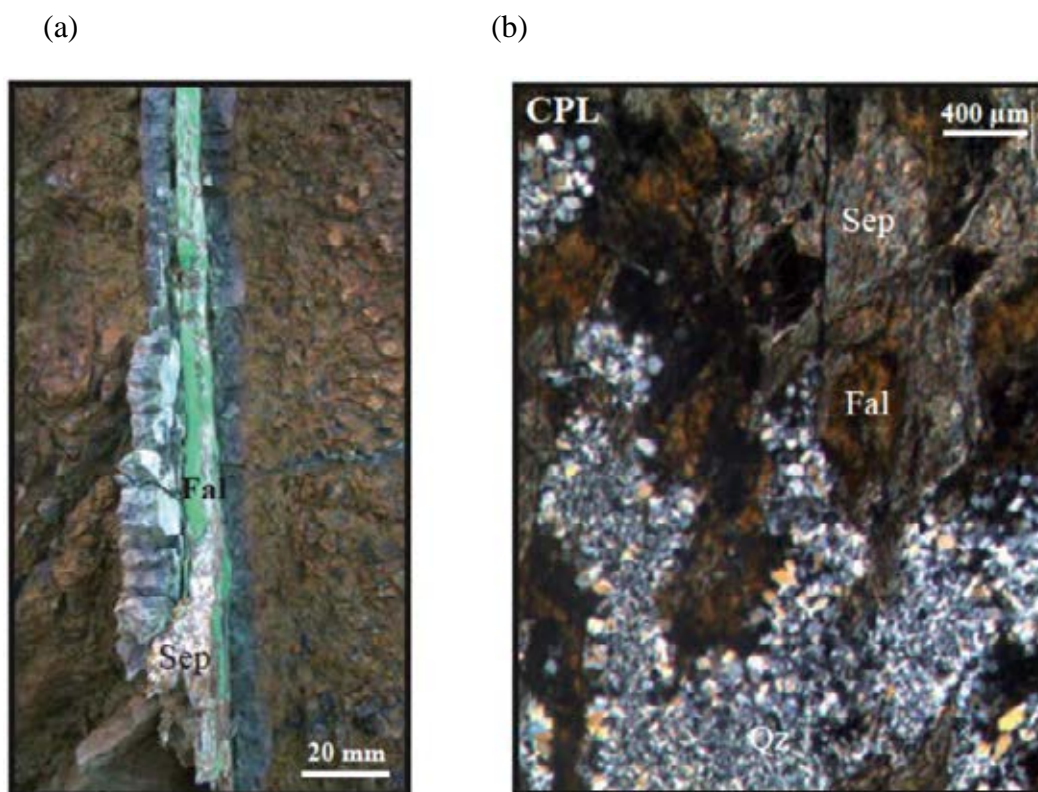


Figure 31 : Amas silicatés Mg/Ni (phyllosilicates trioctaédriques) blancs à verts à sépiolite/Falcondoïte (Klippe du Koniambo, ancienne carrière Menguen).

(a) Vue rapprochée sur une veine de 20mm d'épaisseur dans une harzburgite partiellement altérée montrant en position centrale des remplissages blancs à sépiolite (Sep) et verts à falcondoïte (Fal). (b) Vue en microscopie optique (lumière polarisée) de mèches de sépiolites fibreuses (Sep) déformées par des mouvements syntectoniques avec des lentilles de falcondoïte (Fal) et des veinelettes ultimes de Qz tardifs (Qz) pénétrant dans le matériau fibreux.

Dans les différents sites étudiés, des amas à sépiolite à concentration en Ni variable ont été observés au microscope, puis identifiés par diffraction des rayons X et analyse thermogravimétrique. Les sépiolites s'observent au microscope sous forme d'un chevelu dense de très fines fibres flexueuses étroitement imbriquées et déformées par les contraintes tectoniques (Fig. 31b). Elles sont souvent associées à des talcs cryptocristallins dans les plages vertes nickélifères. La diffraction des rayons X permet d'identifier sans ambiguïté ces sépiolites Mg/Ni (Fig. 32a). Cette technique analytique permet en outre de montrer que les tailles moyennes des domaines cristallins cohérents (CSDS) de ces argiles restent très faibles puisqu'elles sont comprises entre celles mesurées pour les serpentines cryptocristallines (SL) et les talcs cryptocristallins (TL) (Fig. 29). La diffraction des rayons X indique également la présence de talcs cryptocristallins (TL) dans les plages vertes des remplissages contenant de la sépiolite (Fig. 32a, SF7).

Les analyses thermogravimétriques confirment la nature de ces phases et elles soulignent la grande quantité d'eau stockée par ces argiles (17%). Les différents seuils de perte en eau (trait plein) répertoriés pour ces argiles correspondent : (i) à de l'eau zéolitique qui occupe les chenaux de ces minéraux (au voisinage de 80°C), (ii) à de l'eau liée en bordure des chaînes (respectivement à 265 et 520°C) et (iii) à de l'eau de déshydroxylation de la structure (à 810°C, donc une température voisine de celle répertoriée pour les TL) (Brauner & Preisinger, 1956).

(a)

(b)

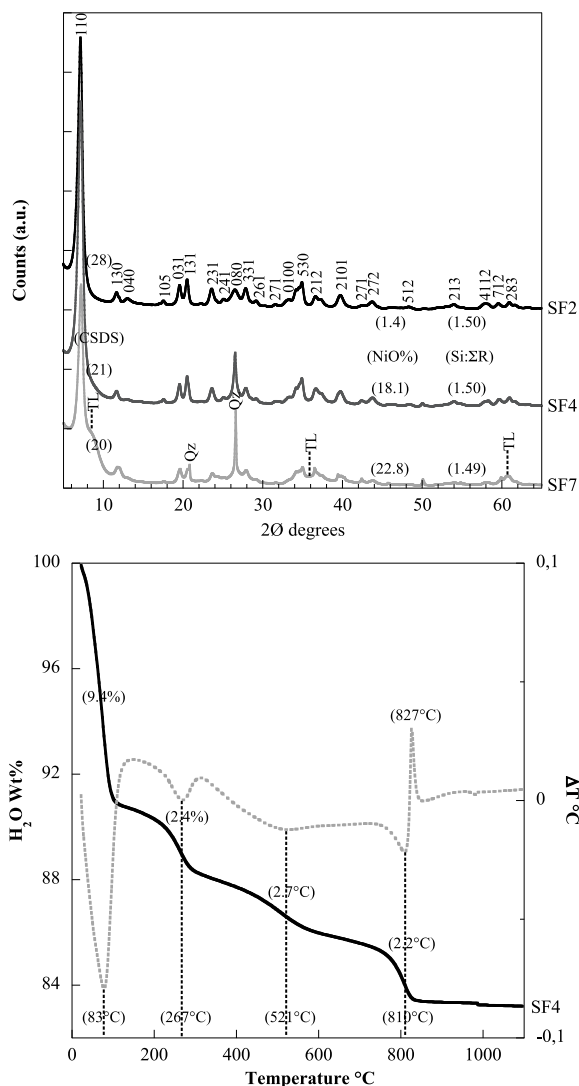


Figure 32 :Diagrammes de diffraction des rayons X de sépiolite Mg/Ni et courbes thermogravimétriques ATG et thermiques différentielles ATG d'une sépiolite riche en Ni

(a) Diagrammes de diffraction des rayons X de sépiolite Mg/Ni (indexation des pics suivant Wicks & O'Hanley, 1988) et (b) courbes thermogravimétriques ATG (trait continu) et thermiques différentielles ATG (trait discontinu) d'une sépiolite riche en Ni montrant une perte en eau en quatre étapes (la température et la perte en eau sont données entre parenthèses pour chacune de ces étapes). Les tailles de domaines cohérents (CSDS de la première réflexion basale), ainsi que la teneur en nickel (NiO %pds) et le rapport molaire Si:ΣR (R=Mg+Ni+Fe) sont donnés entre parenthèses sur la figure a).

5.1.4. CRISTALLOCHIMIE DES AMAS MINÉRALISÉS MG/NI À DEWEYLITE ET GARNIÉRITE

Le tableau 4 révèle la composition chimique des différentes variétés de serpentine (L2: lizardite, C3: chrysotile, A2: antigorite) identifiées par diffraction des rayons X et analyse thermogravimétrique dans les veines serpentinisées des massifs prospectés. La composition chimique des échantillons bruts est très proche de celle obtenue à la microsonde sur lames minces, ce qui souligne l'homogénéité minéralogique de ces échantillons de serpentine. Une légère baisse des teneurs en Fe et, à l'inverse, un accroissement des teneurs en Ni sont reportés depuis la lizardite (L2) vers le chrysotile (C3), puis l'antigorite (A2). Ces variations cristallographiques sont elles-mêmes associées à des variations significatives de couleur (du noir au brun verdâtre).

Formules structurales calculées à partir des analyses microsonde		Si:□R (R=Mg+Ni+Fe)
Enstatite (Ens)	$(\text{Mg}_{0.86}\text{Fe}_{0.06}\text{Al}_{0.04}\text{Ca}_{0.03}\text{Cr}_{0.01}) \text{Si}_{0.97}\text{O}_3$	0.95
Forsterite (For)	$(\text{Mg}_{1.80}\text{Fe}_{0.15}\text{Ni}_{0.01}) \text{Si}_{1.02}\text{O}_4$	0.52
Lizardite (L2)	$(\text{Mg}_{2.84}\text{Fe}_{0.19}\text{Ni}_{0.01}) \text{Si}_{1.98}(\text{OH})_4$	0.65
Chrysotile (C3)	$(\text{Mg}_{2.67}\text{Fe}_{0.13}\text{Ni}_{0.03}\text{Al}_{0.02}) \text{Si}_{2.07}\text{O}_5(\text{OH})_4$	0.73
Antigorite (A2)	$(\text{Mg}_{2.66}\text{Fe}_{0.08}\text{Ni}_{0.05}\text{Al}_{0.03}\text{Cr}_{0.01}) \text{Si}_{2.08}\text{O}_5(\text{OH})_4$	0.74

:

Tableau 4 : Composition chimique

(*blk*: échantillon brut et *EMPA*: analyse ponctuelle à la microsonde) d'échantillons constitués des trois variétés de serpentine (i.e. échantillon L2= lizardite, échantillon C3 = chrysotile et échantillon A2 = antigorite). *s* = Déviation standard.

Minéral	SiO ₂	MgO	NiO	FeO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	CoO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Ens												
(EMPA, n=10)	56.70	33.68	0.12	5.30	2.10	0.70	0.15	0.18	1.56	0.01	0.01	100.5
(σ)	(0.55)	(0.63)	(0.04)	(0.19)	(0.11)	(0.06)	(0.05)	(0.16)	(0.65)	(0.01)	(0.01)	
For												
(EMPA, n=10)	41.48	49.12	0.39	7.46	0.02	0.02	na	0.02	0.03	0.01	0.01	98.6
(σ)	(0.52)	(0.82)	(0.07)	(0.30)	(0.02)	(0.03)		(0.03)	(0.02)	(0.01)	(0.02)	
L2 (blk)	38.84	38.42	0.35	3.64	0.23	0.20	0.07	0.01	na	na	na	81.8
L2												
(EMPA, n=11)	39.43	38.01	0.29	4.48	0.03	0.02	na	0.03	0.01	0.02	0.02	82.3
(σ)	(0.22)	(0.51)	(0.12)	(0.38)	(0.02)	(0.02)		(0.03)	(0.01)	(0.02)	(0.01)	
C3 (blk)	44.05	39.09	0.79	1.75	0.29	0.02	0.04	0.01	na	na	na	86.0
C3												
(EMPA, n=10)	42.66	36.81	0.78	3.10	0.32	0.02	na	0.03	0.04	0.01	0.01	83.8
(σ)	(0.76)	(1.08)	(0.21)	(0.33)	(0.06)	(0.02)		(0.02)	(0.01)	(0.02)	(0.01)	
A2 (blk)	43.96	38.77	1.48	1.72	0.44	0.15	0.05	0.02	na	na	na	86.6
A2												
(EMPA, n=10)	43.48	37.24	1.30	2.07	0.47	0.22	na	0.03	0.04	0.04	0.03	84.9
(σ)	(0.21)	(0.26)	(0.20)	(0.15)	(0.05)	(0.04)		(0.03)	(0.01)	(0.03)	(0.02)	

La figure 33 présente dans des diagrammes ternaires les évolutions géochimiques d'échantillons bruts prélevés dans les veines serpentinisées et minéralisées Mg/Ni à deweylite et garniérite des sites miniers propectés (Fig. 5). Le premier diagramme (Fig. 33a) oppose Si à (Mg+Fe) et Ni. Ce premier type de diagramme montre que les échantillons analysés sont situés dans un triangle délimité par le pôle Mg/Fe des phyllosilicates 1:1 (Serp, SL) et les pôles Mg et Ni des phyllosilicates 2:1 (TL). Le deuxième diagramme (Fig. 33b) oppose Si à (Mg+Ni) et Fe. Ce deuxième type de diagramme révèle des teneurs en Fe plus élevées dans le pôle Mg/Fe des phyllosilicates 1:1 (Serp, SL), des teneurs en Fe plus faibles pour des mélanges de phyllosilicates 1:1 et 2:1 (STL) et l'absence de Fe dans les pôles Mg et Ni des phyllosilicates 2:1 (TL).

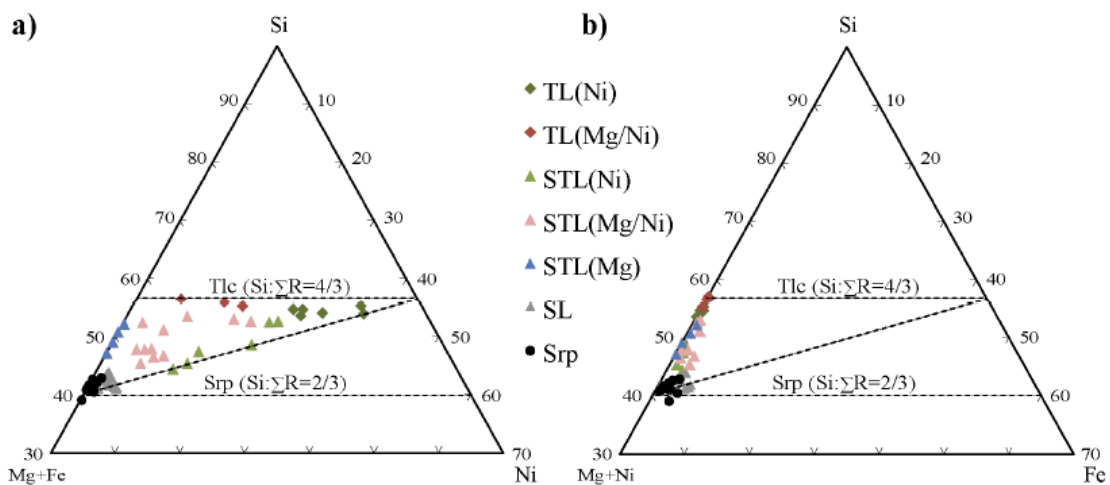


Figure 33 :Deux types de diagrammes ternaires (a) pôles Si, (Mg+Fe) et Ni, (b) pôles Si, (Mg+Ni) et Fe présentant la composition chimique d'échantillons bruts de veines serpentinisées et minéralisées à deweylite et garniérite (la composition chimique des remplissages à sépiolite n'est pas représentée dans ces diagrammes ternaires).

Plus spécifiquement, ces diagrammes montrent que les serpentines cryptocristallines (SL) des plaquages blancs ont des compositions chimiques voisines des serpentines cristallines (Srp). Les assemblages mixtes à serpentines et talcs cryptocristallins (STL) ont des rapports Si:ΣM (M=Mg+Ni+Fe) plus élevés et des teneurs en Ni variables. Dans les plaquages à garniérite, la première série de remplissage vert olive (STL-Ni) a une composition chimique comprise entre le pôle Mg/Fe des phyllosilicates 1:1 (serpentines) et le pôle Ni des phyllosilicates 2:1 (talcs). Cette première série de remplissage est dépourvue de Ni dans les plaquages blancs à deweylite et sa composition chimique est alors comprise entre le pôle Mg/Fe des phyllosilicates 1:1 (serpentines) et le pôle Mg des phyllosilicates 2:1 (talcs). La composition chimique de ces remplissages est située entre les pôles Mg et Ni des phyllosilicates 2:1 (talcs) dans les zones de transition entre deweylite et garniérite (STL-Mg/Ni). Ces résultats indiquent que le talc cryptocristallin est la principale phase porteuse de Ni dans les zones minéralisées. Cette accumulation du nickel dans le talc cryptocristallin est très importante dans les plages à garniérite, le magnésium pouvant être totalement remplacé par le nickel dans la structure de ce phyllosilicate. Elle est toutefois nulle dans les plages à deweylite. Dans la seconde série de remplissage, le talc cryptocristallin (TL) devient majoritaire. La composition chimique des remplissages est assimilable à une droite de mélange entre les pôles Mg (blanc laiteux) et Ni (turquoise) de phyllosilicates 2:1 (TL-Mg/Ni, TL-Ni). Cette droite de mélange est toutefois légèrement décalée vers le bas par rapport à la droite théorique du talc Mg/Ni ($Si:\Sigma M = 4/3$) (Fig. 33a). Ce décalage suppose la présence résiduelle dans cette deuxième série de remplissage de serpentine cryptocristalline, plus particulièrement dans les plaquages Ni à garniérite.

En résumé, les évolutions chimiques reportées dans ces séries de remplissage argileux témoignent d'une augmentation du rapport Si:ΣR (R = Mg+Ni+Fe), de la périphérie vers la partie centrale des fractures serpentinisées et minéralisées. Ce gradient chimique indique une augmentation de l'activité en silicium des solutions d'altération propice à une plus grande production de talc cryptocristallin. Plutôt qu'un enrichissement absolu en Si, nous proposons que ce gradient résulte d'une perte en Mg et Fe (importante dans les plages vertes à garniérite), ainsi que d'une redistribution massive du Ni depuis les plages blanches à deweylite vers les plages vertes à garniérite.

Ces gradients géochimiques sont mieux décrits aux échelles microscopiques et illustrés par les figures 34, 35 et 36. Plus spécifiquement dans les plages blanches à deweylite (Fig. 34), les gradients reportés au sein des remplissages argileux sont essentiellement attribués à un accroissement du rapport Si:ΣR (i.e. plus grande proportion de talc cryptocristallin) et à une baisse simultanée des teneurs en FeO (Fig. 34g), le rapport Si:ΣR devenant optimal dans la seconde série de remplissage qui est alors dépourvue de fer. Cette corrélation inverse entre le rapport Si:ΣR et la teneur en FeO indique que le fer est associé aux phases résiduelles de serpentine dans ces remplissages argileux. Dans les plages à garniérite (Fig. 35) et les zones de transition (Fig. 36), les variations oscillatoires et opposées des teneurs en MgO et NiO reportées dans la deuxième série de remplissage (Fig. 35f et 36f) sont attribuées à une redistribution de Mg et Ni sur de courtes distances. Cette redistribution est couplée à une réorganisation des talcs cryptocristallins en rubanements plus ou moins anisotropes (donc plus ou moins cristallisés), les rubanements les plus anisotropes (donc les mieux cristallisés) étant les plus riches en Mg et les plus pauvres en Ni (Fig. 35d,e et 36c,d). Ces évolutions ultimes sont donc à l'origine du gradient géochimique observé entre les pôles Mg et Ni dans les talcs cryptocristallins (Fig. 35h et 36i). Elles témoignent d'une ségrégation de ces deux éléments au sein des phyllosilicates cryptocristallins de type 2 :1 (TL) et d'une meilleure réorganisation de ces phyllosilicates cryptocristallins dans les pôles magnésiens (plus grand nombre de rubanements anisotropes), les phases les moins bien cristallisées étant, à l'inverse, observées dans les plages vertes à garniérite.

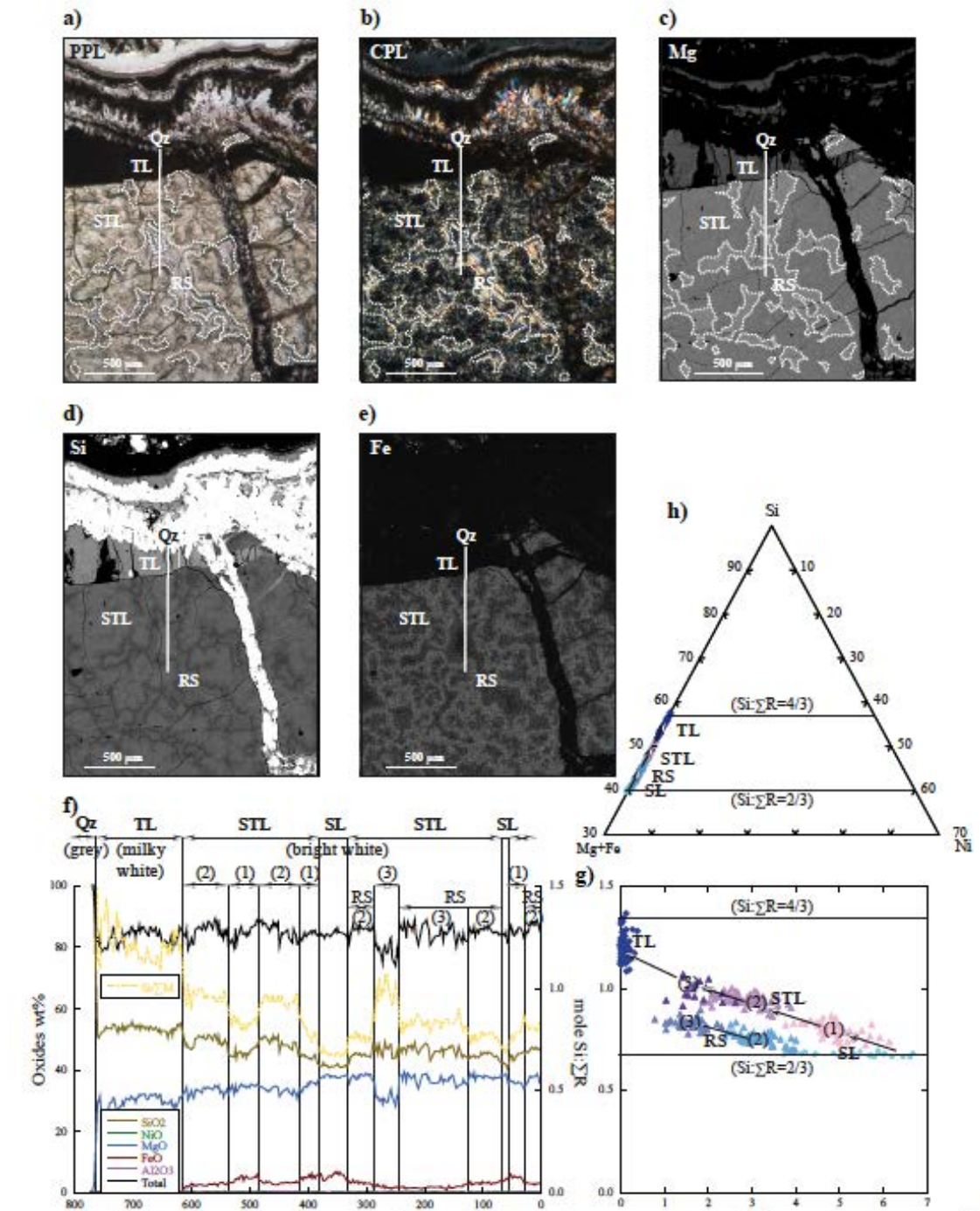


Figure 34 :Image optique d'une veine de deweylite en en lumière normale et lumière polarisée

Image optique en (a) lumière normale (PPL) et (b) lumière polarisée (CPL) d'une veine de deweylite montrant du bas vers le haut le remplissage argileux blanc (STL) à nombreux rubanements (RS), le remplissage argileux blanc laiteux (TL) et le remplissage siliceux à quartz géodique (Qz). Carte de répartition élémentaire de la même

zone obtenue en microsonde électronique pour (c) Mg, (d) Si et (e) Fe. (f) Analyses microsonde (EMPA) réalisées le long d'un transect (ligne continue blanche sur (a), (b), (c), (d) et (e)). (g) Représentation des analyses obtenues en microsonde le long du transect dans un graphique Si:ΣR en fonction de la teneur en FeO (%pds). (h) Représentation des analyses obtenues en microsonde le long du transect dans un diagramme ternaire Si-(Mg+Fe)-Ni.

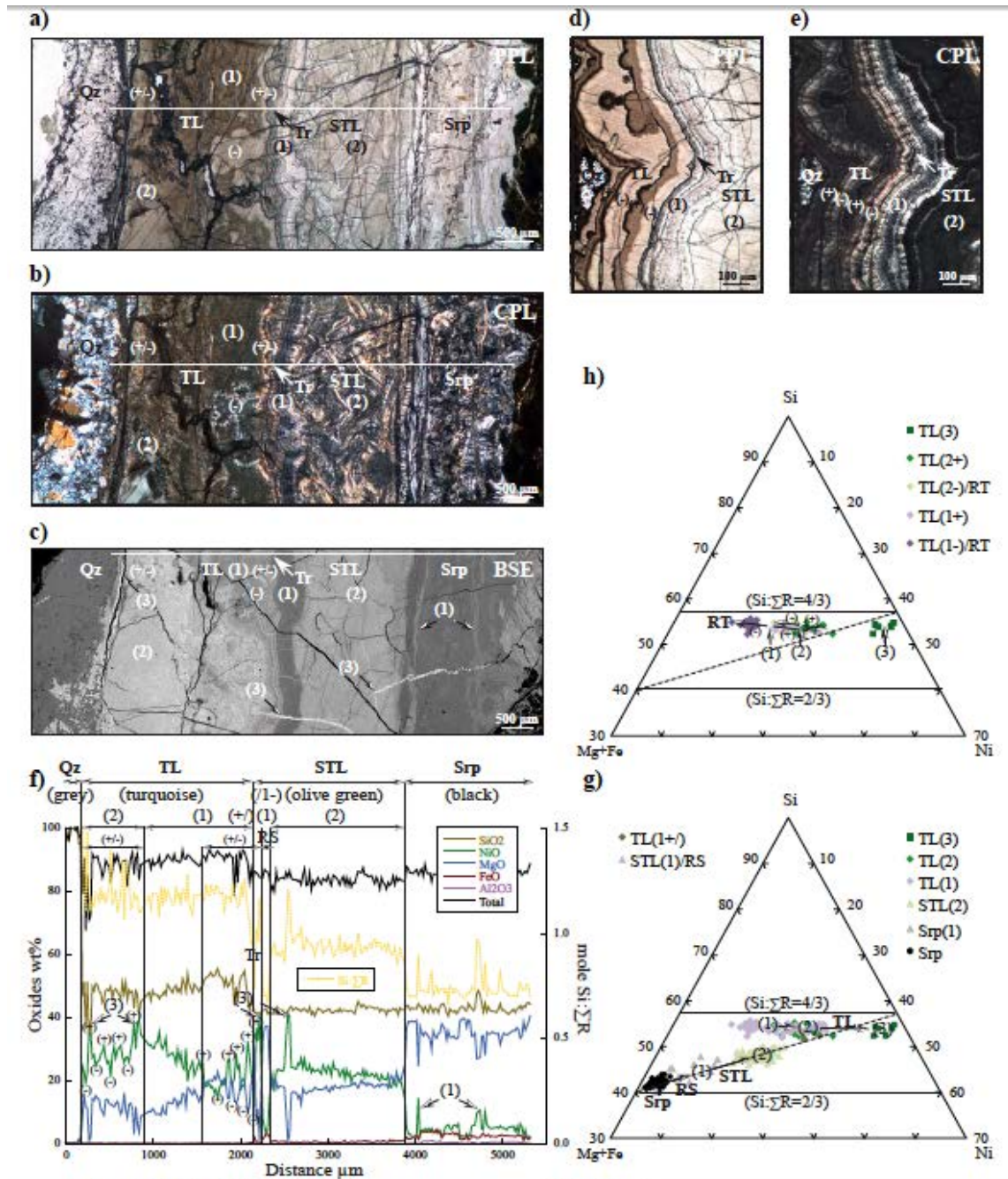


Figure 35 : Image optique d'une veine serpentinisée et minéralisée de garniérîte en lumière normale et lumière polarisée

Image optique en (a) lumière normale (PPL) et (b) lumière polarisée (CPL) d'une veine serpentinisée et minéralisée de garniérîte montrant de la droite vers la gauche, le liseré résiduel noir de serpentine (Srp), le remplissage argileux vert olive (STL), le remplissage argileux turquoise (TL) et le remplissage siliceux à quartz géodique (Qz). (c) Image de microscopie électronique à balayage (mode électrons secondaires BSE) de la même

zone. Vue rapprochée en microscopie optique (d) = lumière normale et (e) = lumière polarisée (CPL) de la transition entre les remplissages vert olive et turquoise montrant l'alternance de zones anisotropes et isotropes. (f) Analyses microsonde (EMPA) réalisées le long d'un transect (ligne continue blanche dans (a), (b) et (c)). (g) Représentation des analyses obtenues en microsonde le long du transect dans un diagramme ternaire Si-(Mg+Fe)-Ni. (h) Représentation des analyses obtenues en microsonde pour les trois types de remplissage à TL: (1), (2) et (3) le long du transect dans un diagramme ternaire Si-(Mg+Fe)-Ni.

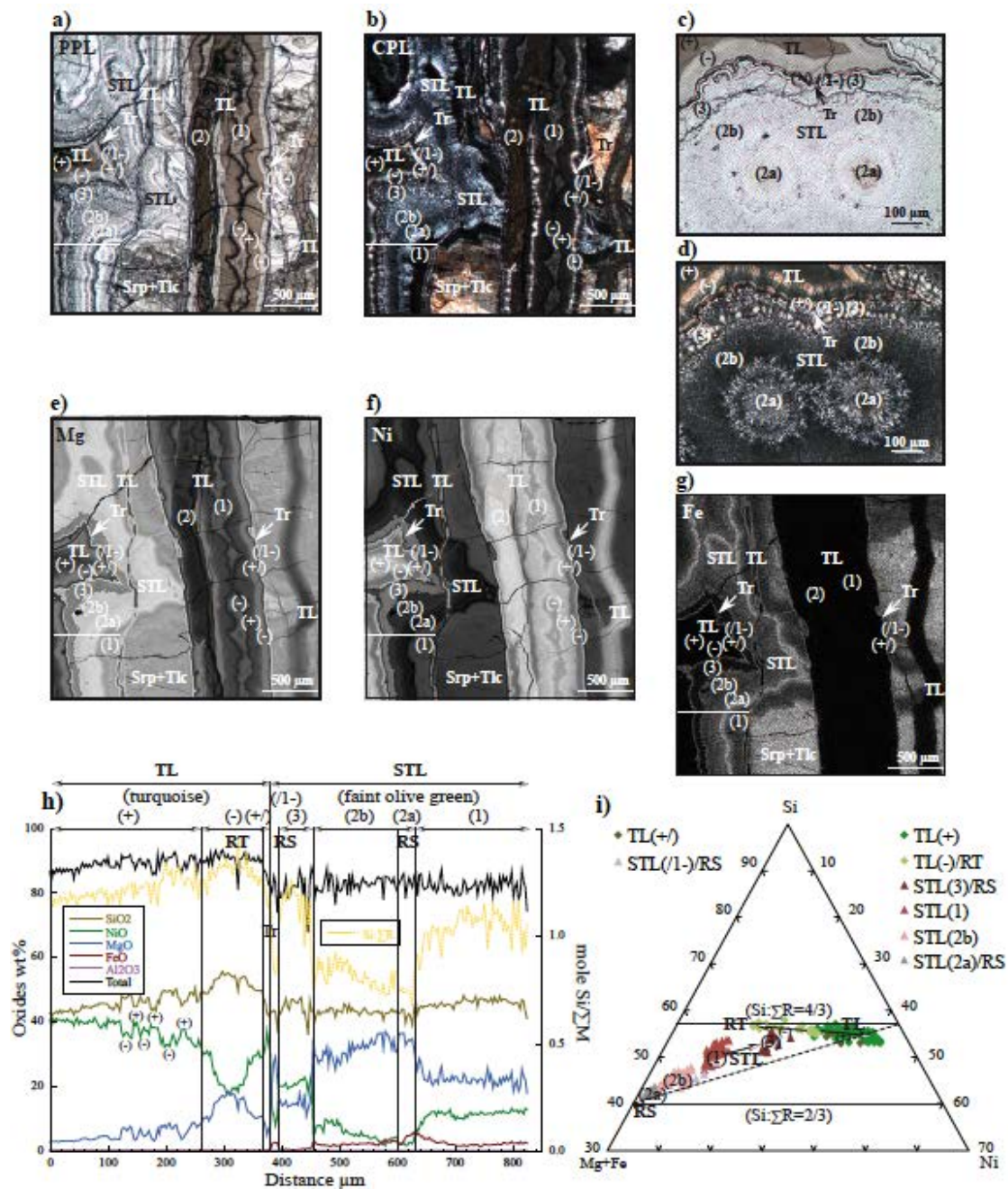


Figure 36 :Image optique d'une veine serpentinisée et minéralisée dans la zone de transition entre deweyllite et garnièrite en lumière normale et lumière polarisée

Image optique en (a) lumière normale (PPL) et (b) lumière polarisée (CPL) d'une veine serpentinisée et minéralisée dans la zone de transition entre deweyllite et garnièrite montrant à droite le liseré résiduel noir à serpentine et à talc (Srp+Tlc), les trois remplissages argileux (1), (2) et (3) vert olive pâle (STL) et les deux remplissages (1) et (2) argileux turquoise (TL). Vue rapprochée en microscopie optique (c) = lumière normale et (d) = lumière polarisée (CPL) de la transition entre les remplissages vert olive et turquoise montrant l'alternance

de zones anisotropes et isotropes. Carte de répartition élémentaire obtenue en microsonde électronique dans la zone (a) et (b) pour (e) Mg, (f) Ni et (g) Fe. (h) Analyses microsonde (EMPA) réalisées le long d'un transect (ligne continue blanche sur (a), (b), (e), (f) et (g)). (i) Représentation des analyses obtenues en microsonde le long du transect dans un diagramme ternaire Si-(Mg+Fe)-Ni.

