

THESE de COTUTELLE ENTRE :
L'UNIVERSITE DE LA NOUVELLE CALEDONIE
Ecole Doctorale Pluridisciplinaire numérique Milieux Insulaires Ultra-Marins

et

L'UNIVERSITE DU QUEBEC A MONTREAL

Doctorat
en Sciences de la Terre – Pétrologie et Minéralogie

AUTEUR :
Marc-Antoine AUDET

Le massif du Koniambo, Nouvelle-Calédonie
Formation et obduction d'un complexe ophiolitique du
type SSZ.
Enrichissement en nickel, cobalt et scandium dans les
profils résiduels

Thèse co-dirigée par :

Pr Normand Goulet – Université du Québec à Montréal – Montréal – Canada
et Pr Christian Picard – Université de Franche Comté – Besançon – France.

Soutenue le : 2 décembre 2008

Jury :

Fabrice Colin	Directeur de Recherche IRD Nouméa	Rapporteur
Michel Malo	Professeur INRS Québec	Rapporteur
Michel Allenbach	Maître de Conférences UNC	Examineur
Dominique Cluzel	Professeur UNC	Examineur
Michel Gauthier	Professeur UQAM	Examineur
Normand Goulet	Professeur UQAM	Co-Directeur de thèse
Christian Picard	Professeur UFC	Co-Directeur de thèse

RÉSUMÉ

Le massif du Koniambo fait partie d'un chapelet de massifs montagneux échelonnés le long de la côte ouest de l'île principale de Nouvelle-Calédonie. Il est un témoin de la grande nappe ophiolitique de Nouvelle-Calédonie mise en place à l'Éocène supérieur, dont l'élément principal est le Massif du Sud.

Le massif du Koniambo comprend trois grands assemblages lithologiques et structuraux : a) l'assemblage à harzburgites et dunités serpentinisées de Vavouto; b) une séquence de dunités à chromite ; et c) une suite de nappes principalement à harzburgites +/- dunités dans la partie supérieure du massif. Ces assemblages surmontent l'Unité de Poya qui comprend, les volcanites à affinité BAB et MORB dans la plaine de Vavouto, la séquence de gabbros et dolérites de la région de Témala, les basaltes et pyroclastites de type OIB de la péninsule de Pinjen, et enfin les boninites de la plaine des Gaiacs au sud de la zone d'étude. Ces différents assemblages possèdent une position stratigraphique imposée par les événements tectoniques responsables de l'obduction des séquences de croûte océanique/manteau lithosphérique sur le socle de la Nouvelle-Calédonie.

Selon notre étude, l'enchevêtrement des unités volcaniques et volcano-sédimentaires de l'Unité de Poya à la base, surmontées par les gabbros de Témala et les unités mantelliques au sommet, suggère un assemblage imbriqué formant une suite structurellement inversée en provenance du bassin marginal Sud-Loyauté dont certains membres ultramafiques ont été fortement affectés par leur passage en milieu supra-subductif (SSZ). Cette disposition structurale inverse des faciès ultramafiques est décrite pour la première fois en Nouvelle-Calédonie et contraste avec les séquences ultramafiques moins démembrées du sud de l'île.

La spécificité des péridotites du Koniambo et des séquences volcaniques sous-jacentes est la résultante de plusieurs processus particuliers. En premier lieu, une double fusion partielle des péridotites ;

- La première serait à l'origine des basaltes océaniques de type MORB de l'Unité de Poya réalisée du Crétacé supérieur au Paléocène lors de l'ouverture du bassin marginal Sud-Loyauté en réponse à la subduction de la plaque Pacifique sous la marge du Gondwana. Des processus annexes ont alors conduit à la formation d'OIB et de BAB dans le contexte océanique du bassin Sud-Loyauté.
- Le second processus, à l'Éocène, serait la subduction intra-océanique de la lithosphère des Loyauté sous le proto-arc du même nom avec à ce stade une seconde phase de fusion partielle du manteau déjà fortement appauvri en terres rares et HFS lors des phases précédentes de la fusion et ceci en contexte

suprasubductif. Cet épisode pourrait expliquer l'origine possible des boninites alors formées en position d'avant-arc et le caractère extrêmement appauvri des harzburgites. Parallèlement, des processus multiphasés d'altération hydrothermale apparaissent à l'origine des serpentinites silicifiées et des précipitations de giobertite dans la séquence péridotitique basale de Vavouto, constituée très vraisemblablement à relativement faible profondeur dans le coin mantellique supra-subductif au dessus de la lithosphère plongeante des Loyauté sous l'action de fluides hydriques, puis lors de la remontée des matériaux concernés et de l'obduction des péridotites;

Enfin l'obduction proprement dite avec son cortège de déformations est à l'origine de la structuration actuelle du massif du Koniambo.

L'assemblage des divers membres constitutifs du massif du Koniambo sur le socle de la Nouvelle-Calédonie est le résultat de trois événements tectoniques majeurs.

Dans un premier temps, l'obduction à l'Éocène supérieur de la séquence croûte océanique/nappe ophiolitique sur le bâti Calédonien a provoqué l'accrétion d'écailles mantelliques selon une disposition apparente inversée dans le massif du Koniambo. Sous l'influence d'une deuxième période tectonique importante ayant son origine à l'ouest de la Nouvelle-Calédonie, l'assemblage des membres de la séquence ophiolitique fut découpé en sept domaines structuraux distincts. Au nord et nord-est de la zone d'étude, une faille de coulissage, désignée « l'Accident Tectonique Majeur, ATM », est un des événements tectoniques le plus récent affectant les lithologies du secteur à l'étude. L'ATM présente un corridor de déformation en transpression présentant des rampes de chevauchement frontales ainsi que de coulissage oblique-dextre, l'ensemble est fortement incliné vers le nord-est. Ce dernier est une conséquence d'un raccourcissement tectonique ayant engendré un transport structural provenant globalement du nord contribuant à la remontée des unités géologiques appartenant au socle de la Nouvelle-Calédonie par rapport à la séquence obductée de la partie ouest de l'île.

Des failles normales, présentes principalement sur les versants ouest des massifs du Koniambo et du Katépahie traduiraient les effets de l'ajustement isostatique de la ride de Norfolk suite au détachement en profondeur de la nappe subductée combiné à la surélévation du socle de la Nouvelle-Calédonie accentué par le développement de la nouvelle zone de subduction à l'ouest. Ces failles normales seraient synchrones au mouvement d'obduction de la séquence ultramafique et ont vraisemblablement continué à se développer après l'obduction. L'étude des indicateurs de mouvement responsables de l'assemblage inverse des membres de la séquence ophiolitique confirme que la séquence ophiolitique fut obductée en provenance du N/NE.

Cette étude porte une attention particulière aux variétés de serpentines présentes au sein des séquences ultramafiques du Koniambo. Les assemblages antigorite/lizardite et chrysotile/magnétite de la séquence de Vavouto seraient préférentiellement associés à un processus multiphasé d'altération hydrothermale ayant agi très vraisemblablement à relativement faible profondeur dans le coin mantellique supra-subductif au-dessus de la lithosphère plongeante des Loyauté puis lors de la remontée des matériaux concernés et de l'obduction des péridotites.

Le rôle des serpentines primaires dans la fixation du nickel est bien connu. La présence de garniérite dans des saprolites comportant une forte proportion de serpentines primaires résiduelles est synonyme d'un enrichissement en nickel via les processus de latéritisation. Les analyses chimiques des divers faciès du profil latéritique du Koniambo effectuées dans le cadre des diverses opérations d'explorations reliées à la définition de la ressource économique des profils latéritiques du massif du Koniambo ont démontré que ceux-ci sont non seulement riches en nickel et cobalt mais aussi en scandium. Bien que la paragenèse du scandium dans les gisements latéritiques soit peu documentée, les travaux effectués en parallèle à cette étude ont permis d'identifier certains niveaux d'enrichissements dans les phases minéralogiques des altérites. Il est observé que le scandium est relativement immobile dans un environnement d'altération latéritique et, par conséquent, se concentre dans les faciès résiduels augmentant ainsi sa teneur dans une proportion identique, mais inverse à la perte de volume et de densité du matériel latéritique résiduel.

La problématique de la représentation tridimensionnelle de la distribution des faciès constitutifs des profils latéritiques et par conséquent du nickel, cobalt et autres oxydes majeurs est étudiée. L'assemblage complexe des divers faciès résiduels d'un profil latéritique donné rend difficile sa modélisation tridimensionnelle par les méthodes traditionnelles. Nous proposons une méthodologie de modélisation tridimensionnelle qui met en œuvre les principes de géostatistique tels que le kriging pour l'interpolation des blocs en milieu déridé (unwrinkling) ainsi que le concept de changement de support afin d'adapter le modèle à la sélectivité minière envisagée. Enfin, une méthode de classification des ressources minières en fonction des risques associés à la variabilité dans la distribution de la teneur en nickel ainsi que de l'épaisseur des séquences minéralisées est présentée.

REMERCIEMENTS

La réalisation de cette thèse a été rendue possible grâce à l'appui d'un grand nombre de personnes et organismes. Je tiens à les remercier énormément.

En premier j'aimerais remercier mes directeurs de recherche, M. Christian Picard et M. Normand Goulet, pour m'avoir accepté comme étudiant à l'Université de Nouvelle-Calédonie à Nouméa en Nouvelle-Calédonie, et simultanément à Montréal à l'Université du Québec à Montréal (UQAM). Je remercie tout particulièrement Xstrata Nickel (ex Falconbridge) et particulièrement M. Tom Pugsley, alors vice-président aux projets en développement et M. Bruce Dumville, alors directeur du projet Koniambo à Nouméa, pour leur soutien inconditionnel et essentiel à la réalisation de cette thèse.

Je veux également remercier les professeurs et chercheurs suivants pour leur contribution unique et leur grande disponibilité :

- M. Tony Crawford, professeur à l'Université de Hobart, Tasmanie qui m'a ouvert les portes de son laboratoire.
- M. Peter Witttaker, centre de recherche de Xstrata Nickel à Sudbury, pour l'utilisation du microscope électronique à balayage et pour nos discussions concernant la paragenèse du scandium.
- M. Jean David, du groupe GEOTOP de l'UQAM et de l'Université McGill pour le rapport d'analyses géochronologiques sur les échantillons provenant de la Nouvelle-Calédonie.
- M. Alain Tremblay de l'UQAM et M. Advi Meshi de l'Université de Tirana, Albanie, pour m'avoir donné la chance de participer à l'excursion à travers des complexes ultramafiques de l'Albanie, voyage qui se révéla d'une grande importance dans ma compréhension de la mise en place des ophiolites.

J'aimerais remercier Stephan Poitras, Benoit Dubacq et Gregory Almaric pour leur contribution et pour l'intérêt qu'ils ont manifesté au cours de leurs séjours en Nouvelle-Calédonie.

Sincères remerciements à toute l'équipe de Xstrata Nickel/SMSP du projet Koniambo et particulièrement aux étudiants stagiaires de l'Université de Nouvelle-Calédonie, qui par leurs contributions ont su motiver le désir de concrétiser nos travaux d'exploration minière en thèse de doctorat. Merci également à M. Bernard Pelletier de la SLN pour ses commentaires judicieux. Je voudrais remercier tout particulièrement la société Xstrata Nickel qui de 2003 à 2005 a financé les travaux de

terrain, ainsi que plusieurs missions de M. Goulet en Nouvelle-Calédonie et les travaux d'analyses pétrographiques et géochimiques. Merci enfin aux ingénieurs et techniciens des laboratoires d'analyses du LGCA de l'Université de Grenoble et de l'Université de Hobart en Tasmanie ainsi que du *Metallurgical and Technical Center* (MTC) de Xstrata Nickel à Sudbury, qui nous ont aidés dans la réalisation des analyses minéralogiques et géochimiques.

À plusieurs autres personnes qui m'ont aidé, directement et indirectement, dont leurs noms ne sont pas mentionnés ici.

À mes deux filles, **Thembelihle et Natasha** ainsi qu'à **Guylaine** pour leur patience et support.

..... JE NE SAIS PAS COMMENT LES REMERCIER! UN ÉNORME MERCI!

AVANT-PROPOS

La Nouvelle-Calédonie est un territoire français depuis 1853. En 1988, l'Accord de Matignon accordait à la Nouvelle-Calédonie une autonomie substantielle. Entériné par le gouvernement français, le Rassemblement pour la Calédonie dans la République (RPCR) (détenteur de la majorité du Congrès) et le Front de Libération Nationale Kanak Socialiste (FLNKS), cet accord marquait le départ d'une période de stabilisation de 10 ans qui a abouti à la signature de l'Accord de Nouméa en 1998.

Ce dernier a mis en place un nouveau cadre de 15 à 20 ans pour le développement économique et politique de la Nouvelle-Calédonie, notamment dans la province Nord. Au cours de cette période, les pouvoirs publics seront progressivement transférés de Paris à la Nouvelle-Calédonie. L'Accord de Bercy, signé en février 1998 soit quelques mois avant l'Accord de Nouméa, organise le transfert des droits du gisement de nickel du Koniambo de la Société Le Nickel (SLN) à la Société Minière du Sud Pacifique (SMSP) et à son partenaire industriel. Ce transfert sera en vigueur dès que sera achevée une étude de faisabilité positive portant sur un projet de ferronickel, situé en province Nord, capable de produire un minimum de 54 000 t/an de nickel contenu. Conformément à la signature, en avril 1998, d'un accord de partenariat avec la SMSP, Xstrata Nickel est devenu le partenaire industriel de celle-ci selon les termes de l'Accord de Bercy. Cet accord marquait le début officiel du projet Koniambo.

Le massif du Koniambo a été exploité de façon intermittente depuis les premières extractions de minerai à haute teneur à la fin des années 1880, pour alimenter la toute nouvelle SLN. Depuis les années 1960, la capacité du gisement du Koniambo à alimenter une exploitation de classe mondiale a attendu qu'une combinaison adéquate des facteurs de développement technologique, de circonstances politiques et de demande du marché soit obtenue.

Le massif du Koniambo fait partie d'un chapelet de massifs montagneux échelonnés le long de la côte ouest de l'île principale, nommée la Grande Terre. Le massif s'élève à partir d'une plaine côtière étroite jusqu'à une altitude de 940 m par rapport au niveau de la mer. Il fournit une toile de fond spectaculaire à Koné, la capitale de la province Nord, située 270 km au nord-ouest de Nouméa.

Après la Russie et le Canada, la Nouvelle-Calédonie est le troisième plus important producteur de nickel au monde. Près de 25 pour cent des réserves et des ressources de nickel connues dans le monde se trouvent en Nouvelle-Calédonie. Le massif du Koniambo mesure 20 km de longueur par 5 km de large. De cette surface, une superficie d'environ 21km² présente une minéralisation d'origine latéritique avec de hautes teneurs en nickel. Le terme «latéritisation» est couramment utilisé pour décrire le processus d'altération dû aux intempéries qui engendrent la concentration des

éléments traces dans l'encaissant.

Le profil latéritique du Koniambo se décrit grossièrement comme ayant au sommet une couverture mince de cuirasse riche en fer qui se superpose à une couche de limonite, qui recouvre une zone de transition menant enfin à une couche de minerai saprolitique. La quantité de nickel, de cobalt, de fer et de divers minerais oxydés varie avec la profondeur. Le matériel potentiellement économique se retrouve principalement le long de la crête du massif et, occasionnellement, sous forme de poches éparses situées sur plusieurs terrasses isolées qui s'étendent vers l'ouest. La couverture de limonite a en moyenne 20m d'épaisseur, mais la saprolite à teneur commerciale est souvent affleurante. Les travaux d'exploration effectués par Xstrata Nickel et son partenaire la SMSP ont permis de délimiter une ressource minérale, basée sur une teneur de découpage de 2.0 % nickel, de plus de 150 millions de tonnes de minerais à une teneur de 2.57 % en nickel, toutes classifications confondues.

Cette étude s'inscrit dans le but de parfaire nos connaissances sur l'ensemble des éléments géologiques du massif ainsi que sur les conditions géodynamiques de mise en place. Cette connaissance approfondie des paramètres pétrologiques, minéralogiques, structuraux et tectoniques apporte une aide essentielle à la société exploitante, dans la compréhension détaillée de la distribution géomorphologique des profils latéritiques dérivés de l'altération de surface des divers protos. Une distribution qui, somme tout, est synonyme d'apports économiques très importants.

Glossaire

ATM:	Accident tectonique majeur
BAB:	Back Arc Basalt
CRPG:	Centre de Recherche Pétrographiques et Géochimiques
CNRS :	Centre National de la Recherche Scientifique
E-MORB:	Enriched Mid-Oceanic Ridge Basalt
Flaser Gabbro	Roche à texture blastomylonite formée par la dislocation métamorphique d'un gabbro
HFSE :	High field strength element
HREE :	Heavy Rare Earth Element
Giobertite :	hydromagnésite, $Mg_4[CO_3]_3[OH]_2 \cdot 2H_2O$
IAB:	Intra Arc Basalt
Klippe :	Bloc isolé de la roche sous-jacente par une faille ayant un pendage le plus souvent faible (<i>Dictionnaire du génie et des Sciences de la terre</i>)
LILE, LIL :	Large Ion lithophile element
Limonite :	Terme général désignant les oxides de fer hydratés, surtout la goethite. La limonite se présente en masses d'un brun plus ou moins foncé, d'aspect varié : oolithique, pisolithique, pierre d'aigle (<i>Dictionnaire du génie et des Sciences de la terre</i>). Aussi appelée « Latérite » en Nouvelle-Calédonie.
LGCA :	Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Grenoble, France
LREE:	Ligth Rare Earth Element
MORB:	Mid ocean ridge basalt
NC:	Nouvelle-Calédonie
OIB:	Oceanic Insular Basalt
Ophiolite de type "HOT":	Harzburgite ophiolite type
Ophiolite de type "LOT":	Lherzolite ophiolite type
REE:	Rare Earth Element
Saprolite	Roche désintégrée et assez décomposée par l'altération chimique, ayant un aspect terreux, tendre et riche en argiles, commune dans les climats humides. (<i>Dictionnaire du génie et des Sciences de la terre</i>)
SD :	Séquence de Dunite à Chromite
SHS :	Séquence Harzburgitique Sommitale
SLN :	Société Le Nickel
SMSP:	Société Minière du Sud Pacifique
SSZ :	Environnement supra-subductif
SV :	Séquence de Vavouto
UNC:	Université de Nouvelle-Calédonie
UQAM:	Université du Québec à Montréal

TABLE DES MATIERES

RÉSUMÉ	ii
REMERCIEMENTS	v
AVANT-PROPOS	vii
Glossaire.....	ix
INTRODUCTION	1
I-1 Généralités.....	1
I-2 Problématique du travail présenté	8
I-2.2 Thématique.....	9
I-3 Protocoles analytiques utilisés.....	14
I-3.1 Protocoles d’acquisition des données pétrographiques et minéralogiques	14
I-3.2 Protocole d’acquisition des données géochimiques	15
I-3.4 Protocole d’acquisition des données structurales.....	17
I-3.5 Protocole d’acquisition des données géochronologiques.....	18
I-4 Contribution de l’auteur dans l’élaboration de la thèse.....	19
Première Partie.....	21
Origine et évolution du massif ophiolitique du Koniambo.....	21
Contexte général de l’étude.....	21
CG.1 Architecture des massifs ultramafiques reliés à des ophiolites	21
CG.1.1 Ophiolite d’OMAN; Type HOT	24
CG.1.2 Ophiolite de type “LOT”	27
CG.1.3 Type intermédiaire MORB avec composante supra- subductive : les ophiolites albanienes et de la Méditerranée orientale.	29
CG.1.3.1 Ride océanique en expansion lente (MOR).....	30
CG.1.3.2 Environnement de transition (MOR) à supra- subductif (SSZ)	30

CG.1.3.3 Environnement franchement supra-subductif (SSZ).....	33
CG.2 Contexte géologique de la Nouvelle-Calédonie	35
CG.2.1 Géodynamique du sud-ouest Pacifique	35
CG.2.1.1 Unité de Poya	37
CG.2.2 Environnement géodynamique spécifique à la Nouvelle-Calédonie	39
CG.2.3 Les unités géologiques de la Nouvelle-Calédonie.....	41
 Chapitre I.....	 50
 Le massif du Koniambo, Nouvelle-Calédonie, un exemple de complexe ophiolitique de type SSZ dans le SO Pacifique.	 50
Extended Abstract	51
Résumé.....	53
1.1 Introduction.....	54
1.2 Géologie générale du massif du Koniambo	57
1.3 Travaux analytiques	63
1.4 L'Unité de Poya dans l'environnement du massif du Koniambo.	76
1.4.1 Géologie.....	76
1.4.2 Géochimie	80
1.5 Le massif du Koniambo	88
1.5.1 Géologie.....	88
b) Séquence médiane de dunitite à chromite.....	94
c) Séquence harzburgitique sommitale (SHS)	95
1.5.2 Géochimie roche totale des péridotites du massif de Koniambo.....	98
1.5.3 Chimie des principales phases minérales.....	105
1.6 Discussion	107
1.6.1 Histoire géodynamique du secteur à l'étude depuis les derniers 90Ma	108
1.6.2 Origine de la séquence ophiolitique du Koniambo : complexe de type supra-subductif ?.....	109
1.6.3 Mise en place de la séquence ophiolitique du Koniambo	115
1.7 Conclusion	121
 Chapitre II.....	 124
 Pétrologie et minéralogie des serpentinites de la séquence de Vavouto.....	 124
2.1 Généralités	124

2.2 Séquence de Vavouto.....	125
2.2.1 Faciès Vavouto et zébré	126
2.2.2 Dyke de pyroxénite	133
2.2.3 Les mélanges tectoniques.....	134
2.2.4 Sédiments pélagiques.....	139
2.3 Géochimie des phases minéralogiques.....	141
2.4 Discussion : Serpentinisation et contexte géodynamique	146
2.5 Conclusions.....	149
Chapitre III.....	151
Analyse structurale des failles du massif ophiolitique du Koniambo, Nouvelle- Calédonie : Implications tectoniques sur sa mise en place par obduction.....	151
Abstract	152
Résumé.....	154
3.1 Introduction.....	155
3.2 Géologie régionale	162
3.3 Méthodologie	163
3.4 Assemblages lithologiques formant le massif du Koniambo.....	164
3.5 Assemblages structuraux.....	165
3.5.1 Litage et rubanement.....	165
3.5.2 Les failles	166
3.5.3 Chevauchement basal et mélange tectonique.....	170
3.5.4 Failles inverses NE-SO	172
3.5.5 Failles normales	174
3.5.6 Accident Tectonique Majeure « ATM »	175
3.6 Discussion.....	182
3.6.1 Contexte tectonique du sud-ouest Pacifique	182
3.6.2 Evolution anté- et syn-obduction	185
3.6.3 Période post-obduction	187
3.6.4 Discussion sur le modèle d'évolution structurale	188
3.7 Conclusion	196
Deuxième Partie.....	199
Présence du Scandium (Sc) et distribution des éléments constitutifs au sein des profils latéritiques	199

Chapitre IV	199
Enrichissement en scandium des profils d'altération latéritiques du massif du Koniambo	199
4.1 Introduction.....	199
4.1.1 Généralités sur les profils d'altération latéritique en Nouvelle-Calédonie.....	200
4.1.2 Nickel.....	208
4.1.3 Cobalt.....	208
4.2 Profils d'altération latéritique du massif du Koniambo	212
4.3 Scandium.....	215
4.4 Conclusions.....	221
 Chapitre V	 223
Koniambo Lateritic Ni-Co Deposits	From Geological
Modelling to Mineral Resource Classification: A case study	223
Résumé.....	224
Abstract	226
5.1 Introduction.....	227
5.2 Regional setting and history.....	228
5.3 The weathering profile	231
5.4 Construction of the geological model	232
5.4.1 Alteration facies, rock codes and horizons	234
5.4.2 Geological domaining	236
5.4.3 Generation of horizon surfaces	239
5.4.4 Geological block model fill.....	239
5.5 Unwrinkling technique.....	240
5.6 Compositing.....	242
5.7 Statistical analysis and variography	243
5.8 Estimation method and parameters	246
5.9 Recoverable resource estimation.....	247
5.10 Mineral resource classification	249
5.10.1 Derivation of Relative Risk.....	252
5.11 Mineral resource summary.....	256
5.12 Conclusions.....	257
Acknowledgments.....	258
References.....	259
 CONCLUSION.....	 261

6.1 Apport pour les domaines minéralogiques et pétrologiques et implications géodynamiques.....	261
6.2 Apport pour le domaine tectonique.....	264
6.3 Apport dans le domaine économique des profils latéritiques	267
6.4 Perspectives pour des recherches ultérieures	268
ANNEXE I.....	270
Liste des échantillons prélevés et analysés dans le cadre de cette étude	270
ANNEXE II.....	273
Résultats d'analyses	273
ANNEXE III (a).....	279
Résultats d'analyses ICP-MS.....	279
CNRS : Centre National de la Recherche Scientifique.....	279
ANNEXE III (b).....	283
Roches Ultramafiques.....	283
Résultats d'analyses ICP-MS.....	283
CNRS : Centre National de la Recherche Scientifique.....	283
ANNEXE IV	288
Microsonde électronique.....	288

ANNEXE V	296
Sc versus Fe, Cr ₂ O ₃ , Ni et Co	296
296 échantillons provenant de 4 sondages	296
ANNEXE VI.....	302
Analyses géochimiques ICP-MS pour le nickel, cobalt, chrome et scandium pour les sondages E4535, E4825	302
ANNEXE VII.....	305
Rapport d'analyses géochronologiques sur des échantillons provenant de Nouvelle-Calédonie – mars 2006.....	305
RÉFÉRENCES.....	312
ANNEXE VIII (en pochette)	
Carte Géologique du massif du Koniambo, géologie et mesures structurales, lieux de prélèvement des échantillons	

Liste des Figures

Figure I- 1 : Carte de la synthèse structurale du Sud-Ouest Pacifique d'après Cluzel <i>et al.</i> , 2001 (BL : Bassin des Loyauté, BNL : Bassin North-Loyauté, BSL : Bassin Sud-Loyauté).....	1
Figure I- 2 : Carte synthèse de la géologie de la Nouvelle-Calédonie, d'après Cluzel <i>et al.</i> , 1994-2001.....	6
Figure I- 3: Géologie détaillée de la Nouvelle-Calédonie, d'après Maurizot, 2005 après Paris 1981, et Cluzel <i>et al.</i> (1994-2001).....	7
Figure I- 4: Délimitation géographique du secteur à l'étude. Les secteurs de Témala et de la Plaine des Gaiacs, également évoqués dans ce travail, n'apparaissent pas sur cette figure. Ils sont situés respectivement à 10 km au nord-ouest et à près de 40 km au sud-est de Koné.....	9
Figure CG. 1 : Profil synthétique de l'ophiolite d'Oman (modifié de Nicolas <i>et al.</i> , 1988).....	25
Figure CG. 2 : Coupe type d'une ophiolite LOT : Ophiolite de Trinity (type Iherzolite à croûte discontinue), adapté de Nicolas (1989).....	28
Figure CG. 3: Répartition des massifs ultramafiques du nord de la Grèce et de l'Albanie. Interprétation tectonique et coupe géologique, source : M. Tremblay, A. (2006).....	34
Figure CG. 4: Mouvements relatifs des plaques Phoenix, Pacifique, Farallon et d'Izanagi entre 143-120Ma. Ces images montrent les endroits approximatifs des continents, avant (panneau supérieur) et après (panneau inférieur) l'événement du plateau basaltique d'Ontong-Java et la réorganisation des mouvements de plaques (d'après Ratcliff <i>et al.</i> , 1998).....	37
Figure CG. 5: Reconstruction du secteur sud-ouest Pacifique vers 50Ma (Hall, 1997). Les plaques Pacifique, Indienne et Australienne amorçèrent leur subduction à vergence nord sous l'arc Sepik-Papuan.....	39
Figure CG. 6: Crétacé-Paléocène ~90-56Ma; Subduction à vergence ouest de la plaque Pacifique et création du bassin Sud-Loyauté.....	48
Figure CG. 7: Éocène ~40Ma; Subduction de la lithosphère du bassin Sud-Loyauté et Obduction de la séquence croûte océanique/nappe ophiolitique.....	48
Figure CG. 8: Les événements tectoniques de l'Éocène supérieur (35 à 31Ma). Source: Cluzel <i>et al.</i> (1999).....	48
Figure CG. 9: Les événements tectoniques du Miocène (25 à 10 Ma). Source: Cluzel <i>et al.</i> (1999).....	49
Figure 1.1: Carte géologique simplifiée de la Nouvelle-Calédonie illustrant la répartition des nappes allochtones mises en place à l'Éocène : basaltes et roches volcaniques associées de l'Unité de Poya et les massifs de péridotite et roches associées. L'île de la Nouvelle-Calédonie est située à approximativement 1 200	

km à l'est de l'Australie.....	59
Figure 1. 2: Carte géologique du massif du Koniambo et de son environnement avec localisation des coupes présentées aux figures 1.3 et 1.4. Le lieu dit Plaine des Gaiacs est situé à près de 40km au SE de Koné et n'apparaît pas sur la figure..	60
Figure 1. 3: Coupe géologique de l'empilement tectonique des diverses unités et séquences formant le massif du Koniambo, A-A'; coupe ENE-OSO présentée sur la Figure 2.2.	61
Figure 1. 4: Coupe géologique B-B' de la péninsule de Taa, indiquant la présence de quatre failles de chevauchement faiblement inclinées vers le NE. La faille de chevauchement D aurait permis le chevauchement d'écaillés de basalte d'affinité BAB, de sédiments ainsi que de gabbro de l'Unité de Poya sur les péridotites de la séquence ultramafique de Vavouto. Les sondages ont été effectués par Xstrata Nickel en 2002 et leurs descriptions géologiques par l'auteur.	62
Figure 1. 5: Diagrammes REE/chondrite (a) et REE-Tr/MORB (b) montrant deux affinités de type tholéiitique pour la séquence volcanique de l'Unité de Poya, une affinité de type basalte d'arrière arc (BAB) déprimé en LREE avec une faible dépression en Nb-Ta principalement pour les basaltes et une affinité tholéiitique de type E-MORB enrichis en éléments LIL pour les gabbros et quelques coulées basaltiques. La séquence volcanique de la péninsule de Pinjen est d'affinité alcaline (OIB) tandis que les tufs observés au sommet de la séquence volcanique de la baie de Vavouto sont calco-alcalins. Les valeurs normalisées sont calculées à l'aide des valeurs chondritiques de Evensen <i>et al.</i> (1978) et MORB d'après Sun et McDonough (1989).....	84
Figure 1.6: Diagramme discriminant Th/Yb versus Ta/Yb (Pearce, 1983) pour les volcanites et gabbros de l'Unité de Poya de la baie de Vavouto. Puisque les éléments Th, Ta et Yb sont incompatibles, les ratios Th/Yb et Ta/Yb minimisent les effets du fractionnement magmatique et permettent de déterminer les caractéristiques originales des sources. Les unités tholéiitiques (BAB et MORB) présentent des ratios faibles tandis que les OIB de Pinjen présentent une distribution qui suggère une source mantellique enrichie, typique des basaltes intraplaques. Les gabbros de Témala présentent une affinité géochimique de type MORB. Les vecteurs indiquent les variations chimiques induites par la cristallisation fractionnée (F), les effets de la source (W), la contamination crustale (C), et par la subduction (S).....	85
Figure 1. 7: Diagrammes discriminants REE/chondrite (a) et REE-Tr/MORB (b) présentant l'affinité tholéiitique de type MORB enrichie en éléments LIL pour les gabbros de la région de Témala. Les gabbros et basaltes MORB de Vavouto sont présentés pour comparaison.	86
Figure 1.8: Diagrammes discriminants REE-Tr/Morb et REE/chondrite pour les boninites de la plage des Gaiacs. Les spectres des laves MORB de l'Unité de Poya sont indiqués comme référence (en Ref. également un spectre de boninite des Îles Mariannes : Pearce <i>et al.</i> , 1992).....	87

- Figure 1. 9: Péridotites de la séquence de Vavouto affectées a) par l'altération de type « Vavouto » en doigts de gants caractérisée par l'imbrication de zones claires et de zones sombres. 96
- Figure 1.10: a) Matrice silicifiée comblant une zone de contacts entre deux membres de mélange tectonique au sein de la séquence de Vavouto. La silicification très certainement d'origine hydrothermale semble tardive aux fragments. b) Précipitations de giobertite entourant des fragments bréchiques de péridotite à texture zébrée. La structure de cette dernière laisse supposer une origine hydrothermale pour la giobertite. 96
- Figure 1. 11: La dunite à chromite est caractérisée par une roche de couleur beige possédant une texture finement grenue de type cumulat, avec moins de 1 % de fins cristaux de chromite distribués généralement de façon aléatoire..... 97
- Figure 1.12: a) Assemblage harzburgite/dunite du bloc 1; masses plurimétriques de dunite (à gauche sur la photo) en contact franc avec l'encaissant harzburgitique. b) L'assemblage harzburgite/dunite du bloc 5 est constitué d'harzburgite dont les cristaux d'orthopyroxène soulignent un fort rubanement parallèle aux bancs centimétriques de dunite. 97
- Figure 1.13: Spectres des terres rares (TR) normalisés aux chondrites pour l'ensemble des membres de la séquence ultramafique du massif du Koniambo incluant les péridotites à faciès Vavouto et à texture zébrée. Note : le trait noir représente la limite de détection des différentes TR telle qu'elle a pu être déterminée par la méthode d'analyse appliquée, « n » représente le nombre d'échantillons dans chaque catégorie. Pour fin de comparaison les résultats d'analyses pour des séquences ultramafique de l'ophiolite Trinity (USA) sont représentés (Gruau *et al.*, 1998). 100
- Figure 1.14: Diagramme triangulaire Cr_2O_3 - Al_2O_3 - MgO présentant l'évolution de la composition des chromites en fonction des faciès des séquences ultramafiques du massif du Koniambo. Les teneurs en Cr_2O_3 des chromites des harzburgites de la SHS sont nettement inférieures à celles des chromites observées dans les péridotites de la séquence de Vavouto. 101
- Figure 1.15: Diagramme FeO vs Cr_2O_3 (modifié selon Dick et Bullen, 1984) soulignant l'enrichissement en Cr_2O_3 des péridotites de la séquence de Vavouto versus les péridotites de la SHS. Les péridotites à texture zébrée (DZ) présentent un enrichissement en Cr_2O_3 très marqué..... 102
- Figure 1.16: Diagramme $Mg\#$ ($Mg/(Mg + Fe^{2+})$) vs $Cr\#$ ($Cr/(Cr + Al)$) pour les chromites des séquences ultramafiques du massif du Koniambo. Ce diagramme permet de discriminer efficacement les chromites des faciès appartenant à la séquence de Vavouto de celles des faciès de la SHS (modifié selon Dick et Bullen, 1984). 103
- Figure 1.17: Diagramme $Cr\#$ versus $TiO_2\%$ pour les chromites des séquences ultramafiques du massif du Koniambo. Ce diagramme permet de caractériser le degré de fusion partielle des péridotites. Seules les analyses à la microsonde

- montrant des teneurs au-dessus des limites de détection pour le TiO_2 sont rapportées sur ce diagramme..... 104
- Figure 1.18: Crétacé-Paléocène ~90-55My : Subduction à vergence ouest de la plaque Pacifique et création de la mer de Tasman, de la ride de Lord Howe, du bassin de Nouvelle-Calédonie, de la ride de Norfolk et du bassin Sud-Loyauté, modifié de Cluzel *et al.*, 1999. 116
- Figure 1.19: Créés à l'axe d'une dorsale par injection de magma issus du manteau, les E-MORB formèrent le corps de ce qui est aujourd'hui l'Unité de Poya et l'Unité de Pouébo, il y a de cela entre 90 et 55 Ma sur la marge du Gondwana à la latitude $37.6^{\circ}S \pm 6.2^{\circ}$. Durant sa migration vers le nord-ouest, la croûte océanique s'alourdira de sédiments. Des points chauds, développés au-dessus de panaches mantelliques vont édifier sur le plancher océanique des volcans-boucliers, ce sera la période de formation des OIB de Pinjen (59-56 Ma). 116
- Figure 1.20: La lithosphère océanique épaissie et alourdie de sédiments et d'appareils volcaniques intraplaques, est arrêtée dans sa migration possiblement reliée aux contraintes provoquées par l'ouverture du bassin des Loyauté du Nord (nouvelle dorsale) au nord-est de celle-ci. Une nouvelle zone de subduction à vergence SO s'amorce entre les équivalents des Unités de Poya et de Pouébo (~56Ma). 117
- Figure 1.21: La lithosphère océanique entame un retour en arrière en effectuant une nouvelle migration, mais cette fois vers le SO..... 117
- Figure 1.22: Période 40 à 34 Ma ; La croûte océanique (Unité de Poya) est disloquée dans le prisme d'accrétion en avant de la zone de subduction nouvellement créée au sud-ouest et charriée sur le bâti calédonien (ride de Norfolk) Une nouvelle zone de subduction s'amorce à l'ouest de la ride de Norfolk. L'arrivée des fluides dans le manteau supra-subductif provoqua la fusion partielle de certaines péridotites facilitant ainsi la production de laves boninitiques et des harzburgites fortement réfractaires de la Séquence de Vavouto (de couleur violet). 118
- Figure 1.23: Période ~ 34 Ma ; La zone de subduction à l'ouest force le soulèvement de la lithosphère supportant la ride de Norfolk, provoquant de ce fait la rupture de la plaque subductée. Plusieurs fronts de chevauchements inverses accentuent l'obduction des faciès lithosphériques du bassin des Loyauté. Les séquences volcaniques (Unité de Poya) sont obductées sur la ride de Norfolk, les gabbros (en vert) suivent et les séquences ultramafiques amorcent leurs mouvements ascendants. Les membres de l'Unité de Pouébo entament une remontée rapide. 119
- Figure 1.24: Composition des spinelles chromifères des roches du massif du Koniambo, et en médaillon : composition des olivines de ces mêmes roches. Diagramme Cr# des chromites versus Mg# des olivines présentant les champs d'affinités géodynamiques pour les ophiolites selon Dick et Bullen (1984) exprimés en pourcentages pondéraux. Selon ce diagramme la majorité des faciès ultramafiques du Koniambo aurait subi les effets d'une fusion partielle à différentes profondeurs. La péridotite à texture zébrée n'est pas présente sur le

diagramme en raison de l'absence de reliques non altérées d'olivine rendant impossible de calculer le Mg#. DC : *Dunite à chromite* HZ1 : *Harzburgite bloc 1*...HZ5 : *Harzburgite bloc 5*. 120

- Figure 2. 1: Péridotites de la séquence de Vavouto avec : a) le faciès « Vavouto », texture en doigts de gant marquée par l'imbrication de zones lobées claires et sombres; b) Le faciès zébré, péridotite serpentinisée et silicifiée à nombreuses veinules de chrysotile, présentant un débit en blocs angulaires imbriqués suggérant une fracturation hydraulique, le tout recoupé de veines blanches à giobertite. 130
- Figure 2. 2: Échantillon de dunite à chromites fortement « vavoutisé » avec des cœurs relativement préservés de protore. On remarque l'aspect de « brèche » et la fine bordure d'altération ou réactionnelle enrobant les fragments de dunite à chromites (DC) mieux conservés. 130
- Figure 2. 3: Affleurement de dunite à texture zébrée à l'intérieur d'une péridotite vavoutisée (DV). 131
- Figure 2. 4: La péridotite à texture zébrée semble « injectée » dans une péridotite totalement vavoutisée, évidence de fragments anguleux de péridotite « vavoutisée » (DV) dans la péridotite à texture zébrée (DZ). 131
- Figure 2. 5: La péridotite à texture zébrée est composée exclusivement de cristaux d'olivine intégralement remplacés par des plages crypto-cristalline de lizardite/antigorite, recoupées par un réseau subparallèle de fibres de chrysotile souligné par d'abondants cristaux de magnétite. On note en b) la concentration des cristaux de magnétite en bordure des cristaux de chromite et au cœur des veinules de chrysotile (échantillon XX-3139). 132
- Figure 2. 6: Péridotite à texture zébrée : Magnétite en alignement perpendiculaire aux veinules de chrysotile (100x). 132
- Figure 2. 7: Sous-faciès de péridotite à texture zébrée caractérisé par le développement de nombreuses veinules subparallèles de chrysotile dont l'épaisseur varie de 1 à 5 mm au sein d'une matrice serpentinisée noirâtre. 133
- Figure 2. 8: Dyke de pyroxénite à texture pegmatitique dont les cristaux d'orthopyroxène, distribués de façon aléatoire, peuvent atteindre jusqu'à 15 cm de longueur. 134
- Figure 2. 9: Affleurement de mélange tectonique montrant une séquence composée essentiellement de blocs de dunite dans une matrice fine totalement serpentinisée. Route de la tribu de Tiéta. 137
- Figure 2.10: Détails d'une des séquences de mélanges tectoniques observables au banc d'emprunt d'Oundjo. On remarquera l'importance et le volume des fragments angulaires et l'absence de granoclassement ainsi que de remobilisation après déposition. Ces observations suggèrent une mise en place des séquences de façon catastrophique et rapide. 137
- Figure 2.11: Carrière d'Oundjo. Assemblage des diverses accumulations de

- mélanges tectoniques. Un horizon riche en giobertite est présent au sein d'une bande de 1 à 3 m d'épaisseur entre les membres C1 et les membres de la série C2. Il est observé que les horizons siliceux +/- serpentinisés délimitent les contacts entre les différentes séquences de mélanges tectoniques..... 138
- Figure 2.12: Bloc de péridotite dans le mélange tectonique montrant une serpentinitisation intense en bordure et diminuant d'intensité vers le cœur. Photo prise sur la piste d'accès au sommet du massif du Koniambo..... 139
- Figure 2.13: Lits d'argilite rougeâtre en alternance avec des bancs de sédiments blanchâtres à grains fins. Cette séquence sédimentaire surmonte une importante accumulation de mélange tectonique et est, elle-même, chevauchée par une écaïlle de dunite de Vavouto..... 140
- Figure 2. 14: Diagramme SiO₂ vs MgO des plages de serpentines primaires rencontrées au sein des faciès ultramafiques du massif du Koniambo. *V* : faciès Vavouto, *DZ* : faciès Zébré, *DC* : dunite à chromite, *DP* : dunite de Vavouto, *HZ1* à *HZ5* ; harzburgite sommitale du bloc 1 à 5. 143
- Figure 2. 15: Cristaux d'olivine pseudomorphosés en serpentine vraisemblablement de la lizardite (a : en lumière naturelle, b : en lumière polarisée analysée), lame XX-3137, faciès harzburgite du bloc 5, 20x. 144
- Figure 2. 16: Péridotite à texture zébrée montrant dans le fond les cristaux d'olivine transformés à 100 % en lizardite-antigorite +/- magnétite recoupés par des fibres de chrysotile (minéral incolore, de relief faible présentant une biréfringence élevée (teintes vives du second ordre en LPA), avec un clivage caractéristique développé perpendiculairement aux parois du filonnet, a : (LN) et b : (LPA) x5 144
- Figure 2. 17: Péridotite à texture zébrée montrant les cristaux d'olivine transformée à 100 % en un mélange lizardite-antigorite et magnétite; et des cristaux d'orthopyroxène peu nombreux recristallisés en bastite a : (LN) et b : (LPA) x20. 145
- Figure 2. 18: Péridotite à texture zébrée, XX-3139 : Les cristaux d'olivine ont été totalement serpentinisés en lizardite/antigorite. Du cœur (1) vers la bordure (3), nous observons un abaissement des teneurs en MgO et en Fe et une augmentation en SiO₂ au sein des serpentines. Ces dernières ont donc subi une période d'altération produisant une phase résiduelle enrichie en SiO₂, 1: cœur ; 2: altérée, 3: bordure, x100 (voir Tableau 2.1 pour les compositions chimiques respectives)..... 145
- Figure 3.1: Carte géologique simplifiée de la Nouvelle-Calédonie illustrant la répartition des nappes allochtones mises en place à l'Éocène : basaltes et roches volcaniques associées de l'Unité de Poya et les massifs de péridotites et roches associées. L'île de la Nouvelle-Calédonie est située à approximativement 1 200 km à l'est de l'Australie. L'accident tectonique majeur (ATM) (en rouge), marque la limite entre les formations de l'ouest de l'île de celles plus anciennes