5.1.5. COMPOSITION ISOTOPIQUE DES AMAS MINÉRALISÉS MG/NI

Les compositions isotopiques en oxygène ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) et hydrogène (D/H) ont été mesurées sur des échantillons récoltés à travers la Grande-Terre sur différents massifs péridotitiques. L'objectif était d'établir un référentiel de compositions inédites à ce jour sur les minéraux hydroxylés du réseau de fracturation de ces massifs et d'identifier les principales caractéristiques de la minéralisation du point de vue des fluides minéralisateurs : origine et température de formation. Les analyses isotopiques ont été réalisées au laboratoire Géosciences Rennes de l'Université de Rennes (oxygène) et au laboratoire CRPG de l'Université de Nancy (hydrogène). L'échantillonnage a été réalisé à la suite des caractérisations minéralogiques fines établies dans le cadre de notre étude sur les amas minéralisés à deweylite et à garniérite et leurs encaissants serpentiniteux. Quinze échantillons ont ainsi été sélectionnés dans le cadre de cette étude. Cette sélection d'échantillons visait d'une part à obtenir un ensemble de données représentatives du réseau serpentiniteux des principales failles des massifs prospectés et des séquences de remplissages observés au sein de ces failles dans les plages blanches et vertes des zones de minéralisation. Elle visait, d'autre part, à ne retenir que des échantillons monophasés, constitués d'un seul minéral ou d'une phase minérale très nettement dominante (contrôles réalisés essentiellement par diffraction des rayons et analyse thermogravimétrique).

Le premier jeu de données est attribué au réseau serpentiniteux des épontes des principales failles de péridotites et il correspond à : (i) deux échantillons de veinules noires (L1, L2) essentiellement composés de lizardite (Lz), (ii) deux échantillons de seal-cracks brun verdâtre (C1, C3) composés de rangées superposées de fibres jointives à chrysotile (Ctl), (iii) un échantillon de plaquettes brun verdâtre (A2) d'une surface intensément déformée constituée exclusivement d'antigorite (Atg) et (iv) un échantillon de trémolite (Tr) prélevé dans une fracture de péridotite (écailles déformées par la tectonique sur les épontes des fractures). Le deuxième jeu de données est attribué, quant à lui, aux séquences de remplissage des amas minéralisés et il correspond à : (i) quatre échantillons de la première série de remplissages blancs de deweylite (SL2, SL10, SL12 et SL13) composés essentiellement de serpentines cryptocristallines (SL-Mg) (à noter que l'un de ces échantillons présente une proportion de lizardite résiduelle plus importante), (ii) un échantillon de la seconde série de remplissages blanc laiteux de deweylite (TL1) composé essentiellement de talcs cryptocristallins magnésiens (TL-Mg), (iii) deux échantillons de la seconde série des remplissages turquoise de garniérite (TL4 et TL9) composés essentiellement de talcs cryptocristallins nickélifères (TL-Ni), (iv) un échantillon de la série ultime des remplissages argileux blancs (SF1) à sépiolite (Sep) et (v) un échantillon de la même série à remplissages argileux verts (SF4) à dominance de falcondoïte (Fal).

Les résultats de ces investigations isotopiques sont présentés dans la figure 37 sous forme δD versus $\delta^{18}\text{O}$. Ces résultats permettent de dissocier les deux jeux de données pré-cités et

de faire apparaître deux gradients isotopiques bien affirmés et très contrastés. Le premier jeu de données correspond aux serpentines cristallines et trémolites du réseau serpentiniteux des principales failles de la partie supérieure des massifs péridotitiques (Trend I, Fig. 37). Ces phases cristallisées présentent les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ les plus basses (6,0 - 8,5 ‰) et des valeurs de δD très variables (-18 à -105‰). Les faibles valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ mesurées sont compatibles avec une origine mantellique des formations étudiées (valeur du $\delta^{18}\text{O}$ généralement comprise entre 5,5 et 7,0 ‰). La forte variation en δD mesurée dans ce réseau de fracturation permet d'ordonner les phases minérales analysées suivant un premier gradient (présenté ici suivant un ordre décroissant des valeurs de δD): (1) Atg (antigorite) de failles compressives, (2) Tr (trémolite) également de failles compressives, (3) Ctl (chrysotile) associé aux seal-cracks du réseau de fracturation majeur des péridotites et (4) Lz (lizardite) des veines serpentiniteuses noires dominantes associées à ce réseau de fracturation. Cette grande variation des valeurs de δD pourrait indiquer deux grands types de fluides et de contraintes mécaniques à l'origine des minéraux, l'un généré en contexte marin principalement lors de la subduction du manteau dans la fosse des Loyauté (valeurs basses de δD , prédominance de lizardite) et l'autre plus métamorphique généré sous fortes pressions, en particulier en contexte d'obduction de la masse ophiolitique sur le bâti calédonien (valeurs hautes de δD , prédominance d'antigorite).

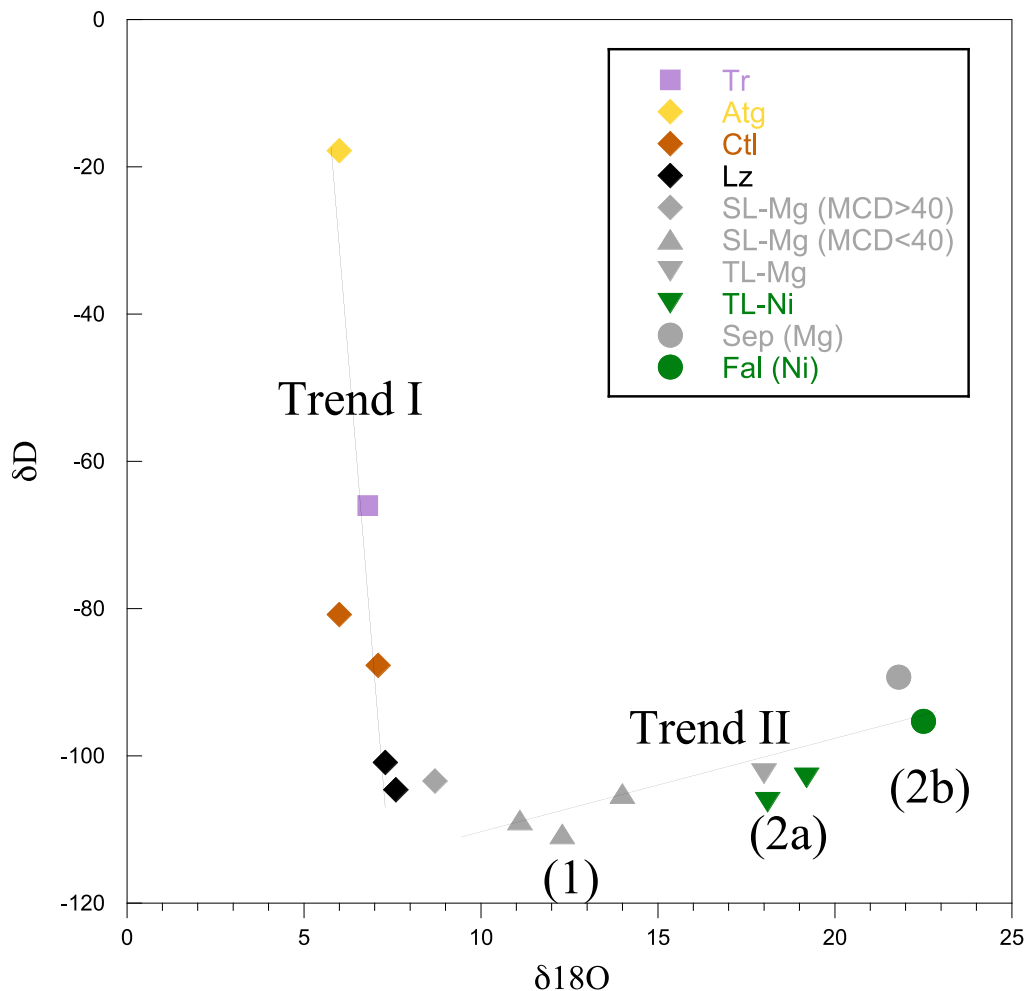


Figure 37 : Compositions isotopiques en hydrogène (D/H) et oxygène ($^{18}O/^{16}O$) des minéraux phyllosilicatés (1:1 et 2:1)

Compositions isotopiques en hydrogène (D/H) et oxygène ($^{18}O/^{16}O$) des minéraux phyllosilicatés (1:1 et 2:1) présents dans les veines serpentinisées du réseau majeur de fracturation des massifs péridotitiques (trend I) et dans les séquences de remplissages argileux blancs à verts (1, 2a et 2b) de ce réseau (trend II).

Le deuxième jeu de données correspond aux amas minéralisés, et de ce fait aux séquences de remplissages argileux Mg/Ni observés dans les failles serpentinisées de ces massifs (Trend II, Fig. 37). Ce deuxième jeu de données révèle un deuxième gradient isotopique marqué par un accroissement très important des valeurs de $\delta^{18}O$ et plus limité des valeurs de δD (avec des valeurs initiales en δD relativement basses). Un point important à noter ici est que ce gradient est lui-même associé aux séquences de remplissages générées par l'activité tectonique. En effet, les valeurs les plus basses de $\delta^{18}O$ (8,5 - 14,0 ‰) et de δD (-110 à -103‰) correspondent à la première série de remplissages à serpentines cryptocristallines (1 : SL). La deuxième série de remplissages à talcs cryptocristallins (2a :

TL-Mg et TL-Ni) présentent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (18 - 19,5 ‰) et de δD (-106 à -102‰) intermédiaires et la série ultime à sépiolite (2b : Sep et Fal) présente les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (21 - 21,5 ‰) et δD (-95 à -90‰) les plus élevées. Les dernières valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont de ce fait très proches de celles mesurées dans les remplissages ultimes à silice du réseau de fracturation ($\delta^{18}\text{O} = 25‰$). En revanche, aucune variation isotopique significative n'est notée dans la séquence des remplissages argileux entre les plages blanches (deweylites) et les plages vertes (garniérites) de ce réseau de fracturation, si ce n'est une légère baisse des valeurs de δD des plages à deweylite vers les plages vertes à garniérite.

Les faibles valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (et dans une moindre mesure de δD) mesurées dans la première série de remplissage suggèrent des apports météoriques d'eau de pluie consécutifs à l'émergence, à la fracturation et au démantèlement de la masse ophiolitique et à son altération en milieu tropical. L'augmentation simultanée des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et de δD d'une série de remplissage à l'autre est compatible avec une baisse graduelle de température. En admettant une origine météorique des eaux d'altération ($\delta^{18}\text{O} -4‰$, $\delta\text{D} -120‰$), l'estimation des gammes de températures possibles depuis la première série de remplissage argileux (1: SL) jusqu'à la dernière (2b : Sep-Fal) est comprise entre 160° et 50°C sur la base des données isotopiques de l'oxygène (d'après les facteurs de fractionnement $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ entre serpentine et eau fournis par Zheng, 1993) et entre 160° et 90°C sur la base de celles de l'hydrogène (d'après les facteurs de fractionnement D/H entre serpentine et eau fournis par Sahai & Tsutsumi, 1978) (Tableau 5). Ces gradients thermiques (plus spécialement ceux fournis par les isotopes de l'oxygène) suggèrent de ce fait que les épisodes tectoniques associés à la mise en place des amas minéralisés à garniérite aient eu lieu lors de du refroidissement de la masse ophiolitique et donc à des périodes géologiques où le manteau d'altération latéritique était vraisemblablement peu développé. Ces données, toujours en cours d'exploitation actuellement, montrent de ce fait la co-existence de minéraux de haute et basse température dans les zones minéralisées associée à la réactivation post-obduction de failles produites à la fois en contexte océanique et en contexte d'obduction.

Tableau 5 : Estimation des températures de formation des amas minéralisés

Estimation des températures de formation des amas minéralisés d'après les gammes de compositions isotopiques en oxygène ($\delta^{18}O$) et hydrogène (δD) obtenues (en rouge dans le tableau) dans les remplissages argileux (phyllosilicates 1:1 et 2:1). Les températures calculées correspondent à des eaux d'origine météorique ($\delta^{18}O - 4$ et $\delta D - 120$).

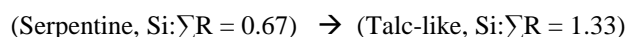
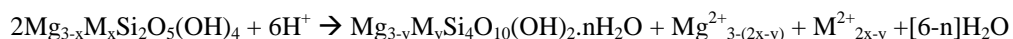
Température (°C)	Fractionnement	
	Quartz/Eau	Fractionnement Serpentine/Eau
	$\delta^{18}O$ Eau	δD Eau
	-4	-120
	Mesuré	Mesuré
Température (°C)	$\delta^{18}O$ (‰ vs. SMOW)	δD (‰ vs. SMOW)
20	27,7	-21
30	25,4	-33
40	23,3	-44
50	21,5	-54
60	19,8	-62
70	18,2	-70
80	16,8	-76
90	15,5	-82
100	14,3	-88
110	13,2	-93
120	12,1	-97
130	11,2	-101
140	10,3	-104
150	9,5	-107
160	8,7	-110
170	8,0	-113

5.1.6. CONDITIONS DE MISE EN PLACE DES AMAS MINÉRALISÉES MG/NI

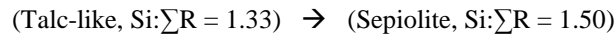
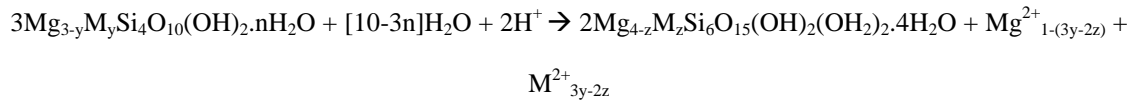
La persistance de ces amas minéralisés (phyllosilicates Mg/Ni de la famille des serpentines et des talcs) dans certains niveaux latéritiques (généralement plus riches en Ni) justifie leur caractérisation détaillée et leur utilisation comme références minérales pour les études de spéciation de Ni sur les profils latéritiques sélectionnés dans ce projet. Par ailleurs, et comme nous l'avons signalé en début de projet, il importe de préciser qu'il n'y a toujours pas de consensus sur le rôle respectif des événements météoriques (Leguéré, 1976; Orloff 1968; Pelletier, 1983, 2003; Troly *et al.*, 1979; Cluzel & Vigier, 2008) et hydrothermaux (Garnier, 1867, Ducloux *et al.*, 1993) dans la mise en place de ces phyllosilicates nickélifères. Une bonne compréhension de ces événements permettrait toutefois d'établir une meilleure stratégie d'exploration des massifs et d'exploitation rationnelle des gisements (aussi bien silicatés qu'oxydés). Ainsi, il était difficile d'établir en début de projet si ces minéralisations étaient à l'origine de la mise en place d'amas latéritiques d'intérêt économique ou si au contraire c'était ces derniers qui contribuaient à « alimenter » en profondeur les phyllosilicates en Ni.

L'ensemble des données minéralogiques et isotopiques présentées dans ce rapport tend à relier la mise en place des minéralisations Mg/Ni (deweylite/garniérite) à des épisodes tectoniques post-obduction et à la réactivation des joints majeurs de serpentinitisation initialement produits en contexte marin, puis lors de l'obduction de l'ophiolite sur le bâti calédonien (les fracturations rejouent sensiblement aux mêmes endroits). Ces minéralisations seraient associées, d'une part, à l'exhumation et au refroidissement progressif de la masse ophiolitique (source résiduelle de chaleur) et, d'autre part, à la mise en place progressive du manteau latéritique sur des surfaces géomorphologiques dont nous n'observons de nos jours que des reliques (cas particulier des klippen du Centre et du Nord). La baisse de température, associée au refroidissement progressif de la nappe ophiolitique, serait ainsi propice à la formation de minéraux cryptocristallins de la famille des talcs (Decarreau *et al.*, 1989) et localement à la production massive de sépiolite. Ces interprétations tendent ainsi à montrer que les minéralisations silicatées Mg/Ni à deweylite et garniérite sont fossiles (le refroidissement de l'ophiolite étant achevé) et que ces dernières sont bien à l'origine de la mise en place d'amas latéritiques d'intérêt économique.

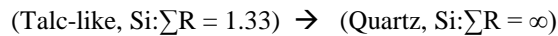
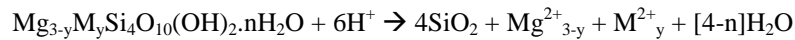
Par ailleurs, les filiations minérales établies dans les différents remplissages portant les amas minéralisés Mg/Ni peuvent être résumées par les réactions suivantes (en les simplifiant en considérant l'absence d'interstratifiés et de lacunes octaédriques dans les phyllosilicates et en considérant $M = Fe+Ni$ et $R = Mg+Fe+Ni$):



(réaction 1)

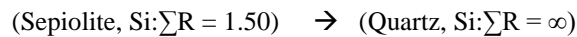
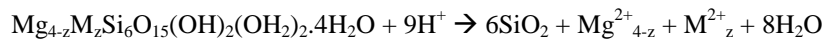


(réaction 2)



(réaction 3)

ou



(réaction 3bis)

La réaction 1 est associée à la plupart des remplissages argileux portant les minéralisations silicatées Mg/Ni du Territoire. Elle illustre l'altération partielle (1^{ère} série de remplissage), puis totale (2^{ème} série de remplissage), des serpentines en talcs cryptocristallins. Dans la 1^{ère} série de remplissage, cette altération est fréquemment plus limitée dans les plages blanches à deweylite (prédominance de serpentine cryptocristalline) que dans les plages vertes à garnièrite (prédominance de talc cryptocristallin). La réaction 2 est quant à elle limitée à certaines failles serpentinisées et minéralisées en Nouvelle-Calédonie. Dans cette réaction qui présente le remplacement des talcs cryptocristallins par des sépiolites, le radical "(OH₂)₂" des sépiolites fait référence à de l'eau lié au réseau cristallographique et "H₂O" à de l'eau zéolitique. Enfin, la réaction 3 est reliée à la 3^{ème} série de remplissage. Cette dernière réaction marque la conversion ultime des talcs cryptocristallins (ou des sépiolites) en quartz.

Il est important de noter que ces trois réactions génèrent des produits silicatés de plus en plus riches en silice et qu'elles révèlent ainsi un accroissement séquentiel (d'un épisode tectonique à l'autre) de l'activité en Si dans les solutions d'altération. Cet accroissement est associé à une libération progressive des cations (Mg, Fe et Ni) en solutions et il correspond à une séquence d'altération identique à celle établie par Gali *et al.* (2012) en utilisant une approche thermodynamique (i.e. serpentine cristalline et cryptocristalline, talc cryptocristallin, sepiolite et quartz).

D'autre part, ces trois réactions sont également associées à une libération séquentielle (d'un épisode tectonique à l'autre) de cations (Mg, Fe et Ni) en solution. La libération de Mg au cours de ces transformations minéralogiques et son exportation le long des plans de fracturation des massifs péridotitiques serait un des principaux moteurs de la production des carbonates magnésiens observés dans les failles chevauchantes de la semelle de serpentinite et dont la température de formation a été estimée à 50-70°C (Quesnel *et al.*, 2013).

Enfin, ces trois réactions révèlent une consommation croissante de protons. Elles produisent de ce fait de l'alcalinité durant les processus de fracturation et de remplissage générés par l'activité tectonique. Toutefois dans des systèmes ouverts, associés par exemple à la fracturation des massifs, cette alcalinité peut être réduite par un lessivage accru. Ce lessivage est également propice à l'accroissement de l'activité en Si, d'un épisode tectonique à l'autre, et de ce fait à l'altération séquentielle des silicates de la réaction 1 à la réaction 3. Les pertes de matières générées par ces réactions en milieu ouvert seraient susceptibles d'expliquer le développement d'espaces poraux durant les différents épisodes de fracturation et de remplissage. Enfin, on peut noter que si les réactions 1 et 3 libèrent de l'eau en solution, la réaction 2 au contraire en consomme une grande quantité. Cette réaction serait de ce fait favorisée dans des environnements plus confinés, propices à un développement accru de l'alcalinité dans les solutions d'altération.

5.1.7. CONTRÔLE TECTONIQUE ET STRATIGRAPHIQUE (CAS PARTICULIER DES MINÉRAIS QUADRILLÉS)

La région de Poro présente les minéralisations Mg/Ni à deweylite et garniérinite les plus spectaculaires du Territoire. Ces minéralisations sont connues localement sous l'expression de minerais quadrillés. Elles alimentent en Ni les latérites sus-jacentes qui présentent, elles-mêmes, les plus fortes concentrations en Ni (jusqu'à 2,2 pds %). L'observation de ces minéralisations dans leur encaissant suggère un contrôle tectonique et lithologique majeur dans la mise en place de ces minéralisations. Dans cette région, le substrat rocheux est en effet hautement hétérogène. Il comprend de nombreuses boules de dunites dans un encaissant harzburgitique assez particulier car tous les pyroxènes y sont transformés en serpentine (bastite). La serpentinisation de la périphérie des boules de dunite et de l'encaissant harzburgitique en un réseau quadrillé, soulignant les principales directions structurales de la région y est très prononcée (réseau serpentineux noir entrecroisé). Ces zones intensément serpentinisées sont elles-mêmes très fortement minéralisées (Fig. 38a). Ces minéralisations Mg/Ni à deweylite et garniérinite sont de ce fait absentes dans les boules de dunite très faiblement serpentinisées et, à l'inverse, très abondantes à la périphérie de ces boules (Fig. 38b) et dans l'encaissant harzburgitique qui est lui même plus fortement fracturé, serpentinisé et altéré. Par ailleurs, l'observation rapprochée des boules de dunite montre des plages gris brunâtre altérées et des bordures parfois saines brun verdâtre (Fig. 38c). Ces deux faciès ont des compositions chimiques très voisines et l'observation au microscope du faciès gris brunâtre altéré montre qu'il diffère du faciès brun verdâtre inaltéré par le simple développement d'espaces poraux inter-grains. Dans des zones plus fortement

altérées, les boules de dunite gris brunâtre semblent alimenter en Ni les zones minéralisées de l'encaissant à harzburgite (Fig. 38d).

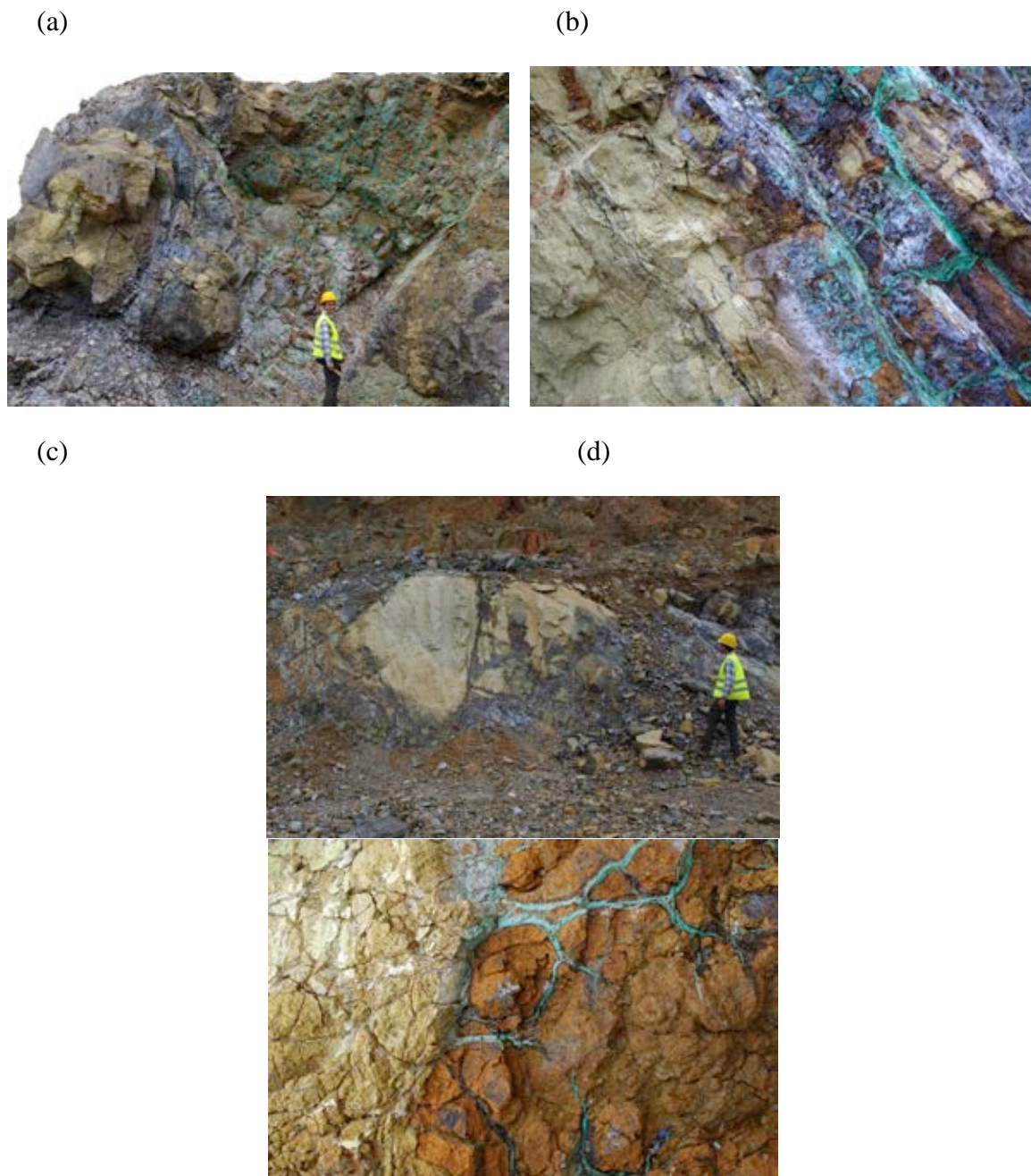


Figure 38 :Vues éloignées et rapprochées de boules de dunites

Légende de la figure 38 : (a) Boules de dunite (à gauche et en bas à droite) bordées par une épaisse zone serpentinisée noire (0,4m) dans un encaissant d'harzburgite fortement fracturé, serpentinisé et minéralisé (essentiellement plages vertes à garniérite sur la photo). (b) Vue rapprochée du rebord d'une boule de dunite (à gauche) montrant à sa périphérie une zone fortement serpentinisée (noire) et minéralisée (prédominance de plages vertes à garniérite, minerai quadrillé) (Poros CFTMC: Carrière Stanislas). (c) Boule de dunite à partie centrale gris brunâtre et partie extérieure brun verdâtre avec localement un cortex serpentineux noir et des plaquages blancs à deweylite. (d) Transition entre le bord d'une boule de dunite altérée gris jaunâtre à remplissages blancs à deweylite (à gauche) et l'encaissant à harzburgite altérée brun jaune à remplissages verts à garniérite (à droite) (Poros CFTMC: Carrière Isabelle).

Plus haut dans les profils d'altération, le développement préférentiel des processus de latéritisation dans l'encaissant fortement fracturé, serpentinisé et minéralisé aboutit à l'individualisation de saprolites puis de latérites de transition qui conservent la structure de la roche (Fig. 39a,b). Les latérites de transition ont un faciès brun jaune à plages brun rougeâtre hérité de l'altération de niveaux harzburgitiques et le maintien de la structure de la roche dans ces niveaux intensément altérés (minerai « bouchon » à densité très faible, environ 0.9) est principalement assuré par les cloisons entrecroisées serpentinisées et minéralisées. (Fig. 39c) Ces cloisons sont graduellement détruites dans les zones les plus fortement latéritisées et les structures s'effondrent. Cette altération préférentielle de l'encaissant à harzburgite est propice à l'accumulation résiduelle de boules de dunite faiblement altérée dans les niveaux latéritiques les plus profonds. Ces boules sont déposées en surface par les miniers lors de l'exploitation de ces minerais quadrillés (Fig. 39d).

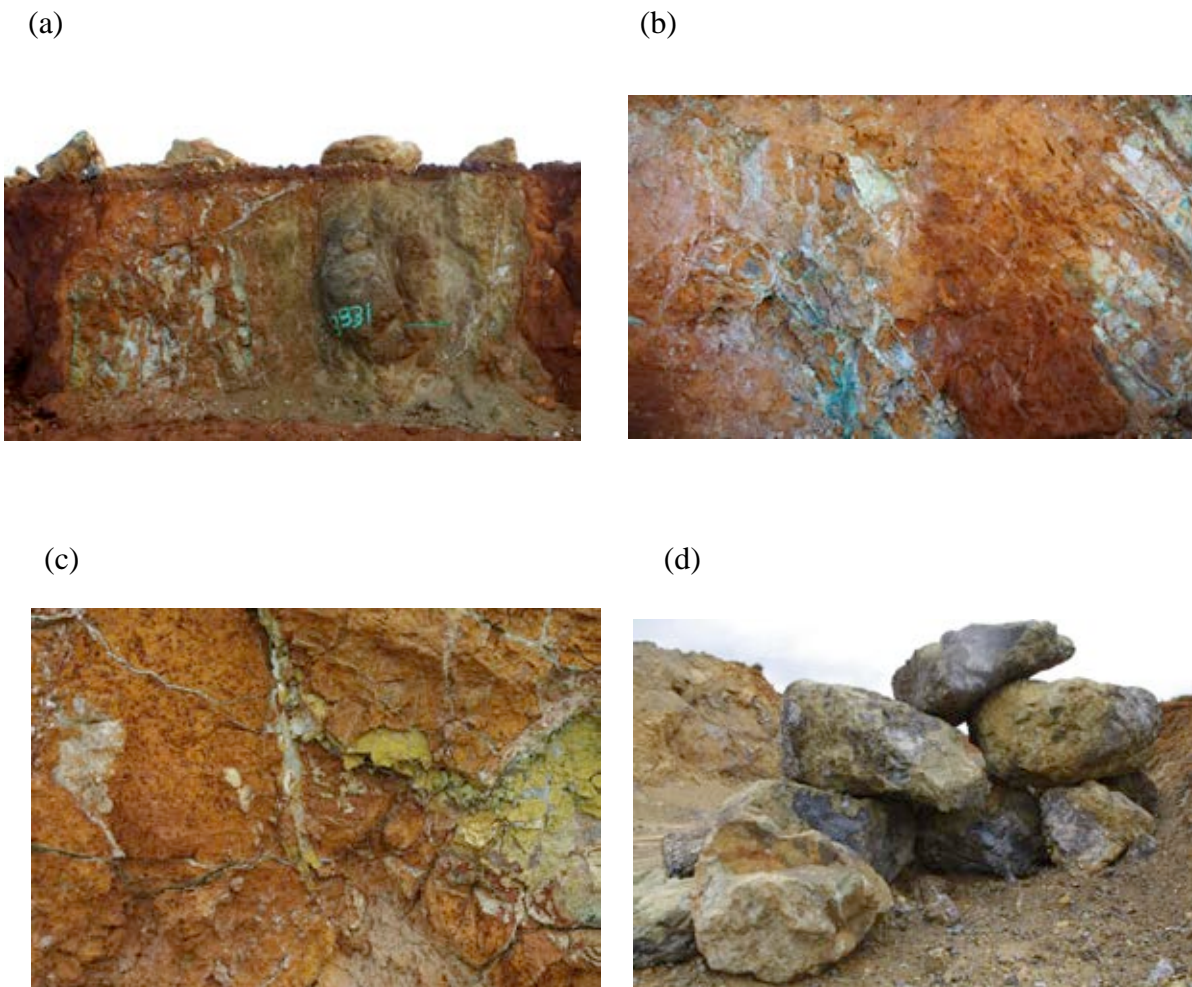


Figure 39 : Vues de boules de dunites, transition saprolite et niveaux latéritiques et latérites de transition

(a) Plus haut dans les profils d'altération par rapport aux photos de la Figure 38, front minier montrant une boule de dunite pratiquement saine (marquée 1331), bordée d'une zone d'harzburgite altérée (saprolite), intensément fracturée et minéralisée (plaquages blancs à verts) dans un encaissant latéritique (latérite de transition à gauche et à droite) (Poro CFTMC: Carrière Rebord). (b) Vue rapprochée sur transition en zones saprolitiques (à gauche et à droite), intensément fracturées, serpentinisées et minéralisées (plages blanches à vertes) et niveau latéritique (position centrale) brun jaune à nombreux résidus de phyllosilicates issus du démantèlement des veines minéralisées à deweylite et garnièrite (latérite de transition) (Poro CFTMC: Carrière Stanislas). (c) Détail sur la latérite de transition à structure de la roche (harzburgite) conservée (minerai « bouchon ») et à cloisons entrecroisées, minéralisées vert olive. (d) Boule de dunite pratiquement saines déposées en surface par les miniers (Poro CFTMC: Carrière Isabelle).