- de la chaîne centrale. Le tracé de l'ATM dans la partie septentrionale de l'île reste à confirmer. La faille en transpression ATM présente des similarités au niveau du parallélisme et dans le sens apparent du mouvement avec les failles Cook et Vening Meinesz..... 158
- Figure 3.2: Carte géologique du massif du Koniambo et de son environnement avec localisation des coupes présentées aux Figure 3.3 et 3.4. Le lieu dit Plaine des Gaiacs est situé à près de 40km au SE de Koné et n'apparaît pas sur la figure.159
- Figure 3. 3: Coupe géologique de l'empilement tectonique des diverses unités et séquences formant le massif du Koniambo, A-A'; coupe ENE-OSO présentée sur la Figure 3.2. 160
- Figure 3. 4: Coupe géologique B-B' de la péninsule de Taa, indiquant la présence de quatre failles de chevauchement faiblement inclinées vers le NE. La faille de chevauchement D aurait permis le chevauchement d'écaillés de basalte d'affinité BAB, de sédiments ainsi que de gabbro de l'Unité de Poya sur les péridotites de la séquence ultramafique de Vavouto. Les sondages ont été effectués par Xstrata Nickel en 2002 et leurs descriptions géologiques par l'auteur. 161
- Figure 3.5: Contours des projections stéréographiques des pôles des plans de rubanement observés au sein des harzburgites (a) et des bancs de dunite (b). Deux directions de pendage des plans moyens se démarquent dans les harzburgites, Série 1; pendage à 34° dans la direction 088°, Série 2; pendage à 51° dans la direction 122°. Trois directions de pendage des plans moyens se démarquent dans les dunites, Série 1; pendage à 31° dans la direction 073° (dunite bloc 5), Série 2 ; plan moyen pendage à 27° dans la direction 007° (dunite bloc 2), Série 3 ; pendage à 78° dans la direction 177°. Ce dernier ensemble est relié à la séquence de dunite à chromite. 168
- Figure 3.6: Carte présentant l'attitude du rubanement. Les failles inverses NE-SO (en noir) délimitent sept domaines structuraux distincts. La rosace fait ressortir plusieurs orientations préférentielles démontrant ainsi la multiplicité des plans de faille. 169
- Figure 3.7: Contours des projections stéréographiques des pôles; a) direction du pendage des plans de chevauchement NO-SE responsables de l'assemblage inverse des membres de la séquence croûte océanique/nappe ophiolitique; b) direction du pendage des plans de chevauchement NE-SO (59° dans la direction 315°) responsable du découpage du massif en sept domaines structuraux distincts. L'étude des stries de glissement le long des plans de faille suggère un mouvement en provenance de l'ouest à ONO..... 172
- Figure 3.8: Chevauchement complexe de fragments de péridotite, des basaltes et/ou de gabbro à texture microgrenue et des sédiments riches en argiles rouges. On observe la présence de plusieurs blocs plurimétriques de tonalite. Les failles de chevauchement ont un pendage de 50° vers l'ouest et présentent des stries de glissement inclinées à 50° suggérant un mouvement inverse en provenance de l'est (285°). Près de Ouaco, route RT1, 448387E, 7696900N..... 173

- Figure 3.9: Contours des projections stéréographiques des pôles des failles normales (a) et des linéations (b). Deux directions du pendage des plans moyens se singularisent ; Normale 1 : 61° dans la direction 158°, Normale 2 : 55° dans la direction 224°. L'orientation des stries de glissement suggère un déplacement de ces rampes frontales normales vers le sud..... 175
- Figure 3.10: Détail structural au sein du corridor de déformation associé à l'ATM dans les sédiments de l'Unité Nouméa-Koumac. Charnière de plis (P2) avec plan axial orienté 095° à pendage subhorizontal. Linéation d'étirement (L1) plongeant à 39° vers le NO le long d'un plan de faille orienté 310°/39°, parallèle à l'ATM. Voir la légende de la Figure 3.2 pour le descriptif des unités géologiques. 179
- Figure 3.11: Projection du plan moyen de la faille ATM (pendage à 54° vers le 057°) (a) et des linéations (b) suggérant un transport en provenance du Nord-Est. .. 180
- Figure 3.12: Plan de faille associé avec l'ATM montrant un mouvement inverse sur un plan ayant un pendage incliné à 32° vers le NE avec des linéations plongeant dans la direction du pendage du plan. La brèche tectonique est composée de blocs de dunite et harzburgite (UTM : 7678828N, 483380)..... 180
- Figure 3.13: La relation entre les failles NO-SE associées à l'ATM et les rampes inverses à obliques dextres NE-SO est parfois ambiguë. Au sommet du domaine structural 3, les failles NE-SO forment des rampes latérales senestres ou obliques sénestres qui déplacent les failles d'orientation NO-SE..... 181
- Figure 3.14: Trois phases de transport le long des failles sont responsables de la configuration géologique actuelle. Le premier raccourcissement tectonique de direction NE-SO entraîna des mouvements de chevauchement vers le SO et il est responsable de l'enchevêtrement inverse des membres de l'ophiolite. Les mouvements vers le SE, au sud de l'ATM, ont provoqué l'empilement des sept domaines structuraux. La faille ATM est une conséquence d'un raccourcissement tectonique ayant engendré un transport structural provenant globalement du nord..... 182
- Figure 3.15: Mouvements relatifs des plaques Phoenix, Pacifique, Farallon et d'Izanagi entre 143-120Ma. Ces images montrent les endroits approximatifs des continents, avant (panneau supérieur) et après (panneau inférieur) l'événement du plateau basaltique d'Ontong-Java et la réorganisation des mouvements de plaques (d'après Ratcliff *et al.*, 1998)..... 184
- Figure 3.16: Période 56 Ma; Subduction de la plaque australienne sous l'arc des Loyauté entraînant partiellement la ride de Norfolk avec elle. Les membres de l'Unité de Pouébo subissent les effets du métamorphisme en profondeur. Les séquences volcaniques sont représentées en gris et les gabbros sous-jacents en vert. SP : point de stagnation, P : Prowedge, U : dôme, R : retrowedge, adapté de Beaumont et Ellis, 1999. 192
- Figure 3.17: Période 40 à 34 Ma ; Début de migration rétrograde de la croûte océanique subductée favorisant la création de rampes de chevauchements

inverses amorçant ainsi l'obduction des unités venant de l'est. L'arrivée des fluides dans le manteau supra-subductif provoqua la fusion partielle de certaines péridotites facilitant ainsi la production de laves boninitiques et des harzburgites fortement réfractaires de la Séquence de Vavouto (de couleur violet). Une nouvelle zone de subduction s'amorce à l'ouest de la ride de Norfolk.	193
Figure 3.18: Période 34 Ma ; Les séquences volcaniques (Unité de Poya) sont obductées sur la ride de Norfolk, les gabbros (en vert) suivent et les séquences ultramafiques amorcent leurs mouvements ascendants. Les membres de l'Unité de Pouébo entament une remontée rapide.....	194
Figure 3.19: Période 31 Ma ; La période de 31Ma représente la fin de l'exhumation de l'Unité de Poya (mise en place de l'Unité de Pouébo) sur le socle calédonien (Baldwin <i>et al.</i> , 1999). Le soulèvement du coin lithosphérique provoque la rupture des rampes de chevauchement en provenance du nord-est. <i>Couleur violet : séquence de Vavouto</i>	195
Figure 3.20: Période < 31 Ma ; Les membres obductés émergent à la surface. Orienté approximativement ESE-ONO, « l'Accident Tectonique Majeur » (ATM) est l'évènement structural le plus récent. L'ATM présente un corridor de déformation en transpression avec des rampes de chevauchement frontales et obliques fortement inclinées vers le nord-est. Cette phase de déformation majeure post-date l'obduction des massifs ultramafiques à l'Éocène supérieur. <i>Couleur violet : séquence de Vavouto</i>	196
Figure 4.1: Diagramme Al-Co-Ni (Mn) représentant les compositions moyennes des minéraux manganésifères de Nouvelle-Calédonie. Adapté de Llorca <i>et al.</i> , 1991.....	209
Figure 4.2: Profil d'altération latéritique schématisé typique développé sur l'assemblage harzburgites/dunites du massif du Koniambo, montrant la concentration du nickel, fer, cobalt et la magnésie.....	214
Figure 4.3: Profil d'altération latéritique schématisé typique développé sur l'assemblage harzburgites/dunites du massif du Koniambo, montrant la concentration du Ni, Co, Cr et Sc.....	214
Figure 4.4: Profils géochimiques de distribution du scandium en fonction des types d'altérites pour deux sondages (Annexe IV, ICP-MS, Almaric, 2002) (RL : Latérite rouge, YL ; Latérite jaune, TL ; Latérite de transition, ES ; Saproлите terreuse, RS ; Saproлите rocheuse, FR ; Roche saine).....	218
Figure 4.5: Corrélations entre le Sc versus Fe, Cr ₂ O ₃ , Ni et Co pour 296 échantillons provenant de 4 sondages réalisés sur le massif du Koniambo. Analyses effectuées par INAA (Instrumental Neutron Activation Analysis) au laboratoire de Lakefield, Lakefield, Ontario, Canada.....	220
Figure 4.6: Concentration en scandium dans les minéraux du protore (péridotite).	221
Figure 5.1: Location of the Koniambo deposit in Nouvelle-Calédonie.....	228

Figure 5.2: The Koniambo Massif is subdivided into nine sectors. Three form the resource base for the feasibility study.	231
Figure 5.3: Schematic profile of lateritic facies and chemical trends	233
Figure 5.4: Domain boundaries may be interpreted as faults from photo-geological evidence and also reflect changes in topography such as ridges and valleys (gullies). Each Domain represents a homogeneous grouping of lateritic facies. In this case Zone and Domain names are indicated; M1_LS3 means the third domain LS in the Zone M1, Manguen sector. Domain type “L10S” is not shown in this figure.	237
Figure 5.5: Conceptual profiles of six possible groupings of lateritic facies, used to define geological Domains. L: Limonite, T: Transitional, S: Saprolite, Fr: Bedrock.	238
Figure 5.6: Interpretation of horizons and ensuing block model for a section at Centre sector. Red: Limonite; Cyan: Transition; Brown: Upper saprolite; Green: Lower Saprolite and Blue: Bed rock.	240
Figure 5.7: Use of the unwrinkling transformation is presented in four steps; a) regular discretised points and composites are transformed into unwrinkled space, b) close spaced nodes are estimated by kriging of unwrinkled composites, c) node estimates are transferred to discretised points, d) grades of discretised points are mapped and averaged to block estimates in normal coordinated space.	242
Figure 5.8: The distribution of superzones is shown for the Bilboquet sector and the adjacent Manguen sector. Each superzone (labelled 101 to 107) is formed from several domains thus giving sufficient mass of drill data to permit variography. The distribution of superzones in Manguen and Centre sectors is not shown here.	245
Figure 5.9: Box plot of the distribution of nickel (Ni) for the earthy facies within the superzones. Nickel mean shows little variation from the Northwest (SZ101) to the Southeast (SZ 308). The distribution for the entire population is shown in the first column. Box plots for Ni, Fe, MgO, Al ₂ O ₃ , SiO ₂ , Cr ₂ O ₃ and LOI were generated for each facies within each horizon.	246
Figure 5.10: Confidence in estimated thickness of ore for annual extraction periods. Colours indicate the relative accuracy at 90 percent confidence level on a yearly basis (2,500,000 T) for panels of 100 m x 100 m. Black and blue panels indicate relative accuracies less than 15 %. These areas represent high confidence, low risk in achieving the planned extraction rate. Drill spacing is generally 80 m or less.	254
Figure 5.11: Confidence in estimated thickness of ore for quarterly extraction periods. Colours indicate the relative accuracy at 90 percent confidence level on a quarterly basis (625,000 T) for panels of 100 m x 100 m, within the areas of drill spacings of 56 m and less. The areas of high confidence, low risk in achieving the quarterly production schedule are reduced. The map highlights	

areas requiring infill drilling.	254
Figure 5.12: Outline of Measured resource in areas where drilling was performed on spacing of 56 m and less.	255
Figure 5.13: Impact of local variability on confidence levels. Boreholes (black crosses) are shown in relation to relative accuracy at 90 percent confidence levels. The basis is a quarterly risk map (625,000 T) for thickness of ore for panels of 100 m x 100 m for the Centre sector. Variability in confidence level depends on borehole spacing and local variability of the profile (ie: frequency of fresh rock pinnacles). For the same borehole density the relative accuracy at 90 percent confidence level can be highly variable (refer to figure 11 for color legend).....	256
Figure 5.14: Mineral Resource classification outlines for Bilboquet, Manguen and Centre sectors. Red: Measured, blue: Indicated and green: Inferred. Mineral Resources for all other sectors are considered Inferred.	257

Liste des Tableaux

Tableau CG.1: Résumé des principales caractéristiques et différences entre les complexes ophiolitiques de l'est et de l'ouest albanais	32
Tableau 1.1: Résultats d'analyses des éléments majeurs, traces et terres rares pour les roches non ultramafiques. Analyses réalisées au LGCA de Grenoble, France, et pour certaines au Laboratoire SGS, Toronto, Canada. (MAA : Marc-Antoine Audet, LD : Limite de détection)	65
Tableau 1.2: Résultats d'analyses des éléments majeurs pour les roches de la séquence ultramafique du Koniambo, ICP-AES, CRPG de Nancy, France. (DZ: Faciès zébré, DV : Faciès Vavouto, DC : Faciès dunite à chromite de la SDC, DC bloc 1 à 5 : Faciès dunite à chromite de la SHS, HZ bloc 1 à 5 : Faciès Harzburgitique de la SHS)	68
Tableau 1.3: Résultats d'analyse des éléments traces et des terres rares pour la séquence ultramafique du Koniambo selon la méthode développée au LGCA de Grenoble, France (cf. dans le texte).	69
Tableau 1.4: Résultats d'analyses à la microsonde (Cameca SX100) de l'Université de Hobart, Tasmanie, Australie, des principaux minéraux pour les faciès de l'assemblage ultramafique du Koniambo comparé aux résultats de divers auteurs (n : nombre d'analyse) (Annexe IV).	71
Tableau 1.5: Résultats d'analyse à la microsonde (Cameca SX100) de l'Université de Hobart, Tasmanie, Australie, pour les chromites des divers faciès de l'assemblage ultramafique du massif du Koniambo. (DZ : Faciès zébré, DV : Faciès Vavouto, DC : Faciès dunite à chromite de la SDC, DC bloc 1 à 5 : Faciès dunite à chromite de la SHS, HZ1 à HZ5: Faciès harzburgitique de la SHS, CB : cumulat boninitique)	72
Tableau 1.6: Teneurs en éléments majeurs des phases claires et sombres des faciès Vavouto et zébré, exprimées en pourcentage pondéral. Les valeurs extrêmes obtenues sur les péridotites des parties supérieures du massif sont aussi présentées.	75
Tableau 2. 1: Évolution géochimique des plages de lizardite/antigorite ayant subi une période d'altération/remplacement tardive au sein des péridotites à texture zébrée (cf Fig. 2.12).	146
Tableau 3.1: Familles de failles observées dans la zone d'étude	170
Tableau 4.1: Milieux de cristallisation des trois principales espèces cobaltifères de la Nouvelle-Calédonie (Llorca <i>et al.</i> , 1991).	211

Tableau 4.2: Teneurs de Ni, Co, Cr et Sc des altérites pour le massif du Koniambo. Données provenant de 3.500 sondages effectués de 1970 à 2003 par La Société le Nickel (SLN) et par Xstrata Nickel/SMSP pour le Ni, Co et Cr et de trois sondages pour le Sc.....	213
Tableau 4 3: Résultats d'analyses par ICP-MS pour le Sc, Pt et Pd (teneur de coupure à 20 g/t Sc) effectuées au laboratoire de Lakefield, Canada, pour les échantillons de trois sondages, totalisant 120 échantillons.	216
Table 5. 1: Criteria used to classify rock types	235

INTRODUCTION

I-1 Généralités

Situé dans le sud-ouest de l’océan Pacifique, à 1 500 km des côtes australiennes, la Nouvelle-Calédonie constitue un segment émergé de la ride de Norfolk (Fig. I-1, I-2 et I-3). L’histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie a fait l’objet de nombreuses études détaillées (Karig, 1971 ; Gonord, 1977 ; Paris, 1979/81 ; Maurizot *et al.*, 1985 ; Cluzel *et al.*, 1994, 1997, 2001, 2002 ; et autres auteurs cités dans le texte). Cette dernière constitue la partie émergée d’un ensemble géologique long de 800 km et large de 70 km.

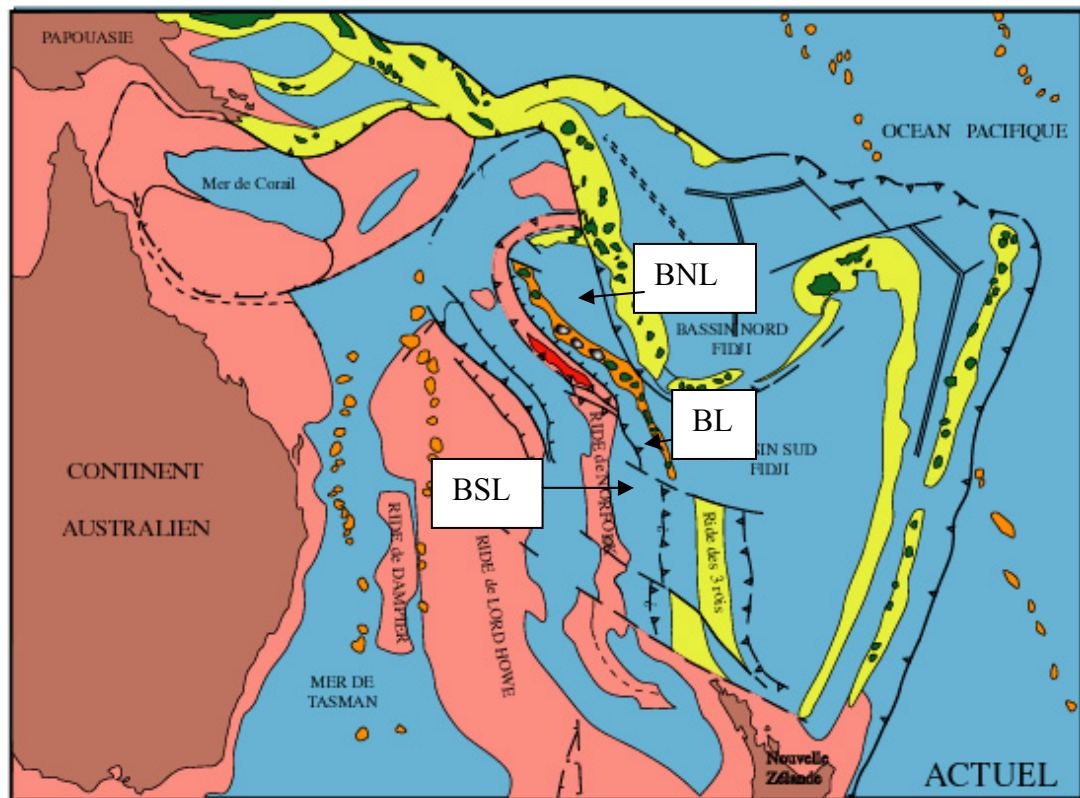


Figure I- 1 : Carte de la synthèse structurale du Sud-Ouest Pacifique d’après Cluzel *et al.*, 2001 (BL : Bassin des Loyauté, BNL : Bassin North-Loyauté, BSL : Bassin Sud-Loyauté).

Les travaux antécédents ont permis de reconnaître cinq grands domaines géologiques :

- Un ensemble autochtone ancien, la chaîne centrale d'âge Carbonifère à Jurassique inférieur (Lias), constituée des unités anciennes de Koh, de la Boghen-Ouengo-Netchaot, et de la chaîne centrale sensu-stricto).
- Un ensemble par-autochtone, l'unité de Nouméa-Bourail-Koumak (NBK) présent pour l'essentiel le long de la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie, et comprenant du plus ancien au plus récent (Cluzel *et al.*, 1994 ; Bartoli, 2007, cf. carte I.3) :
 - o la formation de Téremba, ensemble volcano-sédimentaire permotriassique ;
 - o un assemblage volcano-sédimentaire crétacé supérieur formé de grès, d'horizons charbonneux et de volcanites calco-alcalines à alcalines;
 - o un assemblage sédimentaire Paléocène de cherts (phtanites) et de calcaires à globigérines ;
 - o des séquences Eocène de flyschs, intercalés à des horizons carbonatés (flyschs de Nouméa et Bourail, olitostrome de Nouméa, calcaires d'Adio ...);
 - o des formations Miocène de conglomérats (conglomérats de Népoui par exemple).
- Le prisme nord calédonien constitué de l'unité Crétacé du Diahot formée comme la séquence Crétacé de l'unité NBK d'un assemblage volcano-sédimentaire, mais beaucoup plus déformé et métamorphisé au faciès schistes bleus); et d'un mélange ophiolitique, l'unité de Pouébo métamorphisée à l'Eocène au faciès schistes bleus à éclogite (Baldwin *et al.*, 1999 ; Cluzel *et al.*, 2001 ; Fitzherbert *et al.*, 2004).
- L' Unité des basaltes de la côte ouest (Unité de Poya) d'âge Crétacé sup. à Paléocène qui constitue une nappe allochtone mise en place à l'Eocène sur

l'unité NBK (cf. Cluzel et al., 1997-2001).

- La nappe supérieure des péridotites, originaire du bassin des Loyauté, mise en place par obduction à l'Eocène terminal sur le bâti calédonien, et représentée pour l'essentiel par le Massif du Sud et une série de massifs isolés (klippes) le long de la côte ouest (Challis et Guillon, 1971 ; Prinzhofer (1981) ; Cluzel *et al.*, (1997-2001)..)

Paris *et al.* (1980/81) ont suggéré que la construction de l'édifice calédonien a débuté avant le Permien sur la bordure orientale du continent du Gondwana. Les formations les plus anciennes (Unité de Koh, massifs de Ouengo-Netchaot et de Boghen, chaîne centrale sensu stricto), plissées et plus ou moins métamorphisées, constituent le noyau axial de l'île. Du Permien au Lias, les terrains éruptifs et volcano-sédimentaires de la chaîne centrale et de la côte ouest (Formation de Téremba) témoigneraient d'un volcanisme d'arc lié à une subduction à vergence ouest (Cluzel *et al.*, 2002).

Le Jurassique moyen voit les prémices de l'orogénèse néocimmérienne (orogène Rangitata, en Nouvelle-Zélande) ayant atteint son apogée au Crétacé inférieur, qui plisse la chaîne centrale et affecte les terrains d'un métamorphisme du faciès schistes vert à schiste bleu, ce dernier présentant un gradient croissant vers le sud-ouest (Cluzel *et al.*, 2002).

Au Crétacé supérieur, l'ensemble se sépare de l'actuel continent australien, par l'ouverture de bassins marginaux : mer de Tasman, mer de Corail et bassin de la Nouvelle-Calédonie. La ride de Norfolk migra alors vers le nord-est du Crétacé supérieur au Paléocène entraînant à cette période l'ouverture d'un quatrième bassin, le bassin Sud-Loyauté d'où sera issu la future nappe de Poya.

A l'Éocène débute la convergence de l'orogénèse néocalédonienne avec dans un premier temps naissance d'une zone de subduction dans le bassin des Loyauté entraînant avec elle la partie septentrionale de la ride de Norfolk (et le Nord de la Nouvelle-Calédonie). Suite au blocage de cette dernière, un mouvement d'obduction des diverses structures d'écaillage intraocéanique s'est amorcé à l'Éocène supérieur

donnant naissance à la configuration géologique actuelle de la Nouvelle-Calédonie. Les travaux de Cluzel *et al.* (2001) suggèrent que les éléments de la lithosphère associés au bassin des Loyauté ont été obductés sur le bâti calédonien suivant un mouvement en provenance du nord-est. Les membres ultramafiques de la nappe ophiolitique surmontent des écailles de croûte océanique, elles-mêmes en chevauchements complexes sur le substrat volcano-sédimentaire calédonien.

Le massif du Koniambo, objet de cette étude, représente une klippe isolée de la nappe ophiolitique néo-calédonienne. Il est constitué d'un ensemble de fragments ophiolitiques en chevauchement complexe. L'étude des contraintes responsables de l'imbrication des différents membres de ce massif confirme que la séquence ophiolitique fut obductée en provenance du N/NE. Elle fait l'objet de la première partie de ce mémoire.

Nous tenterons de mieux comprendre les mécanismes ayant agit lors de la mise en place des éléments constitutifs du massif du Koniambo et, ainsi proposer une interprétation concernant la complexité des transformations, tant minéralogiques et pétrologiques, que les séquences constitutives du Koniambo ont dû subir lors du stress tectonique provoqué par le passage obligé qu'est l'obduction. L'étude des caractéristiques chimiques des divers membres du massif du Koniambo et plus particulièrement celles des chromites et des serpentines nous permet de déduire l'historique de ces transformations. L'individualisation des séquences ultramafiques formant le massif du Koniambo, nous permet d'établir un modèle d'évolution géodynamique novateur de mise en place du massif sur le substrat calédonien.

Aux différentes unités mentionnées plus haut, il faut rajouter l'ensemble des formations superficielles connues en Nouvelle-Calédonie (Orloff, 1968 ; Trescasse, 1975 ; Leguéré, 1976 ; Pelletier, 1972, 1974, 1976, 1983, 1984). Parmi celles-ci, la couverture latéritique, et particulièrement celle développée au dépens des péridotites, revêt une importance majeure dans la mesure où elle est le lieu de développement des importants gisements de nickel latéritique.

L'étude des profils latéritiques et de l'enrichissement en scandium fait l'objet de la seconde partie de cette thèse. Très impliqués dans la mise en valeur économique du massif du Koniambo, d'abord pour le compte des Sociétés SMSP (Société Minière du sud Pacifique) et Falconbridge, devenue société Xstrata Nickel, nous nous sommes notamment penchés sur la problématique de la représentation tridimensionnelle de la distribution des faciès constitutifs des profils latéritiques et par conséquent du nickel, cobalt et autres oxydes majeurs. Nous proposons à la fin de ce mémoire une méthodologie de modélisation tridimensionnelle qui met en œuvre les principes de géostatistique tels que le kriging pour l'interpolation des blocs en milieu déridé (unwrinkling) ainsi que le concept de changement de support afin d'adapter le modèle à la sélectivité minière envisagée (Audet et Ross, 2004).

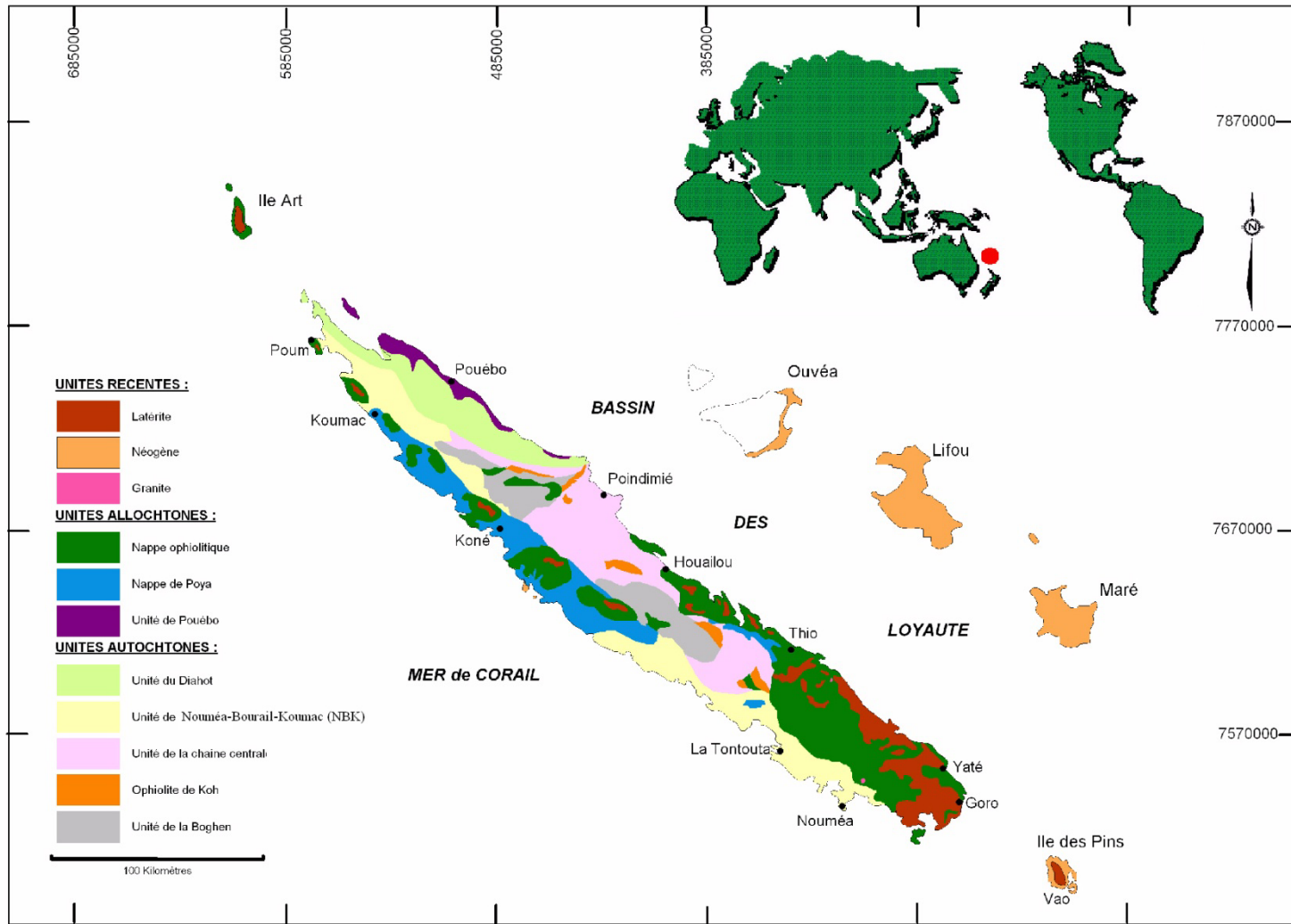


Figure I- 2 : Carte synthèse de la géologie de la Nouvelle-Calédonie, d'après Cluzel *et al.*, 1994-2001.

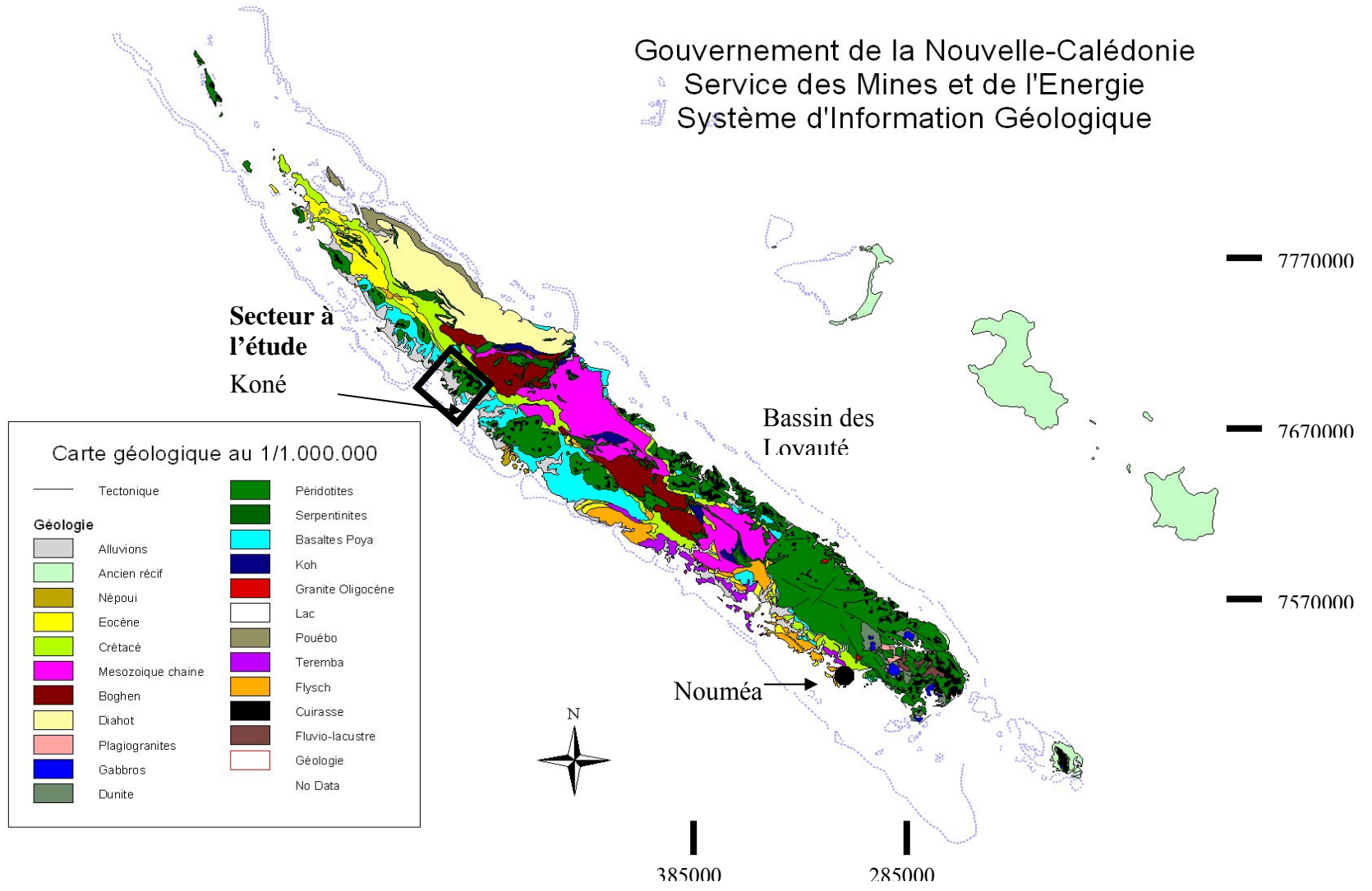


Figure I- 4: Géologie détaillée de la Nouvelle-Calédonie, d'après Maurizot, 2005 après Paris 1981, et Cluzel *et al.* (1994-2001).

I-2 Problématique du travail présenté

Les travaux d'exploration et d'exploitation minière sur le massif du Koniambo ont débuté à la fin du 19ème siècle. Durant la période de 1907 à 1947, un total approximatif de 2.5 millions de tonnes humides de minerai saprolitique à teneur moyenne de près de 4.6 % nickel fut extrait du massif sur 49 sites d'exploitation appartenant à la Société Le Nickel (SLN). Depuis les années 1960, la capacité du gisement du Koniambo à alimenter une exploitation de classe mondiale a attendu qu'une combinaison adéquate des facteurs de développement technologique, de circonstances politiques et de demande du marché soit obtenue. Ce n'est qu'en 1998 que les travaux d'exploration et de définition de la ressource minières ont été relancés par Xstrata Nickel et son partenaire la SMSP permettant ainsi de délimiter une ressource minérale, basée sur une teneur de découpage de 2.0 % nickel, de plus de 150 millions de tonnes de minerais à une teneur de 2.57 % en nickel, toutes classifications confondues.

Cette étude s'inscrit dans le but de parfaire nos connaissances sur l'ensemble des composants géologiques du massif du Koniambo ainsi que sur les conditions géodynamiques de mise en place. Cette connaissance approfondie des paramètres pétrologiques, minéralogiques, structuraux et tectoniques apporte une aide essentielle à la société exploitante, dans la compréhension détaillée de la distribution géomorphologique des profils latéritiques dérivés de l'altération de surface des divers protores. Une distribution qui, somme tout, est synonyme d'apports économiques très importants.

La zone d'étude couvre une superficie de 333 km², localisée sur la côte ouest entre les municipalités de Koné au sud-est et Voh à l'ouest. Elle englobe les massifs ultramafiques du Koniambo, de Katépahie, de Vavouto et de Gatope ainsi que les plaines de Pinjen, Ta, Gatope et Voh (Figs. I-3, I-4).

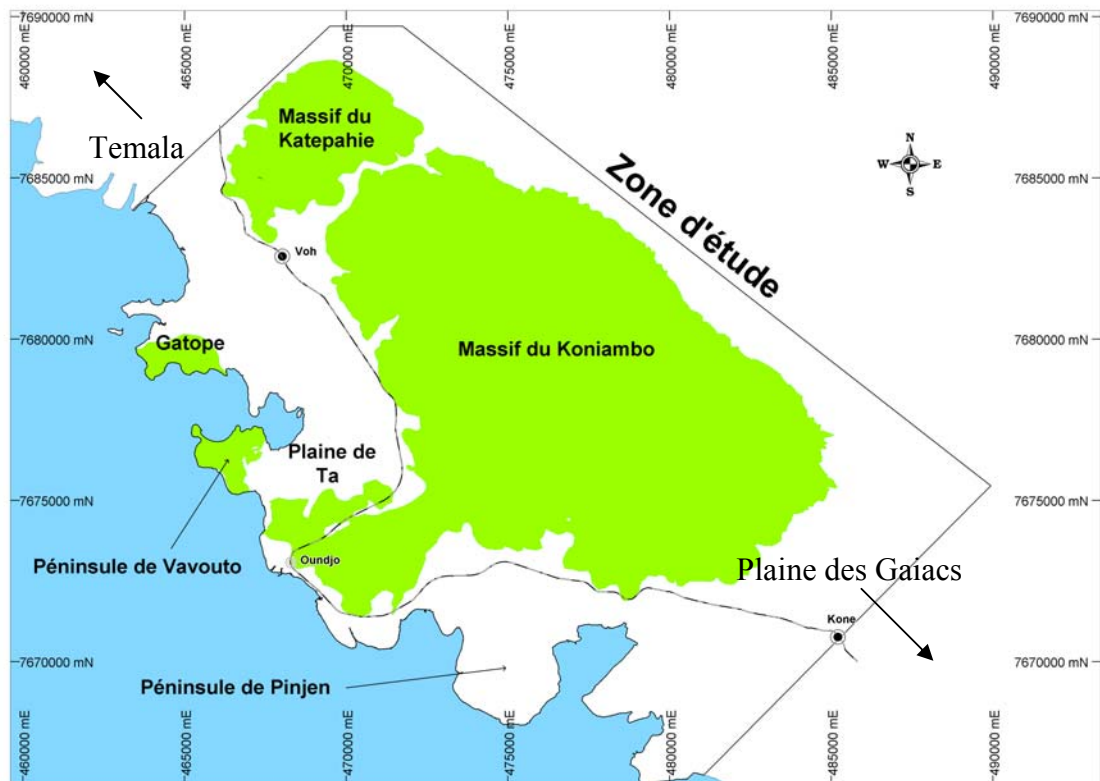


Figure I- 5: Délimitation géographique du secteur à l'étude. Les secteurs de Témala et de la Plaine des Gaiacs, également évoqués dans ce travail, n'apparaissent pas sur cette figure. Ils sont situés respectivement à 10 km au nord-ouest et à près de 40 km au sud-est de Koné.

I-2.2 Thématique

Cette thèse se divise en deux thèmes principaux ;

- **Première partie :** Origine et évolution du massif ophiolitique du Koniambo
- **Deuxième partie :** Présence du Scandium (Sc) et distribution des éléments constitutifs au sein des profils latéritiques

Le premier thème, ou première partie, comprend trois volets distincts et s'inscrit dans la volonté de développer un modèle expliquant l'histoire géologique de la klippe ultramafique du Koniambo. L'objectif est de chercher à mieux comprendre les processus géologiques qui ont interagi depuis sa genèse et jusqu'à sa mise en place sur le socle calédonien en tant que klippe isolée de la grande nappe ophiolitique de Nouvelle-Calédonie, le but ultime étant de dégager de cette étude des enseignements sur l'origine et l'évolution de la nappe ophiolitique de la Nouvelle-Calédonie dans son ensemble ; et plus globalement sur l'origine et la mise en place des nappes ophiolitiques en général.

Le deuxième thème sur la couverture latéritique du massif du Koniambo possède deux volets distincts. Le but est ici d'améliorer nos connaissances sur la distribution des éléments constitutifs des profils d'altération latéritique et sur l'aspect économique des profils résiduels dérivés de la latéritisation des masses ultramafiques, en soulignant pour la première fois en Nouvelle-Calédonie, la présence de scandium (Sc) en proportion potentiellement économique. Est notamment présenté la possibilité de développer une méthodologie de modélisation tridimensionnelle des divers constituants tant pétrologiques que minéralogiques des profils d'altération latéritique, mettant en œuvre des principes de géostatistique moderne.

Les objectifs spécifiques à chaque thème se décrivent comme suit :

Première partie ;

La théorie de la tectonique des plaques proposée dans les années 60 a ouvert la voie au concept de péridotite alpine formée en milieu de ride océanique. Depuis lors, les raffinements dans les techniques d'analyse géochimique ont permis de discriminer plus efficacement les environnements de formation des séquences extrusives en reconnaissant différents types d'ophiolite, LOT (*Lherzolute Ophiolite Type*) – HOT (*Harzburgite Ophiolite Type*) et même SSZ (comme Supra-Subduction Zone Type), les

complexes ophiolitiques Jurassique du nord albanais (Bulqiza, Shebeniku Tropoja, Vourinos, ect.) seraient de type SSZ (Smith *et al.*, 1975 ; Karamata *et al.*, 1980 ; Shallo *et al.*, 1990 ; Bortolotti *et al.*, 1996 ; Robertson et Shallo, 2000 ; Pamic', 1997 ; Pamic' et Tomljenovic, 2002).

Dans cette première partie, notre étude, comprenant trois volets, se propose de mieux comprendre l'environnement d'origine des ophiolites calédoniennes et leurs modalités de mise en place sur le bâti calédonien.

L'objectif principal du premier volet est de présenter les caractéristiques pétrographiques, géochimiques et tectoniques des diverses séquences géologiques constitutives du massif du Koniambo afin de préciser l'environnement géologique dans lequel ces séquences se sont constituées. Nous tenterons en particulier de faire un parallèle entre les caractéristiques pétrologiques et minéralogiques du massif ophiolitique du Koniambo et les développements récents des modèles géodynamiques de mise en place des complexes ophiolitiques, notamment sur la base de la géochimie des séquences extrusives et des péridotites mantelliques.

Le deuxième volet a pour objectif de caractériser les péridotites fortement serpentinisées et silicifiées formant la majeure partie de la séquence ultramafique inférieure du massif du Koniambo (séquence de Vavouto). Nous tenterons d'établir s'il y a des liens du point de vue de la géodynamique entre les périodes de serpentinitisation et de silicification intenses des péridotites et la formation des accumulations de mélanges tectoniques observées aux fronts de la séquence basale de Vavouto.

L'objectif du troisième volet porte sur la caractérisation des aspects tectoniques et structuraux reliés à la mise en place de la klippe du Koniambo sur le socle calédonien.

Grâce aux mesures structurales recueillies sur le terrain, nous tenterons de mieux comprendre le rôle de la tectonique dans l'assemblage complexe des divers fragments constitutifs du massif du Koniambo.

Deuxième partie ;

Il est connu depuis peu que les gisements latéritiques riches en nickel et en cobalt constituent des environnements propices à la concentration en scandium (Metallica Mining (2002), dépôt de Sipilou, Côte d'Ivoire, Xstrata Nickel). Le scandium est un des éléments les plus dispersés dans la croûte terrestre et se retrouve concentré dans seulement quelques environnements géologiques très spécifiques. En 1999, Xstrata Nickel a procédé à l'analyse d'une série d'échantillons pour déterminer la teneur en platinoïde et en scandium de deux profils latéritiques complets du massif du Koniambo. Ces analyses ont fourni des teneurs négligeables pour les platinoïdes, mais des teneurs de l'ordre de 50 à 75 g/t en scandium dans les horizons limonitiques. Ces teneurs représentent un enrichissement de près de 10 fois celles du protore. Cette deuxième partie comprenant deux volets.

L'objectif du premier volet de cette partie consiste à améliorer nos connaissances sur l'aspect économique des profils résiduels dérivés de la latéritisation des massifs ultramafiques, en soulignant, pour la première fois en Nouvelle-Calédonie, la présence de scandium (Sc) en proportion potentiellement économique.

Le deuxième volet de cette partie consiste à modéliser la distribution des divers faciès constitutifs des profils latéritiques. En effet, l'assemblage complexe des divers faciès résiduels d'un profil latéritique, tels que ceux observés en Nouvelle-Calédonie, rend difficile l'estimation des volumes et des contenus en métal dans des perspectives d'exploitation minière. Nous proposons une méthodologie de modélisation tridimensionnelle qui met en œuvre les principes de géostatistique tels que le kriging

pour l'interpolation des blocs en milieu déridé (unwrinkling) ainsi que le concept de changement de support afin d'adapter le modèle à la sélectivité minière envisagée.