5.2. AMAS MINÉRALISÉS FE/NI À SMECTITES (PHYLLOSILICATES DIOCTAEDRIQUES 2:1)

Les smectites sont des argiles dioctaédriques expansibles de la famille des montmorillonites et nontronites ferrifères et des beidellites alumineuses (Gaudin *et al.*, 2004), dont la structure est organisée en feuillets flexueux. Bien que ces argiles ferrifères puissent incorporer des quantités importantes de Ni dans leur structure (Scheckel *et al.*, 2000; Dähn *et al.* 2002 ; Gaudin *et al.* 2004), elles ne contribuent qu'accessoirement à la variabilité des concentrations en nickel observées dans les saprolites des profils étudiés. Ceci est lié au fait que, dans la très grande majorité des massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie, les smectites correspondent à des phases minérales accessoires. En effet, elles ne sont observées que sporadiquement à la base des niveaux saprolitiques et elles sont systématiquement absentes des niveaux latéritiques sus-jacents (Fig. 40a). Leur faible abondance est attribuée à une capacité de drainage élevée des formations latéritiques étudiées (milieu ouvert, bien drainé) et à une aptitude élevée de la nappe profonde à exporter les éléments libérés par l'altération (principalement Mg et Ni). Néanmoins, dans les massifs du Nord de la Nouvelle-Calédonie (klippes de Poum et Tiébaghi), cette capacité de drainage est localement plus limitée (milieu confiné, mal drainé et plus ou moins réducteur), ce qui favorise la genèse de ces argiles sur de grandes épaisseurs d'altération. Ailleurs sur le Territoire, lorsqu'elles sont présentes, les smectites s'observent systématiquement à la base des niveaux saprolitiques dans des pièges structuraux majeurs (« minerai moutarde ») (Fig. 40a,b). Contrairement aux phyllosilicates trioctaédriques Mg/Ni non expansibles des joints serpentineux à garniérite qui sont dépourvus de fer, ces argiles dioctaédriques sont alors intimement imbriquées et juxtaposées aux oxydes de fer. Leur genèse est synchrone des processus de latéritisation, ce qui les rend plus conforme au modèle de formation *per descensum* classiquement proposé pour la mise en place des minerais silicatés.

(a)



(b)



Figure 40 :Vues de minerai silicaté à smectites dans les niveaux saprolitiques profonds de Tiébaghi

(a) Minerai silicaté à smectites (minerai moutarde) dans les niveaux saprolitiques profonds du site minier de Tiébaghi (noter la structure en chevron et plans redressés du substrat altéré et minéralisé). Ces saprolites moutardées sont recouvertes par des ensembles latéritiques, jaune brunâtre (minerai oxydé) à rouges, épais, eux mêmes surmontés par des indurations ferrugineuses. (b) Base du niveau saprolitique montrant le minerai moutarde et les intercalations de péridotites fortement serpentinisées (noires).

D'autre part, les smectites s'observent également dans certains bancs redressés affichant des caractères réducteurs plus affirmés (coloration grise à vert bleuté). Ces bancs associés à des directions structurales majeures ainsi qu'à des minéralisations à sulfures (e.g. pyrite) se situent à l'aplomb de zones déprimées (alignement de dolines), propices aux accumulations d'eau et de matière organique. L'alternance de bancs oxydés à oxydes de fer (latérites jaune, rouge et indurée à cuirasse) et de bancs réduits gris à vert bleuté à smectites (Fig. 41) laisse présager d'un contrôle structural important attribuable aux hétérogénéités de la roche mère (e.g. passées à gabbro plus riche en Al dans les niveaux redressés et réduits). Sous l'effet de la fluctuation d'une nappe perchée, les bancs réduits sont fortement différenciés en horizons dans leur partie supérieure (superposition de saprolite réduite, de Gley et d'un horizon superficiel acide). Les accumulations de matières organiques y sont importantes et de nombreuses minéralisations nickélifères à sidérite y sont également observées (même type d'environnement que celui localement décrit par Dublet *et al.*, 2014 dans le massif du Sud). L'étude de ces minerais silicatés à smectites, initialement envisagée avec la SLN dans le cadre d'une thèse, n'a été concrétisée que tardivement dans le cadre d'un Master de deuxième année (C. Bernardeau) réalisé à l'Université de Poitiers. Une caractérisation cristallochimique approfondie de ces smectites n'a donc pas pu être menée dans le cadre de ce travail.

(a)

(b)



Figure 41 :Vues d'intercalation de bancs oxydés et de bancs réduits, redressés, portant les minéralisations Ni à argiles gonflantes

(a) Intercalation de bancs oxydés (superposition des minerais oxydés et silicatés des latérites Ni bien drainées) et de bancs réduits, redressés, portant les minéralisations Ni à argiles gonflantes (minerai silicaté Ni à smectites des latérites mal drainées). (b) Vue rapprochée du contact (transition subverticale) entre le banc oxydé et induré (cuirasse) des latérites riches en oxydes de fer et le banc réduit plus argileux riche en smectites Fe/Al (matériaux argileux, issus de l'altération de roches plus alumineuses, compacts à faces luisantes (slikensides) et nombreuses fissures associées au gonflement et à la rétraction).

5.3. AMAS MINÉRALISÉS NI/CO À OXYDES DE MN (PHYLLOMANGANATES)

Les amas minéralisés à oxydes de manganèse (minerais « chocolat » des miniers) sont rattachés aux minerais oxydés et de ce fait aux unités latéritiques des fronts miniers prospectés. Ils sont présents en concentration très variable dans la partie inférieure des couvertures latéritiques. Ces amas de couleur brun noir à noir, riches en oxydes de Mn, sont généralement abondants dans les latérites de transition et à l'aplomb des zones intensément fracturées et minéralisées à deweylite et garniérite. Ils sont, de ce fait, juxtaposés aux phyllosilicates Mg/Ni à serpentines et talcs cryptocristallins (SL et TL), et parfois à sépiolites, dans les produits d'altération latéritiques des joints de serpentinitisation et de fracturation des massifs ultrabasiques. Ces produits d'altération de texture hétérogène sont souvent de coloration rouge jaune. Les amas de couleur brun noir à noir, riches en oxydes de Mn, peuvent également se maintenir à différentes profondeurs dans les latérites jaunes sus-jacentes alors que les phyllosilicates ont disparu. En diffraction des rayons X, ces amas correspondent à des phyllomanganates de la famille des lithiophorites, des asbolanes et des birnessites. Ces phyllomanganates (essentiellement les asbolanes) constituent une seconde phase importante pour les minéralisations à Ni et une phase majeure pour celles à Co.

Deux types de faciès pétrographiques très contrastés ont été distingués dans les différents ensembles latéritiques prospectés (i.e. dans les latérites de transition et latérites jaunes sus-jacentes). Ils ont été plus particulièrement analysés par microscopie optique et électronique (MEB-FEG, MET) et microsonde électronique dans les latérites nickélifères des klippes du Koniambo et de la région de Poro, mais également dans la pénéplaine du site minier de Goro, région où ces amas sont particulièrement abondants. Le premier type d'amas s'observe dans certaines fractures (fins liserés noirs de quelques millimètres d'épaisseur),

parfois entrecroisées (box-works), des latérites (Fig. 42a,b). Dans le second type d'amas, les oxydes de Mn brun noir sont étroitement associés aux oxydes de Fe. Ils s'observent plutôt sous forme de plages à limite diffuses dans les macropores ménagés par les latérites.

(a)

(b)

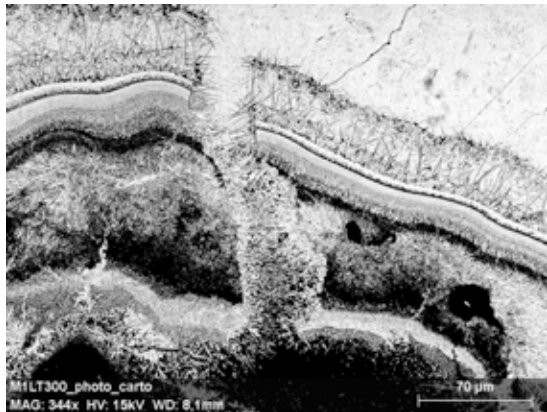


Figure 42 : Veines noires à oxydes de manganèse (a) dans des fissures subhorizontales d'une latérite de transition jaune à passées rouges et (b) sous forme de cloisons entrecroisées (box-work) dans les latérites jaunes de Goro.

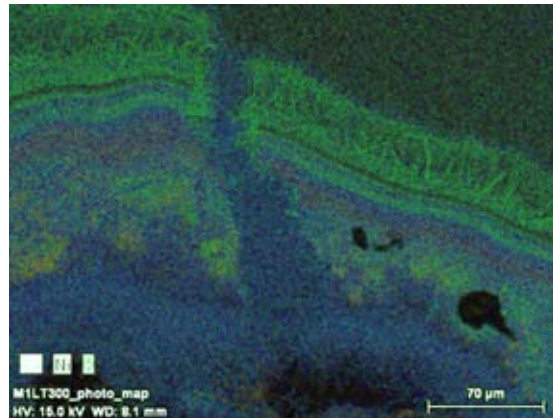
Les deux faciès pré-cités se distinguent aisément en lumière transmise au microscope optique. En effet, le premier type de faciès est constitué de rubanements parallèles à la paroi des fissures ou des box-works. Dans les latérites (plus particulièrement dans les latérites jaunes les plus proches de la surface du sol), ces rubanements sont fréquemment démantelés et altérés à leur périphérie (disparition localisée des rubanements et imprégnation par des oxydes de Fe). Le second type de faciès apparaît indifférencié en lumière transmise et les analyses chimiques à la microsonde électronique révèlent que les oxydes de Mn sont intimement associés aux oxydes de Fe, ces derniers devenant dominants dans les matrices jaunes à rouges encaissantes.

L'observation de ces rubanements en microscopie électronique à balayage (MEB-FEG en mode électrons rétrodiffusés) montre bien la répétition successive de motifs texturaux avec en particulier l'individualisation de mini box-works dans le joint central de microfissures concentriques (Fig. 43a,c). Ces box-works sont constitués de cloisons entrecroisées, d'environ 2 μ m d'épaisseur, très nettement orientées (pour les plus importantes) vers la partie centrale des vides des réseaux de fracturation. Les cartes de répartition chimique élémentaire (Al, K et Ni) montrent également la succession et répétition de trois faciès cristallogénétiques (Fig. 43b,d): (i) riche en K-Na pour les parties externes des rubanements, (ii) riche en Mn et en Al pour les parties centrales des rubanements et (iii) riche en Ni-Co (et relativement plus pauvre en Mn) pour les parties internes de ces rubanements à cloisons entrecroisées (mini box-works). Ces trois faciès suggèrent des mélanges de phases à dominance de (i) birnessite, (ii) asbolane et (iii) lithiophorite. Les rubanements externes à dominance de birnessite (riches en K et Na) sont localement sécants sur les précédents et sont donc très probablement les derniers à s'être individualisés (Fig. 43a,b).

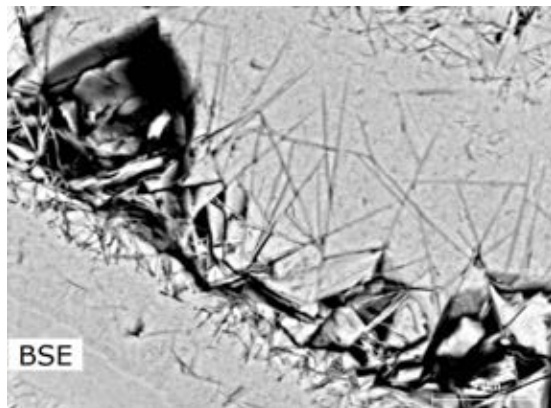
(a)



(b)



(c)



(d)

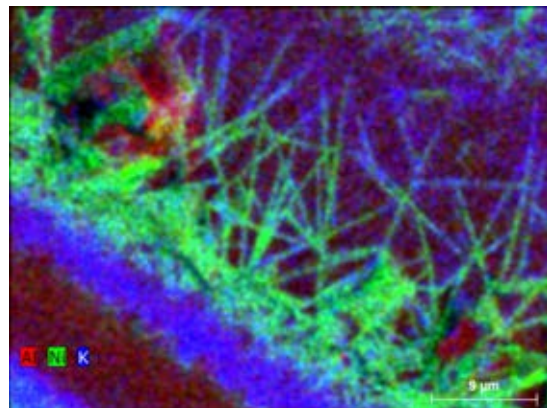


Figure 43 : Figure 43. Rubanements des veines d'oxydes de manganèse

(a et b) Vue générale sur les rubanements des veines d'oxydes de Mn. (a) Image en mode électrons rétrodiffusés et (b) carte de répartition chimique élémentaire (Al en rouge, Ni en vert et K en bleu). Ces clichés montrent l'alternance de zones riches en Al (pôle à lithiophorite), puis en K (pôle à birnessite) et enfin en Ni (pôle à asbolane, noter l'aspect fibro-radié de ce dernier pôle). La fracture centrale présente un remplissage riche en K (birnessite). (c et d) vue rapprochée sur les rubanements et sur les cloisons entrecroisées (mini box-work) d'asbolane. (c) Image en mode électrons rétrodiffusés et (d) carte de répartition chimique élémentaire (Al, Ni et K) correspondante (noter que les extrémités des cloisons d'asbolane s'enrichissent en K).

La distribution des compositions chimiques obtenues à la microsonde électronique le long de transects recoupant ces faciès pétrographiques montre également les trois pôles pré-cités, avec vraisemblablement des mélanges intimes de phases pour les cloisons des box-works (Fig. 44). Ces derniers correspondraient à des mélanges d'asbolane (principale phase porteuse du Ni) et de birnessite (phase essentiellement porteuse du K). Ces mélanges de phases sont révélés à fort grossissement sur les cartes de répartition chimique élémentaire (Fig. 43c,d). En effet, ces cartes montrent une nette prédominance de Ni aux racines les plus externes des cloisons des micro-fissures concentriques (prédominance d'asbolane) et des

« injections » de K à l'extrémité de ces cloisons et en direction des vides centraux (ajout de birnessite).

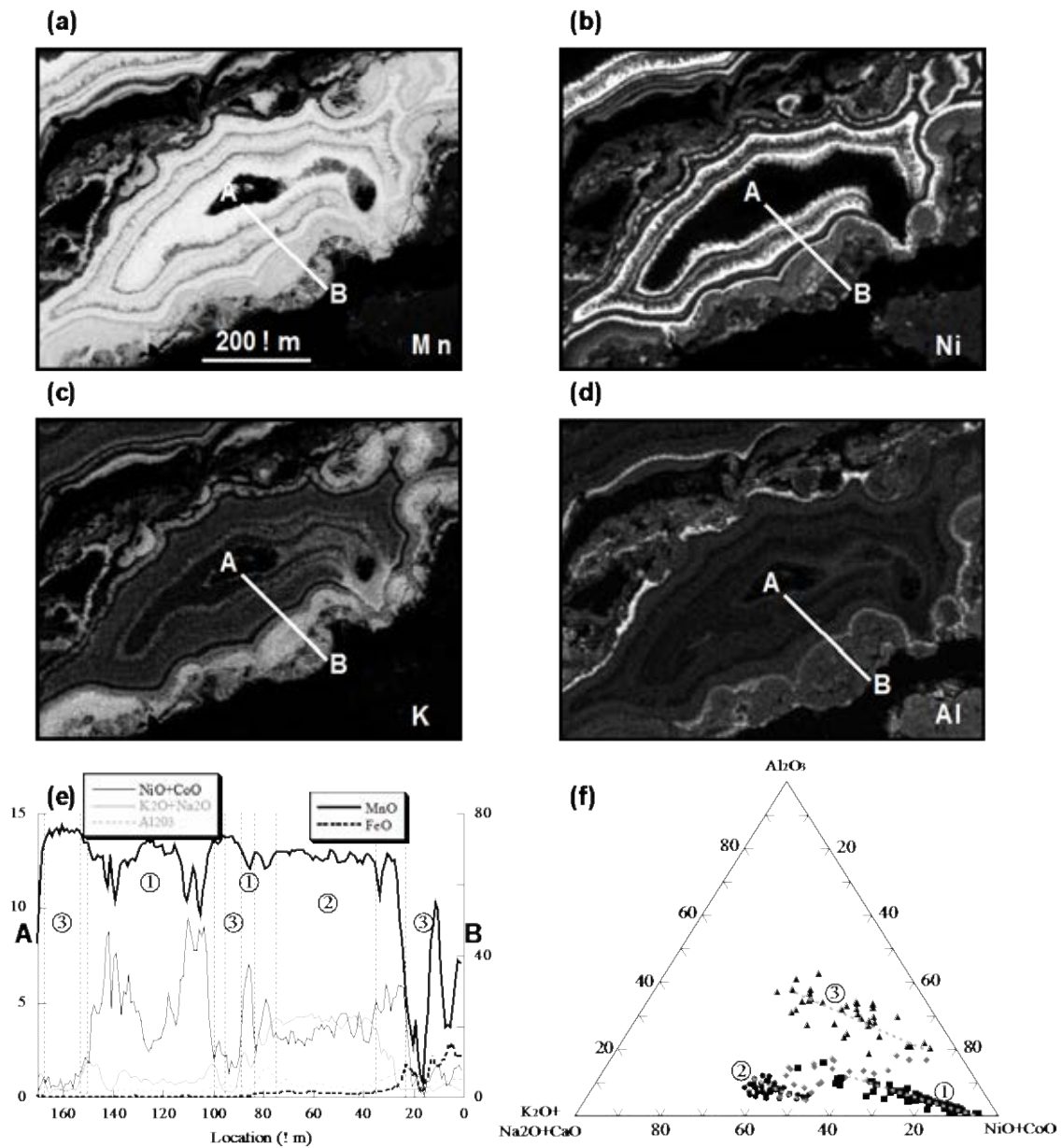


Figure 44 : Cartes chimiques élémentaires à la microsonde

Cartes chimiques élémentaires à la microsonde pour (a) Mn, (b) Ni, (c) K, (d) Al de veines à oxydes de Mn (AB: transect analysé), (e) données d'analyses ponctuelles sur le transect AB pour les éléments majeurs (MnO, FeO)

et mineurs ($NiO+CoO$, K_2O+Na_2O , Al_2O_3) et (f) diagramme ternaire (Al_2O_3 , K_2O+Na_2O+CaO , $NiO+CoO$) avec les pôles correspondants à (1) asbolane, (2) birnessite et (3) lithiophorite.

Ces données pétrographiques et cristallographiques soulignent ainsi la complexité pétrographique et la diversité cristallographique des rubanements des veines à oxydes de Mn. Dans les faciès rubanés, la présence en relative abondance de certains éléments (e.g. K), absents des matériaux latéritiques encaissants (ces matériaux étant eux-mêmes reconnus pour être particulièrement appauvris en ces éléments) pose la question de l'origine des fluides minéralisateurs. De plus, l'absence d'oxydes de Fe et la présence d'organisations concentriques avec des cloisons entrecroisées (box-works), très nettement orientées vers les espaces poraux centraux des fissures, font ainsi penser à des cristallisations fractionnées et répétées, générées en contexte hydrothermal (basse température). A l'opposé, les faciès à amas diffus noirs à oxydes de Mn, étroitement imbriqués aux oxydes de Fe, pourraient être attribués à des phyllosilicates secondaires et donc résulter de remobilisations ultimes générées lors de l'altération latéritique.

La caractérisation minéralogique et cristallographique des phases primaires à oxydes mixtes (les rubanements) et des phases secondaires associées aux oxydes de fer (amas diffus) est toujours en cours (recrutement d'un chercheur en contrat post-doctoral dans le cadre d'un prolongement d'une année accordé par le CNRT). Cette caractérisation se fera sur coupes ultra-minces par micro diffraction d'électrons (IMPMC, Paris) et sur lames minces par spectroscopie Raman couplée à un microscope (centre IRD de Nouméa). Au delà de l'analyse fine de la minéralogie/cristallographie de ces amas minéralisés Ni/Co à oxydes de Mn, un des enjeux scientifiques de cette étude complémentaire consistera à tenter de distinguer la part imputable à l'altération météorique en environnement tropical (latérisation) de celle héritée des hétérogénéités du substrat, et donc attribuable à des flux minéralisateurs Ni/Co d'origine hydrothermale produits lors de la mise en place et de l'altération de l'ophiolite calédonien.

5.4. AMAS OXYDÉS À DOMINANTE DE GOETHITE DES LATÉRITES NICKÉLIFÈRES

Dans les latérites développées sur roches ultrabasiques, la goethite est la phase minérale majoritaire, mais également la principale phase porteuse de nickel, comme ont pu le souligner les analyses par diffraction des rayons X (Fig. 12) et spectroscopie EXAFS (Fig. 21). Ce chapitre concerne donc le lien entre l'évolution verticale et latérale de la cristallographie de la goethite et des teneurs globales en nickel dans les latérites nickélifères bien drainées. Dans un deuxième chapitre, nous aborderons la contribution de la sidérite au stockage du Ni en milieu réducteur.

5.4.1. EVOLUTION COMPARÉE DE LA TENEUR TOTALE EN NICKEL ET DE LA CRISTALLOCHIMIE DE LA GOETHITE AU COURS DE LA LATÉRITISATION

En milieu latéritique ultrabasique bien drainé, le rougissement des couvertures latéritiques vers la surface est un phénomène bien connu qui est associé à la formation d'hématite (Fig. 45 ; Trescases, 1975 ; Schertmann & Latham, 1986 ; Fandeur, 2009). Cette formation s'explique par une évolution du contexte physico-chimique vers des conditions de surface plus sèches et plus chaudes qu'en profondeur (Tardy & Roquin, 1998). Parallèlement au rougissement, la latérite se densifie et la taille des particules de goethite augmente (Trescases, 1979 ; Ogura *et al.*, 1987 ; Fandeur, 2009). La densification aboutit vers la surface à la formation de plages indurées millimétriques, constituant des précurseurs de pisolites. La surface des couvertures latéritiques est ainsi fréquemment, mais pas toujours, recouverte d'un horizon ultime de cuirasses de fer plus ou moins épais (Fig. 9 et 45). Ces cuirasses sont essentiellement constituées de goethite, d'hématite, et parfois de maghémite (Fandeur, 2009). La présence de maghémite est associée à l'action de feux de brousse qui engendrent une transformation thermique des oxydes de fer en présence de matière organique (Perrier *et al.*, 2006 ; Eggleton & Taylor, 2008 ; Nornberg *et al.*, 2009).

Ces évolutions minéralogiques et physiques vers la surface de la latérite sont accompagnées d'une évolution géochimique, toujours dans le sens d'une perte des éléments mobiles (Mg, Si) et d'une concentration relative des éléments résiduels (Fe, Al, Cr). On note également une tendance à la perte de nickel depuis la base des unités latéritiques vers leur sommet (Fig. 46). Cette tendance n'est pas spécifique à la Nouvelle-Calédonie car elle se retrouve dans pratiquement toutes les couvertures latéritiques nickélicifères développées sur roches ultrabasiques décrites à travers le monde (Trescases, 1973; 1979; Colin *et al.*, 1990; Elias, 2001; Gleeson *et al.*, 2004; Gaudin *et al.*, 2005; Lewis *et al.*, 2006; Soler *et al.*, 2008; Thorne *et al.*, 2009; Wells *et al.*, 2009; Yongue-Fouateu *et al.*, 2009; Sagapoa *et al.*, 2011; Dublet *et al.*, 2012).

Du fait de la différence de charge et de rayon ionique entre les ions Fe^{3+} et Ni^{2+} en coordinence VI (i.e. 0.645 Å vs. 0.69 Å; Shannon, 1976), le nickel est peu compatible avec la structure de la goethite, le principal minéral des latérites. Cette faible compatibilité se traduit notamment par une distorsion significative et une hydroxylation (OH^- à la place de O_2^-) du réseau de la goethite au voisinage des ions Ni^{2+} afin de compenser le déséquilibre de charge et la différence de rayons ionique (Gerth, 1990; Cornell *et al.*, 1992; Singh *et al.*, 2002; Carvalho-e-Silva, 2002; 2003). Elle se traduit également par un taux de substitution qui reste faible pour le nickel avec un maximum de l'ordre de 5.5 mol% Ni mesuré dans la goethite synthétique (Gerth, 1990; Cornell *et al.*, 1992; Singh *et al.*, 2002; Carvalho-e-Silva, 2002; 2003). Cette incorporation difficile du nickel dans la goethite est susceptible d'expliquer la diminution des concentrations totales de cet élément vers la surface des profils latéritiques car ce minéral subit une succession de réactions de dissolution/recristallisation lors de la latéritisation (Schwertmann & Murad, 1983; Cornell & Giovanoli, 1987). Bien qu'un tel processus soit couramment invoqué pour expliquer les mouvements *per descensum* du nickel dans les profils latéritiques, aucune étude n'a jusqu'à ce jour permis de le démontrer. L'objectif de cette partie du travail était précisément de tenter d'établir le lien entre (i) l'évolution de la teneur en nickel dans les profils d'altération et (ii) celle de la minéralogie et

de la cristalochimie de la goethite, ainsi que de (iii) la contribution de cette dernière à la spéciation du nickel, au cours de la latéritisation.

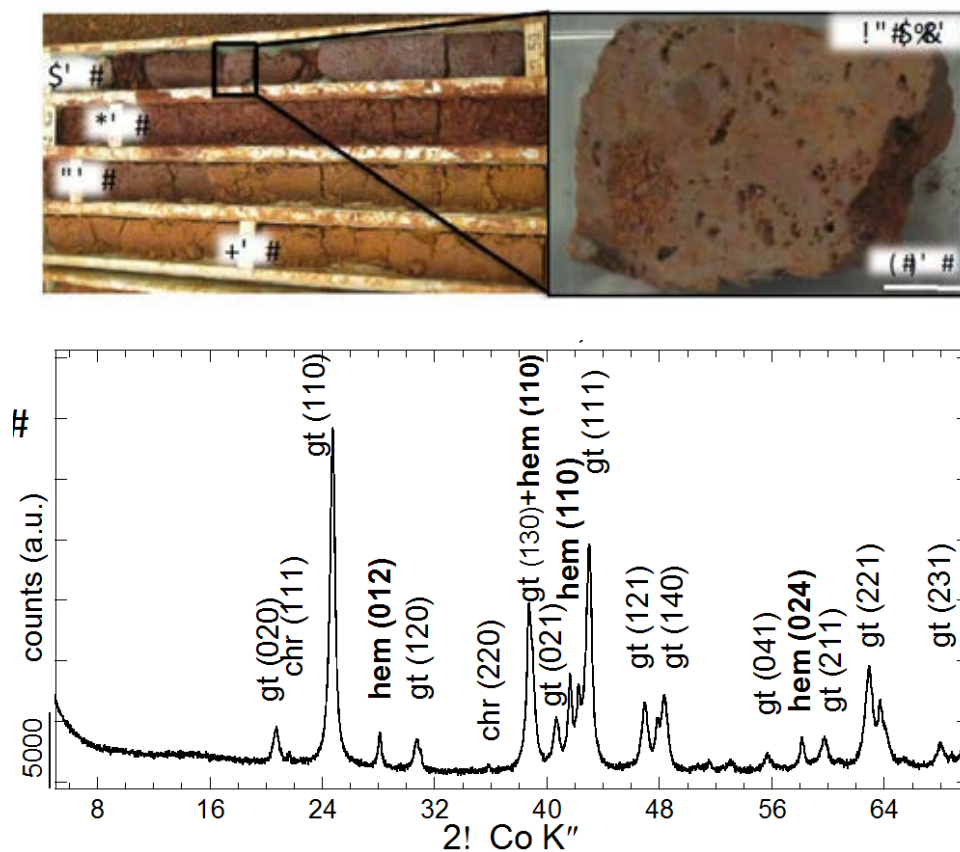


Figure 45 : Carottes de sondage et diffractogramme de rayons X

(En haut à gauche) Carottes de sondage illustrant le rougisement de la latérite vers la surface associé à une induration en cuirasse (en haut à droite). Le diffractogramme de rayons X illustre quant à lui la présence d'hématite dans un échantillon de surface de la cuirasse S4. Légende : gt = goethite ; hem = hématite ; chr = spinel de type chromite.

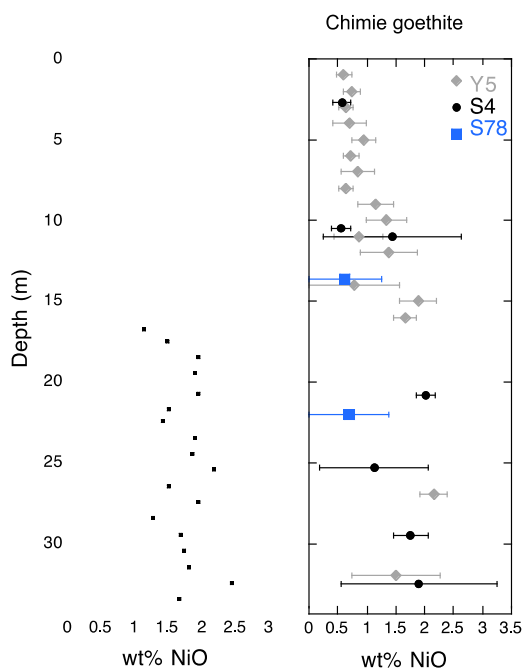


Figure 46 : Comparaison pour le nickel et l'aluminium) entre l'évolution verticale des concentrations mesurées dans les échantillons totaux par ICP-AES et des concentrations mesurées dans la goethite par microsonde électronique

Comparaison pour le nickel (gauche) et l'aluminium (droite) entre l'évolution verticale des concentrations mesurées dans les échantillons totaux par ICP-AES et des concentrations mesurées dans la goethite par microsonde électronique dans les unités de latérite et de latérite de transition des trois profils sélectionnés pour l'étude. Les barres horizontales pour les analyses par microsonde électronique représentent les incertitudes sur les valeurs mesurées (voir Tableau 5).

Les concentrations en nickel mesurées dans la goethite présentent une nette décroissance vers la surface pour les trois profils étudiés (Fig. 46; Tableau 6). En effet, ces concentrations varient d'environ 2.0 %pds NiO dans la goethite des échantillons les plus profonds à environ 0.5 %pds NiO dans la goethite des échantillons de surface. Ces concentrations en nickel mesurées dans la goethite sont similaires à celles mesurées dans les échantillons totaux (Fig. 46), ce qui suggère que cet élément est essentiellement porté par la goethite dans les parties latéritiques des trois profils étudiés.

Tableau 6 : Concentrations moyennes en NiO et Al₂O₃ (%pds) mesurées par microsonde électronique dans la goethite d'échantillons collectés dans les unités de latérite et de latérite de transition des trois profils sélectionnés pour l'étude.

DS = Déviation standard. Les chiffres en italique dans la première colonne indiquent le nombre d'analyses.

	NiO		Al ₂ O ₃	
	Moy.	DS	Moy.	DS
Latérite Y5				
Y5 – 1 m	0.61	0.14	5.40	1.21
Y5 – 2 m	0.75	0.14	5.73	0.34
Y5 – 3 m	0.65	0.12	5.80	0.34
Y5 – 4 m (<i>n=26</i>)	0.70	0.28	6.07	1.22
Y5 – 5 m (<i>n=44</i>)	0.95	0.20	6.13	0.81
Y5 – 6 m	0.73	0.13	5.70	0.65
Y5 – 7 m (<i>n=36</i>)	0.85	0.30	6.16	1.03
Y5 – 8 m	0.64	0.13	7.21	0.61
Y5 – 9 m (<i>n=212</i>)	1.15	0.30	5.57	1.19
Y5 – 10 m (<i>n=41</i>)	1.34	0.35	5.98	0.97
Y5 – 11 m (<i>n=17</i>)	0.87	0.42	6.37	1.13
Y5 – 12 m (<i>n=124</i>)	1.38	0.49	5.90	1.58
Y5 – 14 m (<i>n=269</i>)	0.78	0.78	5.82	1.01
Y5 – 15 m	1.89	0.32	4.55	0.70
Y5 – 16 m (<i>n=92</i>)	1.67	0.20	4.10	0.59
Y5 – 27 m	2.16	0.23	3.73	0.91
Y5 – 32 m	1.51	0.77	5.28	2.05
Latérite S4				
S4 – 2.7 m (<i>n=73</i>)	0.57	0.15	4.08	0.42
S4 – 10.5 m (<i>n=70</i>)	0.56	0.16	4.11	0.41
S4 – 11.0 m (<i>n=41</i>)	1.45	1.20	3.13	2.12
S4 – 20.8 m (<i>n=73</i>)	2.02	0.17	4.57	0.56
S4 – 25.3 m (<i>n=57</i>)	1.13	0.93	5.68	2.57
S4 – 29.5 m (<i>n=63</i>)	1.76	0.30	8.31	2.64
S4 – 32.5 m (<i>n=93</i>)	1.90	1.35	4.36	2.78
Latérite S78				
S78 – 13.6 m (<i>n=95</i>)	0.63	0.63	6.58	1.92
S78 – 22.0 m (<i>n=91</i>)	0.69	0.69	1.06	2.10

Ceci est en accord avec les données EXAFS qui indiquent que la spéciation du nickel est dominée par l'incorporation dans la structure de la goethite dans ces unités des profils étudiés (Fig. 47; Tableau 7). En effet, les résultats de l'analyse par combinaison linéaire de ces données EXAFS proposent l'incorporation du nickel dans la structure de la goethite comme la forme cristalochimique la plus abondante pour cet élément dans tous les échantillons étudiés (61 à 84 % du nickel total). Cette forme cristalochimique est suivie par l'incorporation du nickel dans des oxydes de manganèse (mélange d'asbolane et de lithiophorite ; 16 à 39 % du nickel total) et plus sporadiquement par l'incorporation du nickel dans de la serpentine (14 % du nickel total dans un seul échantillon). En dehors de la domination du mode d'incorporation du nickel dans la structure de la goethite, les résultats obtenus indiquent également que la contribution des autres formes cristalochimiques du nickel augmente vers les niveaux profonds des unités latéritiques étudiées (Fig. 47; Tableau 7).