Ce volet correspond à un article publié une première fois par l'auteur de ce mémoire en 2004 dans *Orebody Modelling and Strategic Mine Planning, Uncertainty and Risk management, Proceeding, Editors R. Dimitrakopoulos S. Ramazan (Audet et al., 2004)*, et repris en 2007 dans la publication de l'AusIMM, *Orebody Modelling and Strategic Mine Planning, Spectrum 14 - Second Edition (Audet et al., 2007)*.

Compte tenu des objectifs précités et des données obtenues, les résultats et interprétations sont regroupés en deux parties. La première partie, outre une partie sur le contexte général de l'étude, comprend trois chapitres représentant les trois premiers volets de l'étude. Les chapitres I et III correspondant à autant de manuscrits d'articles soumis à des revues avec comités de lecture (actuellement en révision).

La deuxième partie comprend les chapitres IV et V et correspond aux quatrième et cinquième volets de l'étude. Le chapitre IV présente la synthèse du potentiel économique des profils latéritiques dérivés de l'altération des massifs ultramafiques portant sur l'enrichissement en scandium au sein des profils latéritiques résiduels alors que le chapitre V reprend l'article publié avec l'AusIMM et cité au paragraphe I-2-2.

La conclusion générale (Chapitre VI) résume et synthétise l'essentiel des travaux, de nos observations et conclusions. Nous discutons plus particulièrement des apports dans les domaines de la pétrologie et la minéralogie des unités géologiques rencontrées dans la zone d'étude. Nous y reprenons les grandes lignes de notre interprétation sur la genèse du massif Koniambo et nous présentons notre hypothèse concernant le contexte géodynamique de sa mise en place sur le socle calédonien. Les apports de notre étude au potentiel économique des profils d'altération latéritique des roches ultramafiques y sont discutés. Le modèle de distribution tridimensionnelle

des divers faciès constituant les profils latéritiques du massif du Koniambo est aussi présenté. Ce modèle novateur tient compte de la forte hétérogénéité des horizons d'altérations tant du point de vue de leurs distributions spatiales que compositionnelle et ouvre la voie à des estimations de ressources minérales adaptées aux méthodes géostatistiques modernes.

I-3 Protocoles analytiques utilisés

L'identification des caractéristiques pétrographiques, géochimiques et tectoniques des diverses séquences géologiques constitutives du massif du Koniambo (Contexte général de l'étude et Chapitres I à III) a utilisé différentes techniques basées sur les méthodologies instrumentales ou analytiques décrites ci-dessous aux sections I-3.1 à I-3.5 :

I-3.1 Protocoles d'acquisition des données pétrographiques et minéralogiques

De nombreux échantillons de tous les faciès pétrographiques incluant les faciès d'altération latéritique ont été prélevés et analysés. De nombreuses lames minces ont été effectuées par Pontifex PTY, Adelaide, Australie, afin de déterminer à l'aide du microscope optique à lumière polarisée (MOLP) les textures et les assemblages caractéristiques des différentes lithologies et de définir le plus précisément possible les divers protores. La liste des échantillons incluant les types d'analyses effectués est présentée à l'Annexe I. Lorsque possible, des lames minces polies ont également été produites pour les études minéralogiques à la microsonde ainsi que pour l'identification des phases métalliques.

Dix-neuf lames minces polies ont été étudiées par l'auteur à la microsonde

électronique (Cameca SX100) de l'Université de Hobart, Tasmanie, Australie, afin de préciser la composition chimique des principales phases minérales. Cet appareil dispose d'un système de détection par dispersion de longueurs d'onde (WDS) avec quatre cristaux monochromateurs dont chacun est associé à une gamme énergétique spécifique. La quantification des éléments par cette technique est absolue (Annexe IV). Les lames minces représentatives des péridotites serpentinisées de Vavouto ont fait l'objet d'une attention particulière dans le but de confirmer les teneurs en Ti des chromites observées. Les minéraux de ces lames minces ont été analysés avec une limite de détection du Ti abaissée de 424 ppm à 60 ppm. Les limites de détection calculées pour les éléments étudiés à la microsonde électronique sont indiquées au Tableau 1.5 du Chapitre I.

I-3.2 Protocole d'acquisition des données géochimiques

En ce qui concerne les éléments majeurs et les éléments de transition présents en quantités suffisamment importantes dans les roches, 52 échantillons du massif du Koniambo ont été analysés par le Laboratoire commercial Lakefield (SGS), Lakefield, Ontario, Canada. Ces résultats sont présentés à l'Annexe II. Soixante-quatorze autres analyses géochimiques additionnelles sur roche totale ont été effectuées par le Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) du CNRS de Nancy pour les séquences volcaniques de l'Unité de Poya et les éléments majeurs, Cr et Ni des séquences ultramafiques (Annexe III). Certaines analyses effectuées précédemment par Lakefield ont été dupliquées (et validées à cette occasion) par le CRPG.

Pour les éléments en traces (éléments HFS) et les terres rares (TR) dont les concentrations sont le plus souvent très faibles et cependant représentent un outil de caractérisation essentiel dans toutes études visant la compréhension des mécanismes d'évolution des processus mantelliques (de la genèse des ophiolites jusqu'aux

mécanismes d'assimilation dans les zones de subduction ou de préservation lors des phénomènes d'obduction), aucun procédé d'analyse commercial n'est en mesure de fournir des résultats fiables pour ces éléments. Ainsi, dans le but d'obtenir des déterminations précises, les analyses des teneurs en éléments traces et terres rares ont été réalisées dans des laboratoires de recherche spécialisés au CRPG de Nancy et au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA) de l'Université Joseph Fourier de Grenoble.

Pour les roches volcaniques, volcano-sédimentaires et gabbroïques, dont les teneurs ne nécessitent pas de protocole particulier, les analyses des éléments traces incluant les LILE (Large Ion Lithophile Elements) et HFSE (High Field Strength Elements) ont été réalisées au CRPG de Nancy par ICP- OES et ICP-MS après dissolution de la poudre par attaque acide

Pour les roches ultramafiques très fortement appauvries en éléments traces HFS et terres rares (0,001 à 0,2 fois les teneurs des chondrites), un protocole spécifique a été utilisé pour le dosage de ces éléments au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA) à l'Université Joseph Fourier de Grenoble. Ce protocole repose sur la dissolution d'environ 1g de poudre de roche par des acides (HF et HCl) distillés deux fois, l'utilisation d'un blanc supra-pur et le prélèvement d'un aliquote de solution dopé à l'As-Be-In-Tm selon la méthode de Jean-Alix Barrat (1996), modifiée par M. Ionov (2005), suivie d'une analyse sur ICP-MS avec une dilution la plus faible possible de l'ordre de 1000.

Comme nous le verrons plus loin, les concentrations obtenues en éléments traces et en terres rares sont à la limite des seuils de détection de l'ICP-MS. Elles n'en demeurent pas moins fiables et représentent un outil de caractérisation utile dans l'étude de la ségrégation magmatique des faciès rencontrés. Elles offrent une base sur laquelle nous pouvons élaborer des hypothèses concernant la position de ces faciès

dans la séquence ophiolitique d'origine. Les analyses chimiques des éléments traces et des terres rares ont été effectuées de décembre 2003 à février 2004 par le Dr Christian Picard et par l'auteur au LGCA.

La préparation et l'analyse des échantillons ayant servi à la caractérisation du scandium dans les profils latéritiques furent effectuées par M. Gregory Almaric au *Advanced Centre for Queensland University Isotope Research Excellence (ACQUIRE)* de Brisbane en Australie. M. Almaric a effectué son mémoire de Baccalauréat à l'Université de Brisbane, Queensland, Australie sous la direction de Vasconcelos, P., Colin, F. et de l'auteur du présent document. Les résultats d'analyses sont présentés à l'Annexe VI.

I-3.4 Protocole d'acquisition des données structurales

Notre but premier a été de dresser une carte structurale du secteur à l'étude à partir des mesures recueillies sur l'ensemble du massif. Les données structurales ont été collectées par l'auteur entre janvier 2003 et décembre 2004.

Durant la phase de terrain, les aspects pétrographiques et structuraux furent couverts simultanément. Cette phase de terrain engloba, à des divers degrés d'échelle, l'ensemble du massif. L'étude structurale bénéficia de la présence de près de 50 anciens sites miniers et plus de 380 kilomètres de pistes offrant une abondance d'affleurements et permettant la collecte de données de grande qualité. Comme dans toute étude structurale, il a fallu, en premier lieu, faire le relevé systématique de tous les plans et lignes remarquables.

Pour l'étude du Koniambo, les éléments structuraux suivants ont été mesurés;

a) **Les structures primaires** contemporaines à la formation des unités

géologiques :

- Litages
- Rubanement dans les péridotites
- Plan de contact lithologique
- Plan d'accumulation magmatique et linéations associées.

b) Les structures engendrées par la déformation plastique :

- Plan de foliation
- Linéations
- Axes de plissement.

c) Les structures engendrées par la déformation cassante :

- Plans de faille
- Linéations.

Les directions des plans et des axes sont exprimées selon le pendage et la direction du pendage, les azimuts mesurés par rapport au nord géographique (déclinaison : 12° à l'ouest du nord magnétique). Les diagrammes sont présentés sur canevas de SCHMIDT avec projection sur l'hémisphère inférieur.

I-3.5 Protocole d'acquisition des données géochronologiques

Les datations sur zircon pour trois échantillons (1 dyke mafique et 2 échantillons de tonalite) par la technique de datation du géochronomètre U-Pb ont été effectuées par le Dr. Jean David du laboratoire conjoint GEOTOP aux universités UQAM et McGill de Montréal, Québec, Canada. Les résultats sont présentés à l'Annexe VII.

I-4 Contribution de l'auteur dans l'élaboration de la thèse

Cette thèse se présente sous forme de trois articles à auteurs multiples (2 en révision et 1 article publié – Audet *et al.* 2004-2007) et d'une discussion approfondie sur la composition de la séquence ultramafique basale du massif du Koniambo. Sans minimiser l'importance des coauteurs, ces articles proviennent essentiellement des travaux de recherche menés par l'auteur de cette thèse. Le Dr. Christian Picard a grandement contribué au processus délicat des analyses géochimiques, qui grâce à ses commentaires avisés, a aussi participé à leurs interprétations. Le Dr. Normand Goulet a créé l'intérêt pour cette étude lorsqu'en juin 2002, invité par Xstrata Nickel, il effectua une étude structurale sommaire de la partie sommitale nord du massif du Koniambo. Par la suite, le Dr. Goulet participa à quelques reprises à des sessions de travail sur le terrain. De plus, son aide a été importante dans l'interprétation des données structurales et dans l'élaboration du modèle tectonique proposé au chapitre III de la thèse. La société Xstrata Nickel a financé la totalité de l'étude.

Cette étude a aussi bénéficié des travaux de M. Benoit Dubacq sur la caractérisation pétrogéochimique des serpentines de la séquence de Vavouto dans le cadre d'un Master Recherche présenté en juin 2005 au laboratoire du LGCA, à l'Université de Grenoble en France, lequel a été supervisé par le Dr. Christian Picard et l'auteur du présent document.

Le troisième article qui fait l'objet du chapitre V a été réalisé avec M. Andy Ross du groupe Snowden Consultant de Perth en Australie. En tant que Directeur de l'Exploration pour le projet Koniambo, l'auteur a développé en collaboration avec M. Andy Ross, l'essentiel de la méthodologie de modélisation tridimensionnelle pour le calcul des ressources minières des profils latéritiques riches en nickel et cobalt du massif du Koniambo.

L'auteur de cette thèse a donc récolté les échantillons et les données structurales sur le terrain. L'analyse pétrographique et pétrostructurale des lames minces ainsi que le choix des échantillons à étudier en microsonde ont été effectués par l'étudiant. Les analyses à la microsonde effectuées à l'Université de Hobart et leurs interprétations ont également été menées par l'étudiant. L'intérêt pour l'enrichissement en scandium des profils latéritiques est particulièrement vif chez l'auteur qui fut le premier à analyser les profils latéritiques du massif du Koniambo dans le but de confirmer la présence de scandium en quantité potentiellement économique. L'auteur suspectait la présence du scandium dans les profils latéritiques du Koniambo et ce, grâce à son expérience acquise lors de travaux antérieurs sur d'autres gisements latéritiques à travers le monde.

Première Partie

Origine et évolution du massif ophiolitique du Koniambo

Contexte général de l'étude

CG.1 Architecture des massifs ultramafiques reliés à des ophiolites

Le terme « ophiolite » provient du mot grec *ophis* désignant un serpent. Les ophiolites ont un attrait particulier pour les scientifiques puisqu'elles sont considérées comme représentatives de l'ensemble croûte océanique/couches supérieures du manteau sous-jacent et que leurs compositions sont proches de la composition des séquences océaniques actuelles. Seul le mouvement de deux plaques lithosphériques (subduction-obduction) peut déplacer des volumes et des masses aussi considérables. Selon Juteau et Maury (1999), les ceintures ophiolitiques sont des marqueurs de fermetures océaniques, indiquant l'emplacement de domaines océaniques disparus. Il y a environ 150 complexes ophiolitiques de tous âges actuellement connus, parmi lesquels une quarantaine ont été cartographiés en détail et décrits (Nicolas, 1989). De ces complexes ophiolitiques, peu présentent des séquences bien préservées de croûte océanique et de nappes du manteau. Les ophiolites les plus connues comprennent les massifs de Wadi Tayin, d'Oman, les complexes de l'île de Terre Neuve, les ophiolites de Xigaze et Luobusa du Sud Tibet, sans oublier les complexes des ceintures de Vartar et de Mirdita de l'ex-Yougoslavie et d'Albanie et ceux des Alpes internes.

Quelques autres occurrences telles que dans la vallée d'Arakapas à Chipre, Gibbs Island sur les îles Shetlands, le complexe d'Ingalls, Washington, les ophiolites de Nouvelle-Guinée et du Spontang en Inde sont également dignes de mentions. Toutes présentent une succession comparable de faciès ophiolitiques. Seules leur importance relative et leur géométrie varient.

La succession lithologique de ces complexes se résume de façon succincte comme suit (Juteau et Maury, 1999) ;

Unités de croûte océanique

- Une couverture sédimentaire (tuf, argilite, etc.)
- Séquence de laves basaltiques (laves coussinées) recoupée par des filons de dolérite/gabbro (sheeted dykes)
- Séquence massive à litée de gabbro, gabbro-norite, ou norite ;
- Séquences cumulatives ultramafiques à pyroxénite, wehrlite et dunite

Unités du manteau

- Séquence de péridotite (harzburgite et/ou lherzolite), incluant des horizons ou intrusions de dunite à chromite ou de pyroxénite

Nicolas et Jackson en 1972 proposèrent une classification des complexes ophiolitiques caractérisée par leurs structures crustales et par la nature pétrographique des péridotites mantelliques résiduelles. Deux grands types d'ophiolites se dégagent;

- Type harzburgitique « HOT » (Harzburgitic Ophiolite Type)
Ophiolites à section crustale épaisse et continue, et section mantellique majoritairement harzburgitique formées en milieu de ride océanique en expansion rapide.
- Type lherzolitique « LOT » (Lherzolic Ophiolite Type)
Ophiolites à section crustale réduite, voire discontinue, et section mantellique majoritairement lherzolitique formées en milieu de ride océanique en expansion lente.

De ces deux grands pôles émergerait une grande variété de types intermédiaires.

Cependant on peut se poser la question : Est-ce que toutes les ophiolites connues doivent leur origine à un environnement de ride océanique de type HOT ou LOT ?

Des études récentes (Robertson et Shallo, 2000 ; Robertson, 2002 ; Saccani 2004 ;

Beccaluva *et al.*, 2004) indiquent que la plupart des complexes ophiolitiques subissent des transformations importantes lors de leurs obduction. Il est donc parfois difficile de trancher entre une ophiolite de type « HOT » ou « LOT » car outre les faciès manquants de la séquence d'origine, la présence d'unités volcaniques allant des signatures de MORB fortement déprimé à des laves magnésiennes (boninite) vient compliquer le tableau. De plus, des phénomènes d'altération intense œuvrant dans les environnements supra-subductifs et lors de l'obduction peuvent fortement affecter et transformer un ou plusieurs membres de l'ophiolite d'origine.

La théorie de la tectonique des plaques proposée dans les années 60 a ouvert la voie au concept de péridotite alpine formée en milieu de rides océaniques. Depuis lors, les développements dans les techniques d'analyse géochimique ont permis de discriminer plus efficacement les environnements de formation des séquences extrusives. Il est alors devenu évident que la nature des séquences volcaniques pour la plupart des complexes ophiolitiques connus différait des MORB classiques et au contraire présentait des affinités compatibles avec des environnements géodynamiques variant de types supra-subductif à celui d'îles en arc (Pearce, 1980 ; Jenner *et al.*, 1991 ; Robertson , A., 2002 ; Beccaluva *et al.*, 2004) .

Bien que plusieurs auteurs supportent la théorie voulant que la genèse des complexes ophiolitiques soit reliée exclusivement aux rides océaniques (Nicolas, 1989 ; Nicolas *et al.*, 1994 ; Boudier et Nicolas, 1995 ; Boudier *et al.*, 1996), d'autres favorisent un modèle de genèse plus complexe dans lequel l'environnement supra-subductif est générateur d'une grande proportion de faciès géologiques observés au sein des complexes ophiolitiques (Lippard *et al.*, 1986 ; Searle et Cox, 1999 ; Robertson, 2002; Saccani 2004 ; Beccaluva *et al.*, 2004).

Dans les sections suivantes, nous décrivons des exemples de complexes ophiolitiques classiques de types HOT et LOT ainsi qu'un exemple de complexes ophiolitiques s'apparentant à un système supra-subductif.

CG.1.1 Ophiolite d'OMAN; Type HOT

L'ophiolite Semail (Oman) chevauchant le Sultanat d'Oman et le Royaume des Émirats Arabes Unis est considérée comme la séquence ophiolitique la plus accessible et la moins déformée connue à ce jour. Elle est l'une des plus importantes nappes de chevauchement visibles au monde. L'ophiolite d'Oman est considérée comme étant un représentant classique du type HOT, type harzburgitique pur. Elle consiste en un fragment de la lithosphère océanique téthysienne obducté sur la marge arabique à la fin du Crétacé supérieur. Le complexe forme un croissant de 500 km de long d'un seul tenant, sur 50 à 100 km de largeur (Juteau et Maury, 1999). Elle est composée de plusieurs massifs dont certains possèdent une superficie de plus de 4 500 km². Chaque massif présente une suite plus ou moins complète de la séquence ophiolitique.

L'ophiolite d'Oman (Figure CG.1, Nicolas *et al.*, 1998) permet de comprendre les processus mantelliques responsables de la variabilité dans la composition spatiale de la lithosphère océanique (Boudier et Nicolas, 1985 ; Godard *et al.*, 2003 ; Einaudi *et al.*, 2003 ; Python *et al.*, 2003 ; Takazawa *et al.*, 2003).

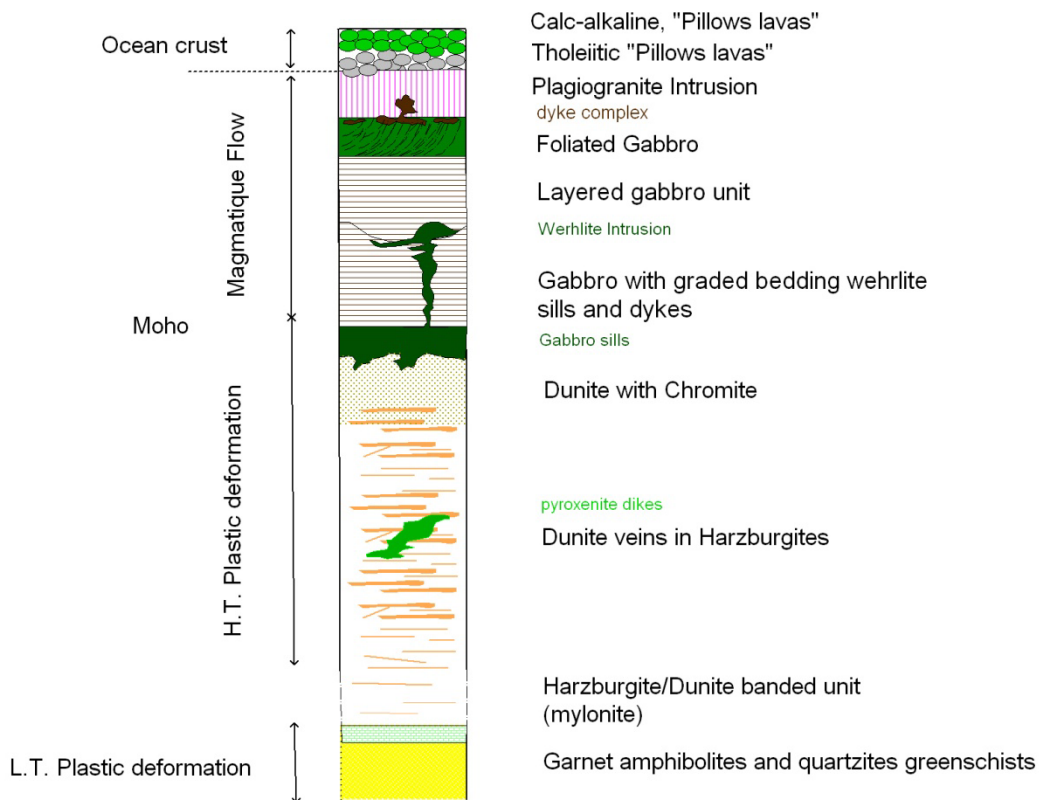


Figure CG. 1 : Profil synthétique de l’ophiolite d’Oman (modifié de Nicolas *et al.*, 1988)

La majeure partie de la séquence extrusive de l’ophiolite d’Oman est composée de lave de composition MORB à l’exception d’une légère anomalie négative en Nb et Ta (lave V1) (Godard *et al.*, 2003). Selon ces auteurs, les laves V1 montrent des spectres de terres rares (TR) et des rapports de Zr/Hf dans la gamme des MORB classiques (Zr/Hf = 33,15-38,7). En revanche, les laves V2, qui recouvrent les laves V1, et qui affleurent seulement dans la partie nord de l’ophiolite, présentent des spectres appauvris en terres rares comparativement aux laves V1 et des ratios Zr/Hf faibles (23,6-30,5). Il est interprété que les laves V2 sont le produit de la fusion partielle du manteau résiduel (après production des laves V1) favorisée par l’arrivée de fluides hydriques. Ce processus s’est probablement produit à différents rapports de

« *melt/rock* » ayant pour résultat la création de deux sous-groupes parmi les laves V2. Les laves V3 recouvrent les V1-V2 dans la région de Salahi. Elles présentent des spectres enrichis en éléments incompatibles LREE > MREE > HREE et un ratio élevé en Nb/Ta caractéristique des basaltes intraplaques (Godard *et al.*, 2003). Au sein de l'ensemble de l'ophiolite d'Oman, la transition entre les types de laves semble ce corréler avec les rotations des blocs tels que suggérés par les données paléomagnétiques.