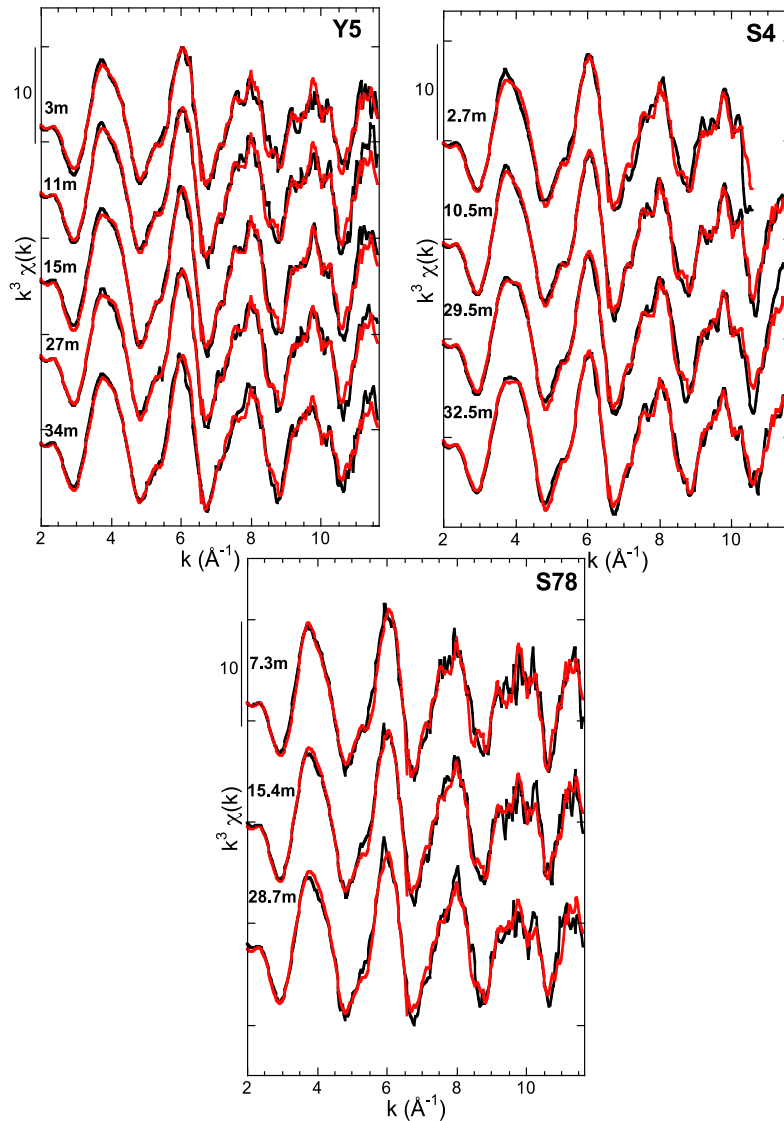


Figure 47 :Résultats de l'analyse par combinaison linéaire réalisée sur les spectres EXAFS au seuil K du nickel des échantillons collectés dans les unités de latérite et de latérite de transition des trois profils sélectionnés pour l'étude.

Les spectres noirs correspondent aux données expérimentales et les spectres rouges correspondent aux données ajustées (voir Tableau 6).

Pour comparaison, les concentrations en aluminium mesurées dans la goéthite par microsonde électronique restent quant à elles constantes avec des valeurs proches de 6% pds Al_2O_3 le long des profils Y5 et S78 (Fig. 45; Tableau 6). Elles semblent en revanche

décroître légèrement vers la surface du profil S4 (4%pds Al₂O₃; Fig. 45; Tableau 6). Comme pour le nickel, ces concentrations en Al₂O₃ sont sensiblement les mêmes que celles mesurées dans les échantillons totaux (Fig. 45), ce qui suggère que l'aluminium est essentiellement porté par la goethite dans les parties latéritiques des trois profils étudiés. Cette incorporation de l'aluminium dans la structure de la goethite est bien connue (Schulze, 1984 ; Schulze & Schwertmann, 1984 ; Cornell & Schwertmann, 2003), et l'absence d'évolution significative de ce taux d'incorporation en fonction de la profondeur est en accord avec la bonne affinité de cet élément pour la structure de ce minéral.

Tableau 7 : Résultats de l'analyse par combinaison linéaire des spectres EXAFS des échantillons collectés dans les unités de latérite et de latérite de transition des trois profils sélectionnés pour l'étude.

	Ni Goethite	Ni Oxydes Mn	Ni Serpentines	NSSR* 10 ⁻²	Total**
Latérite Y5					
Y5 – 3 m	83	17	---	5.10	90
Y5 – 11 m	81	19	---	5.92	99
Y5 – 15 m	70	30	---	3.58	109
Y5 – 27 m	71	29	---	3.58	102
Y5 – 34 m	65	21	14	4.55	101
Latérite S4					
S4 – 2.7 m	75	25	---	7.42	98
S4 – 10.5 m	84	16	---	3.21	102
S4 – 29.5 m	66	34	---	6.56	104
S4 – 32.5 m	61	39	---	2.75	104
Latérite S78					
S78 – 7.3 m	76	24	---	6.23	104
S78 – 15.4 m	79	21	---	6.02	107
S78 – 28.7 m	69	31	---	6.71	108

* Normalized Sum of Square Residue : $NSSR = S(Exp-Fit)^2/S(Exp)^2$.

** La somme des fractions respectives des différentes formes chimiques du nickel ayant été ramenée à 100%, la colonne Total indique la somme réelle obtenue lors des calculs par combinaison linéaire de spectres de composés de référence

La diminution parallèle de la teneur en nickel dans la goéthite et de la concentration en cet élément dans les échantillons totaux vers la surface des trois profils étudiés suggère une corrélation significative entre ces deux paramètres.

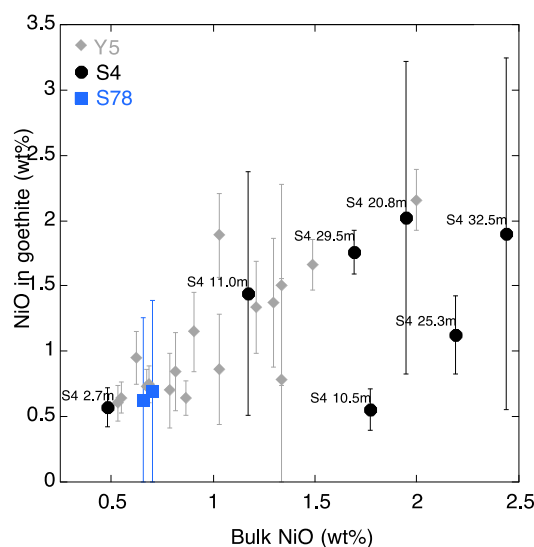


Figure 47 bis : Relation entre la concentration en NiO mesurée dans la goéthite par microsonde électronique et celle mesurée dans les échantillons totaux

Relation entre la concentration en NiO mesurée dans la goéthite par microsonde électronique et celle mesurée dans les échantillons totaux prélevés dans les unités de latérite et de latérite de transition des trois profils sélectionnés pour l'étude. Les barres verticales représentent l'incertitude sur les concentrations en NiO mesurées par microsonde électronique (voir Tableau 6). L'incertitude sur les concentrations en NiO dans les échantillons totaux est incluse dans la taille des points.

Cette corrélation est confirmée sur la figure 47bis. Ce résultat suggère que la décroissance des concentrations totales en nickel observée vers la surface des unités latéritiques pourrait être reliée à une perte progressive du nickel contenu dans la structure de la goéthite. Au-delà de cette évolution verticale, ce processus pourrait également expliquer une part de l'hétérogénéité latérale des concentrations totales en nickel dans les latérites du fait de la présence de goéthite plus ou moins riche en nickel (comme cela semble être le cas pour le profil S78).

5.4.2. EVOLUTION COMPARÉE DE LA TENEUR TOTALE EN NICKEL ET DE LA CRISTALLINITÉ DE LA GOETHITE AU COURS DE LA LATÉRITISATION

Compte tenu de la succession de réactions de dissolution/re-cristallisation que subit la goéthite au cours de la latéritisation, une éventuelle évolution verticale de la cristallinité de ce minéral a été proposée pour expliquer la décroissance des teneurs en nickel vers la surface des profils étudiés.

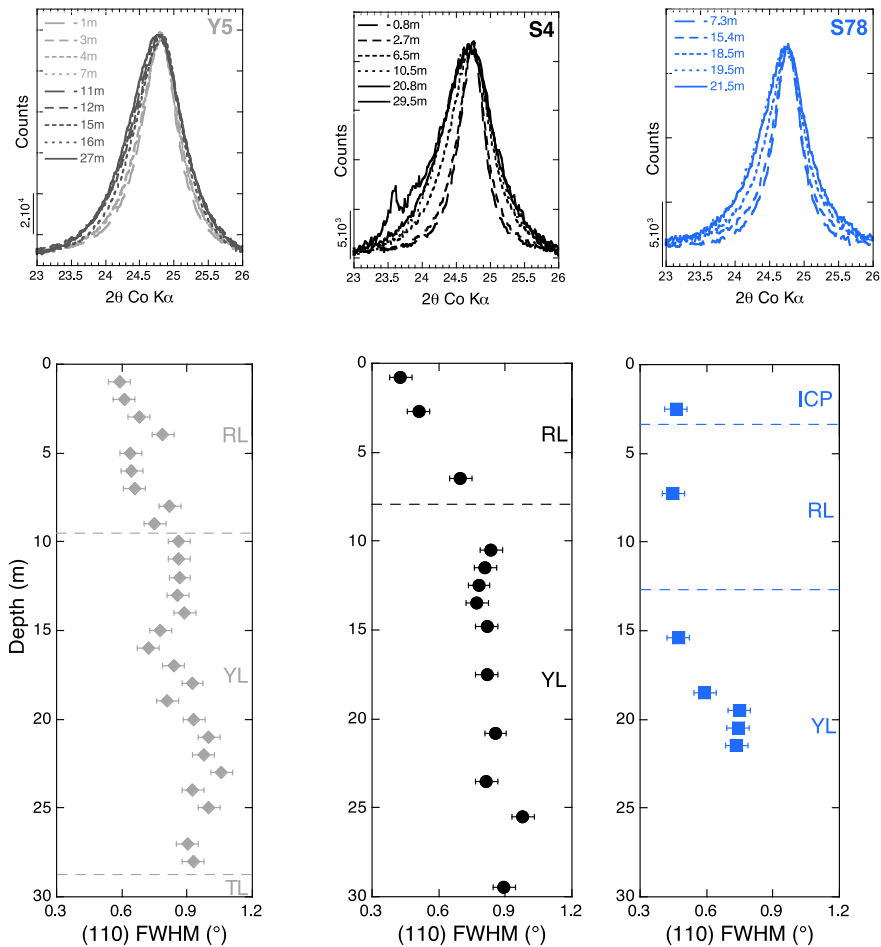


Figure 48 : Diffractogrammes de rayons X d'échantillons de latérite et de latérites de transition

Haut: Pics (110) normalisés de la goéthite extraits des diffractogrammes de rayons X obtenus sur des échantillons collectés dans les unités de latérite et de latérite de transition des trois profils sélectionnés pour l'étude. Bas: Evolution verticale de la largeur à mi-hauteur (Full Width at Half Maximum - FWHM) des pics (110) normalisés de la goéthite des mêmes échantillons. Les barres horizontales représentent l'incertitude de 10% estimée sur les largeurs à mi-hauteur des pics de diffraction des rayons X.

Afin de tester cette hypothèse, l'estimation qualitative du degré de cristallinité de la goéthite a, dans un premier temps, été réalisée à l'aide de la formule de Scherrer qui indique que la largeur à mi-hauteur d'un pic de diffraction est inversement proportionnelle à la taille des domaines cohérents qui diffractent les rayons X (plus la taille des domaines cohérents est élevée, plus les pics de diffraction sont fins, et inversement). La taille des domaines cohérents indiquant le degré de cristallinité d'un minéral (plus cette taille de domaines cohérents est élevée, plus le minéral est cristallin), la largeur à mi-hauteur des pics de diffraction peut être utilisée comme un indicateur du degré de cristallinité d'un minéral.

Pour cette étude, c'est le pic majeur de diffraction de la goethite (i.e. le pic correspondant au plan cristallographique (110) qui a été utilisé). Les largeurs à mi-hauteur ainsi mesurées pour les différents échantillons collectés le long des trois profils étudiés indiquent des valeurs qui varient de 0.43° à $1.10^\circ 2\theta$ (Fig. 48). De plus, l'évolution de ces largeurs à mi-hauteur ne semble pas aléatoire avec une tendance à la décroissance vers la surface des trois profils étudiés. Ceci suggère une modification significative de la cristallinité de la goethite le long des trois profils étudiés, avec de la goethite faiblement cristalline (pics larges) en profondeur et de la goethite plus cristalline (pics fins) vers la surface. Pour les profils S4 et Y5, cette diminution des largeurs à mi-hauteur du pic (110) de la goethite est assez peu marquée dans la latérite jaune (d'environ 1.10° à $0.80^\circ 2\theta$) et vraiment bien marquée dans la latérite rouge (d'environ 0.80° à $0.43^\circ 2\theta$; Fig. 48). Elle est moins importante pour le profil S78 qui présente des largeurs à mi-hauteur déjà faibles pour la goethite des échantillons prélevés dans la latérite jaune (d'environ 0.70° à $0.45^\circ 2\theta$; Fig. 48).

Dans un second temps, l'affinement Rietveld des diffractogrammes de rayons X d'une partie des échantillons collectés le long des profils Y5, S4 et S78 a permis de relier quantitativement l'évolution de la largeur à mi-hauteur des pics de diffraction à la taille des domaines cohérents. Les tailles de domaines cohérents ainsi calculées varient de 7 à 23 nm et elles tendent à augmenter vers la surface des trois profils étudiés. Cette évolution est similaire quelle que soit la direction cristallographique considérée (i.e. (001), (010) and (100); Fig. 49; Tableau 8), ce qui suggère une évolution isotrope de la cristallinité de la goethite avec la profondeur (pas de modification significative de la morphologie des particules de goethite). Cette observation est en accord avec les résultats d'analyses réalisées en microscopie électronique à transmission par Trescases (1975) qui avaient souligné l'absence de modification morphologique de particules de goethite collectées le long de la "saprolite fine" (l'équivalent de la latérite de transition et de la latérite jaune) dans un profil latéritique de Nouvelle-Calédonie.

La gamme de tailles de domaines cohérents ainsi calculées est consistante avec les données déjà publiées par Schwertmann & Latham (1986) qui rapportent des tailles de domaines cohérents variant entre 14 et 30 nm dans la direction cristallographique (110) pour de la goethite extraite d'une toposéquence latéritique en Nouvelle-Calédonie. D'autres études rapportent des tailles de domaines cohérents qui varient entre 12 et 22 nm et entre 11 et 18 nm dans la direction cristallographique (110) pour de la goethite collectée dans des latérites au Cuba et au Brésil, respectivement (Oliveira *et al.*, 2001; Carvalho-e-Silva *et al.*, 2002).

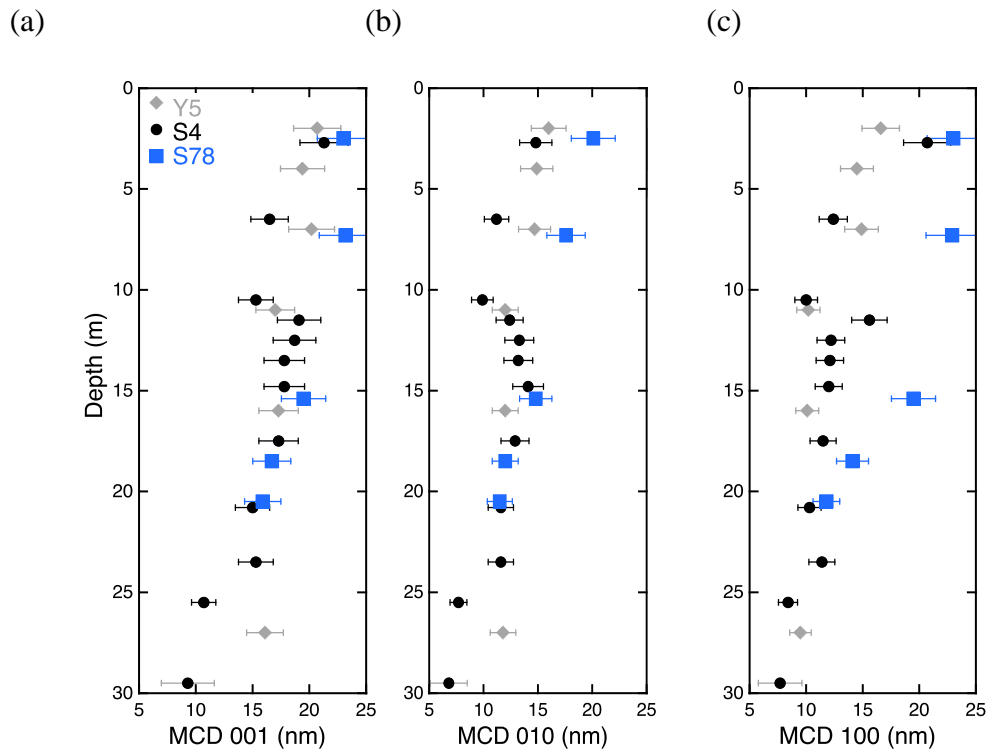


Figure 49 : Evolution verticale de la taille moyenne des domaines cohérents calculée pour la goéthite dans les unités de latérite et de latérite de transition des trois profils sélectionnés pour l'étude.

Les tailles moyennes des domaines cohérents reportées dans cette figure a été calculée selon les trois directions cristallographiques de la goéthite, à savoir (a) = (001) ; (b) = (010) et (c) = (100), à partir de la largeur des pics de diffraction des rayons X affinée par la méthode de Rietveld. Les barres horizontales représentent l'incertitude de 10% estimée sur les tailles moyennes des domaines cohérents.

Ces résultats confirment que la diminution de la largeur à mi-hauteur des pics de diffraction de la goéthite observée vers la surface des trois profils étudiés est bien liée à une augmentation de la taille des domaines cohérents de ce minéral, et donc à une augmentation de sa cristallinité. Ils soulignent également le fait que la goéthite du profil S78 présente des tailles de domaines cohérents plus élevées, ce qui indique que la goéthite de ce profil est globalement mieux cristallisée que celle des deux autres profils (Y5 et S4).

Parallèlement à l'évolution verticale de la cristallographie de la goéthite le long des trois profils étudiés, les données de diffraction des rayons X permettent ainsi de mettre en évidence une augmentation significative de la cristallinité de la goéthite vers la surface. Ces observations sont en accord avec des résultats déjà rapportés par Trescases (1975) qui indiquaient des pics de diffraction plus larges pour la goéthite collectée dans la "saprolite fine" en comparaison de ceux pour la goéthite collectée dans la latérite rouge de profils latéritiques en Nouvelle-Calédonie. La comparaison de ces observations avec des courbes de dissolution issues d'expériences d'extractions chimiques séquentielles avait permis à cet

auteur de proposer la présence d'oxydes de fer faiblement cristallisés dans la "saprolite fine" par opposition à celle d'oxydes de fer bien cristallisés dans la latérite rouge. Nos résultats sont également en accord avec ceux de Kühnel *et al.* (1975) qui ont proposé une augmentation de la cristallinité de la goethite vers la surface de latérites aux Philippines et en Indonésie sur la base de données de diffraction des rayons X.

Tableau 8 Paramètres de maille et taille moyenne des domaines cohérents affinés pour la goethite d'échantillons collectés dans les unités de latérite et de latérite de transition des trois profils sélectionnés pour l'étude.

	Paramètres de maille			Taille Moyenne des Domaines Cohérents		
	a (Å)	b (Å)	c (Å)	(001)	(010)	(100)
Latérite Y5						
Y5 – 2 m	4.601	9.926	3.010	20.7	16.0	16.6
Y5 – 4 m	4.595	9.913	3.006	19.4	14.9	14.5
Y5 – 7 m	4.602	9.928	3.010	20.2	14.7	14.9
Y5 – 11 m	4.603	9.935	3.011	17.0	12.0	10.2
Y5 – 16 m	4.600	9.931	3.008	17.3	12.0	10.1
Y5 – 27 m	4.596	9.926	3.007	16.1	11.8	9.5
Latérite S4						
S4 – 2.7 m	4.596	9.923	3.009	21.3	14.8	20.7
S4 – 6.5 m	4.596	9.922	3.009	16.5	11.2	12.4
S4 – 10.5 m	4.604	9.940	3.012	15.3	9.9	10.0
S4 – 11.5 m	4.615	9.966	3.019	19.1	12.4	15.6
S4 – 12.5 m	4.611	9.959	3.018	18.7	13.3	12.2
S4 – 13.5 m	4.610	9.958	3.018	17.8	13.2	12.1
S4 – 14.8 m	4.611	9.957	3.018	17.8	14.1	12.0
S4 – 17.5 m	4.612	9.957	3.017	17.3	12.9	11.5
S4 – 20.8 m	4.609	9.959	3.017	15.0	11.6	10.3
S4 – 23.5 m	4.604	9.946	3.011	15.3	11.6	11.4
S4 – 25.5 m	4.605	9.945	3.011	10.7	7.7	8.4
S4 – 29.5 m	4.603	9.928	3.011	9.3	6.8	7.7
Latérite S78						
S78 – 2.5 m	4.598	9.929	3.009	23.0	20.1	23.0
S78 – 7.3 m	4.594	9.922	3.007	23.2	17.6	22.9
S78 – 15.4 m	4.594	9.920	3.007	19.5	14.8	19.5
S78 – 18.5 m	4.591	9.913	3.004	16.7	12.0	14.1
S78 – 20.5 m	4.593	9.917	3.006	15.9	11.5	11.8

Si l'on compare l'ensemble des concentrations totales en NiO et des valeurs de tailles de domaines cohérents le long des trois profils étudiés on obtient une corrélation acceptable (R^2 entre 0.66 et 0.69; Fig. 50). Cependant, si l'on considère séparément les données collectées le long des profils Y5 et S4, d'une part, et celles collectées le long du profil S78, d'autre part, les coefficients de la régression s'améliorent significativement (R^2 entre 0.66 et 0.94; Fig. 50). La pente de la droite de régression à travers les données collectées le long des profils Y5 et S4 apparaît alors significativement plus faible que celle de la pente de régression à travers les données collectées le long du profil S78. Ces observations sont valables quelle que soit la direction cristallographique considérée (i.e. (100), (010) or (001)) pour le calcul des tailles de domaines cohérents. Elles confirment le caractère particulier du profil S78, par rapport aux profils Y5 et S4.

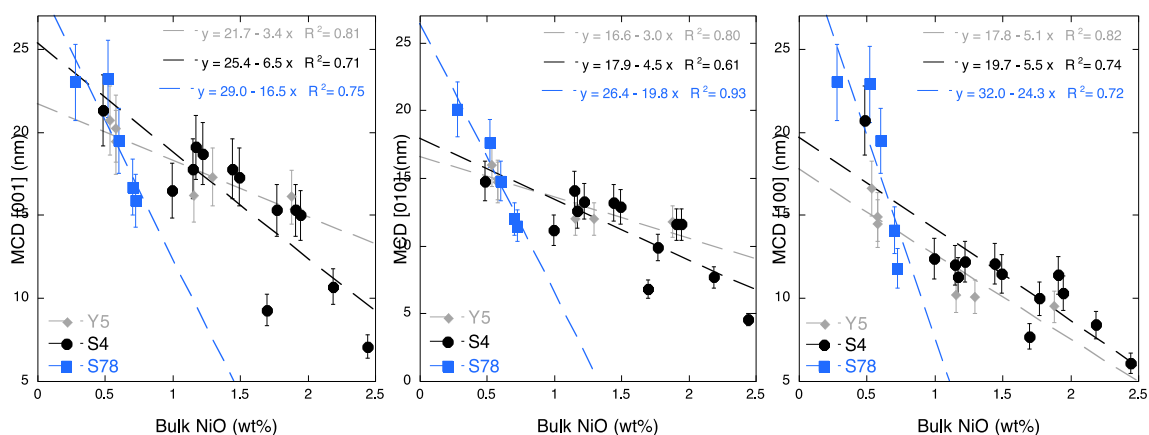


Figure 50 :Corrélations entre la taille moyenne des domaines cohérents calculée selon les trois directions cristallographiques pour la goethite et la concentration totale en NiO mesurée dans les échantillons totaux prélevés dans les unités de latérite et de latérite de transition des trois profils sélectionnés pour l'étude.

Les lignes en pointillés correspondent aux régressions linéaires réalisées à travers les données des profils Y5 (gris), S4 (noir) et S78 (bleu). Les barres verticales représentent l'incertitude de 10% estimée sur la valeur des tailles moyennes de domaines cohérents. L'incertitude sur les concentrations en NiO dans les échantillons totaux est incluse dans la taille des points/carrés.

Les résultats obtenus pour cette partie du travail permettent ainsi de conclure que l'augmentation de la cristallinité de la goethite par des réactions de dissolution/recristallisation s'accompagne d'une expulsion progressive du nickel de la structure et que c'est précisément cette évolution minéralogique et cristallochimique de la goethite au cours de la latéritisation qui explique l'appauvrissement en nickel des latérites vers la surface.

5.5. TRANSFERT DE MATÉRIAUX : UNE EXPLICATION POSSIBLE DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ LATÉRALE DE LA DISTRIBUTION DU NICKEL DANS LES LATÉRITES

5.5.1. LES INDICES D'UN REMANIEMENT POUR LE PROFIL S78 (GORO)

Les résultats obtenus dans le chapitre précédent mettent en évidence des différences d'évolution verticale de la minéralogie et de la cristalochimie de la goethite entre les profils Y5 et S4, d'une part, et le profil S78, d'autre part. Ils montrent notamment que la goethite du profil S78 est mieux cristallisée et plus pauvre en nickel que celle des profils Y5 et S4, ce qui sous-entend que ce profil a subi une altération plus poussée que les deux autres.

Une première explication pourrait être que le profil S78 est mieux drainé que les profils Y5 et S4. Cependant, cette hypothèse semble peu probable car le profil S78 est localisé dans une légère dépression géomorphologique, ce qui sous-entend que les conditions hydrogéologiques sont moins drainantes que dans les deux autres profils qui sont localisés sur des sommets topographiques.

La seconde explication qui s'impose est que le profil S78 est constitué de matériaux déjà différenciés qui se sont accumulés dans une dépression géomorphologique suite à une succession d'épisodes érosifs. Cette hypothèse est étayée par la présence de matériaux très grossiers observés sur les carottes de sondage jusqu'à des profondeurs importantes (environ 30m). Elle est également soutenue par la faible épaisseur des niveaux saprolitiques comparée à celle des niveaux latéritiques pour ce profil (Fig. 7). Enfin, cette hypothèse est également en accord avec les concentrations élevées en carbone mesurées vers 36/37m de profondeur (Fig. 51) et la présence de sidérite (FeCO_3) détectée par diffraction de rayons X et microscopie électronique à balayage à ces profondeurs (Fig. 52). Les données de diffraction des rayons X montrent d'ailleurs que la sidérite est le minéral dominant dans les échantillons collectés à 36.1m et 37.6m.

Ech° S4	C (%pds)	Ech° S78	C (%pds)
2,7m	0,69	7,3m	0,23
10,5m	0,07	15,4m	0,18
29,5m	0,06	28,7m	0,14
32,5m	0,04	32,7m	0,07
34,5m	0,04	36,1m	6,21
56,4m	0,06	36,9m	0,12
60,2m	0,07	37,6m	2,87
62,4m	0,06	40,3m	0,53
63,2m	0,07	43,0m	0,25
67,4m	0,08		



Figure 51 : Vue du niveau enrichi en carbone et tableau récapitulant les résultats des analyses de carbone total réalisées sur une sélection d'échantillons du profil S78 de Goro.

À droite : photographie montrant l'aspect du niveau enrichi en carbone.

En contexte mal drainé, des conditions réductrices locales peuvent se développer. Par exemple, Trescases (1975) et Latham (1986) ont décrit des environnements latéritiques réducteurs, en aval des couvertures d'altération principales, de plaines alluviales ou de marais. De plus, sur les plateaux latéritiques nickélicifères la formation fréquente de dolines est propice à l'accumulation locale et périodique d'eau et de matière organique (Podwojewski & Bourdon, 1996). En effet, ces dolines se chargent d'eau lors de fortes pluies, puis elles se vidangent plus ou moins rapidement lors des périodes plus sèches. Les processus d'évolution des matériaux accumulés dans ces dolines ont été peu étudiés jusqu'à présent. Or, dans le cas de latérites développées sur roches plus acides, telles que des micaschistes, des quartzites ou des sédiments siliceux, plusieurs études ont montré un jaunissement, voire un blanchiment, de la latérite lié au développement de conditions hydromorphes (Peterschmitt *et al.*, 1996 ; Fritsch *et al.*, 2002 ; 2005). Dans ces couvertures d'altération alumineuses, la minéralogie est dominée par les minéraux de type kaolinite, gibbsite, micas, vermiculite, peu colorés par rapport aux oxydes de fer. Donc la couleur de la latérite est principalement contrôlée par la présence de ces derniers. Ainsi, les modifications de couleur observées sont associées à une dissolution sélective des oxydes de fer colorés, du fait des conditions plus réductrices. En effet, l'hématite (rouge) est préférentiellement altérée dès l'apparition de conditions humides, suivie par la goethite (jaune).

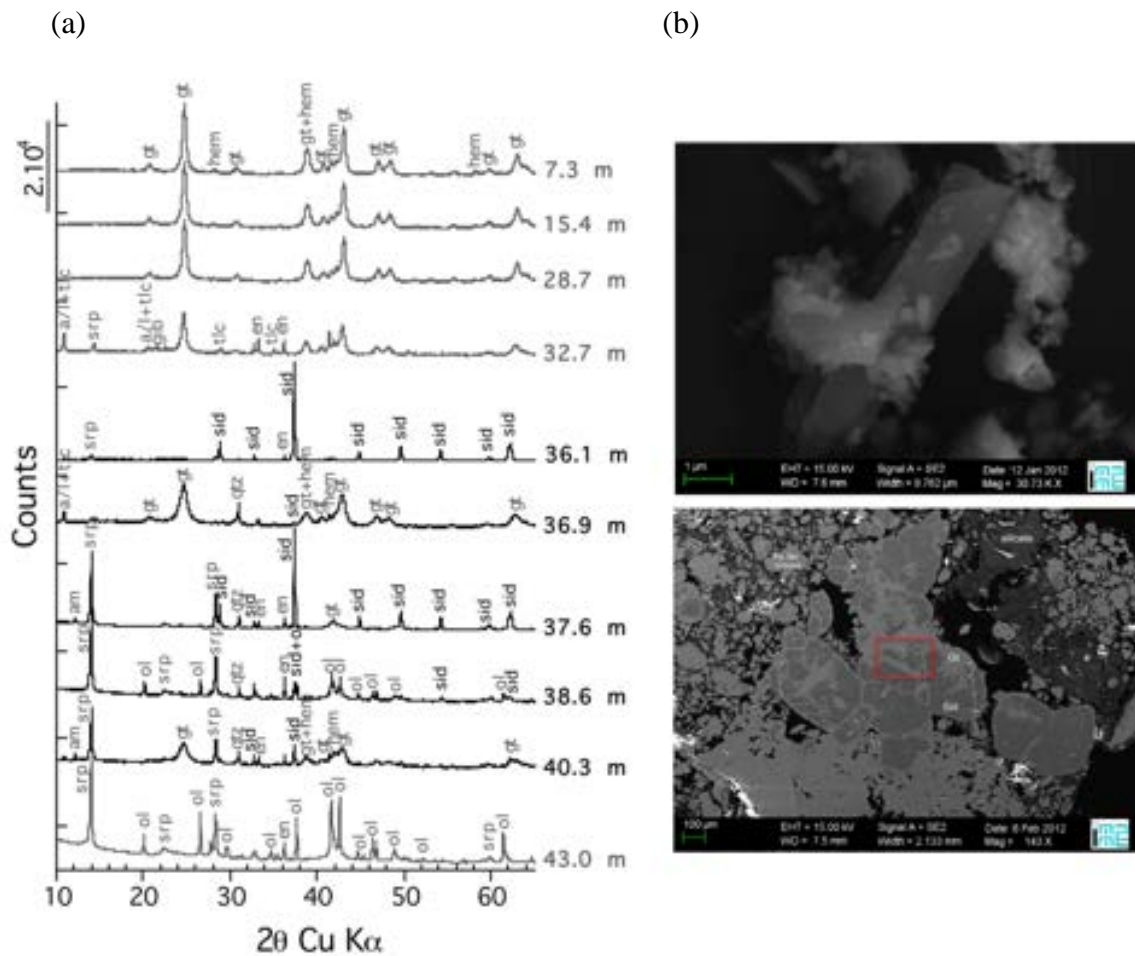


Figure 52 : Diagrammes de diffraction des rayons X le long du profil S78 de Goro

(a) Diagrammes de diffraction des rayons X enregistrés le long du profil S78 de Goro. Ces données soulignent la grande abondance de sidérite dans les échantillons collectés à 36.1m et 37.6m. Légendes : a/l = asbolane/lithiophorite, gt = goéthite, hem = hématite, ol = olivine, qtz = quartz, sid = sidérite, srp = serpentine, tlc = talc. (b) Images de microscopie électronique à balayage (mode électrons secondaires pour celle du haut et mode électrons rétrodiffusés pour celle du bas) illustrant la présence de grains euhédraux bien individualisés de sidérite (haut) ou l'association intime de la sidérite avec des oxydes de fer (goéthite) dans l'échantillon collecté à 36.1m de profondeur au sein du profil S78. Sur l'image du bas, les teintes les plus claires correspondent aux zones enrichies en goéthite et les teintes les plus sombres correspondent à celles enrichies en sidérite. Le rectangle rouge délimite la zone cartographiée pour préciser la répartition spatiale du fer, du carbone, du silicium et du nickel (Fig. 53).