Takazawa *et al.* (2003) font référence pour leur part à un assemblage d'harzburgite et de lherzolite localisé dans la partie nordique de l'ophiolite, la portion lherzolitique affleurante à la base de la séquence mantellique. Deux types de lherzolites ont été répertoriés par ces auteurs. Le premier type de lherzolite (type 1) est présent de façon sporadique au sein de la mylonite de base. Selon ces auteurs, la géochimie des roches totales et des clinopyroxènes y présente un léger enrichissement en éléments traces et terres rares légers (LREE) lorsque comparé aux modèles classiques de résidus de fusion partielle, ce qui pourrait suggérer une réaction avec des magmas enrichis en LREE (processus de refertilisation) ou bien avec des fluides ayant un bas rapport de « *melt/roche* ».

Le deuxième type de lherzolite (type II) montre une microstructure mylonitique et est localisé exclusivement au contact entre la section mantellique et la semelle métamorphique. L'abondance en éléments incompatibles est plus importante que dans la lherzolite de type 1. Se basant sur la teneur élevée en Na des clinopyroxènes et de la roche totale, sur la signature géochimique déprimée en LREE, ainsi que sur la planéité du spectre des TR moyens et lourds (contradictoire avec une péridotite résiduelle à grenats), Takazawa *et al.* (2003) suggèrent un processus réactionnel entre une péridotite résiduelle mise en contact avec un 'melt' déprimé en LREE dans un environnement d'ouverture océanique à proximité d'une faille transformante.

Bien que Gregory (1984) argumenta que la composition des magmas migrant à travers les sections mantelliques est inévitablement modifiée par les réactions avec

l'encaissant péridotitique et qu'il est impossible de caractériser précisément leur origine, les travaux expérimentaux de Kinzler et Grove (1992) ont démontré qu'aucun magma provenant de quelques profondeurs que ce soit, ne possède une composition similaire aux MORB classiques. Ils proposent que les magmas de type MORB soient le produit d'une réaction entre matériaux partiellement fusionnés ayant leurs origines dans le manteau à des profondeurs plus grandes que le MTZ (*crust-mantle transition zone*).

La zone MTZ se caractérise par la présence de dunite, de troctolite, de gabbro et de wehrilite (Boudier et Nicolas, 1995 ; Nicolas et Prinzhofer, 1983). Ceuleneer *et al.* (1992) ont remarqué que sous le MTZ, il y a souvent des unités d'harzburgite déformées et imprégnées (*impregnated peridotite*) de plagioclase interstitiel et de clinopyroxène. Ces occurrences de péridotite géochimiquement et minéralogiquement transformées sont interprétées par ces auteurs comme étant le produit de la cristallisation partielle lors du refroidissement des magmas migrant (*porous flow*) à travers les harzburgites résiduelles du manteau. Elles sont interprétées comme des « péridotites refertilisées ».

CG.1.2 Ophiolite de type "LOT"

Les exemples types d'ophiolite "LOT" proviennent des Alpes franco-italiennes, en Corse et dans l'Apennin septentrional (Nicolas et Jackson, 1972 ; Juteau et Maury, 1999). Les ophiolites du bassin liguro-piémontais apparaissent constituées de lherzolite à plagioclase surmontée d'une mince séquence crustale. L'ensemble est traversé par de nombreux dykes de dolérite, de filons de gabbro pegmatitique ainsi que d'intrusions gabbroïques. La Figure CG.2 présente une coupe-type d'une ophiolite de type « LOT ».

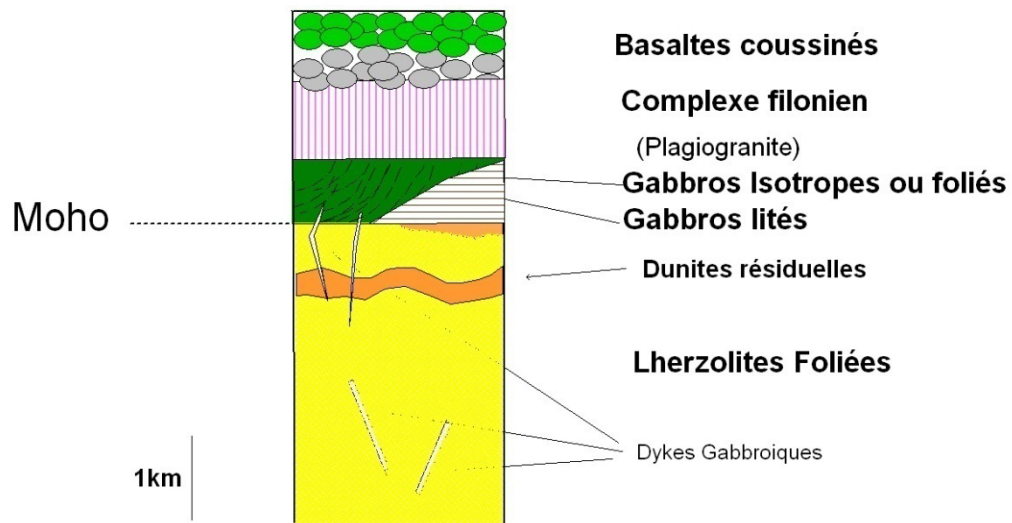


Figure CG. 2 : Coupe type d'une ophiolite LOT : Ophiolite de Trinity (type lherzolite à croûte discontinue), adapté de Nicolas (1989).

Les unités ophiolitiques présentes sur l'île d'East-Timor en Indonésie sont aussi considérées comme étant de type LOT (Harris *et al.*, 2000). Celles-ci se caractérisent comme étant des unités de lherzolite démantelées dans des zones de mélanges tectoniques (Bobonaro mélange) mises en place suivant le chevauchement de la bande continentale australienne. Les unités lherzolite sont associées avec le complexe Aileu, ce dernier étant considéré comme faisant partie d'une bande continentale de marge passive de la plaque australienne, d'âge Permien-Triassique (Harris *et al.*, 2000).

Les ophiolites de Xigaze et Luobusa du Sud Tibet font partie de la suture ophiolitique de l'Indus-Yarlung Zangbo qui sépare la plaque indienne au sud du bloc de Lhasa au nord (Juteau et Maury, 1999 ; Griselin, M, 2001). Cette suture marque l'emplacement d'une paléozone de subduction à vergence nord, qui a absorbé plus de 2 000 km de fonds océaniques téthysiens, avant la collision complète de l'Inde avec l'Eurasie à la fin de l'Éocène (Juteau et Maury, 1999). Ces ophiolites font, elles aussi, théoriquement partie

des complexes de type « LOT » bien conservés et présentent des basaltes MORB au sommet et des lherzolite à la base. La caractéristique principale de l'ophiolite de Xigaze est la faible épaisseur de l'assemblage « croûte océanique », près de 3 km comparativement à une moyenne de 7 km généralement rencontrée dans les séquences océaniques bien préservées. Des unités basaltiques (massives ou à coussins) forment les quelques premiers cent mètres de la partie supérieure de l'ophiolite. Elles sont recouvertes par des sédiments pélagiques et des cherts et passent progressivement vers le bas à un complexe de dykes et de sills de diabase. La partie mantellique comprend au sommet des harzburgites et des dunités recoupées de nombreux sills de diabase dans le premier kilomètre, la proportion de sills diminuant progressivement avec la profondeur. On trouve ensuite des harzburgites de plus en plus riches en diopside chromifère vers le bas, puis de véritables lherzolites (Juteau et Maury, 1999 ; Griselin, M, 2001).

CG.1.3 Type intermédiaire MORB avec composante supra-subductive : les ophiolites albanienes et de la Méditerranée orientale.

Plusieurs complexes ophiolitiques de la région de la Méditerranée présentent des composants indubitablement reliés à un environnement supra-subductif (Robertson et Shallo, 2000 ; Robertson, 2002 ; Sacconi, 2004 ; Beccaluva *et al.*, 2004). Il est ainsi reconnu que l'ensemble des complexes ophiolitiques de la Méditerranée orientale aurait pris naissance au sein du proto-océan Téthys à une certaine distance de toute marge continentale. Selon des travaux récents, la présence d'environnements géodynamiques distincts, allant d'un milieu de ride océanique en expansion lente (MOR) en passant par des environnements de transition entre MOR et supra-subductif (SSZ) à franchement supra-subductif, expliquerait les fortes variabilités compositionnelles de ces complexes ophiolitiques.

CG.1.3.1 Ride océanique en expansion lente (MOR)

Selon Smith *et al.*, 1975 ; Karamata *et al.*, 1980 ; Shallo *et al.*, 1990 ; Bortolotti *et al.*, 1996 ; Robertson et Shallo, 2000 ; Pamic', 1997 ; Pamic' et Tomljenovic, 2002, les complexes ophiolitiques d'Albanie de l'ouest, de Bosnie, de Croatie ainsi que du nord et de l'est de la péninsule grecque sont caractéristiques d'un environnement de rides océaniques en expansion lente. Ces complexes d'âge Jurassique supérieur présentent des assemblages composés d'harzburgite et de lherzolite fortement appauvries par un processus d'imprégnation et de dispersion tectonique des produits de fusion partielle à proximité de la ride en expansion. Ces péridotites sont surmontées par des unités gabbroïques à texture principalement massive quelquefois filonienne. Les gabbros « sheeted dykes » sont cependant absents. Des chevauchements importants séparent les gabbros des faciès volcaniques de type MOR sus-jacents. Selon Dimo *et al.* (1999), l'expansion synmagmatique de la ride océanique serait responsable de l'absence/rareté des gabbros filoniens et des "sheeted dikes" dans ce type d'ophiolite.

CG.1.3.2 Environnement de transition (MOR) à supra-subductif (SSZ)

Robertson (2002) rapporte que quelques complexes ophiolitiques possèdent des caractéristiques d'environnements géodynamiques de type MOR ainsi que supra-subductif (SSZ). Les complexes ophiolitiques jurassiques du nord albanais (Bulqiza, Shebeniku (Tropoja) et de Vourinos) présentent une séquence magmatique de transition entre des MOR et des faciès de type SSZ mis en place durant le Jurassique supérieur et ce, en un court laps de temps. Des datations U/Pb sur zircons indiquent des âges de mise en place des plagiogranites présents au sein de ces complexes de 165 à 162 Ma (Dilek *et al.*, 2001). Au sein des complexes ophiolitiques de Bulqiza et de Shebeniku du nord albanais, la continuité lithologique entre les membres de type

MOR de l'ouest albanais et des faciès SSZ caractéristiques de l'est albanais est bien cartographiée et décrite. Les zones de contacts entre les ophiolites de l'ouest et de l'est albanais sont recouvertes localement par des laves de type IAB d'affinité boninitique (Bortolotti *et al.*, 1996). La distinction entre les ophiolites de l'ouest albanais et celles de l'est, devient moins apparente dans le sud albanais, possiblement dû à l'accroissement de la complexité tectonique dans ce secteur (Hoeck *et al.*, 2002). Le Tableau 1 résume les principales caractéristiques et différences entre les complexes ophiolitiques de l'est et de l'ouest albanais (Nicolas *et al.*, 1999).

En Grèce, le complexe ophiolitique d'Aspropotamos (Pindos) possède une séquence presque complète de croûte océanique incluant des "sheeted dikes" et des intrusions de plagiogranite (Jones *et al.*, 1991). Selon ces auteurs, ce complexe présenterait des phases successives de mise en place de dykes dont la composition chimique évolue de type MORB à des affinités de type MORB/IAB pour finalement avoir une composition de type IAB/boninite (Kostopoulos, 1989).

L'analyse des éléments traces de certaines laves basaltiques présente au sein des complexes albanais et d'Aspropotamos (Grèce) révèle des caractéristiques d'environnements de subduction, incluant des anomalies négatives en Nb. Robertson et Karamata (1994) ont suggéré que plusieurs fragments de croûte océanique se seraient détachés en bordure et auraient été transportés pour faire maintenant partie intégrante des mélanges tectoniques observés au sein de ces complexes.

Tableau CG.1: Résumé des principales caractéristiques et différences entre les complexes ophiolitiques de l'est et de l'ouest albanais

Complexes ophiolitiques d'Albanie orientale	Complexes ophiolitiques d'Albanie occidentale
Section Mantellique	
<ul style="list-style-type: none"> • Harzburgite et lherzolite • Absence de gisement de chromite • Présence de petites occurrences de chromite. • Déformations de haute T° 	<ul style="list-style-type: none"> • Harzburgite et lherzolite • Grandes dépôts de chromite aux contacts des zones de transition. • Déformation de haute-T° dans les péridotites • Péridotites basales présentant des déformations de basse-T° avec des textures porphyroclastique et mylonitique
Section Transitionnelle (Moho)	
<ul style="list-style-type: none"> • Faciès péridotitique à plagioclase et hornblende • Présence de lentilles de "flaser gabbro" • Présence de lentilles d'amphibolite • Petites intrusions de gabbro non déformées • Lentilles de pyroxénite rares et dispersées • Absence de gisements de chromite • Imprégnation et dispersion tectonique des produits de fusion partielle lors des phases de déformation à des T° variant entre 800° et 1000° 	<ul style="list-style-type: none"> • Présence de dunite massive • Lentilles de wehrlite et de lherzolite • Rare présence de lentilles de gabbro • Présence fréquente de gabbro subvertical et de veines de pyroxénite • Présence de dépôts de chromite • Imprégnation des produits de fusion partielle lors des phases de déformation de haute T° (>1000°) • La déformation des cristaux d'olivine augmente à proximité du Moho • Points triples et présence de larges substructures internes
Section gabbroïque	
<ul style="list-style-type: none"> • Gabbro variant de troctolite, leucogabbros, à ferrogabbros à kaersutite • Petites intrusions magmatiques • Gabbro isotrope • Absence ou rare présence de gabbros lités • Rares gabbros foliés • Évidence de déformation plastique • Petites intrusions de wehrlite 	<ul style="list-style-type: none"> • Gabbro à olivine et gabbro-norite • Massifs de gabbro lité bien développés • Présence de gabbros foliés • Gabbros isotropes • Rare évidence de déformation plastique • Présence d'intrusions de wehrlite • Présence de veines de quartz cuprifères

CG.1.3.3 Environnement franchement supra-subductif (SSZ)

Les massifs ophiolitiques de l'Albanie de l'est représentent les séquences les mieux préservées de complexes jurassiques de type SSZ. La succession mantellique expose des séquences harzburgite-dunite appauvries en clinopyroxène associées à des passages importants de dunite, de rare wehrnite-lherzolite et peu de pyroxénite. Ces séquences sont caractérisées par un haut taux de fusion partielle du manteau tel qu'en fait foi l'abondance de la dunite ainsi que le haut ratio Cr/Cr+Al des cristaux résiduels de spinelle (Shallo *et al.*, 1990). Des plagiogranites et des masses de diorite (1-3 km de diamètre) sont présents dans les séquences de cumulat. Les affinités géochimiques des formations de « sheeted dykes » varient de MORB, IAB à boninitique.

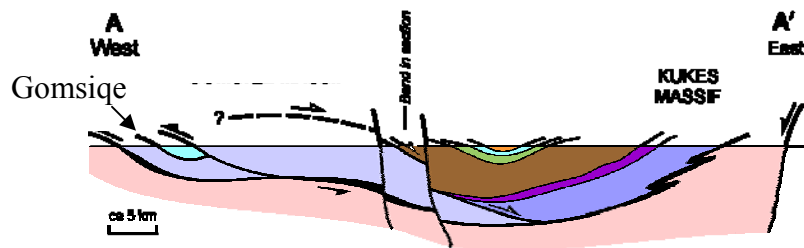
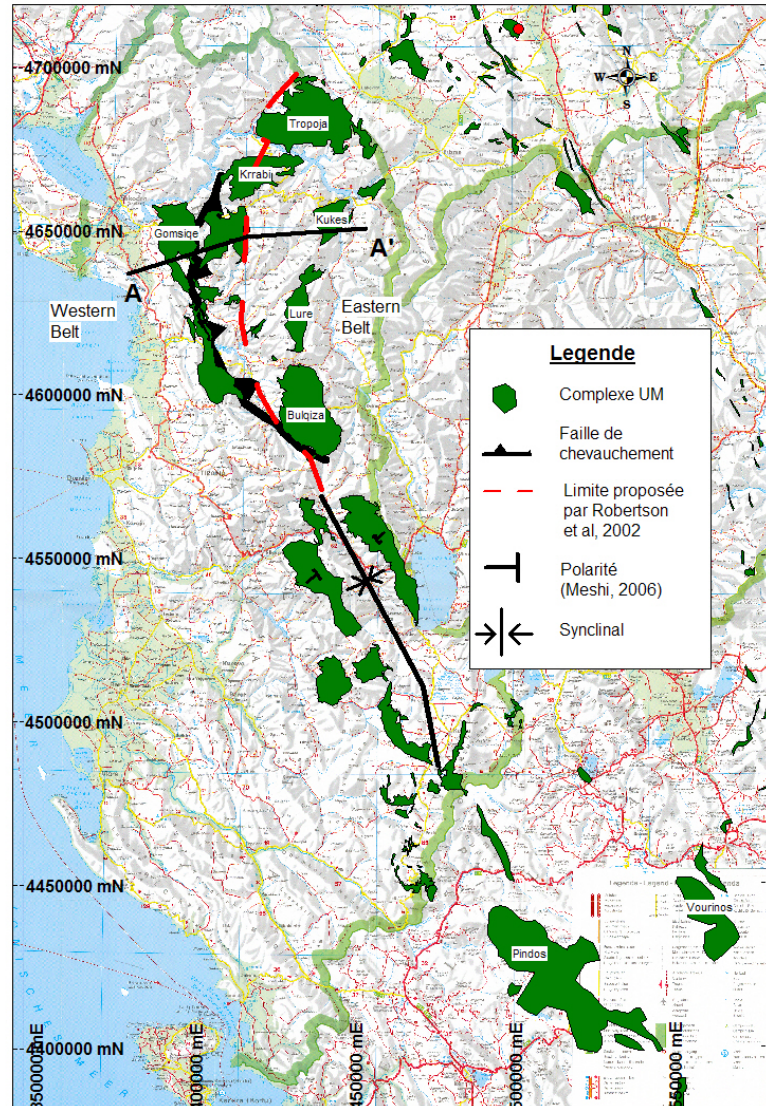


Figure CG.3: Répartition des massifs ultramafiques du nord de la Grèce et de l'Albanie. Interprétation tectonique et coupe géologique, source : M. Tremblay, A. (2006).

Le complexe de Vourinos (Fig. CG.3) possède une séquence importante d'harzburgite surmontée par des fragments de croûtes océaniques (Moore, 1969 ; Rassios *et al.*, 1983). Les volcanites de type IAB, lorsque présentes, sont recoupées par des dykes de type boninitique (série Asprokambo ; Beccaluva *et al.*, 1994). Les complexes ophiolitiques de Pindos et de Vourinos (Fig. CG.3) sont interprétés comme étant contemporains et stratigraphiquement liés ensemble sous le chevauchement mesohellénique (Rassios *et al.*, 1983 ; Jones *et al.*, 1991). De ce fait, les complexes de Vourinos et les complexes d'Albanie de l'est sont considérés comme les séquences lithosphériques d'arc océanique d'âge Jurassique les mieux préservées dans les Balkans de l'ouest.

En résumé, pour l'ensemble de ces complexes ophiolitiques d'âge Jurassique, il est interprété que l'environnement géodynamique de formation est une combinaison d'un environnement de ride à extension lente migrant latéralement en un environnement de type supra-subductif (SSZ). Les ophiolites dérivées d'environnement SSZ méritent notre attention toute particulière, car elles représentent les marqueurs des convergences intraocéaniques avec son cortège de complexes lithosphériques spécifiques générés à l'aplomb des zones de subduction.

CG.2 Contexte géologique de la Nouvelle-Calédonie

CG.2.1 Géodynamique du sud-ouest Pacifique

Pour bien comprendre le contexte tectonique responsable de la configuration actuelle du massif du Koniambo, nous nous devons de décrire l'évolution géodynamique du Pacifique Sud, et ce, depuis la création de la plaque du Pacifique, il y a de cela 120 Ma. L'histoire géodynamique récente du sud-ouest Pacifique est caractérisée par la

formation d'une succession de bassins marginaux et de lambeaux de systèmes d'arcs créés par l'interaction des plaques Australienne et Pacifique durant les périodes successives d'extension, de compression et de transtension agissant depuis le Crétacé jusqu'à aujourd'hui (Sdrolias *et al.*, 2003). Plusieurs auteurs ont contribué à la connaissance et à la compréhension des régimes géodynamiques qui ont façonné le sud-ouest Pacifique (Ratcliff *et al.*, 1998 ; Sdrolias *et al.*, 2003 ; Meffre *et al.*, 2001 ; Cluzel *et al.*, 2001 ; Fitzherbert *et al.*, 2004). Ratcliff *et al.* (1998) suggèrent qu'avant 122 millions d'années, la plaque du Pacifique était petite et non fragmentée (Fig. CG.4). Celle-ci se distingua des plaques environnantes, Izanagi au nord et Farallon à l'est, suite à la pression exercée par la plaque Phoenix située au sud. À cette époque la plaque Phoenix étant en subduction sous le Gondwana (Blake *et al.*, 1977) entraîna les plaques Pacifique, Iwanagi et Farallon dans un mouvement migratoire vers le sud-ouest. Des centres d'ouvertures océaniques et des zones transformantes se sont ainsi développés en bordure des plaques là où les variations de vitesse de migration étaient les plus grandes. C'est d'ailleurs à cette époque que sont datées les premières effusions basaltiques du plateau d'Ontong-Java¹. La convergence entre les plaques Pacifique et Australienne était déjà en activité à environ 120-100 millions d'années et a été suivie par des périodes d'extension/transtension actives simultanément à la dislocation du Gondwana oriental.

¹ Le plateau Ontong Java Plateau (OJP) est la plus grande « province ignée » connue mondialement (1,5 Mkm²). Le plateau fut subdivisé en deux districts stratigraphiques et isotopiques distincts; la Formation de Singgalo et la Formation Kwaimbaita. Sur l'île de Makira, les basaltes MORB sont intercalés avec des basaltes de type OIB. Les OIB sont associés à une séquence de diapirs mantelliques (Ely *et al.*, 2003).