Sous conditions physico-chimiques, la dissolution réductrice de la goéthite est ralentie par la présence d'impuretés, telles qu'Al ou Co, dans la structure (Peterschmitt *et al.*, 1996 ; Boussherrine *et al.*, 1998). Néanmoins, dans le cas d'une dissolution par bioréduction, les modes et cinétiques de dissolution peuvent varier significativement (Boussherrine *et al.*, 1999). Une fois les oxydes de fer dissous en condition réductrice, le fer ferreux peut rester en solution ou précipiter sous forme de nouvelles phases minérales. La nature de ces

phases dépend fortement des conditions environnementales (Peterschmitt *et al.*, 1996 ; Becquer *et al.*, 2006). En particulier, lorsque de la matière organique est présente dans le milieu, la réduction de la goethite et la nature des phases précipitées sont largement influencées par l'activité bactérienne (Lovley, 2004 ; Bousserhine *et al.*, 1999). Par exemple, la bioréduction de la goethite peut conduire à la formation de sidérite (FeCO_3), de magnétite (Fe_3O_4) ou de rouille verte (Fe_3CO_3 ; Kukkadapu *et al.*, 2001). Ainsi, dans diverses localités du monde, de la sidérite a pu être identifiée dans des latérites fossiles enfouies sous des sédiments (Fritz & Toth, 1997; Toth & Fritz, 1997; Feng & Yapp, 2009). Ce minéral a également déjà été identifié dans les couvertures latéritiques de Nouvelle-Calédonie, en particulier dans les massifs mal drainés de Tiébaghi et dans les latérites de Goro (Podwojewski & Bourdon, 1996; Chen *et al.*, 2004).

Ainsi, la sidérite détectée vers 36m au sein du profil S78 (Goro) résulte très probablement de la dissolution réductive de la goethite dans un contexte de forte activité en carbone (Ellwood *et al.*, 1988; Mortimer *et al.*, 1997), ce qui plaide en faveur de la présence d'une ancienne dépression de type doline, enrichie en matière organique. Cette ancienne doline aurait été comblée par colluvionnement, ce qui expliquerait la nature fortement différenciée des matériaux constituant le profil S78. Ces observations permettent donc de proposer qu'une partie de l'hétérogénéité latérale des latérites en termes de teneurs en nickel pourrait s'expliquer par des processus de redistribution dans le paysage de matériaux allochtones déjà significativement altérés à la faveur des contrastes topographiques.

5.5.2. CONTRIBUTION DE LA SIDÉRITE AU STOCKAGE DU NI AU SEIN DES PROFILS LATÉRIQUES REMANIÉS

Malgré cette présence avérée de sidérite dans certaines latérites nickélifères, aucune étude ne s'était jusqu'à présent intéressée à l'incorporation éventuelle du nickel dans ce minéral. L'objectif de cette partie du travail était précisément d'aborder cette question, en précisant la cristalochimie de la sidérite identifiée au sein du profil S78 et en évaluant l'importance de cette phase minérale dans la spéciation du nickel le long de ce profil latéritique nickélifère.

Les cartographies de distribution spatiale du fer et du carbone réalisées par microscopie électronique à balayage soulignent la présence de zones riches en fer et dépourvues de carbone entourant des zones riches en fer et en carbone (Fig. 53). Les zones riches en fer et dépourvues de carbone sont interprétées comme des zones à oxydes de fer, alors que celles riches en fer et en carbone sont supposées correspondre à de la sidérite.

Ceci est confirmé par les analyses réalisées à la microsonde électronique le long d'un transect recoupant ces deux zones (Fig. 54). En effet, ces analyses indiquent une concentration totale en fer/manganèse/nickel de l'ordre de 60 %pds au sein de la zone riche en carbone, valeur très comparable à la valeur théorique de 62%pds FeO pour la sidérite (FeCO_3). De la même manière, les analyses réalisées à la microsonde électronique indiquent une concentration totale en fer/manganèse/nickel de l'ordre de 76 %pds au sein de la zone dépourvue de carbone, valeur proche de la valeur théorique de 81%pds FeO pour la goethite (FeOOH).

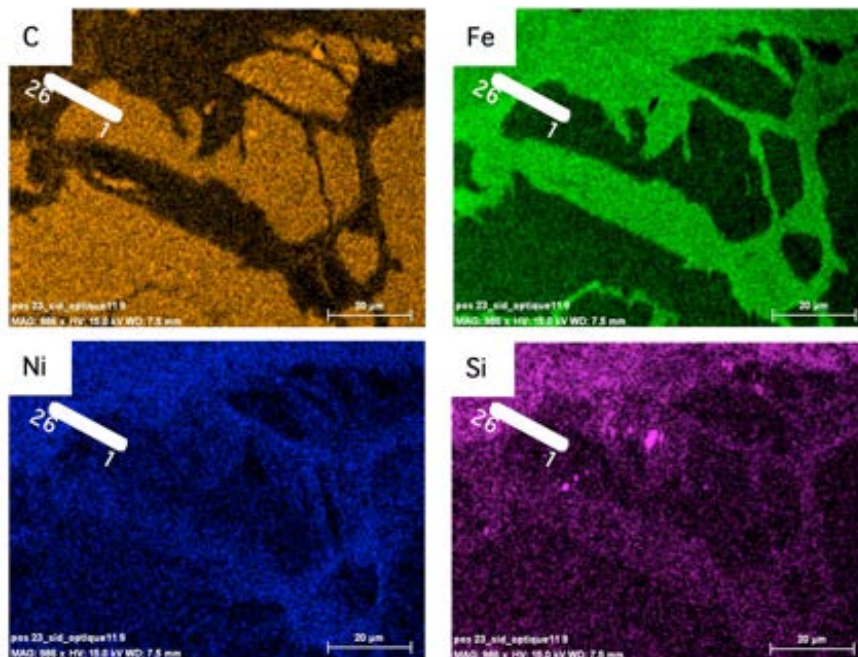


Figure 53 :Distribution spatiale du carbone, du fer, du nickel et du silicium dans l'échantillon collecté à 36.1m de profondeur au sein du profil S78.

Distribution spatiale du carbone, du fer, du nickel et du silicium montrant la présence de sidérite (teneur élevée en carbone) emballée dans une matrice d'oxydes de fer (teneur faible en carbone) et de silicates (teneur élevée en silicium) dans l'échantillon collecté à 36.1m de profondeur au sein du profil S78. En dépit d'une concentration plus élevée dans la matrice d'oxydes de fer et de silicates, la distribution du nickel souligne une association significative de cet élément avec la sidérite.

Un résultat particulièrement important de ces analyses réalisées à la microsonde électronique est que la sidérite identifiée au sein du profil S78 contient des teneurs en nickel de l'ordre de 0.8%pds NiO.

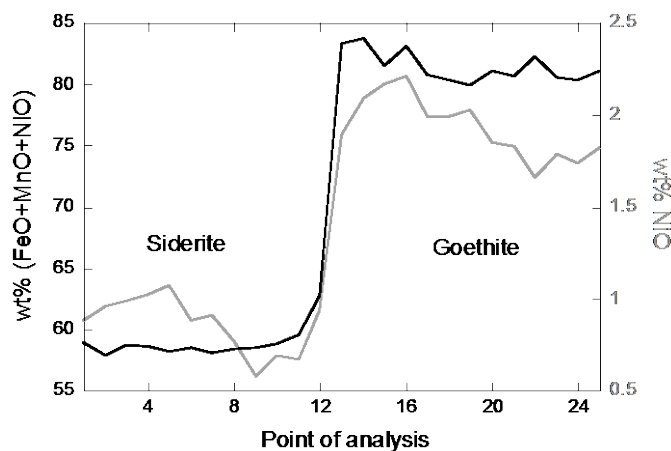


Figure 54 : Analyses microsonde électronique le long d'un transect à l'interface entre sidérite et matrice d'oxydes de fer et de silicates

Analyses microsonde électronique le long d'un transect à l'interface entre sidérite et matrice d'oxydes de fer et de silicates (ligne blanche présentée sur la Figure 53). La somme des cations permet de distinguer la sidérite (62 %pds FeO d'après la formule structurale théorique FeCO_3) de la goéthite (81 %pds FeO d'après la formule structurale théorique FeOOH). Ces analyses montrent que la concentration en nickel dans la sidérite est de l'ordre de 0.8 %pds NiO.

Ce dernier point a soulevé la question de l'importance de la contribution de la sidérite au stockage du nickel au sein des profils latéritiques remaniés de la région du grand Sud, question qui a trouvé une réponse au travers de l'étude de la spéciation du nickel à l'échelle de l'intégralité du profil S78 de Goro.

Depuis le sommet vers la base du profil S78, quatre groupes d'échantillons avec des signatures EXAFS spécifiques peuvent être distingués (Fig. 55). Le premier groupe est constitué par l'échantillon le plus profond (43.0m) qui correspond à la roche-mère et dont le spectre EXAFS ressemble fortement à celui du nickel incorporé dans la structure de l'olivine (Fig. 55, spectre Ni forsterite). Le second groupe est constitué par l'échantillon collecté à 40.3 m (unité saprolitique) et dont le spectre EXAFS est similaire à celui du nickel incorporé dans la serpentine de type 1 (Fig. 55, spectre Ni Serpentine 1). Le troisième groupe inclut les échantillons collectés à 36.1m et 37.6m au sein desquels les proportions les plus importantes de sidérite ont été détectées par diffraction des rayons X (Fig. 52). Les spectres EXAFS de ces échantillons présentent une très forte ressemblance avec celui du nickel incorporé dans la sidérite (Fig. 55, spectre Ni Siderite). Enfin, le dernier groupe correspond aux échantillons collectés au-dessus de 32.1m (ainsi qu'à l'échantillon collecté à 36.9m) et dont les spectres EXAFS ressemblent à celui du nickel incorporé dans la goéthite (Fig. 55, spectre Ni Goéthite).

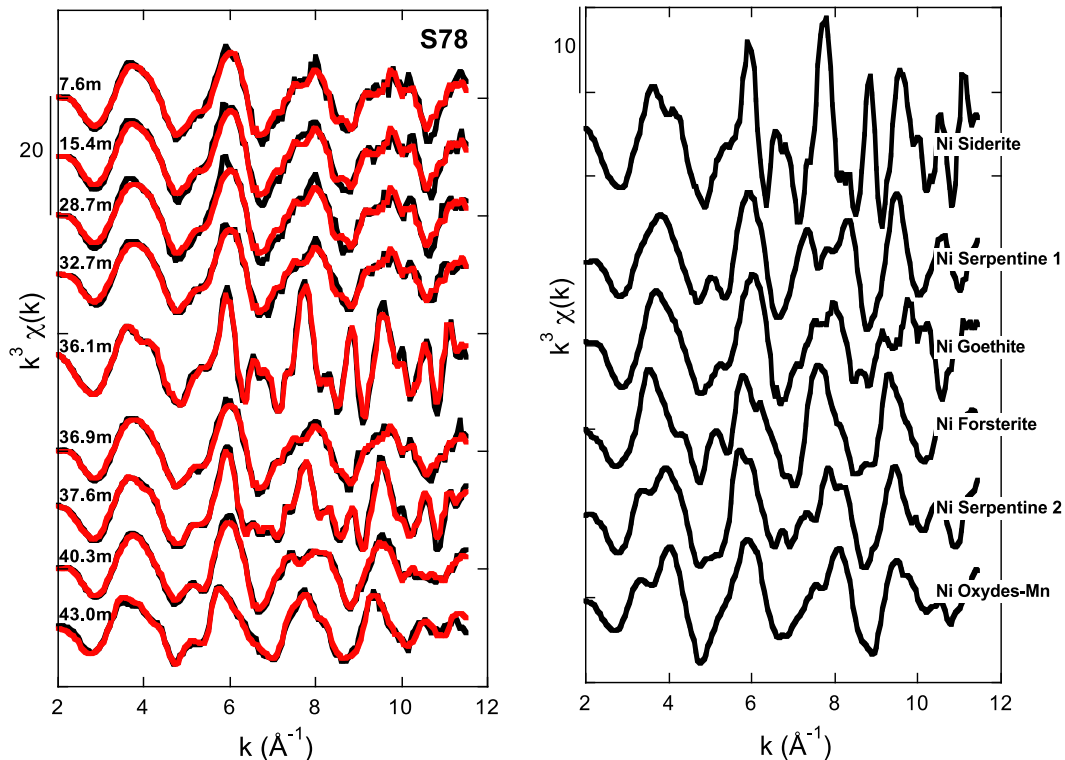


Figure 55 : Résultats de l'analyse des spectres EXAFS enregistrés au seuil du Ni le long du profil S78 par combinaison linéaire de spectres EXAFS de différents composés de référence

Résultats de l'analyse des spectres EXAFS enregistrés au seuil du Ni le long du profil S78 (gauche) par combinaison linéaire de spectres EXAFS de différents composés de référence (droite). Les traits noirs correspondent aux données expérimentales et les traits rouges correspondent aux résultats des combinaisons linéaires (voir Tableau 7).

L'analyse quantitative des spectres EXAFS par combinaison linéaire indique que l'échantillon à 43.0m est constitué de 58% d'olivine nickélique et de 42% de serpentine nickélique de type 2 (Fig. 55; Tableau 9). Le spectre EXAFS de l'échantillon à 40.3m est, quant à lui, ajusté avec un mélange de 52% de serpentine nickélique de type 1 et 48% de goethite nickélique (Fig. 55; Tableau 9). Les spectres EXAFS des échantillons latéritiques collectés à 28.7m, 15.4m et 7.3m sont ajustés avec une contribution de 80% de goethite nickélique et 18 à 25% d'oxydes Mn nickéliques (Fig. 55; Tableau 9). Cette analyse des spectres EXAFS indique que les échantillons collectés à 32.7m et 36.9m contiennent entre 66 et 68% de goethite nickélique, entre 19 et 23% d'oxydes Mn nickéliques et entre 9 et 15% de serpentine nickélique (Fig. 55; Tableau 9). Bien que des traces de sidérite aient été détectées par diffraction des rayons X dans ces échantillons (Fig. 52), la contribution de sidérite nickélique à la spéciation du nickel ne peut être démontrée. Cependant, compte tenu de la limite de détection de l'approche reposant sur la spectroscopie EXAFS (environ 10% d'une forme chimique), la contribution éventuelle de la sidérite nickélique à la spéciation du nickel dans les échantillons collectés à 32.7m et 36.9m ne peut être exclue. A l'inverse, avec 52% de sidérite nickélique et 48 % de serpentine nickélique de type 1 pour l'échantillon

collecté à 37.6m et 88% de sidérite nickélique et 12 % de serpentine nickélique de type 1 pour l'échantillon collecté à 36.1m (Fig. 55; Tableau 9), l'analyse par combinaison linéaire des spectres EXAFS souligne la contribution majoritaire de la sidérite nickélique à la spéciation du nickel dans ces deux échantillons.

Tableau 9 Tableau 9. Résultats de l'analyse par combinaison linéaire des spectres EXAFS des échantillons collectés le long du profil S78

	Ni NSSR*	Ni	Ni	Ni	Ni	Ni
	Sidérite	Goéthite	Oxydes Mn	Serpentine 1	Serpentines 2	Olivine
S78 – 7.3 m 0.160	---	80	20	---	---	---
S78 – 15.4 m 0.146	---	82	18	---	---	---
S78 – 28.7 m 0.152	---	75	25	---	---	---
S78 – 32.7 m 0.178	---	68	23	09	---	---
S78 – 36.1 m 0.082	88	---	---	12	---	---
S78 – 36.9 m 0.117	---	66	19	---	15	---
S78 – 37.6 m 0.089	52	---	---	48	---	---
S78 – 40.3 m 0.066	---	48	---	52	---	---
S78 – 43.0 m 0.219	---	---	---	---	42	58

* *Normalized Sum of Square Residue* : $NSSR = S(Exp-Fit)^2/S(Exp)^2$.

5.5.3. LIEN AVEC LA GÉOMORPHOLOGIE ET L'HYDROGÉOLOGIE

Les résultats du chapitre précédent démontrent ainsi que lorsqu'elle est présente en quantités significatives, la sidérite est susceptible de jouer un rôle majeur dans la spéciation du nickel au sein des profils latéritiques nickéliques développés sur roches ultrabasiqes. Cette importance de la sidérite du point de vue du stockage du nickel doit plutôt être

attendue au sein des profils latéritiques remaniés pour lesquels des conditions réductrices ont prévalu (ou prévalent) du fait d'un contexte hydrogéologique particulier.

En effet, comme déjà mentionné précédemment, la faible épaisseur de l'unité saprolitique pour le profil S78 comparée à celle rencontrée dans les profils Y5 et S4, ainsi que les caractéristiques cristallines et cristalochimiques de la goethite le long de ce profil, plaident en faveur d'une ancienne doline comblée par des matériaux allochtones déjà différenciés. Cette hypothèse est confirmée par l'identification d'hématite dans des échantillons collectés à des profondeurs importantes (jusqu'à 36.0m). En effet, une telle présence est surprenante pour un profil latéritique car ce minéral est généralement localisé à proximité de la surface, du moins en Nouvelle-Calédonie (Trescases 1979; Perrier *et al.*, 2006a, 2006b; Traore *et al.*, 2008; Fandeur *et al.*, 2009a, 2009b; Dublet *et al.*, 2012). Ceci nous amène à proposer les échantillons les plus profonds contenant de l'hématite comme les marqueurs de la limite d'accumulation des matériaux allochtones ayant comblé l'ancienne doline. Dans un tel contexte, il est intéressant de noter que ces niveaux les plus profonds contenant de l'hématite sont localisés juste au-dessus de ceux contenant de la sidérite (Fig. 52). Une telle organisation suggère que ces niveaux à sidérite correspondent en fait à une paléo-surface marquant le fond de l'ancienne doline.

Comme déjà proposé par Podwojewski & Bourdon (1996), ces dépressions topographiques locales permettent une accumulation importante de matière organique qui génère des conditions réductrices lors de sa dégradation bactérienne. De telles conditions contrastent alors totalement avec les conditions oxydantes qui règnent majoritairement dans les profils latéritiques. Elles sont particulièrement favorables à la dissolution réductive des oxydes de fer (très abondants) et le fer ferreux ainsi libéré réagit avec les ions carbonates libérés par la dégradation de la matière organique pour précipiter de la sidérite (Ellwood *et al.*, 1988; Coleman *et al.*, 1993; Mortimer *et al.*, 1997; Frederickson *et al.*, 1998; Zachara *et al.*, 1998). Ainsi, selon le modèle proposé, la sidérite identifiée au sein du profil S78 ce serait formée au fond de l'ancienne doline lorsque celle-ci était encore en contact avec la nappe phréatique, avant que cette dernière ne subisse une baisse importante de son niveau à la faveur de mouvements tectoniques (Lagabrielle *et al.*, 2005 ; Genna *et al.*, 2005; Chevillotte *et al.*, 2006).

La goethite des profils latéritiques développés sur roches ultrabasiques présentant des concentrations significatives en nickel, un tel processus de dissolution réductive de la goethite et de précipitation de la sidérite génère des sidérites relativement riches en nickel (jusqu'à 0.8 %pds NiO). Ce dernier point souligne l'importance de bien prendre en compte la géomorphologie et l'hydrogéologie pour appréhender le développement éventuel de conditions réductrices dans les couvertures d'altération latéritique sur roches ultrabasiques, même si ces conditions sont ponctuelles à la fois spatialement et temporellement, car elles peuvent induire des changements significatifs de la spéciation du nickel du fait de la formation de nouveaux minéraux ayant la capacité d'incorporer cet élément dans leur structure.

6. GEOCHIMIE DES LATÉRITES ET BILANS D'ALTERATION

L'étude de la variabilité de la distribution de Ni/Co sur le site minier de Goro a été réalisée de janvier à juin 2011 lors du stage de deuxième année de Master de Marielle Pacreau. A l'occasion de ce stage, la société minière VALE a mis à notre disposition les données stratigraphiques (descriptifs simplifiés) et géochimiques d'environ 1000 sondages correspondant aux phases de pré-production (100mx100m) et d'exploration (25x25m) de la zone minière « Goro Sud » des 10 ans en optimisation. Ce travail visait dans un premier temps à confronter les données stratigraphiques aux données chimiques (dosage de 10 éléments par échantillon) des sondages des miniers pour révéler les critères géochimiques les plus discriminants pour la caractérisation des matériaux (valeurs seuils et rapport de teneurs en éléments). Dans un second temps, il visait également à révéler les gradients géochimiques sur des profils d'altération et la variabilité géochimique des matériaux sur l'ensemble du site minier afin de mieux comprendre les facteurs d'enrichissement et d'appauvrissement en éléments métalliques. La quantité importante de données à traiter a nécessité l'utilisation du programme « R CRAN » (Barnier, 2008), dans le cadre d'une collaboration avec l'UMR ESPACE-DEV de l'IRD Nouméa (M. Mangeas).

6.1. GÉOCHIMIE DES UNITÉS LATÉRITIQUES (SITE MINIER DE GORO)

Les données fournies par les opérateurs miniers présentent un descriptif simplifié des unités stratigraphiques repérées, telles que BRK pour la roche-mère, SAP pour la saprolite, LTN pour la latérite de transition, LATJ pour la latérite jaune, LATR pour latérite rouge, ICP pour les indurations ferrugineuses. Ces données stratigraphiques ont été statistiquement confrontées aux compositions chimiques avec le logiciel «R CRAN», lequel permet la gestion d'importantes quantités de données. Les populations de matériaux ont été réparties en groupes homogènes au moyen d'arbres de décision (Rakotomalala, 2005), selon un ensemble de variables discriminantes telles que les concentrations de chaque élément, des rapports de concentrations ou des fonctions de transfert, de sorte que ces groupes correspondent au mieux aux observations stratigraphiques des opérateurs miniers. Cette approche a ainsi permis de révéler les critères géochimiques les plus discriminants pour identifier les matériaux reconnus par les opérateurs miniers.

Les passées à gabbro (environ 97 000 échantillons) ont été distinguées, d'une part, par leur forte teneur en aluminium liée à la présence de silicates alumineux (plagioclases), et d'autre part, par leur perte au feu (LOI %) liée à la présence de minéraux hydroxylés (kaolinite et gibbsite issues de l'altération des plagioclases) dans les niveaux altérés. Un ratio $LOI/Al_2O_3 < 1,7$ a ainsi été fixé pour distinguer ces passées à gabbros (Fig. 55b,d) de façon cohérente avec les renseignements stratigraphiques fournis par les opérateurs miniers (Fig. 55a,c). Par ailleurs, l'intégration d'un paramètre supplémentaire tel que le rapport Fe_2O_3/Al_2O_3 a permis de différencier les gabbros non altérés des gabbros partiellement ou totalement altérés. L'un des résultats intéressants d'une telle identification des passées à gabbro dans un jeu important de données de sondages est que ces dernières sont

généralement associées à une chute des teneurs globales en nickel dans les niveaux d'altération.

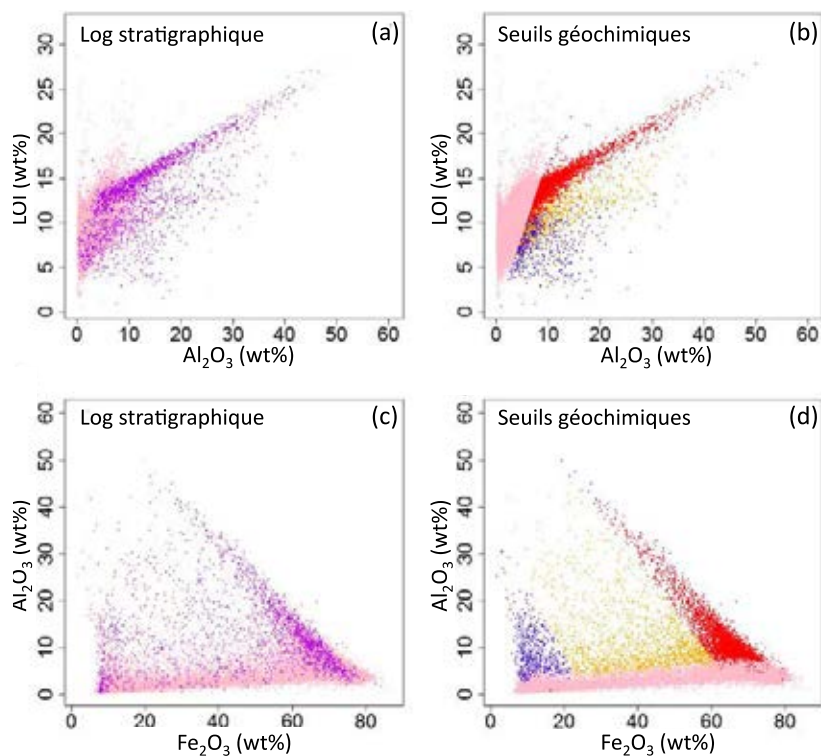


Figure 56 : Identification des passées à gabbros selon

Identification des passées à gabbros selon (a) et (b) LOI% en fonction de Al_2O_3 % et (c) et (d) Al_2O_3 % en fonction de l'intensité de l'altération (représentée ici par Fe_2O_3 %). (a) et (c) D'après la nomenclature des miniers (Violet : Gab). (b) et (d) Suivant les seuils géochimiques révélés par le logiciel « R CRAN» (Gabbro non altéré en bleu, partiellement altéré en jaune et complètement altéré en rouge)

Sur les autres échantillons non affectés par les passées à gabbro, la roche-mère péridotitique est distinguée des produits d'altération par une valeur seuil de la fonction de transfert du magnésium ($FT\ Mg > -0,25$) et des teneurs restreintes en fer ($Fe_2O_3 < 13\ \%pds$). Le rapport MgO/Fe_2O_3 permet de distinguer les saprolites des latérites lorsqu'il est supérieur à 0,07, tandis que le rapport SiO_2/Fe_2O_3 permet quant à lui de distinguer les différents types de latérites comme suit : inférieur à 0,110 pour les latérites de transition, compris entre 0,110 et 0,023 pour les latérites jaunes, entre 0,023 et 0,010 pour les latérites rouges et inférieur à 0,010 pour les indurations ferrugineuses. Ces valeurs seuils de MgO/Fe_2O_3 et SiO_2/Fe_2O_3 traduisent une grande mobilité de Mg dès les premiers stades de l'altération (dissolution des silicates), puis la baisse progressive des teneurs en minéraux

siliceux plus difficilement altérables (d'abord les phyllosilicates, puis le quartz) lors du développement vertical des principaux niveaux d'altération des latérites. La figure 56 montre par ailleurs que les grands ensembles distingués par ces critères géochimiques coïncident assez bien avec les descriptions stratigraphiques des miniers. La plus grande différence reportée entre critères stratigraphique (description donnée par les miniers) et géochimique (données analytiques) est constatée entre latérite de transition et latérite jaune. Le nombre d'échantillons associés à la latérite de transition est visiblement sous-estimé lors de la description des Logs. A ce titre, il importe de préciser que les critères d'identification des latérites de transition restent très imprécis auprès de l'ensemble des opérateurs miniers (présence de phyllosilicates résiduels ou d'oxydes de Mn, voire des deux à la fois...).

6.2. VARIABILITÉ DES TENEURS EN NI (SITE MINIER DE GORO)

La figure 57 montre une variabilité assez forte des teneurs en Ni dans les différentes unités stratigraphiques répertoriées par les miniers. Une tendance générale de se dégage toutefois avec les valeurs les plus faibles dans la roche-mère et les plus élevées dans les saprolites et les latérites de transition. Ces données indiquent également que les teneurs en Ni décroissent régulièrement vers la surface depuis les latérites de transition, vers les latérites jaunes, puis latérites rouges et enfin les niveaux indurés. Au sein des seules unités latéritiques, les teneurs en nickel du gisement de Goro sont statistiquement dispersées autour d'une valeur médiane de 1,24 %pds Ni, 50% des valeurs étant comprises entre 0,96 et 1,51 %pd Ni (Fig. 58). La variabilité de ces valeurs explique que certaines latérites (principalement les plus profondes : latérites de transition et latérites jaunes) sont considérées comme des minerais (%pds Ni-Co > 0.9) et (principalement les plus superficielles: latérites rouges et niveaux indurés) sont pour le moment considérées comme «stériles».

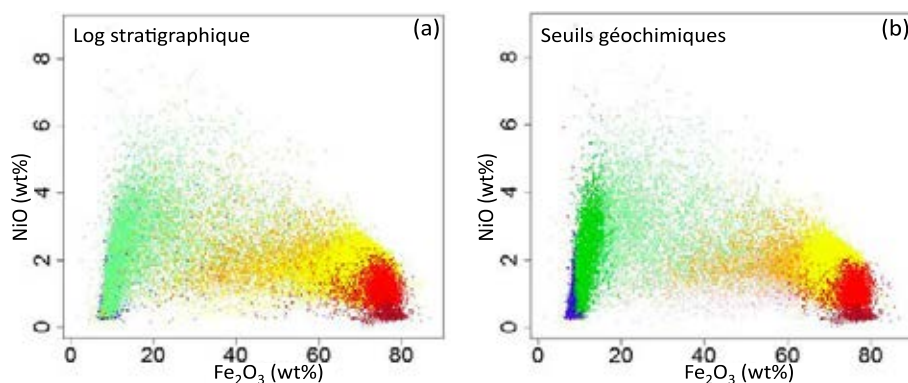


Figure 57 : Teneur en nickel en fonction de l'intensité de l'altération

Légende de la figure 57 : Teneur en nickel en fonction de l'intensité de l'altération (estimée ici par $Fe_2O_3\%$) et la nature des matériaux (bleu : roche mère, vert : saprolite, orange : latérite de transition, jaune : latérite jaune,

rouge : latérite rouge et rouge foncé : cuirasses et pisolites) : a) suivant la nomenclature des miniers (description stratigraphique), b) suivant les seuils géochimiques révélés par le logiciel « R CRAN»

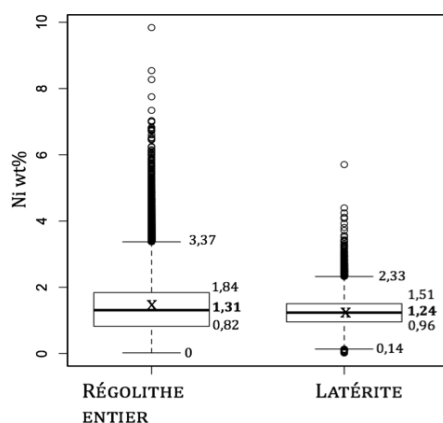


Figure 58 :Teneurs en nickel des échantillons sondés correspondant au régolithe entier ou à la partie latérite définie suivant le critère $MgO/Fe_2O_3 < 0,07$.

Les données sont représentées sous forme de «boîte de dispersion» présentant la moyenne (x), la médiane (trait médian en gras), les premier et troisième quartiles (limites inférieure et supérieure de la boîte), les valeurs adjacentes (traits extérieurs) et les valeurs extrêmes (cercles).

6.3. PERTES ET GAINS RELATIFS (EXEMPLE SUR UN SONDAGE MINIER)

Pour repérer les zones de pertes relatives et d'accumulation des éléments libérés par l'altération dans les sondages du site minier de Goro, des fonctions de transfert ont été calculées (e.g. Brimhall & Dietrich 1987, Brimhall *et al.*, 1991). Ces fonctions de transfert, calculées par rapport à une référence donnée de roche (moyenne ou barycentre de compositions chimiques obtenues dans la roche mère BRK), permettent de mieux discriminer les différents sondages que les simples profils géochimiques. En effet, elles permettent, d'une part, de juger de la mobilité des éléments lors de l'altération supergène et, d'autre part, d'estimer les pertes et les gains relatifs d'un élément donné par rapport à un autre élément considéré comme immobile le long des profils d'altération étudiés. Comme nous allons également le voir, ces fonctions permettent également de juger de l'hétérogénéité lithologique du substrat.