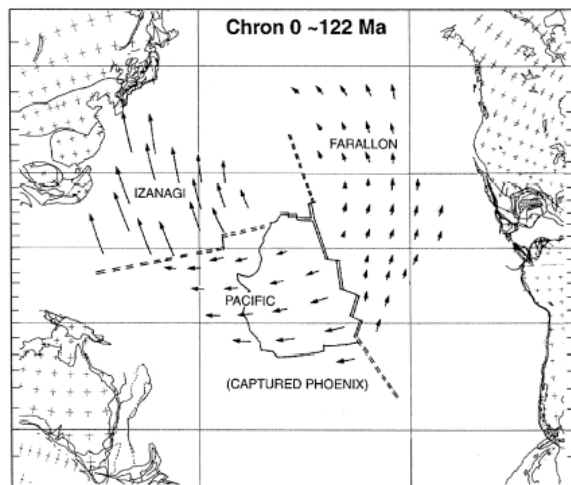
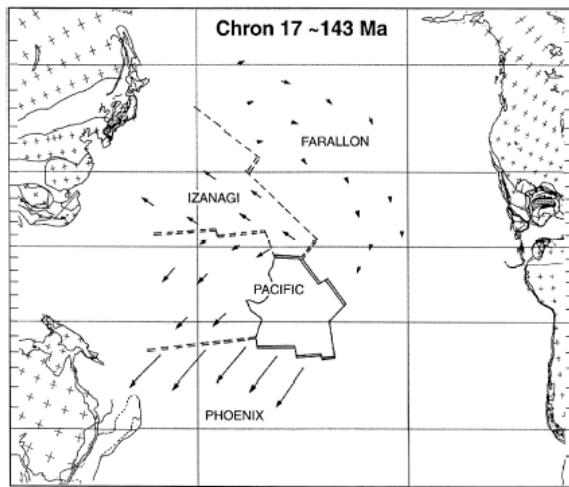


Figure CG.4: Mouvements relatifs des plaques Phoenix, Pacifique, Farallon et d'Izanagi entre 143-120Ma. Ces images montrent les endroits approximatifs des continents, avant (panneau supérieur) et après (panneau inférieur) l'événement du plateau basaltique d'Ontong-Java et la réorganisation des mouvements de plaques (d'après Ratcliff *et al.*, 1998).

CG.2.1.1 Unité de Poya

Créées par injection et consolidation de magmas issus du manteau, les laves de type E-MORB formèrent le corps de l'Unité de Poya, il y a de cela entre 70 et 90Ma sur la marge orientale du Gondwana à la faveur de l'ouverture du bassin Sud-Loyauté, à la latitude $37,6^{\circ}\text{S} \pm 6,2^{\circ}$ (Ali *et al.*, 2000), au sein d'un bassin marginal immédiatement

au nord-est de la ride de Norfolk lors de la séparation d'avec le Gondwana (Cluzel *et al.*, 1997-1999-2001, Eissen *et al.*, 1998). L'ensemble de ces ouvertures océaniques a donné naissance, de l'est vers l'ouest, au bassin Sud-Loyauté, à la ride de Norfolk (qui deviendra le socle de la Nouvelle-Calédonie), au bassin de la Nouvelle-Calédonie, à la ride de Lord Howe, et finalement à la mer de Tasman. C'est vers 55Ma que les plaques Indienne et Australienne ont amorcé leur subduction à vergence nord sous l'arc Sepik-Papuan (Fig. CG.5). L'arc Sepik-Papuan est l'équivalent de la zone de subduction à vergence est qui entraîna la ride de Norfolk sous le bassin Sud-Loyauté. Durant l'Éocène, la marge passive d'âge Mésozoïque de Nouvelle-Guinée entra en collision avec l'arc des Loyauté causant l'obduction des ophiolites de Sepik, Papuan et de Nouvelle-Calédonie (Hall, 1997).

Selon Sdrolias *et al.* (2003), la convergence entre les plaques Pacifique et Australienne s'initia le long de la ride « Loyalty-Three Kings » vers 90 Ma et cessa vers 45 Ma. Eissen *et al.* (1998) considèrent que suite à la cessation de l'ouverture de la mer de Tasman vers 56 Ma, la plaque Australienne continua son extension sur sa marge orientale via l'ouverture du bassin des Loyauté. Cette ouverture combinée avec la migration vers le nord de la plaque Australienne, aurait généré des forces de compression d'orientation NE-SO. Ces forces de compression auraient été responsables du développement d'une nouvelle zone de subduction au sein du bassin Nord-Loyauté.

L'ouverture des bassins marginaux de l'ouest et du sud-ouest Pacifique continua durant la période 40 à 34Ma. Durant cette même période, la réorganisation des mouvements de migration dans le secteur sud Pacifique provoqua un changement de cap vers le nord-ouest pour la plaque Pacifique (Eissen *et al.*, 1998). Cette réorganisation générale affecta aussi la plaque Australienne. Ainsi sur la bordure est de la plaque Australienne, la ride de Norfolk entra en subduction et provoqua

l'obduction de l'ophiolite de la Nouvelle-Calédonie.

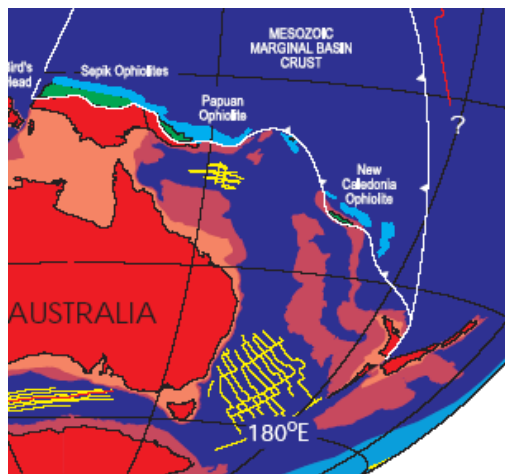


Figure CG.5: Reconstruction du secteur sud-ouest Pacifique vers 50Ma (Hall, 1997). Les plaques Pacifique, Indienne et Australienne amorcèrent leur subduction à vergence nord sous l'arc Sepik-Papuan

CG.2.2 Environnement géodynamique spécifique à la Nouvelle-Calédonie

Le micro-continent de la Nouvelle-Calédonie se caractérise tout d'abord par un assemblage de terranes continentales et ophiolitiques d'âge pré-Jurassique supérieur assemblées à la marge orientale du Gondwana (Cluzel *et al.*, 1994, 2002) lors de l'orogénèse Rangitata au Crétacé inférieur. Cet ensemble se serait ensuite fragmenté lors de l'ouverture des bassins de la mer de Tasman, de la Nouvelle-Calédonie et Sud-Loyauté au Crétacé supérieur-Paléocène, puis migra vers le nord-est à l'Éocène avant de s'engager dans la zone de subduction du bassin des Loyauté. Suite au blocage de cette dernière, un mouvement d'obduction des diverses structures d'écaillage intraocéanique s'est amorcé à l'Éocène supérieur donnant naissance à la configuration géologique actuelle de la Nouvelle-Calédonie. Les travaux récents de Cluzel *et al.* (2001) suggèrent que les éléments de la lithosphère associée au bassin des Loyauté ont été obductés sur le bâti calédonien en provenance du nord-est. Cette phase de compression, relativement courte, se serait achevée à l'Éocène supérieur.

Sur la base d'un relevé sismique effectué dans le bassin des Loyauté immédiatement à l'est de la grande île de la Nouvelle-Calédonie, Collot *et al.* (1987) ont démontré que l'ensemble de la croûte océanique et les unités sous-jacentes du manteau du bassin des Loyauté possèdent des vitesses d'ondes sismiques suggérant la présence d'une séquence lithosphère/croûte océanique complète en position normale incluant des sédiments, basaltes, gabbros et péridotites. Ces études géophysiques suggèrent que l'ophiolite de Nouvelle-Calédonie représente la partie obductée de cet ensemble croûte océanique/lithosphère mantellique.

En 1994, Cluzel *et al.* remirent en cause les interprétations antérieures qui présumaient du caractère strictement continental du bloc de la Nouvelle-Calédonie et de l'autochtonie de ses diverses composantes et ont proposé un nouveau modèle d'évolution géodynamique. En 1994, Cluzel *et al.* proposaient un découpage en huit unités (ou terrane) regroupées en deux ensembles reliés à deux épisodes tectoniques majeurs;

- un ensemble Permo/Crétacé inférieur pouvant se corréler avec l'orogénèse Rangitata de Nouvelle-Zélande,
- et un ensemble syn- à post Senorien produisant des unités structurées lors de l'orogénèse néo-calédonienne.

CG.2.3 Les unités géologiques de la Nouvelle-Calédonie.

Décrites en détail par Paris (1981) et réinterprétées par Cluzel *et al.* (1994) les unités géologiques de la Nouvelle-Calédonie sont les suivantes (Figs. I-1, I-2):

Ensemble Permo-Jurassique ou Unité de la Chaîne centrale

- Unité de Koh: Ophiolite permienne (Carbonifère supérieur) composée d'un assemblage d'unités volcano-sédimentaires métamorphisées.
- Unité de la chaîne centrale *sensu stricto* : Ensemble volcano-sédimentaire métamorphique d'âge Trias moyen à Jurassique supérieur.
- Unité de Téremba : Assemblage volcano-sédimentaire d'arc, d'âge Permien.
- Unité de Boghen et Ouengo-Netchaot. Initialement interprétée comme une unité anté-permienne en raison de l'intense déformation et du métamorphisme qui l'affecte (Paris, 1981), cette unité en grande partie constituée de metabasaltes, de volcano-clastites et de divers sédiments est en fait datée du Lias (datations sur zircons détritiques par Cluzel *et al.* (2002)).

D'après Cluzel *et al.* (2001-2002), toutes ces unités, à l'exception de l'Unité de Boghen, se sont développées dans un environnement d'îles en arc associé à un système de subduction active de la bordure est du continent Gondwana. Considérant que l'ophiolite de Koh aurait un âge approximatif de 300 Ma (302 +/-7 Ma et 290 +/-5 Ma selon Aitchison *et al.*, 1998).

Ensemble subautochtones syn- et post Sénonien du cycle néo-calédonien.

Selon Cluzel *et al.* (1994), repris par Bartoli (2006), cet ensemble comprend les unités suivantes :

- Un ensemble par-autochtone, l'unité de Nouméa-Bourail-Koumak (NBK) présent pour l'essentiel le long de la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie, et comprenant du plus ancien au plus récent (Fig. I.2) :
 - la formation de Téremba, ensemble volcano-sédimentaire permotriasique ;
 - un assemblage volcano-sédimentaire créacé supérieur formé de grés, d'horizons charbonneux et de volcanites calco-alkalines à alcalines;
 - un assemblage sédimentaire Paléocène de cherts (phtanites) et de calcaires à globigérines ;
 - des séquences Éocène de flyschs, intercalés à des horizons carbonatés (flyschs de Nouméa et Bourail, olitostrome de Nouméa, calcaires d'Adio ...);
 - des formations Miocène de conglomérats (conglomérats de Népoui par exemple).
- l'Unité volcano-sédimentaire du Diahot d'âge Sénonien dans le nord calédonien dont les lithologies (schistes, métapelites, metabasaltes, méta-tufs, méta-rhyolites incluant des gisements volcanogènes à or natif et sulfures de Cu-Pb-Zn) ont été fortement déformées et métamorphisées à l'Éocène au faciès schiste bleu lors de l'entrée en subduction vers le NE du prisme nord calédonien (Baldwin *et al.*, 1999 ; Cluzel *et al.*, 2001 ; Fitzherbert *et al.*, 2004).

L'unité volcano-sédimentaire métamorphique de haute pression du Diahot est composée principalement de sédiments, de sills de dolérite ainsi que de laves de compositions basaltique à rhyolitique associées à des tufs à affinité de bassin d'arrière arc (Picard, 1995). Selon Baldwin *et al.* (1999), les données P-T indiquent que ces roches ont subi un métamorphisme régional de haute P-T avant 40Ma. Fitzherbert *et al.* (2004) indiquent que les membres de l'Unité du Diahot font partie d'une ceinture métamorphique de haute pression ayant subi des conditions de métamorphisme

variant d'éclogite à schiste bleu ($P < 16\text{kbar}$ et $T < 500^\circ$) d'âge Éocène (40 Ma). Cet évènement serait lié aux phénomènes de subduction puis d'obduction subis par la séquence ophiolitique originaire du bassin du Sud-Loyauté.

Ensemble allochtone Crétacé supérieur - Paléocène.

Cet ensemble mis en place à l'Éocène comprend les unités suivantes ;

- l'Unité de Poya, plancher océanique du bassin des Loyauté ; Crétacé supérieur-Paléocène ;
- l'Unité de Pouébo, basaltes tholéitiques et sédiments au métamorphisme de haute pression ;
- La nappe ultramafique (Massif du Sud et klippes de la côte ouest) obductée à l'Éocène terminal.

La formation des basaltes de la côte ouest (Unité de Poya) se met en place du Crétacé supérieur au Paléocène. Elle est constituée de dolérite, de gabbros, et de laves coussinées basaltiques (MORB-BAB-OIB + quelques boninites) avec de nombreuses intercalations sédimentaires (Cluzel *et al.*, 1997-2001; Eissen *et al.*, 1998). Elle représente la croûte océanique du bassin Sud-Loyauté, obductée à l'Éocène sur le bâti calédonien.

L'Unité de Pouébo est constituée d'un mélange de blocs métriques à hectométriques de différentes natures (métabasaltes pour l'essentiel, mais aussi des métagabbros et quelques blocs de métapéridotite transformés en talc) dans une matrice fortement déformée et métamorphisée riche en talc et chlorite, le tout interprété comme un mélange ophiolitique (Paris, 1981) ou mélange d'accrétion (Cluzel *et al.*, 2001) issu de la destruction de la lithosphère du bassin des Loyauté lors de son entrée dans la subduction Éocène.

Le caractère « recouvrant » de la nappe ultramafique obductée à la fin de l'Éocène, fut préalablement reconnue par Pelatan (1892) et par Glasser (1903-1904), et clairement mis en évidence par Routhier (1953) et Avias (1949, 1955). Parmi les massifs de péridotite associés à la nappe ophiolitique d'âge Éocène, on distingue généralement ;

- Le Massif du Sud, d'une dimension de 40 km x 110 km, il représente le massif péridotitique le plus volumineux mondialement connu.
- Le massif de l'île des Pins, au sud de la Grande Terre en prolongement du Massif du Sud.
- Les massifs de la chaîne centrale, aux dimensions modestes.
- Les massifs de la côte ouest qui forment un chapelet allongé parallèlement à la côte occidentale, incluant le massif du Koniambo et celui de l'île de Belep.

Selon Prinzhofer (1981), l'âge présumé de l'ophiolite est de 80-100 Ma. Cet âge suggère que le détachement de l'ophiolite, obducté il y a 40 Ma, est intervenu à partir d'une lithosphère assez ancienne.

Les Unités de Poya et de Pouébo ont des signatures géochimiques similaires et comprennent pour l'essentiel des basaltes massifs ou en coussins (métabasalts massifs au faciès glaucophanite à grenat pour l'Unité de Pouébo) d'affinité de type MORB (mid-oceanic ridge basalt) avec également des basaltes de type BAB et OIB ainsi que des laves calco-alcalines et des boninites dans la région de Pouembout (Cluzel *et al.*, 1997-2001 ; Picard *et al.*, 1999 ; Eissen *et al.*, 1998 ; Ohnenstetter et Brown 1992-1996 ; Cameron 1989 et Sameshima *et al.* 1983. Selon Picard *et al.*, (1999) et Cluzel *et al.* (1997-2001), les unités de Poya et de Pouébo représentent des croûtes océaniques formées lors de l'ouverture du bassin marginal des Loyauté. Pour sa part, l'Unité de Pouébo représenterait des fragments de croûte océanique

métamorphisée lors de la subduction vers le nord-est de la croûte océanique du bassin des Loyauté alors que l'Unité de Poya chevaucha les unités du socle calédonien.

Evolution tectono-sédimentaire

L'origine de l'Unité de Poya suscita la controverse et Paris en 1981, reprenant l'hypothèse autochtoniste de Routhier (1953), argumenta que la formation des basaltes serait due à l'ouverture de petits bassins le long de la suture Ouest-Calédonienne, en relation avec l'ouverture des mers marginales. Selon cette théorie, les membres de l'Unité de Poya auraient été charriés sur les terrains environnants.

Cluzel *et al.* (1994-1997-2001) ont démontré que l'Unité de Poya représente une croûte océanique allochtone obductée du nord vers le sud sur le bâti calédonien depuis le bassin Sud-Loyauté pendant l'Éocène.

Le charriage de la nappe ultramafique à partir de l'Éocène supérieur traduit l'apogée de l'orogénèse néo-calédonienne. Ce charriage, grossièrement nord-sud (Paris, 1981 ; Cluzel *et al.*, 2001) est synchrone du métamorphisme du faciès schiste bleu, à gradient croissant vers le nord, qui affecte le nord-est de l'île. Les écailles de basaltes de l'Unité de Poya présentes sur la côte Est pourraient représenter des lambeaux de croûte océanique des Loyauté entraînés avec le charriage de la nappe.

La dynamique des bassins est aussi attestée par l'enregistrement sédimentaire. Parallèlement à la formation des basaltes au sein du bassin des Loyauté, des sédiments détritiques (grès avec des intercalations de charbons) puis des sédiments pélagiques (cherts et calcaires) se déposent du Sénonien au Paléocène sur et en périphérie du socle calédonien, indiquant l'évolution vers une période de calme orogénique associée à l'ouverture des bassins.

L'Éocène moyen s'accompagne pour sa part d'une sédimentation de type flysch, qui traduit l'avancée des nappes sur le bâti calédonien.

Pendant la période Oligo-Miocène, une succession de phases compressives et extensives provoque le pincement de la nappe ultramafique dans des accidents cassants dont l'un serait l'Accident Ouest-Calédonien (Maurizot, 1985), trait structural majeur qui sépare la chaîne centrale des formations de la côte ouest.

A la fin de l'Oligocène ou au début du Miocène, des intrusions acides (granodiorite de St-Louis et de Koum-Borindi (Guillon, 1975)) scellent le charriage de la nappe ophiolitique. Elles ont été datées à 27,4 Ma et 24,3 Ma respectivement par Paquette *et al.* (2007).

Après la phase tectonique majeure du cycle néo-calédonien, la Nouvelle-Calédonie reste émergée, pour l'essentiel. Ainsi, la période qui suit la mise en place des péridotites est caractérisée par la lacune oligocène, liée à la surrection d'ensemble de la Nouvelle-Calédonie. Les péridotites subissent alors plusieurs cycles d'érosion et de mouvements verticaux à l'échelle de l'île (Routhier, 1953).

- 1) Pénéplanation des péridotites,
- 2) Soulèvement,
- 3) Subsidence.

La phase de subsidence est notamment responsable de l'ennoiement des basses vallées actuelles et des grands rentrants de la côte. C'est au cours de cette phase et plus précisément au Pléistocène et à l'Holocène (Coudray, 1977) que les récifs barrières Est et Ouest se seraient édifiés. Ainsi donc, après la mise en place des massifs ultramafiques, des mouvements de réajustement en extension/compression font rejouer les fractures anciennes. Un mouvement à résultante positive fait remonter l'ensemble de l'édifice qui émerge progressivement et se trouve soumis aux phénomènes d'altération et d'érosion.

Les parties situées sur la partie axiale de l'édifice seraient presque entièrement érodées alors que sur les bordures et surtout dans le sud les massifs resteraient plus puissants. Ainsi fini d'être façonné l'édifice calédonien constitué dès le Permien sur

la marge externe du Gondwana.

Les Figures CG.6 à CG.9 illustrent les grandes hypothèses des événements tectoniques qui, selon Cluzel *et al.* (1999), expliqueraient la configuration géologique actuelle.

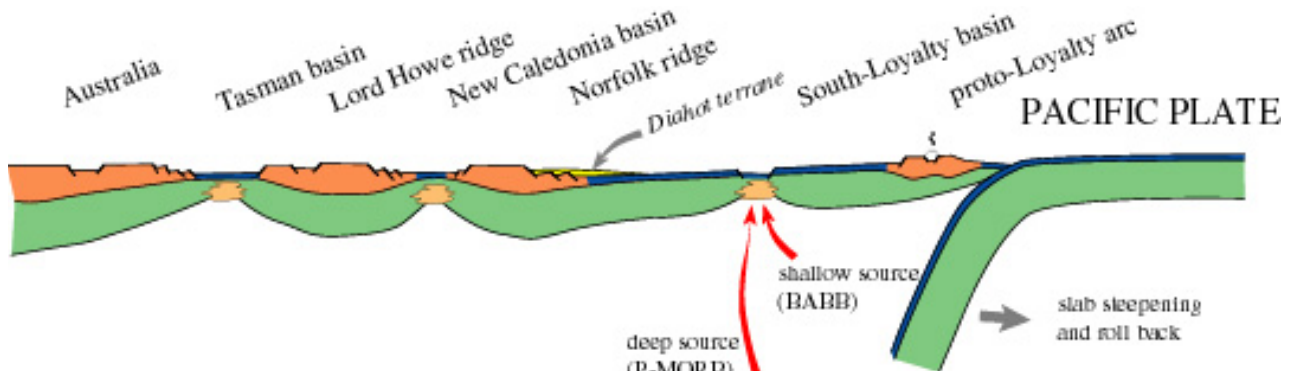


Figure CG.6: Crétacé-Paléocène ~90-56Ma; Subduction à vergence ouest de la plaque Pacifique et création du bassin Sud-Loyauté. Source: Cluzel *et al.* (1999).