La fonction de transfert compare la concentration (C) d'un élément mobile (j) à celle d'un autre immobile, qualifié d'invariant géochimique (i), dans un niveau d'altération (w) et à une profondeur donnée du profil d'altération à celles déterminées en profondeur dans le protore (p) (BRK). L'équation (1) reliant la fonction de transfert à ces paramètres (fixes dans le protore et variables dans les zones d'altération sus-jacente) est la suivante :

$$\tau_{j,w} = [(C_{j,w} / C_{i,w}) / (C_{j,p} / C_{i,p})] - 1 \quad (1)$$

Cette fonction de transfert nous renseigne ainsi sur les proportions relatives en éléments chimiques qui ont pu être exportés ou accumulés lors du développement vertical des profils d'altération. Dans le cas d'une altération développée sur un substrat rocheux homogène, cette fonction est nulle pour un élément donné lorsqu'il n'y a ni pertes, ni gains. Elle devient négative en cas de pertes (la valeur -1 indiquant la perte totale de l'élément considéré) et positive en cas de gains. Néanmoins dans le cas plus réaliste d'une altération se développant dans un substrat moins homogène, les variations observées le long des profils d'altération peuvent traduire soit des remobilisations sous l'effet de l'altération supergène, soit des hétérogénéités du substrat rocheux (e.g. intrusions à gabbros ou wherlites, veines minéralisées des péridotites). Se pose alors le problème du choix du protore pour le calcul des fonctions de transfert. Pour cette partie du travail, nous avons choisi d'opter pour une composition chimique moyenne des péridotites saines (exsangue de ce fait de zones de minéralisations et d'intrusions à gabbros et wherlites). Ces péridotites présentent en effet de faibles variations statistiques de composition chimique, à tel point qu'il a par exemple été impossible de discriminer les harzburgites des passées ou intrusions à dunites, même si les premières sont connues pour être légèrement plus siliceuses et les secondes plus riches en chromite. Le fer, peu mobile dans ce milieu oxydant, a été sélectionné comme invariant pour le calcul des fonctions de transfert. En effet, les invariants communément utilisés (Zr, Ti ou Th) sont très peu concentrés dans les péridotites, tandis que l'aluminium (également peu mobile) présente des variabilités importantes du fait de la présence de passées à gabbros.

Les variations géochimiques observées sur les données de Goro sont illustrées pour un profil latéritique type dans la figure 59 (59a,b,c : teneurs en éléments en %pds oxydes, 59d,e,f : fonctions de transfert correspondantes). Ce profil a été choisi pour sa concentration moyenne en Ni, et ses forts contrastes de teneurs en Al, Ni, Mn et Co. Les fonctions de transfert permettent de différencier les éléments pratiquement immobiles (Fig. 59a,d : Fe, Al, Cr), des éléments relativement mobiles (Fig. 59b,e : Ni, Mn, Co) et des éléments extrêmement mobiles (Fig. 59c,f : Mg, Si). Elles révèlent que les pertes massives en Mg et Si (Fig. 59c) lors de l'altération latéritique sont compensées par des gains relatifs en Fe, Al et Cr (Fig. 59a) et que la concentration en fer d'un niveau donnée peut nous renseigner sur l'intensité du processus d'altération. Ainsi, dans les niveaux latéritiques, les pertes en Mg et Si sont quasi totales et elles sont souvent plus rapides pour Mg que pour Si. A l'inverse, les gains relatifs en Fe et Cr sont maximaux. Par ailleurs, les passées à gabbros repérées sur les descriptions stratigraphiques des miniers sont marquées par des anomalies positives et très localisées sur les fonctions de transfert de Al (Fig. 59d). Les passées à dunite sont indiquées par des anomalies positives moins affirmées en Cr (Fig. 59d) et les zones minéralisées en éléments métalliques d'intérêt économique apparaissent sous la forme d'anomalies positives sur les fonctions de transferts de Ni, Mn et Co (Fig. 59e).

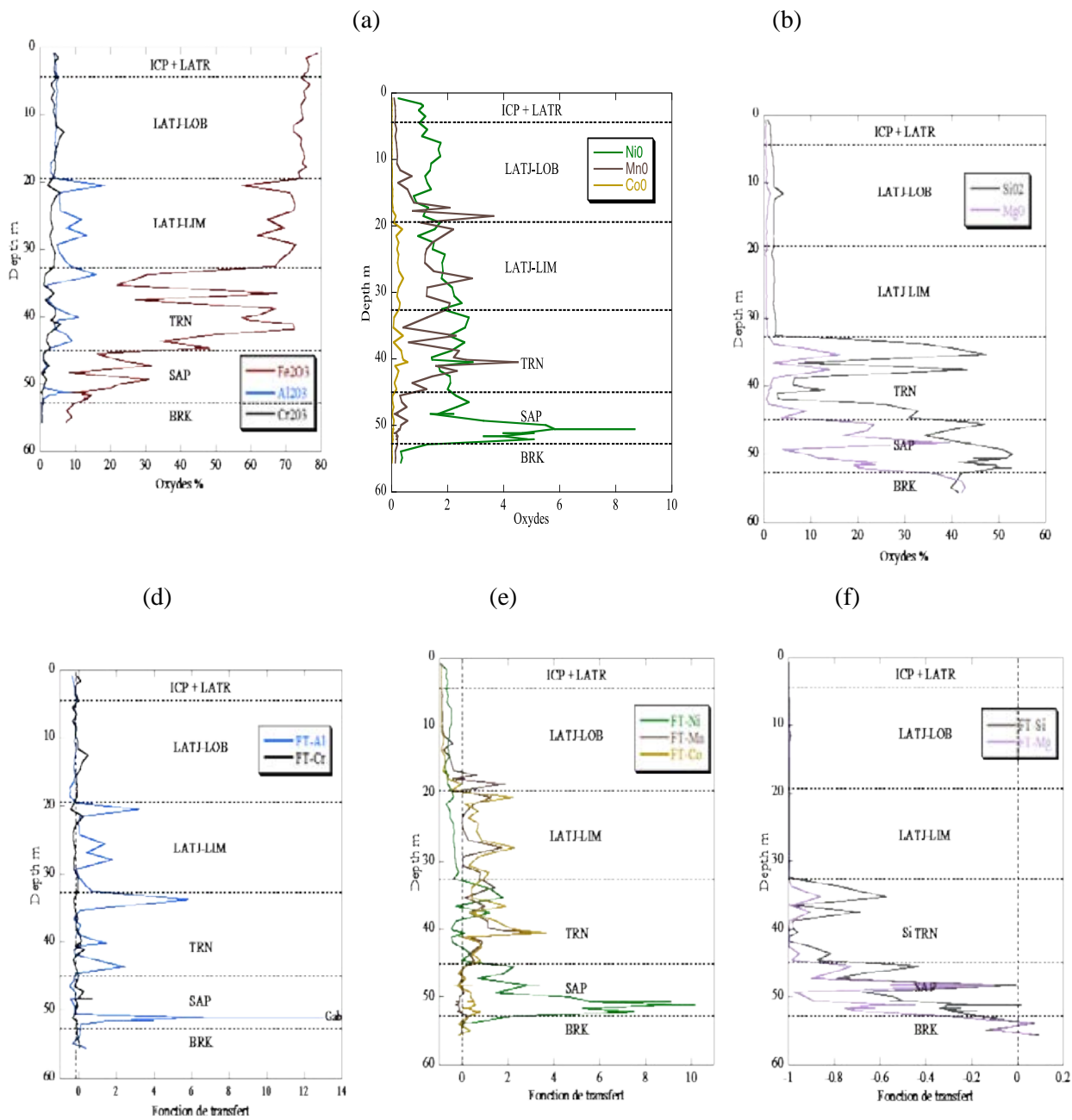


Figure 59 : Distribution des éléments métalliques le long d'un sondage de Goro (a, b, c) et calcul des fonctions de transfert correspondantes (d, e, f)

Excepté quelques pics très localisés pour Al, les fonctions de transfert de Cr et Al (Fig. 59d en noir et bleu, respectivement) ne présentent pas de gains ou de pertes significatifs par rapport à la roche-mère, ce qui signifie que ces éléments ont un comportement similaire à l'élément considéré comme invariant (Fe) et qu'ils peuvent donc être considérés comme immobiles au cours du développement du profil d'altération. Les fortes anomalies positives très localisées pour Al marquent les passées à gabbro (présence de minéraux alumineux par opposition à l'absence de ces minéraux dans la roche-mère péridotitique prise comme référence pour le calcul de ces fonctions de transfert). Ce dernier point souligne l'intérêt de cette approche pour identifier les hétérogénéités de la roche-mère le long des profils d'altération.

La fonction de transfert de Ni (Fig. 59e en vert) présente des anomalies positives dans les niveaux saprolitiques (SAP) qui tendent à s'estomper dans les latérites de transition (TRN) et à disparaître dans les latérites *sensu stricto* (LAT et ICP). Ces anomalies positives traduisent des gains importants de cet élément dans les niveaux saprolitiques par rapport à la roche-mère au cours du développement du profil d'altération. Ces gains sont associés à la présence des veines garniéritiques qui sont très abondantes dans les niveaux saprolitiques et persistent en quantité plus faible sous forme de trames ou lisérés discontinus dans les latérites de transition (Fig. 9). Dans la partie supérieure du manteau d'altération (latérites), la fonction de transfert de Ni présente des valeurs négatives, ce qui indique des pertes de cet élément par rapport à la roche-mère. Ces pertes débutent à la base des latérites jaunes (juste au-dessus des latérites de transition) et elles s'accroissent progressivement vers la surface. Comme nous l'avons déjà signalé (cf Chapitre 2.3), elles résultent d'une expulsion progressive de Ni de la structure de la goethite par des mécanismes cycliques et saisonniers de dissolution / recristallisation au cours de la latéritisation.

Les fonctions de transfert de Mn et Co (Fig. 59e en noir et brun, respectivement) présentent elles aussi des anomalies positives. Elles sont cependant moins affirmées que pour Ni et elles apparaissent surtout plus haut dans les profils d'altération (i.e. dans les latérites de transition et la partie inférieure des latérites jaunes). Comme pour Ni, ces anomalies positives traduisent des gains en Mn et Co par rapport à la roche-mère au cours du développement du profil d'altération. Par analogie avec les veines garniéritiques, ces gains en Mn et Co pourraient résulter d'une plus grande abondance d'oxydes de Mn (notamment les faciès rubannés pour lesquels une origine hydrothermale de basse température a été suggérée). Dans les niveaux saprolitiques et jusqu'à la latérite jaune, les similitudes observées entre les fonctions de transfert du Mn et Co militent pour l'incorporation de ces éléments dans des phases minérales communes, vraisemblablement des phylломanganates de type asbolane. Cette similitude n'est cependant plus de mise dans la partie supérieure des latérites jaunes et dans les latérites rouges, niveaux dans lesquels les fonctions de transfert de Mn et Co affichent des valeurs négatives (Fig. 12e en noir et brun, respectivement). Ces valeurs négatives traduisent une perte de ces éléments par rapport à la roche-mère et donc un lessivage au cours de la latéritisation. Par ailleurs, les valeurs plus négatives des fonctions de transfert de Mn et Co comparées à celle de Ni indiquent que ces éléments sont davantage lessivés au cours de la latéritisation. Ce lessivage plus intense pourrait résulter d'une altération plus poussée des oxydes de Mn comparés aux oxydes de Fe, ce phénomène étant relié à des variations saisonnières du potentiel redox (propices en période réductrice à la dissolution des oxydes de Mn) en lien avec la dynamique de l'eau.

Par opposition aux éléments présentés ci-dessus, les fonctions de transfert de Mg et Si (Fig. 59f en violet et gris, respectivement) traduisent une perte de ces éléments par rapport à la roche-mère dès les premiers stades d'altération (niveau inférieur de la saprolite). Cette perte atteint quasiment sa valeur maximale (-1 sur la fonction de transfert) dès l'entrée dans la latérite de transition. Ces fonctions de transfert soulignent ainsi le très fort lessivage de ces éléments dès les premiers stades du développement du profil d'altération.

6.4. PERTES ET GAINS RELATIFS (BILAN SUR L'ENSEMBLE DU SITE MINIER DE GORO)

Les blocs diagrammes présentés ci-dessous permettent de repérer la géométrie des matériaux à l'échelle du site minier de Goro (Fig. 60a,b) et de relier les principales structures répertoriés à la distribution de Ni (Fig. 61a,b) et de Mn (principal élément associé à Co) (Fig. 61c,d). Les orientations géographiques qui révèlent le mieux ces structures et les concentrations en Ni/Mn correspondent à l'axe d'écoulement de la Kouée (axe A, Fig. 60a et 61a,c) et à une direction sensiblement orthogonale à cette dernière (axe B, Fig. 60b et 61b,d). Ces deux directions (A et B) coïncident avec les deux directions structurales majeures des paysages (principaux linéaments définis par les crêtes et les rivières de la région d'étude). La figure 60a,b révèle la puissance des altérations (jusqu'à 60m de latérite) et les structures en chevron marquant la transition entre les latérites et les saprolites et la roche-mère sous-jacentes. Ces plans structuraux portent les principales minéralisations à Ni (Fig. 61a,b). Les minéralisations à Mn/Co se trouvent quant à elles situées plus haut dans les profils d'altération (Fig. 61c,d).

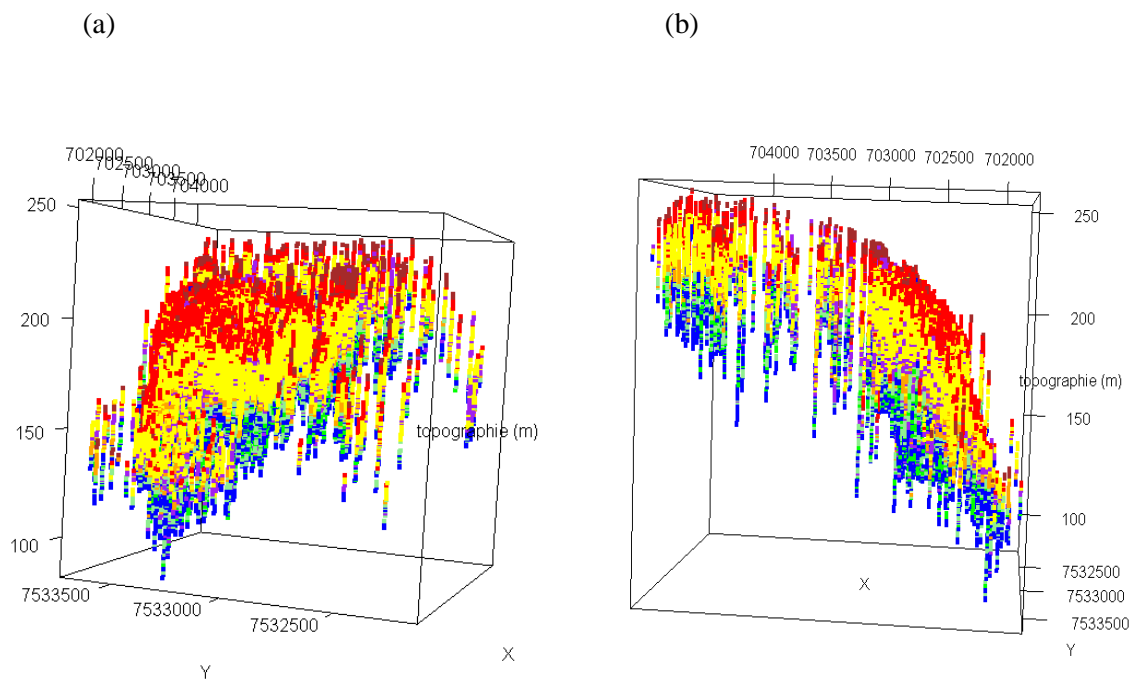


Figure 60 : Distribution des matériaux sur le site minier de Goro

bleu : roche mère, vert : saprolite, violet : gabbros, orange : latérite de transition, jaune : latérite jaune, rouge : latérite rouge et rouge foncé : cuirasses et pisolites) (a) selon l'axe de la rivière Kouée et (b) selon une direction perpendiculaire à cet axe.

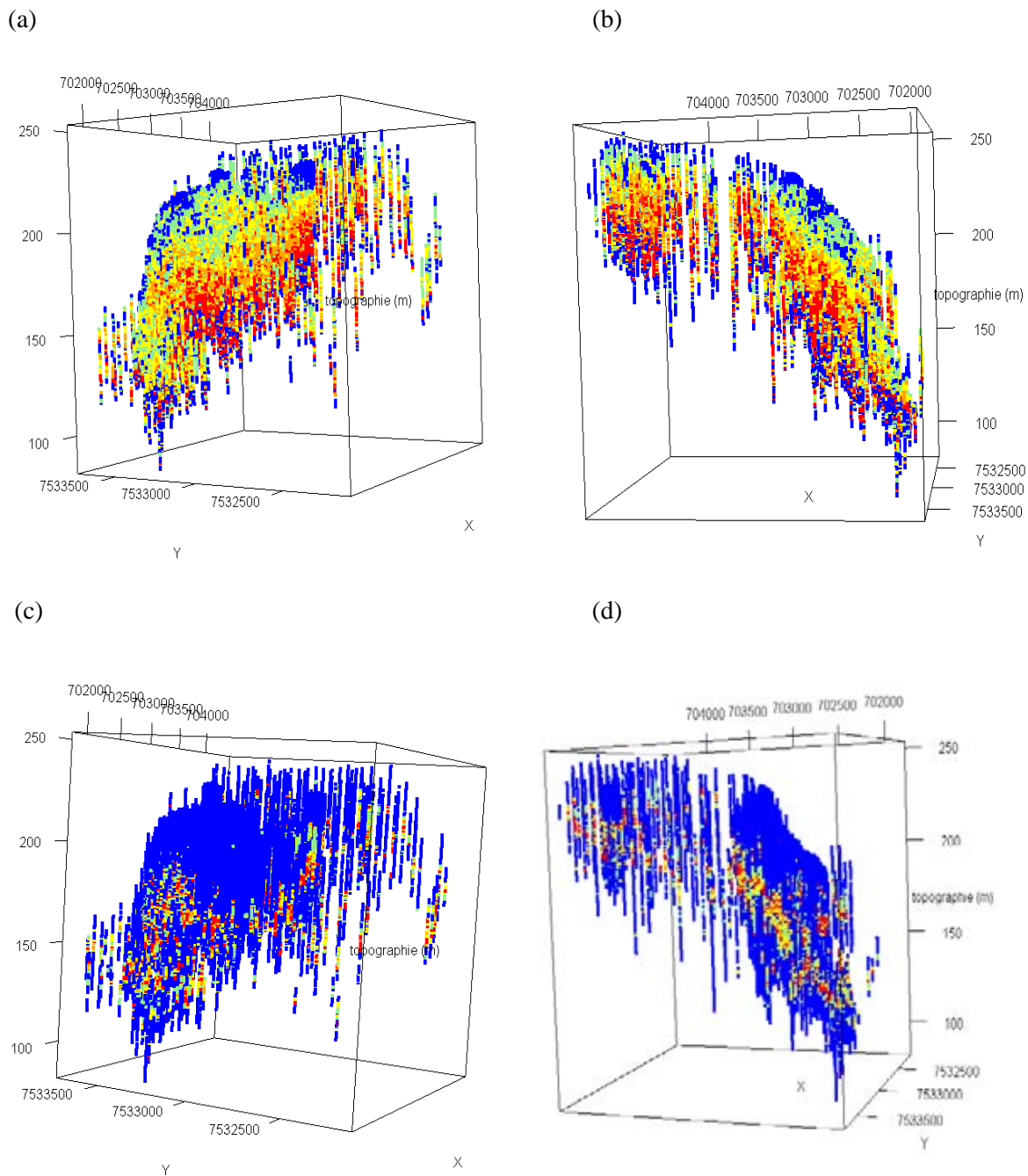


Figure 61 : Distribution du Ni et du Mn sur le site de Goro

(a) et (c) Distribution du Ni (bleu 0-0,8, vert 0,8-1,2, jaune 1,2-1,6, orange 1,6-2 et rouge >2 Ni%) et (b) et (d) du Mn (même échelle de concentration que Ni) sur le site minier de Goro. (a) et (c) selon l'axe de la rivière Kouée et (b) et (d) selon une direction perpendiculaire à cet axe.

Pour Ni, le calcul des fonctions de transfert révèle mieux les anomalies positives (Fig. 62c,d couleurs jaune à rouge) associées à ces plans structuraux (dans les saprolites et latérites de transition, comparer avec Fig. 62a,b) et les pertes progressives (Fig. 62c,d couleurs vert, bleu clair et bleu foncé) dues à l'altération supergène (expulsion du Ni de la structure de la goethite).

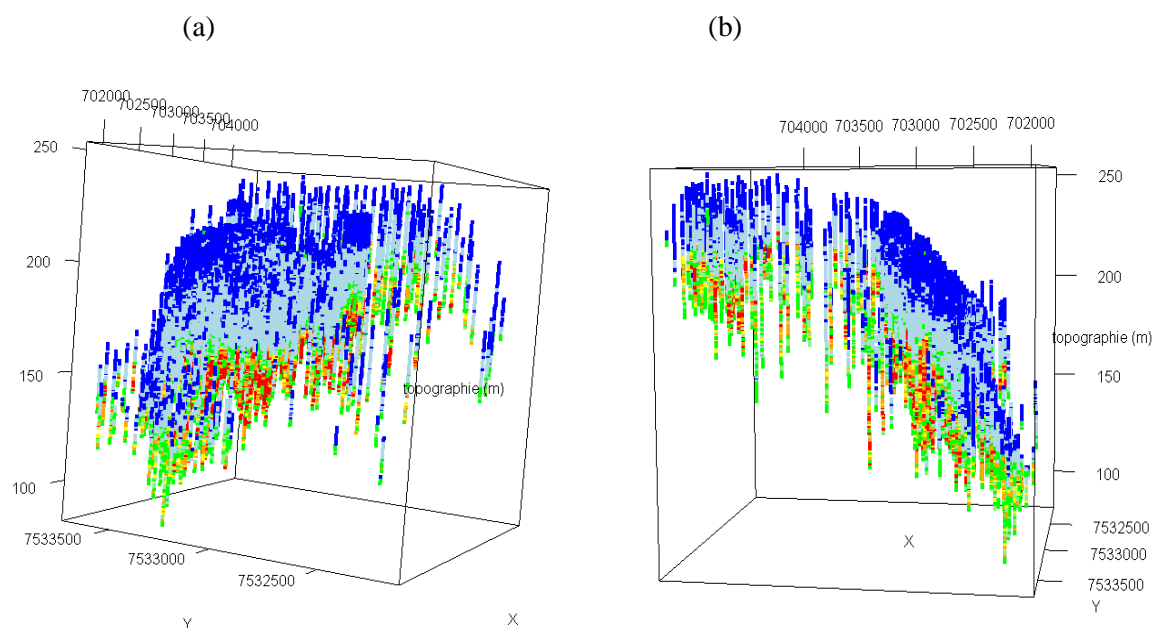


Figure 62 : Pertes (fortes en bleu, moyennes en vert) et gains (forts en rouge, moyens en jaune et orange) en Ni calculés par les fonctions de transfert sur le site minier de Goro (a) selon l'axe de la rivière Kouée et (b) selon une direction perpendiculaire à cet axe

6.5. BILAN GLOBAL DE L'ALTÉRATION (EXEMPLE SUR LE PROFIL Y5 DU KONIAMBO)

Malgré le nombre important de données transmises par VALE sur le site minier de Goro, l'absence de données de porosité (densités apparentes et réelles) ne nous a pas permis de calculer le facteur de tassement des sols (strain). Ce paramètre est cependant nécessaire pour le calcul des bilans de masse qui servent ensuite à estimer les pertes et gains absolus liés à l'altération (Brimhall & Dietrich 1987, Brimhall *et al.*, 1991). Un tel bilan n'a donc pas pu être réalisé sur le site minier de Goro. En revanche, comme nous disposons des données nécessaires sur le profil Y5 du Koniambo, ces calculs ont été réalisés sur ce profil.

Dans un premier temps, la densité apparente des échantillons (ρ_w) a été déterminée selon la méthode décrite par Boivin *et al.* (1991) et la densité réelle (ρ_g) a été mesurée par la méthode du pycnomètre. Ces deux paramètres ont ensuite été utilisés pour calculer la porosité (P) selon l'équation (2) :

$$P = 1 - \frac{\rho_w}{\rho_g} \quad (2)$$

Les résultats obtenus indiquent que la densité apparente (ρ_w) varie très fortement le long du profil Y5 du Koniambo avec des valeurs qui s'échelonnent de 2.9 g.cm⁻³ dans la roche-mère à 0.7 g.cm⁻³ dans les niveaux à box-works (Fig. 63).

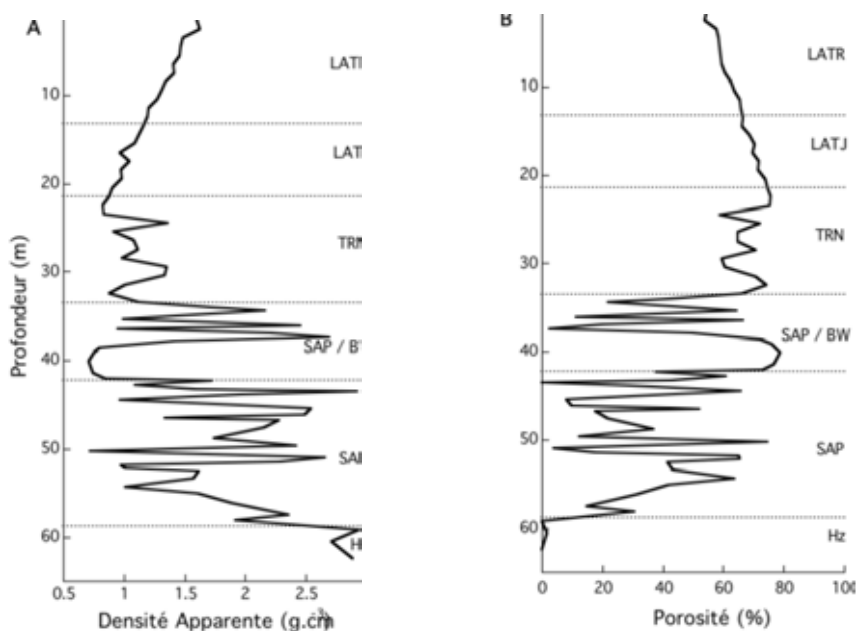


Figure 63 : Evolution verticale de la densité apparente (A) et de la porosité (B) le long du profil Y5 du Koniambo.

Cette dernière valeur est exceptionnellement faible pour des matériaux latéritiques. Cette variation importante de la densité apparente révèle des variations importantes de porosité, ce dernier paramètre pouvant atteindre des valeurs de l'ordre de 78% dans les niveaux à box-works (Fig. 63). Cette valeur maximale de 78% calculée pour la porosité le long du profil Y5 du Koniambo est similaire à celle rapportée par Traore *et al.* (2008) pour des formations latéritiques de la Rivière des Pirogues (Massif du Sud), ce qui suggère qu'elle pourrait correspondre à une valeur seuil au-delà de laquelle la stabilité structurelle des profils

latéritiques ne serait plus assurée et le tassement commencement à s'opérer par effondrement des niveaux sus-jacents. Une fois les valeurs de densité apparente connues, une seconde étape a consisté à calculer le tassement (

□i) des différe

Y5 du Koniambo selon le formalisme proposé par Brimhall et al. (1991) sur la base de l'équation (3) :

$$\varepsilon_i = \frac{\rho_p \cdot C_{i,p}}{\rho_w \cdot C_{i,w}} - 1 \quad (3)$$

avec ρ_w et ρ_p la densité apparente de l'horizon considéré et de la roche-mère (respectivement) et $C_{i,p}$ et $C_{i,w}$ les concentrations de l'élément i considéré comme un invariant géochimique dans l'horizon considéré et la roche-mère (respectivement).

L'élément utilisé comme invariant géochimique pour ces calculs était le fer. Ce choix peut habituel a été dicté par (i) l'absence des éléments classiquement utilisés comme invariants géochimiques dans le cadre de ce formalisme (i.e. titane, zirconium ou hafnium, par exemple), (ii) l'impossibilité d'utiliser l'aluminium car cet élément présente des hétérogénéités lithologiques fortes du fait de son association principale avec les filons de gabbros et (iii) la faible mobilité du fer classiquement reconnue au sein des profils latéritiques.

La valeur du tassement ainsi obtenue pour chaque horizon altéré a ensuite été utilisée pour estimer l'épaisseur de roche-mère nécessaire (H_p) pour produire 1 m d'épaisseur de chacun de ces horizons altérés (H_w), selon l'équation (4) :

$$H_p \cdot \rho_p \cdot C_{i,p} = H_w \cdot \rho_w \cdot C_{i,w} \implies H_p = \frac{H_w}{(1 + \varepsilon_i)} \quad (4)$$

Les résultats obtenus indiquent que le tassement (ε_i) augmente (valeurs négatives et décroissantes) progressivement depuis la base de la saprolite jusqu'au niveau à box-works, puis qu'il chute brutalement lors du passage à la latérite de transition (Fig. 64). L'interface entre ces deux niveaux constitue donc une zone d'effondrement marquée de la structure des horizons du profil. Cet effondrement est relié à l'altération des phyllosilicates qui constituent le réseau serpentineux des box-works et jouent de ce fait un rôle d'ossature pour ces formations. Cette altération des phyllosilicates du réseau serpentineux dans les niveaux de latérite de transition est indiquée par la diminution très significative des proportions de ces

minéraux (voire leur disparition dans certains profils) (Fig. 12). Ce phénomène est probablement à l'origine des affaissements de la surface topographique observés régulièrement sur les plateaux et sur leurs pentes et qui engendrent la formation de dolines (*poljes*) sur les plateaux et génèrent les glissements de terrain ou griffes d'érosion (*Lavakas*) observables sur les rebords de ces plateaux (Genna *et al.*, 2005).

Comme les autres paramètres physiques, l'épaisseur de roche-mère nécessaire pour produire 1 m de matériaux altéré présente une forte variation le long du profil Y5 du Koniambo (Fig. 64). Cette évolution confirme le caractère iso-volumique des premiers stades d'altération de la roche-mère car environ 1 m de cette roche-mère est suffisant pour produire 1 m de saprolite. Ce caractère iso-volumique de l'altération n'est cependant plus respecté dans les niveaux latéritiques. En effet, environ 4 m de roche-mère sont nécessaires pour produire 1 m de latérite de transition. Cette augmentation significative de l'épaisseur de roche-mère nécessaire pour produire 1m de matériau altéré souligne, encore une fois, le tassement important des horizons à l'interface entre saprolite et latérite. L'évolution verticale de l'épaisseur de roche-mère nécessaire pour produire 1 m de matériaux altéré continue d'augmenter vers la surface ou elle atteint une valeur d'environ 6 m de roche-mère nécessaires pour produire 1 m de latérite rouge (Fig. 64).

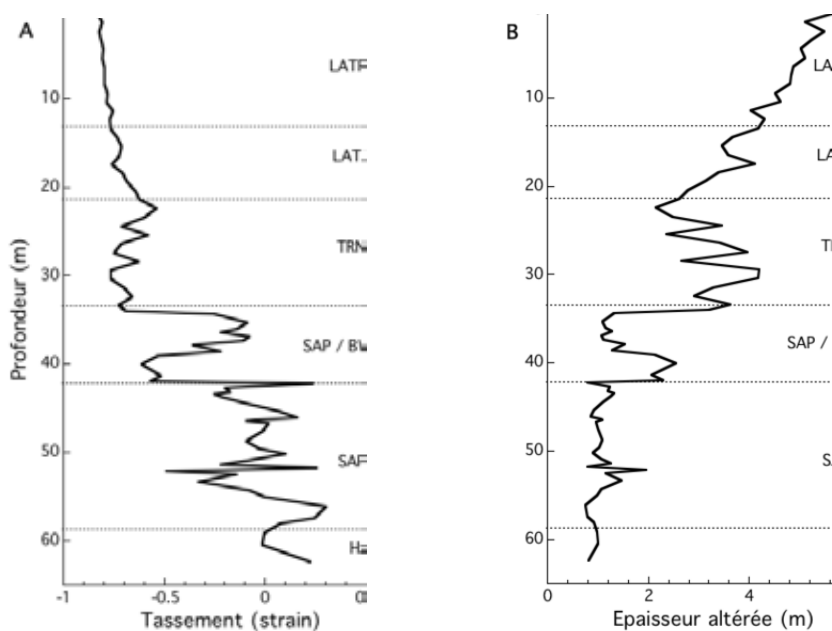


Figure 64 : Evolution verticale du tassement (A) et de l'épaisseur de roche-mère nécessaire pour produire 1m de matériaux altéré (B) le long du profil Y5 du Koniambo.

Au-delà de l'étude de paramètres physiques tels que la porosité ou le tassement, l'approche développée par Brimhall & Dietrich, 1989 et Brimhall *et al.* (1991) permet également d'estimer les flux massiques d'éléments au cours du développement d'un profil d'altération. Pour cela, il est nécessaire de repartir de la fonction de transfert ($\tau_{j,w}$) telle que définie par l'équation (1) au Chapitre 6.3 et d'utiliser ce paramètre dans l'équation (5) :

$$\mu_{j,w} = C_{j,p} \cdot \rho_{j,p} \cdot \left(\frac{\tau_{j,w}}{(1 + \varepsilon_j)^2} \right) \cdot H_w \quad (5)$$

Cette dernière équation indique que le flux massique d'un éléments j à partir d'un horizon d'une épaisseur connue (H_w) est le produit de son stock ($C_{j,p} \cdot r_{j,p}$) dans la roche-mère (p) par sa fonction de transfert ($\tau_{j,w}$), le tout corrigé par un facteur de correction ($1/(1 + \varepsilon_j)^2$) lié au tassement (ou à l'expansion) de l'horizon considéré.

Les résultats obtenus avec cette approche sont présentés dans le Tableau 10. Ces résultats indiquent qu'environ 13% du stock initial de Ni a été exporté hors du profil d'altération lors de sa formation. Cette perte est beaucoup plus importante pour Mg et Si puisqu'elle atteint respectivement 90% et 98% pour ces deux éléments. Ces résultats confirment donc le lessivage très important du magnésium et du silicium au cours du développement des profils d'altération sur péridotites en Nouvelle-Calédonie. Ils confirment également la faible mobilité du nickel, même si une partie de cet élément a globalement été perdue au cours de l'altération des péridotites.

Les résultats pour les éléments présentant un bilan positif indiquent que la formation du profil Y5 s'est accompagnée d'un gain d'environ 3% de Cr, 32% de Co et 99% de Mn. Les gains faibles pour Cr peuvent être associés à l'incertitude de la méthode (notamment en lien avec le choix de l'échantillon de roche-mère servant de référence, compte tenu de l'hétérogénéité des péridotites fracturées) et il semble donc raisonnable de conclure à l'absence de mobilité de cet élément lors de la formation des profils latéritiques sur péridotites en Nouvelle-Calédonie. En revanche, les gains conséquents pour Co et Mn ne peuvent pas être attribués à l'incertitude de la méthode et ils soulignent donc un fort enrichissement absolu de ces éléments lors de la formation des profils latéritiques sur péridotites en Nouvelle-Calédonie. Comme déjà suggéré dans ce rapport (cf. Chapitre 5.3), ce fort enrichissement absolu peut être relié aux processus précoces (possiblement en contexte hydrothermal de basse température) à l'origine de la formation de la première génération d'oxydes de Mn présentant des faciès rubannés et identifiés dans les fissures minéralisées.

Tableau 10 : Flux massiques traduisant les pertes (-) et gains (+) en éléments majeurs et en traces dans les principales unités du profil latéritique Y5 du massif du Koniambo.

		Si	Mg	Cr	Mn	Co	Ni
		-----kg m ⁻² -----					
Laterite (LR,LJ) (0-22m) $\rho_{\text{moy}} = 1210 \text{ kg.m}^{-3}$	Stock lessivé	-131987	-136030	-1407	-370	-78	-1099
	Stock résiduel	+1062	+313	+1412	+442	+68	+479
Roche-mère $H_{\text{ref}} = 105\text{m}$ $\rho_{\text{moy}} = 2910 \text{ kg.m}^{-3}$	Bilan	-135716	-130925	+5	+72	-10	-620
Transition (LAT) (22-34m) $\rho_{\text{moy}} = 1023 \text{ kg.m}^{-3}$	Stock lessivé	-12493	-12876	-133	-35	-7	-104
	Stock résiduel	+148	+36	+126	+457	+49	+85
Roche-mère $H_{\text{ref}} = 10\text{m}$ $\rho_{\text{moy}} = 2910 \text{ kg.m}^{-3}$	Bilan	-12839	-12345	-7	+422	+42	-19
Saprolite (SAP) (34-60m) $\rho_{\text{moy}} = 1630 \text{ kg.m}^{-3}$	Stock lessivé	-41469	-42739	-442	-116	-24	-345
	Stock résiduel	+12591	+9409	+499	+139	+27	+785
Roche-mère $H_{\text{ref}} = 33\text{m}$ $\rho_{\text{moy}} = 2910 \text{ kg.m}^{-3}$	Bilan	-33329	-28878	+57	+23	+3	+440
Bilan Masse Total (0-60m)	Pertes	-181884	-172148				-199
	Gains			+55	+517	+35	

7. MODELES DE MISE EN PLACE DES LATERITES ET DES MINERAIS

7.1. MODÈLE DE MISE EN PLACE DES MINERAIS SILICATÉS MG/NI À DEWEYLITE ET GARNIÉRITE

Dans le modèle classiquement admis dans la littérature la mise en place des minerais silicatés à garniérite est attribuée à l'exhumation de la masse ophiolitique, à sa fracturation et aux processus de latéritisation qui engendrent d'épaisses couvertures latéritiques (e.g. Butt & Cluzel, 2013). Dans ce modèle, le lessivage du nickel de la partie supérieure des profils latéritiques contribuerait à son accumulation dans les fractures des niveaux saprolitiques sous-jacents (modèle *per descensum*). Ce modèle est certes en accord avec les calculs de bilan réalisés sur des profils complets qui révèlent des pertes dans les niveaux latéritiques supérieurs et des gains dans certaines fractures des saprolites, comme cela est illustré au chapitre précédent sur le profil Y5 du Koniambo. Il est également en accord avec les résultats de l'analyse cristallographique des serpentines, talcs, sépiolites et smectites (phyllosilicates 1:1 et 2:1 tri- et di-octaédriques) qui suggèrent une formation dans des conditions de température et de pression similaires à celles classiquement admises pour les processus de latéritisation (conditions plutôt supergènes par opposition à des conditions hydrothermales).

Ce modèle ne permet toutefois pas d'expliquer la séquence des remplissages silicatés (argileux puis siliceux) observée dans le réseau de fracturation de la partie supérieure des massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie. En effet, l'altération des roches ultrabasiques et la mise en place des épaisses couvertures latéritiques sont classiquement reliées à (i) une exportation massive de Mg et Si consécutive à la dissolution des minéraux primaires de la roche (essentiellement l'olivine et le pyroxène, mais également la serpentine) et (ii) à la redistribution et l'accumulation relative dans les profils d'altération des éléments moins mobiles tels que Ni, Co, Mn, Fe et Cr (classés dans un ordre décroissant de mobilité). De ce fait, l'exportation massive de Si consécutive à l'altération initiale des minéraux primaires à la base des profils d'altération (dans la saprolite) est difficilement compatible avec une accumulation tardive de ce même élément dans les remplissages siliceux ultimes du réseau de fracturation portant les minéralisations à Ni. En effet, les niveaux latéritiques qui surmontent les saprolites ne peuvent pas être une source de Si pour ces remplissages siliceux puisqu'ils sont quasiment dépourvus de cet élément. Il est également important de préciser que l'altération latéritique supergène est reliée à une perte en Si, tandis que les minéralisations silicatées à garniérite sont à l'opposé associées à une accumulation séquentielle de ce même élément dans réseau de fracturation des formations péridotitiques (la teneur relative en Si augmente le long de la séquence serpentine, talc, sépiolites, quartz). De plus, le modèle *per descensum* ne permet pas d'expliquer la ségrégation de Mg et Ni dans les plages blanches (deweylite) et vertes (garniérite) du réseau de fracturation qui portent de telles minéralisations. En particulier, la distribution aléatoire des plages vertes à garniérite dans ce réseau de fracturation et la présence fréquente de halos verts d'échelle

métrique dans les remplissages les plus fins ne peuvent être expliquées par de seuls écoulements gravitaires d'eau météorique. Enfin, le caractère syn-tectonique et polycyclique des remplissages suggérant une formation sous de fortes pressions (réactivation de failles et de zones de cisaillement pré-existantes, production de brèches, développement secondaire de réseaux maillés de fractures orientées perpendiculairement aux principaux plans de fracturation) est difficilement compatible avec des processus continus dans le temps, tels que ceux évoqués pour expliquer la diminution des teneurs en nickel vers le sommet des profils latéritique (processus de dissolution et de recristallisation des oxydes de fer au cours de la latéritisation).

Toutes ces considérations nous amènent à poser la question de la validité du modèle *per descensum*, communément admis dans la littérature, et notamment de sa capacité à expliquer la séquence de remplissages et d'assemblages de minéraux observée dans les zones minéralisées des massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie, à savoir : serpentine cristalline, serpentine cryptocristalline, talc cryptocristallin, sépiolite et quartz.

Les résultats des travaux engagés dans le cadre de ce projet CNRT nous conduisent ainsi à proposer un modèle alternatif qui expliquerait de façon plus simple et plus logique cette séquence de minéraux. Ce modèle alternatif repose sur une altération précoce du réseau serpentiniteux, et non plus de la roche-mère harzburgitique comme cela est proposé dans le modèle *per descensum*. Cette altération précoce du réseau serpentiniteux serait associée à la réactivation de failles anciennes des massifs péridotitiques et elle entraînerait une exportation séquentielle de Mg, une redistribution localisée de Ni (générant ainsi des plages blanches à dweylites et des plages vertes à garniérites) et une accumulation relative de Si durant des périodes successives d'activités tectoniques. La principale différence de ce modèle alternatif avec le modèle *per descensum* est donc qu'il n'est plus additif (apport de Ni dans la saprolite par lessivage de la latérite) mais soustractif (export massif de Mg depuis la saprolite et enrichissement relatif et redistribution de Ni et Si). Une autre différence de ce modèle alternatif avec le modèle *per descensum* est qu'il remet en cause la formation de serpentine nickélicifère dans des conditions supergènes car il considère, à l'opposé, que les serpentines cryptocristallines identifiées dès les premières phases de remplissages des fractures sont des résidus d'altération des serpentines cristallines observées dans le réseau serpentiniteux (noir à gris verdâtre) avoisinant. Ce point est en accord avec le fait qu'aucune des veines étudiées dans le cadre de ce travail ne contenait de serpentines nickélicifères (absence de solutions solides Mg/Ni pour les serpentines cryptocristallines). Il est également en accord avec les résultats des analyses isotopiques réalisées sur les serpentines primaires du réseau serpentiniteux des péridotites et sur la séquence de remplissages argileux des amas minéralisés à Ni qui soulignent une baisse progressive et significative de la température depuis les remplissages les plus précoces (environ 120°C) jusqu'aux plus tardifs qui se sont vraisemblablement mis en place à température ambiante (en particulier pour les sépiolites). Cette diminution de la température est associée à une contribution d'eau météorique à l'altération du réseau serpentiniteux.

Par ailleurs, le modèle alternatif propose que ce soit l'altération des serpentines cryptocristallines qui ait conduit à la formation de talcs microcristallins et, lorsque les solutions d'altération sont épuisées en cations tels que Mg et Ni, à la cristallisation du quartz. Ces différentes transformations minérales sont représentées par une série de réactions qui

soulignent le développement d'une certaine alcalinité dans les solutions d'altération. Cette alcalinité est favorable à la formation de la sépiolite. Les failles contenant ce minéral sont toutefois peu fréquentes en Nouvelle-Calédonie (région de Thio, essentiellement) car l'ouverture du système d'altération limite le développement de cette alcalinité par lessivage. Néanmoins, dans des environnements plus confinés, l'alcalinité peut se maintenir et les conditions sont alors favorables à la formation de la sépiolite (qui apparaît alors en position intermédiaire entre le talc cryptocristallin et le quartz dans les remplissages).

Ainsi, le modèle alternatif proposé suggère que la mise en place des corps minéralisés du réseau majeur de fracturation des péridotites a vraisemblablement eu lieu à des périodes géologiques où le manteau d'altération latéritique était peu développé (sans doute réduit au saprock). Ces corps localement minéralisés en Ni sont néanmoins limités à la partie supérieure du réseau de fracturation des massifs, tandis que les accumulations résiduelles de silice peuvent s'observer sur l'ensemble des zones de fracturation de ces massifs (parfois de façon localisée et sur de grandes épaisseur, formant ainsi de véritables murs de silice). Ceci s'explique par le fait que le modèle alternatif proposé n'exclut pas une contribution de l'altération des silicates (essentiellement olivines) des noyaux péridotitiques jouxtant les réseaux serpentiniteux de ces roches à la formation des corps minéralisés, comme le propose le modèle *per descensum*. La différence entre les deux modèles est que cette contribution serait beaucoup plus tardive dans le cas du modèle alternatif et qu'elle n'aurait participé qu'à la mise en place des remplissages essentiellement siliceux. Selon le modèle alternatif proposé, la latéritisation n'aurait donc contribué que très tardivement à la mise en place des remplissages siliceux observés dans le réseau de fracturation généré par l'activité tectonique. Cette interprétation est supportée par le fait que les oxydes de fer (goethite) étroitement associés au quartz sont uniquement observés dans les remplissages siliceux bruns les plus tardifs. Cette hypothèse d'une altération précoce de serpentines cristallines en talcs cryptocristallins (voire en sépiolite) susceptibles d'incorporer des quantités importantes de Ni (plages à garniérites) et d'une contribution très tardive de la latéritisation à la mise en place des remplissages siliceux est en accord avec l'appartenance des corps minéralisés à la plus vieille surface géomorphologique des paysages latéritiques de Nouvelle-Calédonie qui a vraisemblablement été disloquée lors de mouvements épirogéniques et formé les différents blocs tectoniques reconnaissables de nos jours.

La seule question qui reste non résolue à ce jour en lien avec le modèle alternatif proposé concerne le facteur environnemental à l'origine de l'exportation massive du Mg et à l'accumulation très localisée du Ni dans les plages garniéritiques du réseau de fracturation supérieure des péridotites. Dans un premier temps, des différences locales de température au sein de la masse ophiolitique en cours de refroidissement suite à son exhumation ont été envisagées car les plages à deweylites contiennent des phases généralement mieux réorganisées (rubanements plus abondants dans les talcs cryptocristallins) que les garniérites (maintien du désordre cristallin dans les talcs cryptocristallins). Cependant, cette hypothèse semble en désaccord avec les résultats des analyses isotopiques qui proposent des températures de formation sensiblement identiques pour les phyllosilicates 2:1 (talcs cryptocristallins et sépiolites) magnésiens et nickélifères. Cette question reste donc ouverte.

7.2. MODÈLE DE MISE EN PLACE DES LATÉRITES NICKÉLIFÈRES ET DES MINÉRAIS OXYDÉS À NI

Le modèle alternatif proposé pour expliquer la mise en place des minéralisations silicatées Mg/Ni à deweylites et garniérites à une implication importante sur le modèle global de mise en place des latérites nickélifères, et de ce fait, sur les modèles gîtologiques susceptibles d'expliquer l'individualisation des deux autres types de minerais : (i) les minerais silicatés à smectites ferrifères et (ii) les minerais oxydés à goethite. Ce modèle global peut être schématisé par deux grands stades d'altération et par des conditions de drainage variables d'un site à l'autre (i.e. par des capacités variables à l'exportation des éléments libérés par l'altération).

Le premier stade est, comme nous venons de l'expliquer au chapitre précédent, associé à l'altération précoce du réseau serpentineux majeur lors d'épisodes tectoniques successifs post-obduction. Le second stade est, quant à lui, attribué à une latéritisation massive de la masse ophiolitique qui se propage préférentiellement depuis les zones intensément fracturées et minéralisées de cette masse. Il est unanimement reconnu que les processus de latéritisation exploitent de préférence les zones de faiblesse de la roche (en particulier les zones de fracturation). Sur le site de Poro, nous avons pu ainsi montrer que l'altération préférentielle de l'encaissant à harzburgite était reliée à une intense fracturation et minéralisation (minerais quadrillés) de veines à serpentines alors que les nombreuses boules à dunite de cet encaissant étaient quasiment dépourvues de telles minéralisations et préservées de l'altération supergène (ces boules peu serpentinisées se retrouvent dans les niveaux latéritiques sus-jacents). Ainsi, les zones les plus riches en olivine (principale phase minérale porteuse de Ni dans les péridotites) seraient les moins altérées, alors que la séquence d'altérabilité des minéraux laisse supposer le contraire (Goldich, 1938). Ce constat montre qu'une meilleure connaissance de la structuration de l'ophiolite s'avère nécessaire pour mieux comprendre la mise en place des minéralisations primaires à deweylites et garniérites.

Nos observations de terrain indiquent par ailleurs que l'altération supergène exploite de préférence les interfaces entre les veines minéralisées et l'encaissant péridotitique. Ainsi, dans la deuxième étape du modèle proposé, la latéritisation préserve dans un premier temps les réseaux majeurs de fracturation portant les veines serpentinisées et minéralisées de la roche. Elle se propage, à l'inverse, dans les corps péridotitiques adjacents délimités par ce réseau de fracturation. Cette évolution différentielle contribue à une altération en boule qui a été observée dans la plupart des massifs prospectés. Elle contribue également à la diminution progressive de la taille de ces boules de la base vers la partie supérieure des niveaux saprolitiques concernés, comme déjà observé dans d'autres contextes latéritiques (Buss *et al.*, 2008; 2013). Cette altération différentielle explique notamment (i) la conservation des passées serpentinisées et minéralisées qui portent les minéraux silicatés Mg/Ni et les veines siliceuses à la base des profils d'altération (plus particulièrement dans le saprock), et (ii) la disparition progressive de ces passées dans les niveaux latéritiques sus-jacents du fait de l'intensification des processus de latéritisation. En conséquence, cette altération des massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie en deux grandes étapes (d'abord focalisée sur le réseau majeur de serpentinitisation, puis sur l'encaissant

péridotitiques) montre que ce sont les minéralisations silicatées Mg/Ni (deweylite/garniérites) qui «nourrissent» les latérites et non le contraire, comme cela est généralement proposé dans la littérature. Dans les niveaux oxydés des latérites, la richesse des minerais oxydés à Ni dépend étroitement de l'abondance des phases résiduelles issues de ces minéralisations primaires, mais également et plus particulièrement, de l'abondance des phases nickélicifères à garniérite (les zones à deweylites ne contribuant pas à cet enrichissement). Ce point a été en particulier constaté dans les latérites de transition des massifs péridotitiques de la région de Poro (jusqu'à 2,2% pds de Ni) qui hébergent les fameux minerais quadrillés.

Si cette relation de cause à effet peut être généralisée à l'ensemble des massifs péridotitiques bien drainés qui sont nettement majoritaires en Nouvelle-Calédonie (superposition de minerais silicatés à garniérites et de minerais oxydés à goethite), elle doit par contre être modulée pour les massifs moins bien drainés, tels que les klippes ultrabasiques de la bordure Nord Ouest de l'île (Tiébaghi et Poum). En effet, dans ce contexte de faible drainage, la réduction de la capacité des nappes à exporter les éléments dissous est propice à la mise en place de minerais silicatés à smectites ferrifères. Ces derniers ont été peu étudiés dans le cadre de ce projet faute de temps et de moyens. Ces minerais silicatés à smectites ferrifères sont de deux types.

Le premier type de minerai silicaté smectitique est présent à la base des profils d'altération. Il correspond au « *minerai moutarde* » des miniers et s'observe au-dessus (ou à l'amont) de pièges structuraux généralement ménagés par le réseau de facturation des péridotites qui, comme nous l'avons vu, porte les minéralisations primaires à garniérites. Ces deux types de minerais silicatés, s'observant sensiblement à la même place à la base des profils d'altération, ont généralement été regroupés et qualifiés par les miniers de « *minerais silicatés saprolitiques* », voire par extrapolation et abus de langages de « *minerais garniéritiques* ». Ils devraient en fait être bien dissociés car leurs modes de mise en place sont très différents (altération précoce à garniérite en milieu bien drainé pour les garniérites et altération secondaire supergène en milieu confiné pour le « *minerai moutarde* »). En outre, ces deux types de minerais silicatés diffèrent également par la nature des phases porteuses de Ni et de leur relation avec les phases néoformées à oxydes de fer, (phyllosilicates trioctaédriques Mg/Ni de la famille des talcs et sépiolites dépourvus de fer pour les garniérites et phyllosilicates dioctaédriques Fe/Al de la famille des smectites intimement associés aux oxydes de fer pour le « *minerai moutarde* »). Le « *minerai moutarde* » à smectites ferrifères est peu développé dans les massifs bien drainés de Nouvelle-Calédonie où sa localisation est limitée aux racines ou pièges structuraux des niveaux saprolitiques les plus profonds. Il peut, à l'inverse, délimiter des réservoirs minéralisés très épais dans les massifs mal drainés (i.e. exemple de Thiébaghi).

Le second type de minerai silicaté smectitique est associé à des faciès lithologiques très hétérogènes et contrastés, et plus particulièrement à des passées plus alumineuses (faciès à gabbro) et à lherzolite dans la séquence ophiolitique avec des niveaux enrichis en pyrite et en sidérite probablement d'origine secondaire. Particulièrement abondantes à Thiébaghi dans des bancs souvent redressés et entrecroisés, ces minéralisations à smectites (dominance de montmorillonite Al) s'observent jusqu'en surface dans des horizons à Gley et des horizons superficiels sulfatés acides, riches en matière organique (horizon superficiel acide HSA des miniers).

8. CONCLUSION GENERALE

Les travaux entrepris dans le cadre de ce projet CNRT “Analyse fine des minerais latéritiques de Nouvelle-Calédonie” se sont appuyés sur des observations de terrain et sur des investigations pétrographiques, minéralogiques, géochimiques et isotopiques entreprises sur des massifs péridotitiques préalablement resitués dans un contexte géodynamique et géomorphologique bien précis, lié à la mise en place et à l’altération de l’ophiolite calédonienne. Comme pour le projet CNRT « Nickal », nous avons proposé dès le lancement du projet d’aborder le problème de la mise en place des amas minéralisés à Ni et Co à l’ensemble des profils d’altération et de ce fait de ne pas dissocier les minerais oxydés (composés pour l’essentiel d’oxydes de Fe et dans une moindre mesure d’oxydes de Mn) de la partie supérieure des latérites nickélifères de Nouvelle-Calédonie des minerais silicatés de la base de ces latérites.

La prépondérance d’environnements bien drainés explique la prédominance de minerais silicatés à garniérites (phyllosilicates trioctaédriques 1:1 et 2:1 de la famille des serpentines, talcs et sépiolites) et de minerais oxydés (composés pour l’essentiel d’oxydes de Fe, mais également dans une moindre mesure, d’oxydes de Mn) dans les massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie. Bien qu’on les trouve en grande abondance dans les massifs de Thiébaghi et de Poum de la partie Nord-Ouest de la Grande-Terre, les minerais silicatés à smectites Fe/Al, également porteuses de Ni, sont moins fréquents dans ces massifs péridotitiques. Nous les avons peu étudiés faute de temps et de moyens. Nos travaux se sont de ce fait polarisés sur deux environnements géomorphologiques bien distincts hérités de l’émergence, de la fracturation, du démantèlement et de l’altération de la nappe ophiolitique, à savoir: (i) les massifs surélevés (klippes) de la partie centrale et Nord du territoire et (ii) les pénéplaines de la partie Sud-Est du massif du Grand Sud. Les minéralisations à Ni et Co observées dans des profils d’altération très épais (jusqu’à 100m d’épaisseur) sont associées à ces surfaces anciennes qui ont été protégées de l’érosion par d’épaisses formations cuirassées. Le démantèlement de ces cuirasses est toutefois important dans les klippes du Centre et du Nord du territoire, et des profils remaniés et tronqués sont observés sur les rebords de plateaux. Ce démantèlement est plus limité dans les pénéplaines du Sud qui abritent de ce fait de très grandes superficies de minerais oxydés.

La démarche scientifique adoptée dans le cadre de ce projet a consisté dans un premier temps à étudier les changements de spéciation de Ni dans des profils d’altération complets représentatifs des latérites nickélifères bien drainées des klippes du Nord (sondage Y5 du mont Koniambo) et des pénéplaines du Sud (sondages S4 et S78 du site minier de Goro). Cette première étape de nos travaux a fait appel à des outils de spectroscopie du solide, et plus particulièrement à la spectroscopie d’absorption des rayons X sur rayonnement synchrotron qui permet de quantifier la contribution des différentes phases minérales au stockage des éléments étudiés (Ni, Co et Mn, pour ce qui nous concernait) dans divers environnements. Les résultats obtenus pour le nickel montrent que cet élément est essentiellement porté par les silicates (olivine) et phyllosilicates (serpentine) dans la roche

mère. Dans les saprolites, le nickel est incorporé dans des phyllosilicates et dans des oxydes de Fe (goethite) dont la proportion relative augmente avec le degré d'altération des matériaux saprolitiques. L'analyse détaillée des spectres EXAFS montre par ailleurs une distribution différente de Ni dans le réseau cristallin des phyllosilicates de la roche-mère (distribution aléatoire) et dans celui des phyllosilicates de la saprolite (ségrégré). Ce changement de mode de distribution et de concentration de Ni suggère l'existence de deux générations de phyllosilicates. La première, qui se serait formée à plus haute température, serait associée à la serpentinisation de la croûte océanique (contexte anté-obduction). La seconde, qui se serait formée à plus basse température, serait associée à l'altération post-obduction de la nappe ophiolitique. Enfin, les résultats de l'étude de la spéciation de Ni indiquent que c'est essentiellement la goethite qui contribue au stockage de cet élément dans les latérites qui surmontent les saprolites. Toutefois, une quantité non négligeable de Ni (jusqu'à 30% de la fraction totale) peut également être incorporée dans des oxydes de manganèse (essentiellement des phylломanganates de la famille des asbolanes et des lithiophorites), ces derniers étant observés à différents endroits dans les profils d'altération (essentiellement dans les latérites de transition et les latérites jaunes).

Les résultats de cette première partie de l'étude nous ont amenés à nous interroger sur la nature réelle des phyllosilicates et phylломanganates identifiés comme des phases porteuses importantes de Ni et sur les contextes pétrographiques et gîtologiques susceptibles de leur être associés. Cette seconde partie du travail nous a amenés à étudier la cristallogénèse des amas minéralisés à Ni et Co sur un plus grand nombre de sites miniers pour nous assurer de la représentativité des faciès identifiés à l'échelle des massifs péridotitiques du territoire et pour mieux comprendre leur(s) mode(s) de mise en place.

Les amas minéralisés Mg/Ni à deweylite et garniérite correspondent à des phyllosilicates trioctaédriques 1:1 et 2:1 de la famille des serpentines, des talcs et des sépiolites. Ces phyllosilicates constituent les phases porteuses majoritaires de Ni dans les unités saprolitiques des massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie. Ils sont présents dans la partie supérieure du réseau de fracturation des péridotites. Ce réseau de fracturation a été particulièrement bien étudié sur différents sites miniers par l'équipe du projet Nickal qui a également noté la nature des remplissages (argileux blancs à verts et siliceux). De nombreuses études (e.g. Cluzel & Vigier, 2008; Butt & Cluzel, 2014; Villanova-de-Benavent *et al.*, 2014) ont signalé un contrôle tectonique majeure dans la mise en place de ces amas minéralisés Mg/Ni à deweylite et garniérite. Les résultats de nos travaux sont en accord avec ces études puisqu'ils relient la formation de ces amas minéralisés à l'altération des épontes serpentineuses du réseau de fracturation, à la remobilisation précoce de Ni (individualisation de plages blanches et vertes dans le réseau de fracturation), ainsi qu'à la production d'une succession de remplissages argileux puis siliceux, générés au cours de différents épisodes tectoniques. Trois séquences de remplissages ont notamment pu être identifiées: (i) remplissage argileux (blanc dans les plages à deweylite, vert olive dans les plages à garniérite) constitué d'un mélange intime de serpentines cryptocristallines et de talcs cryptocristallins, (ii) remplissage argileux (blanc laiteux dans les plages à deweylite, turquoise dans les plages à garniérite) à nette dominance de talcs cryptocristallins, et (iii) remplissage siliceux de coloration grise, puis brune, composé essentiellement de quartz microcristallins (associés à des goethites dans les remplissages bruns les plus tardifs) et de quartz géodique au centre des zones de fracturation (présence fréquente d'un vide central).

Dans certaines veines minéralisées (peu nombreuses en Nouvelle-Calédonie), les talcs microcristallins sont remplacés par des sépiolites. Cette séquence de minéraux (serpentes, talcs cryptocristallins, sépiolite et quartz) est identique à celle établie récemment par Gali *et al.* (2012) en utilisant une approche thermodynamique. Elle traduit un accroissement séquentiel de l'activité en silice des différentes solutions d'altération aux cours de trois épisodes tectoniques majeurs. Les résultats de l'étude cristallographique et cristalochimique (DRX, ATD-ATG, MEB-MET, microsonde électronique) des phases minérales composant ces différents remplissages suggère que les serpentines cryptocristallines sont des résidus d'altération des serpentines cristallines observées à la bordure des veines minéralisées et que ces serpentines cryptocristallines sont elles-mêmes graduellement remplacées par des talcs cryptocristallins. Ces résultats indiquent par ailleurs que ce sont les talcs cryptocristallins qui sont les principaux porteurs de Ni (en particulier dans les plages à garniériste). Les résultats des analyses isotopiques suggèrent, quant à eux, une origine météorique pour les fluides associés à ces remplissages en indiquant une baisse progressive de la température des solutions d'altération depuis environ 160°C pour les serpentines cristallines des épontes à la température ambiante pour la sépiolite ou le quartz. Les amas minéralisés Mg/Ni à deweylite et garniériste sont de ce fait précoces puisqu'ils sont attribués au refroidissement de la masse ophiolitique et à des épisodes tectoniques post-obduction. Ils sont plus ou moins abondants d'un massif à l'autre. Particulièrement bien préservés dans les failles du saprock (transition entre roche et saprolite), ils restent dominants dans le réseau majeur de fracturation des saprolites et se retrouvent sous forme de résidus dans les latérites de transition sus-jacentes. Les pôles nickélifères de ces amas (i.e. les garniéristes) peuvent de ce fait contribuer significativement à la minéralisation des latérites sus-jacentes (en particulier lorsque les plages à garniéristes y sont abondantes). Toutefois, cette minéralisation des minerais oxydés reste très localisée (à la base des latérites et à l'aplomb des zones de fracturation) et elle-même reliée à l'extension latérale des latérites de transition et à la présence dans ces derniers de résidus de garniériste.

Les amas minéralisés Ni/Co, brun foncé à noirs, sont attribués à des oxydes de Mn de la famille des phyllo-manganates (principalement lithiophorite, asbolane et birnessite). Ces amas s'observent essentiellement dans les latérites de transition, mais également dans les latérites jaunes sus-jacentes. Par rapport aux phyllosilicates des amas minéralisés Mg/Ni à deweylite et garniériste, ils peuvent de ce fait se retrouver plus haut dans les profils d'altération (en l'occurrence dans les latérites jaunes, alors que les résidus de phyllosilicates ont disparus). Deux générations de phyllo-manganates ont pu être identifiées dans les sites étudiés. La première est observée dans des fractures, parfois entrecroisées (box-work). Ces phyllo-manganates présentent un faciès rubané bien affirmé, attribué à une séquence minérale bien précise qui se répète de la périphérie vers la partie centrale des fractures (jusqu'à quatre zones rubanées). Cette séquence minérale correspond aux zonations à dominance de birnessite puis de lithiophorite et enfin d'asbolane. Au fort grossissement, les asbolanes s'observent sous forme de fines cloisons (2µm) entrecroisées (micro box-work) présentant de nettes excroissances vers la partie centrale du vide central des fractures (cloisons plus lâches fibro-radiées). La composition chimique de ces phyllo-manganates (avec en particulier la présence de K dans les phases à birnessite alors que l'encaissant latéritique est connu pour en être particulièrement dépourvu) et leur habitus (zonation de phases riches en Al, K puis Ni, distribution fibro-radiée ou en box-works des phases riches en Ni) suggèrent une origine hydrothermale (plutôt basse température) pour cette première

génération d'oxydes de Mn. La deuxième génération de phylломanganates correspond à des phases cryptocristallines intimement associées aux oxydes de Fe. Ces phylломanganates résultent très vraisemblablement d'une altération supergène des faciès précédents à lithiophorite, birnessite et asbolane, d'une redistribution des éléments dissous et d'une recristallisation d'oxydes de Mn secondaires lors des processus de latérisation. Comme pour les phyllosilicates Mg/Ni, ces différents faciès à oxydes de Mn sont particulièrement abondants dans les latéries de transition et à l'aplomb des zones intensément fracturées et minéralisées des péridotites. Le CNRT nous a accordé une année supplémentaire pour mieux définir la nature et la cristalochimie de ces deux générations d'oxydes de Mn, et notamment leur rôle dans le piégeage du cobalt le long des profils latéritiques.

La mise en place des minerais oxydés est attribuée à l'altération supergène (latérisation en milieu tropical). Cet aspect de notre étude a été abordé en couplant des approches pétrographiques, minéralogiques et spectroscopiques à des calculs de transferts et de bilans de masse entrepris sur le site minier du Koniambo (sur un sondage) et de Goro (sur un ensemble de 10.000 sondages). Le calcul des fonctions de transferts (permettant d'estimer les pertes et gains relatifs en éléments) montre que l'exportation massive de Mg et Si lors des processus secondaires de latérisation est couplée à une accumulation résiduelle d'éléments traces métalliques (principalement Cr, Al, Ni, Mn et Co). Ces pertes considérables de matières ont été reliées, d'une part, à des changements importants de spéciation des éléments métalliques, et d'autre part, à des transformations texturales et structurales majeures associées à la mise en place des principaux niveaux latéritiques. L'altération préférentielle des silicates (olivine et pyroxène), puis des phyllosilicates (serpentes et phyllosilicates Mg/Ni des amas minéralisés), et leur remplacement par des oxydes de fer mal cristallisés (essentiellement goethites nickélicifères, la production d'argiles smectitiques étant limitée dans les profils bien drainés étudiés), s'amorcent dans les niveaux saprolitiques et s'amplifient dans les latérites de transition pour atteindre leur maximum dans les latérites jaune, puis rouge, qui les surmontent. La disparition progressive du réseau de serpentinitisation (plus ou moins minéralisé) devient importante dans les latérites de transition. Le maintien des structures de la roche dans des matériaux qui deviennent extrêmement poreux ne peut plus être assuré et ces structures s'effondrent. Ces systèmes karstiques donnent ainsi lieu à des phénomènes de tassement et de glissement de terrain ainsi qu'à des remplissages de galeries qui peuvent également être associés au comportement thixotropique de ces matériaux (aptitude à se liquéfier à forte hydratation). Ces phénomènes, bien identifiés sur le terrain, nous ont permis de reconnaître différents faciès d'altération pour les niveaux latéritiques (cf annexe I) incluant, soit la préservation des textures et structures de la roche dans la zone de transition entre saprolite et latérite (e.g. minerais bouchons et quadrillés), soit la disparition progressive de ces textures et structures vers la surface (latérites jaune, rouge puis indurée), puis l'apparition de structures sédimentaires associées au transport particulaire.

Les processus de latérisation ont pu également être reliés à des mécanismes de dissolution et de recristallisation des oxydes de fer et de manganèse et à l'expulsion graduelle du nickel et du cobalt de la structure de ces minéraux. Ces mécanismes contribuent de ce fait à l'appauvrissement progressif en éléments métalliques d'intérêt économique (essentiellement Ni et Co) vers la surface des unités latéritiques reconnues dans le cadre de cette étude. Ces mécanismes s'amorcent à différentes profondeurs suivant la nature des oxydes considérés.

Ainsi, ils débutent à la base des latérites jaunes pour les oxyhydroxydes de fer (goethite), puis s'amplifient vers la surface dans les latérites rouges et les niveaux supérieurs indurés à pisolites et à cuirasse. Ils sont de ce fait associés aux processus de tassement et d'induration des matériaux. Le calcul des fonctions de transfert montre que la dissolution des oxydes de manganèse n'est significative que dans la partie supérieure des latérites jaunes et les latérites rouges et indurées sus-jacentes. Cette dissolution nourrit plus en profondeur de nouvelles générations d'oxydes de manganèse. Si le vieillissement des sols est proposé pour la dissolution et de recristallisation des oxydes de fer (avec expulsion de Ni de leur structure), des processus redox seraient plus à l'origine de l'altération des oxydes de manganèse et d'une redistribution des éléments métalliques ainsi libérés dans les couvertures latéritiques étudiées.

Ainsi, l'ensemble des résultats obtenus dans le cadre du projet CNRT « Analyse fine de minerais latéritiques » suggère que l'altération des massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie s'est faite en deux grandes étapes. La première étape s'est d'abord focalisée sur le réseau majeur de serpentinisation. L'altération précoce de ce réseau de serpentinisation lors d'épisodes tectoniques post-obduction est à l'origine de la mise en place des amas minéralisés Mg/Ni à deweylite et garniérite. Cette altération s'est probablement produite à des températures significativement supérieures à la température ambiante (hydrothermalisme de basse température). La production d'une première génération de phylломanganates Ni/Co pourrait également être rattachée à ces épisodes hydrothermaux syn-tectoniques post-obduction. Dans une seconde étape, l'altération s'est focalisée sur l'encaissant péridotitique et elle a abouti à la production d'oxydes de fer (la production de minéraux argileux smectitiques étant limitée à des contextes mal drainés peu répandus sur le territoire) et d'une seconde génération de phylломanganates Ni/Co au cours d'une latéritisation massive de la masse ophiolitique qui s'est propagée dans cette dernière à la faveur de zones intensément fracturées et préalablement minéralisées. Cette évolution en deux grandes étapes suggère que ce sont les minéralisations silicatées Mg/Ni (principalement le pôle garniéritique) qui ont «nourri» les latérites et non le contraire comme cela est souvent suggéré dans la littérature au travers du modèle *per descensum* (e.g. Brand *et al.*, 1998; Gleeson *et al.*, 2004; Butt & Cluzel, 2013). Dans les latérites, la richesse des minerais oxydés à Ni dépend étroitement de l'abondance des phases résiduelles issues de ces minéralisations primaires mais également, et plus particulièrement, de l'abondance des phases nickélifères à garniérite (les zones à deweylite ne contribuant pas à cet enrichissement). Cela a été en particulier constaté dans les latérites de transition des massifs péridotitiques de la région de Poro (jusqu'à 2,2% pds de Ni) qui hébergent les fameux minerais quadrillés. Par des processus de dissolution et de recristallisation opérées sur des périodes géologiques, cette latéritisation est propice à la dispersion des éléments métalliques et plus particulièrement à l'expulsion du nickel de la structure de la goethite lors de la production de formations indurées (pisolites et cuirasses).

Les nombreuses prospections de terrain réalisées dans le cadre du projet CNRT « Analyse fine de minerais latéritiques » nous ont permis de repérer les faciès les plus typés des paragenèses minérales répertoriées au cours de cette étude. Ces informations seront mises à profit pour contribuer, avec les participants du projet « Nickal », à l'élaboration d'un atlas sur les amas minéralisés à Ni et Co dans les profils d'altération développés sur roches péridotitiques de Nouvelle-Calédonie (cf annexe I).

9. BIBLIOGRAPHIE

- Arai Y. (2008) Spectroscopic Evidence for Ni(II) Surface Speciation at the Iron Oxyhydroxides, Water Interface. *Environ. Sci. Technol.* **42**, 1151-1156.
- Auzende A.L., Daniel I., Reynard B., Lemaire C. and Guyot F. (2004) High-pressure behaviour of serpentine minerals: A Raman spectroscopic study. *Phys. Chem. Miner.*, **31**, 269-277.
- Barnier J. (2008) R pour les sociologues (et assimilés) Document PDF, < <http://cran.r-project.org/doc/contrib/Barnier-intro.R.pdf>>, 138 p.
- Becquer T., Quantin C., Rotte-Capet S., Ghanbaja J., Mustin C and Herbillon A. J. (2006) Sources of trace metals in Ferralsols in New Caledonia. *Eur. J. Soil Sc.*, **57**, 200-213.
- Bish D.L. and Brindley G.W. (1978) Deweylites, mixtures of poorly crystalline, hydrous serpentine and talc-like minerals. *Mineralogical Magazine*, **42**, 75-79.
- Boivin P., Brunet, D. and Gascuel Odoux, C. (1991) Densité apparente d'échantillon de sol : méthode de la poche plastique. Milieux poreux et transferts hydriques. *Bull. GFHN*, **28**, 59-71.
- Bousserrhine N., Gasser U.G., Jeanroy E. and Berthelin J. (1998) Effect of aluminium substitution on ferri-reducing bacterial activity and dissolution of goethites. *C.R. Academ. Sc., Earth Planet. Sc.*, **326**, 617-624.
- Bousserrhine N., Gasser U.G., Jeanroy E. and Berthelin J. (1999) Bacterial and chemical reductive dissolution of Mn-, Co-, Cr- and Al-substituted goethites. *Geomicrobiol. J.*, **16**, 245-258.
- Brand N.W., Butt C.R.M. and Elias M. (1998) Nickel laterites : classification and features. *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.*, **17**, 81 – 88.
- Brauner K. and Preisinger A. (1956) Struktur und Entstehung des Sepioliths. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **6**, 120 – 140.
- Brimhall G.E., Lewis C.J., Ford C., Bratt J., Taylor G. and Warin O. (1991) Quantitative geochemical approach to pedogenesis: importance of parent material reduction, volumetric expansion, and eolian influx in lateritization. *Geoderma*, **51**, 51-91.
- Brimhall G.E. and Dietrich W.E. (1987) Constitutive mass balance relations between chemical composition, volume, density, porosity and strain in metasomatic hydrochemical systems- Results on weathering and pedogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**, 567-587.
- Brindley G.W. and Hang P.T. (1973) The nature of garnierites – I structures, chemical compositions and color characteristics. *Clays & Clay Minerals*, **21**, 27 - 40.

- Brindley G.W. and Maskimovic Z. (1974) The nature and nomenclature of hydrous nickel-containing silicates. *Clay Minerals*, **10**, 271 – 277.
- Brindley G.W. and Wan H.M. (1975) Composition, structure and thermal behaviour of nickel-containing minerals in the lizardite-nepouite series. *American Mineralogist*, **60**, 863 – 871.
- Brindley G.W., Bish D. & Wan H.M. (1977) The nature of kerolite, its relation to talc and stevensite. *Mineralogical Magazine*, **41**, 443–452.
- Brindley G.W., Bish D. and Wan H.M. (1979) Compositions, structures, and properties of nickel-containing minerals in the kerolite-pimelite series. *American Mineralogist*, **64**, 615 – 625.
- Butt C.R.M. and Cluzel D. (2013) Nickel laterite ore deposits: Weathered serpentinites. *Elements*, **9**, 123-128.
- Büttner W. and Saage R. (1982) Rapid XRD Determination of the chrysotile/lizardite ratios in asbestos-bearing serpentinites. *TMPM Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **30**, 177–187.
- Carvalho-e-silva M. L., Partiti C. S. M., Enzweiler J., Petit S., Netto S.M. and de Oliveira, S. M. B. (2002). Characterization of Ni-Containing Goethites by Mössbauer Spectroscopy and Other Techniques, *Hyperfine interact.* **142**, 559-576
- Carvalho-E-Silva M.L., Ramos A.Y., Tolentino H.C.N., Enzweiler J, Netto S.M. and Alves M.D.C.M. (2003) Incorporation of Ni into natural goethite : An investigation by X-ray absorption spectroscopy. *American Mineralogist*, **88**, 876-882.
- Charlet L. and Manceau A. (1994) Evidence for the neoformation of clays upon sorption of Co(II) and Ni(II) on silicates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**, 2577-2582.
- Chen T.T., Dutrizac J.E., Krause E. and Osborne R. (2004) Mineralogical characterization of nickel laterites from New Caledonia and Indonesia. *International Laterite Nickel Symposium-2004*, 79-99.
- Chevillotte V., Chardon D., Beauvais A., Maurizot P. and Colin F. (2006) Long-term tropical morphogenesis of New Caledonia (Southwest Pacific): Importance of positive epeirogeny and climate change. *Geomorphology*, **81**, 361-375.
- Christidis G.E. and Mitsis I. (2006) A new Ni-rich stevensite from the ophiolite complex of Othrys, central Greece. *Clays & Clay Minerals*, **54**, 653-666.
- Cluzel D., Aitchison J.C. and Picard C. (2001) Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific). Geodynamic implications. *Tectonophys.*, **340**, 1-2, 23-60.
- Cluzel D. and Vigier B. (2008) Syntectonic mobility of supergene nickel ores of New Caledonia (Soutwest Pacific). Evidence from garnierite veins and faulted regolith. *Ressource Geology*, **58**, 161-170.

- Coleman M.L., Hedrick D.B., Lovley D.R., White D.C. and Pye K. (1993) Reduction of Fe(III) in sediments by sulfate-reducing bacteria. *Nature*, 361, 436-438.
- Colin F., Nahon D., Trescases J.J. and Melfi A.J. (1990) Lateritic weathering of pyroxenites at Niquelandia, Goias, Brazil – The supergene behavior of Nickel. *Econ. Geol. And Bull. Soc. Econ. Geol.*, **85**, 101-1023.
- Cornell R.M. and Giovanelli R. (1987) The influence of silicate species on the morphology of goethite grown from ferrihydrite. *J. Chem. Soc., Chem. Comm.*, **6**, 413-414.
- Cornell R.M. and Schwertmann U. (2003) *The iron oxides : Structure, reactions, Occurrences and uses*. Second Edition, Wiley-VCH Verlag, Weinheim.
- Dähn R., Sheidegger A.M., Manceau A., Schlegel M.L., Baeyens B., Bradbury M.H. and Chateignier D. (2003) Structural evidence for the sorption of Ni(II) atoms on the edges of montmorillonite clay minerals: A polarized X-ray absorption fine structure study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**, 1-15.
- Dähn R., Sheidegger A.M., Manceau A., Schlegel M.L., Baeyens B., Bradbury M.H. and Morales M. (2002) Neof ormation of Ni phyllosilicate upon Ni uptake on montmorillonite : A kinetic study by powder and polarized extended X-ray absorption fine structure spectroscopy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**, 2335-2347.
- Dalvi A.D., Bacon W.G. and Osborne R.C. (2004) The past and the future of nickel laterites. in « PDAC 2004 International Convention », Trade Show & Investors Exchange, March 7-10, 1 – 27.
- Decarreau A., Mondésir H. and Besson G. (1989) Synthesis and stability of Mg and Ni-stevensites, kerolites and talcs between 80 and 240°C. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **308**, 301-306.
- Decarreau A., Colin F., Herbillon A., Manceau A., Nahon D., Paquet H., Trauthbadaud D. and Trescases J.J. (1987) Domain segregation in Ni-Fe-Mg-smectites, *Clays & Clay Minerals*, **35**, 1-10.
- Dubinska E., Sakharov B.A., Kapron G., Bylina P. and Kozubowski J.A. (2000) Layer silicates from Szklary (Lower Silesia): from ocean floor metamorphism to continental chemical weathering. *Geologia Sudetica*, **33**, 85-105.
- Dublet G., Juillot F., Morin G., Fritsch E., Fandeur D., Ona-Nguema G. and Brown G.E. Jr. (2012) Ni speciation in a New Caledonian lateritic regolith: A quantitative X-ray absorption spectroscopy investigation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **95**, 119–133.
- Dublet G. (2013) Relation entre spéciation et distribution du nickel dans les couvertures d'altération latéritique des roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie. Thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie. 332 pp.
- Dublet G., Juillot F., Morin G., Fritsch E., Noel V., Brest J. and Brown G.E. Jr. (2014) XAS evidence for Ni sequestration by siderite in a lateritic Ni-deposit from New Caledonia. *American Mineralogist*, **99**, 225-234.

- Ducloux J., Boukili H., Decarreau A., Petit S., Perruchot A. and Pradel Ph. (1993) Un gîte hydrothermal de garniérites : l'exemple de Bou Azzer, Maroc. *Eur. J. Mineral*, **5**, 1205-1215.
- Eggleton R.A. and Taylor G.G. (2008) Impact of fire on the Weipa Bauxite, northern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **55**, S83–S86.
- Elias M. (2001) Global lateritic resources. *Aust. J. Mining.*, **16**, 64 – 65).
- Ellwood B.B., Chrzanowski T.H., Hrouda F., Long G.J. and Buhl M.L. (1988) Siderite formation in anoxic deep-sea sediments – A synergetic bacterially controlled process with important implications in paleomagnetism. *Geology*, **16**, 980-982.
- Fandeur D. , Juillot F., Morin G., Olivi L., Cognigni A., Ambrosi J.P., Guyot F. and Fritsch E. (2009a) Synchrotron-based speciation of chromium in an Oxisol from New Caledonia : Importance of secondary Fe-oxyhydroxides. *American Mineralogist*, **94**, 710-719.
- Fandeur D., Juillot F., Morin G., Olivi L., Cognigni A., Webb S. M., Ambrosi J.-P., Fritsch E., Guyot F. and Brown Jr. G. E. (2009b) XANES Evidence for Oxidation of Cr(III) to Cr(VI) by Mn-Oxides in a Lateritic Regolith Developed on Serpentinized Ultramafic Rocks of New Caledonia. *Environ. Sci. Technol.*, **43**, 7384-7390.
- Fandeur D. (2009) Géochimie et cristallographie du chrome au cours de l'altération de roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie. Thèse de doctorat de l'Université Paris Diderot – IPGP. 300 pp.
- Feng W. and Yapp C.J. (2009) Paleoenvironmental implications of concentration and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of $\text{Fe}(\text{CO}_3)\text{OH}$ in goethite from a mid-latitude Cenomanian laterite in southwestern Minnesota. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73**, 2559–2580.
- Frederickson J.K., Zachara J.M., Kennedy D.W., Dong H., Onstott T.C., Hinman N.W. and Li S.M. (1998) Biogenic iron mineralization accompanying the dissimilatory reduction of hydrous ferric oxide by a groundwater bacterium. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**, 3239-3257.
- Freyssinet P., Butt C.R.M., Morris R.C. and Piantone P. (2005) Ore-forming processes related to laterite weathering. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, 681 -722.
- Fritsch E., Montes-Lauar C.R., Boulet R., Melfi A.J., Balan E. and Magat, P. (2002) Lateritic and redoximorphic features in a faulted landscape near Manaus, Brazil. *Eur. J. Soil Sc.*, **53** 203-217.
- Fritsch E., Morin G., Bedidi A., Bonnin D., Balan E., Caquineau S., and Calas G. (2005) Transformation of haematite and Al-poor goethite to Al-rich goethite and associated yellowing in a ferralitic clay soil profile of the middle Amazon basin (Manaus, Brazil). *Eur. J. Soil Sc.*, **56**, 575-588.
- Fritz S.J. and Toth T.A. (1997) An Fe-berthierine from a Cretaceous Laterite: part 2. Estimation of Eh, pH and pCO_2 conditions of formation. *Clays & Clay Minerals*, **45**, 580–586.

- Gali S., Soler J.M., Proenza J.A., Lewis J.F., Cama J. and Tauler E. (2012) Ni enrichment and stability of Al-free garnierite solid-solutions: A thermodynamic approach. *Clays and clay Minerals*, **60**, 121-135.
- Garnier J. (1867). Essai sur la géologie et les ressources minérales de la Nouvelle Calédonie. *Ann. Mines*, **6^e série XII**, 1-92.
- Gaudin A., Petit S., Rose J., Martin F., Decarreau A., Noack Y. and Borschnech 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.
- Gaudin A., Decarreau A., Noack Y. and Grauby O. (2005) Clay mineralogy of the nickel laterite ore developed from serpentinized peridotites at Murrin Murrin, Western Australia.. *Austral. J. Earth Sci.*, **52**, 231-241.
- Genna A., Maurizot P., Lafoy Y. and Augé T. (2005) Contrôle karstique de minéralisations nickélifères de Nouvelle-Calédonie. *C.R. Geosciences*, **337**, 367 – 374.
- Gerth J. (1990) Unit-cell dimensions of pure and trace metals associated goethites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**, 363-371.
- Gleeson S.A., Herrington R.J., Durango J., Velasquez C.A. and Koll (2004) The mineralogy and geochemistry of the Cerro Matoso S.A. Ni latérite deposit, Montelibano, Colombia. *Econ. Geol.*, **99**, 1197-1213.
- Guillon J.H. (1975). Les massifs péridotiques de Nouvelle-Calédonie. Type d'appareil ultrabasique stratiforme de chaîne récente. *Mémoires ORSTOM*, **76**, Paris, France.
- Goldich S.S. (1938). A study in rock weathering. *J. Geol.* **46**, 17-58.
- Kühnel R.A., Rooda H.J. and Steensma J.J (1975) The crystallinity of minerals – a new variable in pedogenetic processes: A case study of goethite and associated silicates in laterites. *Clays & Clay Minerals*, **23**, 349-354.
- Kukkadapu R.K., Zachara J.M., Smith S.C., Frederickson J.K. and Liu C. (2001) Dissimilatory bacterial reduction of Al-substituted goethite in subsurface sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**, 2913-2924.
- Lagabrielle Y., Maurizot P., Lafoyc Y., Cabioch G., Pelletier B., Regnier M., Wabeteg I. and Calmanth 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. and Chauvet A. (2008) The role of extensional tectonics in shaping Cenozoic New Caledonia. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **179**, 315-329.
- Landers M., Grafe M. Gilkes R.J., Saunders M. and Wells M.A. (2011) Nickel distribution and speciation in rapidly dehydroxylated goethite in oxide-type lateritic nickel ores: A

- XAS and TEM spectroscopic (EELS and EFTEM) investigation. *Austr., J. Earth Sci.*, **58**, 162-172.
- Latham M. (1977) On geomorphology of northern and western New Caledonian ultramafic massifs. In *Intern. Symp. Geodyn. South-West Pacific*, Noumea 1976, Ed. Technip, 235-244.
- Latham M. (1986) Altération et pédogenèse sur roches ultrabasiqes en Nouvelle-Calédonie: Genèse et évolution des accumulations de fer et de silice en relation avec la formation du modelé, 331p. Etudes et Thèses ORSTOM, Paris, France
- Leguéré J. (1976) Des corrélations entre la tectonique cassante et l'altération supergène des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Thèse de 3^e cycle, Université des sciences et techniques du Languedoc, Montpellier, 80p.
- Lewis J.F.G., Draper G., Proenza J.A., Espaillet J. and Jimenez J. (2006) Ophiolite-related ultramafic rocks (serpentinites) in the Carribean region: A review of their occurrence, composition, origin, emplacement and Ni-laterite soil formation. *Geologica Acta*, **4**, 237-263.
- Llorca S. and Monchoux P. (1991) Supergene cobalt manganese minerals from New Caledonia. *Canadian Mineralogist*, **29**, 12.
- Lovley D.R. (2004) Dissimilatory Fe(III) and Mn(IV) reduction. *Advances in Microbial Physiology*, **49**, 219-286.
- Maquet M., Cerveille B.D. and Gouet G. (1981) Signatures of Ni²⁺ and Fe³⁺ in the optical-spectra of limonitic ore from new caledonia - application to the determination of the nickel content. *Mineralium Deposita*, **16**, 357-373.
- Manceau A., Calas G. (1985). Heterogeneous distribution of nickel in hydrous silicates from New Caledonia ore deposits. *Amer. Mineral.*, **70**, 549-558.
- Manceau A., Decarreau A. and Calas G. (1985) Nickel-bearing clay minerals. 1. Spectroscopic study of nickel crystal chemistry. A. *Clay Miner.*, **20**, 367-387.
- Manceau A. and Calas G. (1986) Nickel-bearing clay minerals. 2. Intracrystalline distribution of nickel: a spectroscopic study. *Clay Miner.*, **21**, 341-360.
- Manceau A. and Calas G. (1987). Absence of evidence for Ni/Si substitution in phyllosilicates. *Clay Miner.*, **22**, 357-362.
- Manceau A., Llorca S. and Calas G. (1987). Crystal chemistry of cobalt and nickel in lithiophorite and asbolane from New Caledonia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**, 105-113.
- Manceau A., Gorshkov A.I. and drits V.A. (1992) Structural chemistry of Mn, Fe, Co and Ni in manganese hydrous oxides: part I. Information from XANES spectroscopy. *American Mineralogist*, **77**, 1133-1143.

- Manceau A., Schlegel M.L., Musso M., Sole V.A., Gauthier C., Petit P.E. and Trolard F. (2000) Crystal chemistry of trace elements in natural and synthetic goethite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**, 3643-3661.
- Manceau A., Tamura N., Marcus M. A., MacDowell A. A., Celestre R. S., Sublett R. E., Sposito G. P. and Howard A. (2002) Deciphering Ni sequestration in soil ferromanganese nodules by combining X-ray fluorescence, absorption, and diffraction at micrometer scales of resolution, *American Mineralogist*, **87**, 1494-1499
- Maquet M. Cervelle B.D. and Gouet G. (1981) Signature of Ni²⁺ and Fe²⁺ in the optical spectra of limonitic ore from New Caledonia: Application to the determination of the nickel content. *Mineralium Deposita*, **16**, 357-373.
- Morin G., Ostergren J.D., Juillot F., ildefonse P., Calas G. and Brown Jr. G.E. (1999) XAFS determination of the chemical form of lead in smelter-contaminated soils and mine tailings: Importance of adsorption processes. *American Mineralogist*, **84**, 420-434.
- Mortimer R.J.G., Coleman M.L. and Rae J.E. (1997) Effect of bacteria on the elemental composition of early diagenetic siderite: implications for palaeoenvironmental interpretations. *Sedimentology*, **44**, 759-765.
- Nornberg P., Vendelboe A.L., Gunnlaugsson H.P., Merrison J.P., Finster K. and Jensen S.K. (2009) Comparison of the mineralogical effects of an experimental forest fire on a goethite/ferryhydrite soil with a topsoil that contains hematite, maghemite and goethite. *Clay Minerals*, **44**, 239-247.
- Ogura Y., Murata K. and Iwai M. (1987) relation between chemical composition and particle-size distribution of ores in the profile of nickeliferous laterite deposits of the Rio Tuba mine, Philippines. *Chem. Geol.*, **60**, 259-271.
- Oliveira S.M.B., Partiti C.S.M. and Enzweiler J. (2001) Ochreous laterite : A nickel ore from Punta Gorda, Cuba. *J. South Amer. Earth Sci.*, **14**, 307-317.
- Orloff O. (1968). Etude géologique et géomorphologique des massifs d'ultrabasites compris entre Houailou et Canala (Nouvelle-Calédonie). Thèse 3^e cycle, Montpellier, 189p.
- Ostergren J. D., Brown Jr. G. E., Parks G. A. and Tingle T. N. (1999). Quantitative Speciation of Lead in Selected Mine Tailings from Leadville, CO. *Environ. Sci. Technol.*, **33**, 1627-1636.
- Paris J.P. (1981) Géologie de la Nouvelle-Calédonie: Un essai de synthèse, 278p. Mémoire BRGM, Orléans.
- Peacock C. L. (2009). Physiochemical controls on the crystal-chemistry of Ni in birnessite: Genetic implications for ferromanganese precipitates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73**, 3568-3578.
- Peacock C.L. and Sherman D.M. (2007) Crystal-chemistry of Ni in marine ferromanganese crusts and nodules, *American Mineralogist*, **92**, 1087-1092

- Pelletier B. (1983). Localisation du nickel dans les minerais « garnieritiques » de Nouvelle-Calédonie. *Sci. Géol. Mém.*, **73**, 173 – 183.
- Pelletier B. (2003). Les minerais de nickel de Nouvelle-Calédonie. *Géologues*, **138**, 30 – 38.
- Perrier N., Ambrosi J.P., Colin F. and Gilkes R.J. (2006) Biogeochemistry of a regolith: The New Caledonian Koniambo ultramafic massif. *Journal of Geochemical Exploration*, **88**, 54-58.
- Peterschmitt E., Fritsch E., Rajot J.L. and Herbillon A.J. (1996) Yellowing, bleaching and ferritisation processes in soil mantle of the Western Ghâts, South India, *Geoderma*, **74**, 235-253.
- Podwojewski P. and Bourdon E. (1996) The induration process of goethitic oxisols on peridotites in New Caledonia: a singular plinthite-type process of induration. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **322**, II a, 453-459.
- Proenza J.A., Lewis J.F., Gali S., Tauler E., Labrador M., Melgarejo J.C., Longo F. and Bloise G. (2008) Garnierite mineralization from falcondo Ni-Laterite deposit (Dominican Republic). *Revista de la Sociedad Espanola de Mineralogica, Macla*, **9**.
- Quantin C., Becquer T. and Berthelin J. (2002). Mn-oxide: a major source of easily mobilisable Co and Ni under reducing conditions in New Caledonia Ferralsols. *Comptes Rendus Geosciences*, **334**, 273-278.
- Quesnel B., Gautier P., Boulvais P., Cathelineau M., Maurizot P., Cluzel D., Ulrich M., Guillot S., Lesimple S. and Couteau C. (2013) Syn-tectonic, meteoric water-derived carbonation of the New Caledonia peridotite nappe. *Geology*, **41**, 1063-1066.
- Rakotomalala R. (2005). Arbres de décision. *Revue Modulad*, **163** (33).
- Roqué-Rosell J, Mosselmans J. F. W., Proenza J. A., Labrador M., Gali S., Atkinson K. D. and Quinn P. D. (2010) Sorption of Ni by "lithiophorite-asbolane" intermediates in Moa Bay lateritic deposits, eastern Cuba. *Chemical Geology*, **275**, 9-12.
- Sagapoa C.V., Imai A. and Watanabe K. (2011) Lateritization process of ultramafic rocks in Siruka, Solomon Islands. *J. Novel Carbon Res. Sci.*, **3**, 32-39.
- Sakai H., Tsutsumi M. 1978. D/H fractionation factors between serpentine and water at 100 ° to 500°C and 2000 bar water pressure, and the D/H ratios of natural serpentines. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**, 231-242.
- Scheckel KG., Scheinost AC., Ford RG. and Sparks DL. (2000) Stability of layered Ni hydroxide surface precipitates. A dissolution kinetics study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64-16**, 2727-2735.
- Schulze D.G. and Schwertmann U. (1984) The influence of aluminium on iron oxides: X. Properties of Al-substituted goethites. *Clay Minerals*, **19**, 521-539.
- Schulze D.G. (1984) The influence of aluminum on iron oxides. VIII. Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. *Clay Minerals*, **32**, 36-44.

- Schwertmann U. and Murad E. (1983) Effect of pH on the formation of goethite and hematite from ferrihydrite. *Clays Clay Min.*, **31**, 277-284.
- Schwertmann U. and Latham M. (1986) Properties of iron oxides in some New Caledonian Oxisols. *Geoderma*, **39**, 105-123.
- Sevin B., ricordel-Prognon C., Quesnel F., Cluzel D., Lesimple S. and Maurizot P. (2012a) first Paleomagnetic dating of ferricrete in New Caledonia: new insights on the morphogenesis and paleoweathering of Grande Terre. *Terra Nova*, **24**, 77-85.
- Sevin B., Maurizot P. and Vendé-Leclerc M. (2012b) *Carte géologique du Grand Sud de Nouvelle-Calédonie au 1/50000. 1ère édition*. BRGM, Service géologique de Nouvelle-Calédonie.
- Shannon R.D. (1976) Revised Effective Ionic Radii and Systematic Studies of Interatomic Distances in Halides and Chalcogenides. *Acta Crystallographica*, **A32**, 751.
- Singh B., Sherman D. M., Gilkes R. J., Wells M. A., Mosselmans J. F. W. (2000) Structural chemistry of Fe, Mn and Ni in synthetic hematites as determined by extended X-ray absorption fine spectroscopy. *Clays & Clay Minerals*, **48**, 521-527.
- Singh B., Sherman D. M., Gilkes R. J., Wells M. A., Mosselmans J. F. W. (2002) Incorporation of Cr, Mn and Ni into goethite (α -FeOOH): mechanism from extended X-ray absorption fine structure spectroscopy. *Clay Minerals*, **37**, 639-649.
- Soler J.M., Cama J., Gali S., Melendez W., Ramirez A. and Estanga J. (2008) Composition and dissolution kinetics of garnierite from the loma de hierro Ni-laterite deposit, Venezuela. *Chem. Geol.*, **249**, 191-202.
- Tardy Y. and Roquin C. (1998) *Dérive des continents. Paléoclimats et alterations tropicales*. Ed. BRGM, 473pp.
- Tauler E., Proenza J.A., Gali S., Lewis J.F., Labrador M., Garcia-Romero E., Suarez M., Longo F. and Bloise G. (2009) Ni-sepiolite- falcondoite in garnierite mineralization from the Falcondo Ni-Laterite deposit, Dominican Republic. *Clay Minerals*, **44**, 435-454.
- Thorne R., Herrington R. and Roberts S. (2009) Composition and origin of the Caldag oxide nickel laterite West Turkey. *Mineralium Deposita*, **44**, 581-595.
- Titus S.J., Maes S.M., Benford B., Ferre E.C. and Tikoff B. (2011) Fabric development in the mantle section of a paleotransform fault and its effect on ophiolite obduction, New Caledonia. *Lithosphere*, **3**, 221-244.
- Toth T.A. and Fritz S.J. (1997) An Fe-berthierine from a Cretaceous Laterite: part 1. Characterization. *Clays & Clay Minerals*, **45**, 564-579.
- Traoré D., Beauvais A., Chabaux F., Peiffert C., Parisot J.P., Ambrosi J.P. and Colin F. (2008) Chemical and physical transfers in an ultramafic rock weathering profile: Part 1. Supergène dissolution of Pt-bearing chromite. *American Mineralogist*, **93**, 22-30.

- Trescases J.J. (1973) Weathering and geochemical behaviour of the elements of ultramafic rocks in New Caledonia. *ORSTOM Bulletin*, **141**.
- Trescases J.J. (1975) L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiqes en zone tropicale: formation des gisements nickélicifères de Nouvelle-Calédonie, 280p. Mémoire ORSTOM 78, Paris, France.
- Trescases J.J. (1979). Remplacement progressif des silicates par les hydroxydes de fer et de nickel dans les profils d'altération tropicale des roches ultrabasiqes. Accumulation résiduelle et épigène. *Sciences Geologiques Bulletin*, **32**, fasc. 4, 7.
- Trescases J.J. (1986) Nickeliferous laterites: A review on the contribution of the last ten years. *Memoire of the Geological Survey of India*, ISSN 0369-0024, **120**, 51-62.
- Troly G., Esterle M., Pelletier B. and Reibell W. (1979) Nickel deposits in New Caledonia, some factors influencing their formation. in « International Laterite Symposium », D.J.I. Evans et al., eds. New Orleans, Louisiana, 19-21 February, New York, Society of Mining Engineers, 85 – 119.
- Ulrich M., Munoz M., Guillot S., Cathelineau M., Picard C., Quesnel B., Boulvais P. and Couteau C. (2014) Dissolution-precipitation processes governing the carbonatation and silicification of the serpentinite sole of the New Caledonia ophiolite. *Contr. Mineral. Petrol.*, **167**, 952.
- Villanova de Benavent C., Proenza J.A., Gali S., Garcia-Casco A., Tauler E., Lewis J.F. and Longo F. (2014) Garnierites and garnierites: Textures, Mineralogy and geochemistry of garnierites in the Falcondo Ni-Laterite deposit, Dominican Republic. *Ore Geol. Reviews*, **58**, 91-109.
- Viti C. (2010) Serpentine minerals discrimination by thermal analysis. *American Mineralogist*, **95**, 631-638.
- Wells M.A, Ramanaidou E.R., Verrall M., Tessarolo C. (2009). Mineralogy and chemical chemistry of “garnierites” in the Goro lateritic nickel deposit, New Caledonia. *Eur. J. Mineral.*, **21**, 467-483.
- Wiewiora A., Dubinska E. and Iwasinska I. (1982) Mixed-layering in Ni-containing talc-like minerals from Szklary, Lower Silesia, Poland. In: van Olphen H. & Veniale F. *International Clay Conference 1981, Developments in Sedimentology*, **35**, 111-125.
- Yongue-Fouateu R., Yemefack M., Wouatong A. S. L., Ndjigui P. D., Bilong P. (2009) Contrasted mineralogical composition of the laterite cover on serpentinites of Nkamouna Kongo, southeast Cameroon. *Clay Minerals*, **44**, 221-237.
- Zachara J.M., Fredrickson J.K., Li S.M., Kennedy D.W., Smith S.C. and Gassman P.L. (1998) Bacterial reduction of crystalline Fe³⁺ oxides in single phase suspensions and subsurface materials. *American Mineralogist*, **83**, 1426-1443.
- Zheng Y.F. (1993) calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**, 247-263.

CNRT "Nickel et son environnement"

Edition 2016
Tome Nickel et Technologie