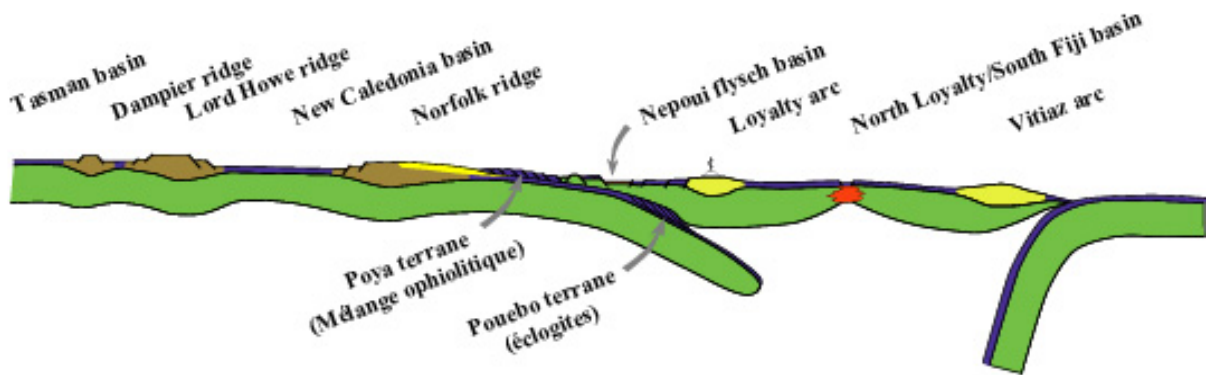


Figure CG.7: Éocène ~40Ma; Subduction de la lithosphère du bassin Sud-Loyauté et Obduction de la séquence croûte océanique/nappe ophiolitique. Source: Cluzel *et al.* (1999).

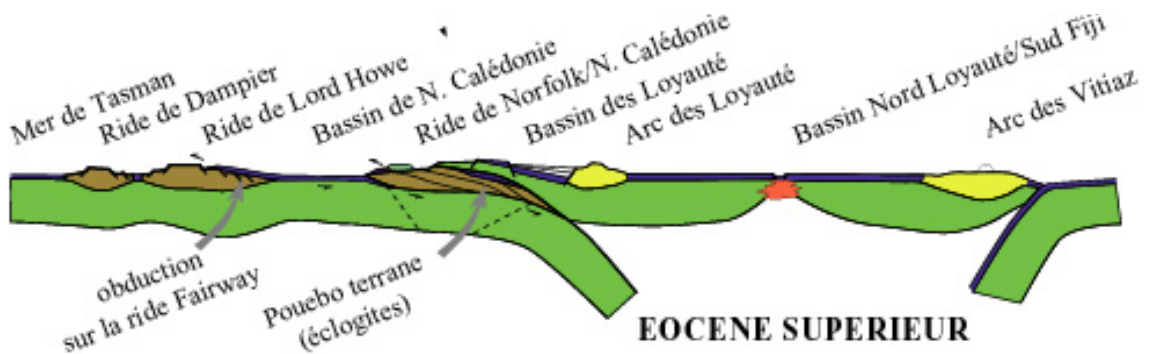


Figure CG.8: Les événements tectoniques de l'Éocène supérieur (35 à 31Ma). Source: Cluzel *et al.* (1999).

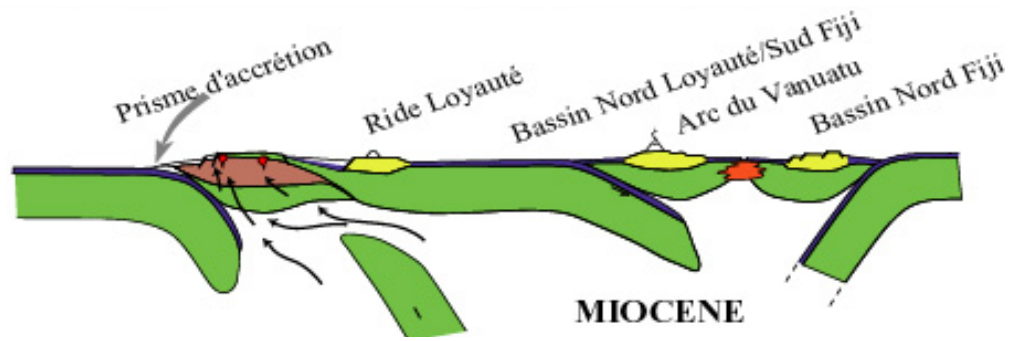


Figure CG.9: Les évènements tectoniques du Miocène (25 à 10 Ma). Source: Cluzel *et al.* (1999).

Chapitre I

Le massif du Koniambo, Nouvelle-Calédonie, un exemple de complexe ophiolitique de type SSZ dans le SO Pacifique.

Marc-Antoine Audet¹⁻²⁻⁴, Christian Picard² et Normand Goulet³

1-Directeur, Exploration Latérite, Xstrata Nickel, Laval, PQ, Canada, H7L 5A7
maaudet@xstratanickel.ca

2- Laboratoire des Géosciences, UMR Chrono-environnement (n° 6249, Université de Franche Comté, 25042 - Besançon, France

3- Université du Québec à Montréal (UQAM), CP 8888, Montréal, H3C 3P8

4- Laboratoire des Géosciences et Physique de la Matière Condensée (LGPMC-EA 3325), Université de la Nouvelle-Calédonie, BP R4 - 98851 Nouméa, Nouvelle-Calédonie

Article soumis au Bulletin de la Société Géologique de France en novembre 2007, dossier: 76/07. Article revu et corrigé en novembre 2008.

Le texte présenté au chapitre I a été remanié en vue d'une nouvelle soumission pour publication. Les auteurs s'excusent des redondances avec d'autres parties de la thèse du fait de la construction de l'article qui sera tiré de ce chapitre.

Extended Abstract

The geology of the island of New Caledonia consists of a patchwork of thick marine and terrigenous terraces and ophiolite fragments formed during three main periods:

- Permian to late Jurassic: oceanic terraces were formed in intra-oceanic arc and back-arc settings accreted to the east of the Gondwana margin during the Rangitata orogeny;
- Late Cretaceous and Paleocene: the continuing break-up of the Gondwana margin resulted in the drifting of oceanic crusts in marginal basins, which finally reached the Eocene subduction zone of the newly formed Loyalty basin;
- Eocene: the subduction was blocked, ophiolitic rocks were obducted in the Upper Eocene, and several intra-oceanic thrusts occurred.

During the Upper Eocene, the New Caledonian ophiolite was emplaced, following compression from the northeast, by thrusting over Late Cretaceous to Paleocene basalts and Mesozoic sediments. Ultramafic members are exposed over a total area of about 7 000 km² in New Caledonia, with the Massif du Sud alone covering an area of 5 700 km². A belt of isolated ultramafic massifs that belong to the New Caledonian ophiolite is present along the west coast of the main island of New Caledonia and the Koniambo massif is one of them.

The Koniambo massif rises from a narrow coastal plain to 940 m above sea level thereby providing a spectacular mountain backdrop for the Northern Province capital of Koné, located 270 km north-west of Nouméa. The massif is made up of a number of distinct and intricately overlapping fragments of an ultramafic ophiolitic nappe. There are three main geological assemblages: a) the Vavouto Sequence composed of serpentinised peridotites; b) the Dunitic Sequence; and c) the Harzburgitic Sequence. These ultramafic assemblages lie above slabs of oceanic crust, the Poya Unit, which are themselves laid out in complex overlapping

formations.

This article tries to link petrologic and mineralogical characteristics of these various assemblages to recent developments in geodynamic modeling related to ophiolitic complexes. Our study suggests that not only the volcanic sequence of a given ophiolitic complex can present affinities connected to a supra-subductive environment but also the associated mantle sequences. The intermingling of volcanic and volcano-sedimentary units at the base and the overlying of the Temala gabbro and the mantle units at the top, suggest a structurally inverted structural assemblage of an ophiolite suite. The ophiolitic sequence might have originated from a back-arc basin but evolved and migrated, eventually reaching a subduction zone. Several ultramafic members of the original sequence were strongly affected by their passage through this supra-subductive environment (SSZ) before being obducted onto the New Caledonia basement. The structurally inverted sequence is described for the first time and highlights contrast with the less dismembered ultramafic sequences of the Massif du Sud.

Résumé

Le massif du Koniambo fait partie d'un chapelet de massifs montagneux échelonnés le long de la côte ouest de l'île principale de Nouvelle-Calédonie. Il est un témoin de la grande nappe ophiolitique de Nouvelle-Calédonie mise en place à l'Éocène supérieur, dont l'élément principal est le Massif du Sud. Situé à 270 km au nord-ouest de Nouméa, il s'élève à partir d'une plaine côtière étroite jusqu'à une altitude de 940 m et fournit une toile de fond spectaculaire à Koné, la capitale de la province Nord.

Le massif du Koniambo comprend trois grands assemblages lithologiques et structuraux: a) l'assemblage à harzburgites et dunités serpentinisées de Vavouto; b) une séquence de dunite à chromite ; et c) une suite de nappes principalement à harzburgites +/- dunités dans la partie supérieure du massif. Ces assemblages surmontent l'Unité de Poya constituée dans l'environnement du massif du Koniambo de basaltes/gabbros à affinité de BAB et MORB dans la plaine de Vavouto, d'une séquence de gabbros et dolérites au nord du massif près de Témala, de basaltes et pyroclastites de type OIB sur la péninsule de Pinjen et enfin de MORB et de boninites dans la plaine des Gaiacs au sud de Pouembout. Ces différents ensembles possèdent une position structurale imposée par les événements tectoniques responsables de l'obduction des séquences de croûte océanique/manteau lithosphérique sur le socle de Nouvelle-Calédonie.

Cet article tente de faire un parallèle entre les caractéristiques pétrologiques et minéralogiques du massif ophiolitique du Koniambo et les développements récents dans l'interprétation des modèles géodynamiques de mise en place des complexes ophiolitiques notamment sur la base de la géochimie des séquences extrusives et des péridotites mantelliques. Notre étude suggère qu'il n'y a pas que les séquences volcaniques qui présentent des affinités reliées à un milieu supra-subductif, mais aussi les séquences mantelliques. Il est proposé que l'enchevêtrement des unités

volcaniques et volcano-sédimentaires de l'Unité de Poya à la base, surmontées par les gabbros de Témala et les séquences mantelliques au sommet, correspondent à des écaïlles de croûte océanique/séquence ultramafique dont la succession est globalement inversée (écaïlles de la croûte à la base, écaïlles mantelliques au sommet). Il est par ailleurs montré que ces différentes séquences proviennent d'un bassin d'arrière-arc et que certains membres ultramafiques ont été fortement affectés par leur passage en milieu supra-subductif (SSZ). Cette disposition inverse des séquences ultramafiques est décrite pour la première fois en Nouvelle-Calédonie et contraste avec la régularité des séquences ultramafiques observées dans le Massif du Sud, où celles-ci sont globalement peu tectonisées et présentent une succession structurale normale.

1.1 Introduction

Le terme ophiolite provient du mot grec « ophis » désignant un serpent. Les ophiolites ont un attrait particulier pour les scientifiques puisqu'elles sont considérées comme représentatives de l'ensemble croûte océanique/couches supérieures du manteau sous-jacent. Selon Juteau et Maury (1999), les ceintures ophiolitiques sont des marqueurs de fermetures océaniques, indiquant l'emplacement de domaines océaniques disparus.

Il y a environ 150 complexes ophiolitiques de tous âges actuellement connus, parmi lesquels une quarantaine ont été correctement cartographiés et décrits (Nicolas, 1989). De ces complexes ophiolitiques, bien peu présentent des séquences bien préservées de croûte océanique et du manteau. Les ophiolites les plus connues comprennent les massifs de Wadi Tayin, d'Oman, les complexes de l'île de Terre Neuve, les ophiolites de Xigaze et Luobusa du Sud Tibet sans oublier les complexes des ceintures de Vartar et de Mirida de l'ex-Yougoslavie et d'Albanie (Smith *et al.*, 1975 ; Karamata *et al.*, 1980 ; Boudier et Nicolas, 1985 ; Shallo *et al.*,

1990 ; Bortolotti *et al.*, 1996 ; Juteau et Maury, 1999 ; Robertson et Shallo, 2000 ; Pamić, 1997 ; Harris *et al.*, 2000 ; Pamić et Tomljenović, 2002 ; Robertson, 2002 ; Takazawa *et al.*, 2003 ; Saccani *et al.*, 2004).

La théorie de la tectonique des plaques proposée dans les années 60 a ouvert la voie au concept de péridotite alpine formée en milieu de ride océanique. Depuis lors, le développement technologique dans le domaine des analyses géochimiques ont permis de discriminer plus efficacement les environnements de formation des séquences extrusives. Il est alors paru évident que la nature des séquences volcaniques de la plupart des complexes ophiolitiques connus différait des MORB classiques et au contraire présentait des affinités compatibles avec des environnements géodynamiques variant de types supra-subductif à celui d'îles en arc.

Nicolas et Jackson (1972) ont proposé une classification des complexes ophiolitiques caractérisée par leurs structures crustales et par la nature pétrographique des péridotites mantelliques résiduelles. Deux grands types d'ophiolites se dégagent (Nicolas et Jackson, 1972 ; Juteau et Maury, 1999).

Type Harzburgitique « HOT » (Harzburgitic Ophiolite Type)

Ophiolites à section crustale épaisse et continue, et section mantellique majoritairement harzburgitique formées en milieu de ride océanique en expansion rapide.

Type Lherzolitique « LOT » (Lherzolic Ophiolite Type)

Ophiolites à section crustale réduite, voire discontinue, et section mantellique majoritairement lherzolitique formées en milieu de ride océanique en expansion lente.

Des études récentes (Robertson et Shallo, 2000 ; Robertson, 2002 ; Saccani *et al.*, 2004) indiquent que la plupart des complexes ophiolitiques subissent des transformations importantes lors de l'obduction. Il est donc parfois difficile de trancher entre une ophiolite de type « HOT » ou « LOT » car ces complexes sont souvent déstructurés et plusieurs faciès de la séquence d'origine sont manquants.

De plus, la présence d'unités volcaniques allant de basaltes de type MORB fortement déprimé à des basaltes de type MORB enrichis, de laves à signature de BAB ou même d'IAB et parfois de boninites vient compliquer le tableau (Pearce, 1980 ; Jenner *et al.*, 1991 ; Robertson, 2002). Qui plus est, d'importantes transformations minéralogiques peuvent affecter un ou plusieurs membres de l'ophiolite d'origine dans les environnements supra-subductifs et/ou lors de l'obduction.

Plusieurs auteurs favorisent un modèle de genèse relativement complexe dans lequel l'environnement supra-subductif est responsable d'une grande proportion des faciès minéralogiques observés au sein des complexes ophiolitiques (Lippard *et al.*, 1986 ; Searle et Cox, 1999 ; Robertson, 2002 ; Saccani *et al.*, 2004). Ainsi, plusieurs complexes ophiolitiques de la région méditerranéenne présentent des composants indubitablement reliés à un environnement supra-subductif (Robertson et Shallo, 2000 ; Robertson, 2002 ; Saccani *et al.*, 2004). Il est aujourd'hui reconnu que l'ensemble des complexes ophiolitiques de la Méditerranée orientale a pris naissance au sein du proto-océan Téthys à une certaine distance de toutes marges continentales. Selon des travaux récents, la présence d'environnements géodynamiques distincts, allant d'un milieu de ride océanique en expansion lente (MOR) en passant par des environnements de transition entre MOR et supra-subductif (SSZ) à franchement supra-subductif, expliquerait les fortes variabilités compositionnelles de ces complexes ophiolitiques.

Les massifs ophiolitiques de l'Albanie de l'est représentent les séquences les mieux préservées de complexes jurassiques de type SSZ. La succession mantellique expose des harzburgites appauvries en clinopyroxène associées à d'importantes séquences de dunite, quelques rares horizons de wehrlite et de lherzolite et parfois de pyroxénite. Ces séquences sont caractérisées par un haut taux de fusion partielle du manteau tel qu'en fait foi l'abondance des harzburgites et des dunités ainsi que

le ratio Cr/Cr+Al élevé des spinelles résiduels (Shallo *et al.*, 1990). Des plagiogranites et des masses de diorite (1-3 km de diamètre) sont présents dans les séquences de cumulat. Les affinités géochimiques des formations de gabbro filonien varient de MORB, IAB à boninitique.

Dans cet article, nous présentons les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des diverses séquences géologiques constitutives du massif du Koniambo en Nouvelle-Calédonie ainsi qu'une discussion sur l'environnement géologique dans lesquelles ces séquences se sont constituées et sur la manière dont elles se sont mises en place sur le substrat calédonien. Nous tenterons en particulier de faire un parallèle entre les caractéristiques pétro-géochimiques du massif ophiolitique du Koniambo et celles observées pour d'autres massifs ophiolitiques connus de par le monde afin de mieux cerner les conditions géodynamiques associées à la mise en place de la klippe du Koniambo.

1.2 Géologie générale du massif du Koniambo

Le massif du Koniambo fait partie d'un chapelet de massifs montagneux échelonnés le long de la côte ouest de l'île principale de la Nouvelle-Calédonie, nommée la Grande Terre. Il est un témoin de la grande nappe ophiolitique mise en place à l'Éocène supérieur, dont l'élément principal est le Massif du Sud; (Gonord, 1977 ; Paris, 1981 ; Prinzhofer, 1981 ; Cluzel *et al.*, 1994...). Situé à 270 km au nord-ouest de Nouméa, le massif du Koniambo fournit une toile de fond spectaculaire à Koné, la capitale de la province Nord, (Fig. 1.1). Il s'élève à partir de la plaine côtière étroite jusqu'à une altitude de 940 m et mesure 20 km de longueur par 5 km de largeur.

Les observations de terrain (Figs. 1.2-1.3) montrent que le massif du Koniambo comprend trois grands assemblages structuraux d'origine mantellique et crustale:

- a) l'assemblage basal à harzburgites et dunités serpentinisées de la séquence

de Vavouto (SV) ;

b) une séquence médiane de dunite à chromite (SD) ; et

c) une suite d'écailles principalement à harzburgites +/- dunites dans la partie supérieure du massif ; la séquence harzburgitique sommitale (SHS).

Ces assemblages surmontent l'Unité de Poya (Cluzel *et al.*, 1994, 1997, 2001), constituée dans l'environnement du massif du Koniambo de basaltes/gabbros à affinité de BAB et MORB dans la plaine de Vavouto, d'une séquence de gabbros et dolérites au nord du massif près de Témala, de basaltes et pyroclastites de type OIB sur la péninsule de Pinjen et enfin de MORB et de boninites dans la plaine des Gaiacs au sud de Pouembout. Ces différents ensembles possèdent une position stratigraphique imposée par les événements tectoniques responsables de l'obduction des séquences de croûte océanique/manteau lithosphérique sur le socle de la Nouvelle-Calédonie.

À noter que la partie sommitale du massif du Koniambo représente une zone de plateau d'environ 21 km² de superficie, constituée de matériel latéritique d'origine supergène. De hautes teneurs en nickel y sont observées et font l'objet du projet minier du Koniambo actuellement développé dans le cadre du partenariat Xstrata Nickel-SMSP (Audet et Ross, 2004).

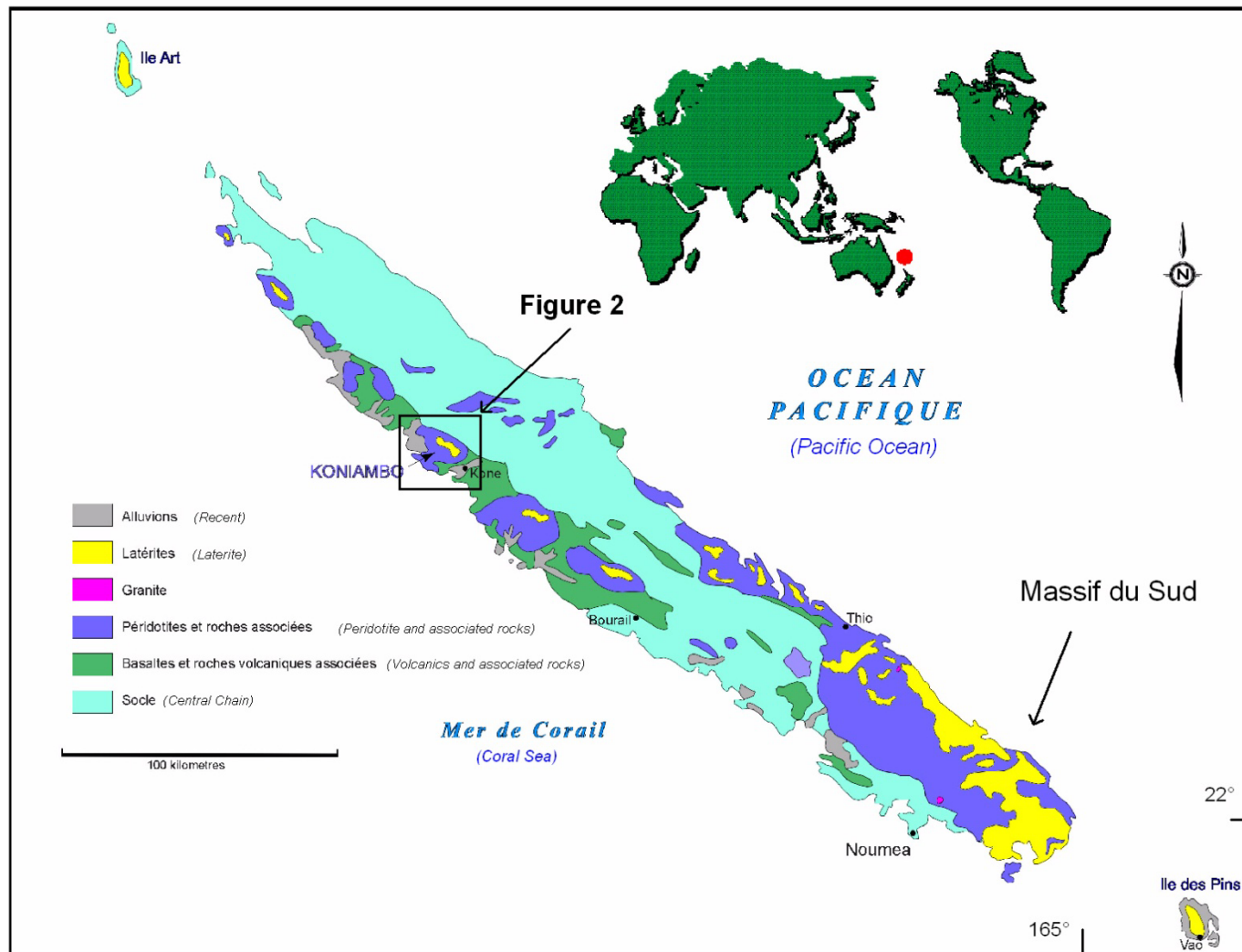


Figure 1.1: Carte géologique simplifiée de la Nouvelle-Calédonie illustrant la répartition des nappes allochtones mises en place à l'Éocène : basaltes et roches volcaniques associées de l'Unité de Poya et les massifs de péridotite et roches associées. L'île de la Nouvelle-Calédonie est située à approximativement 1 200 km à l'est de l'Australie.

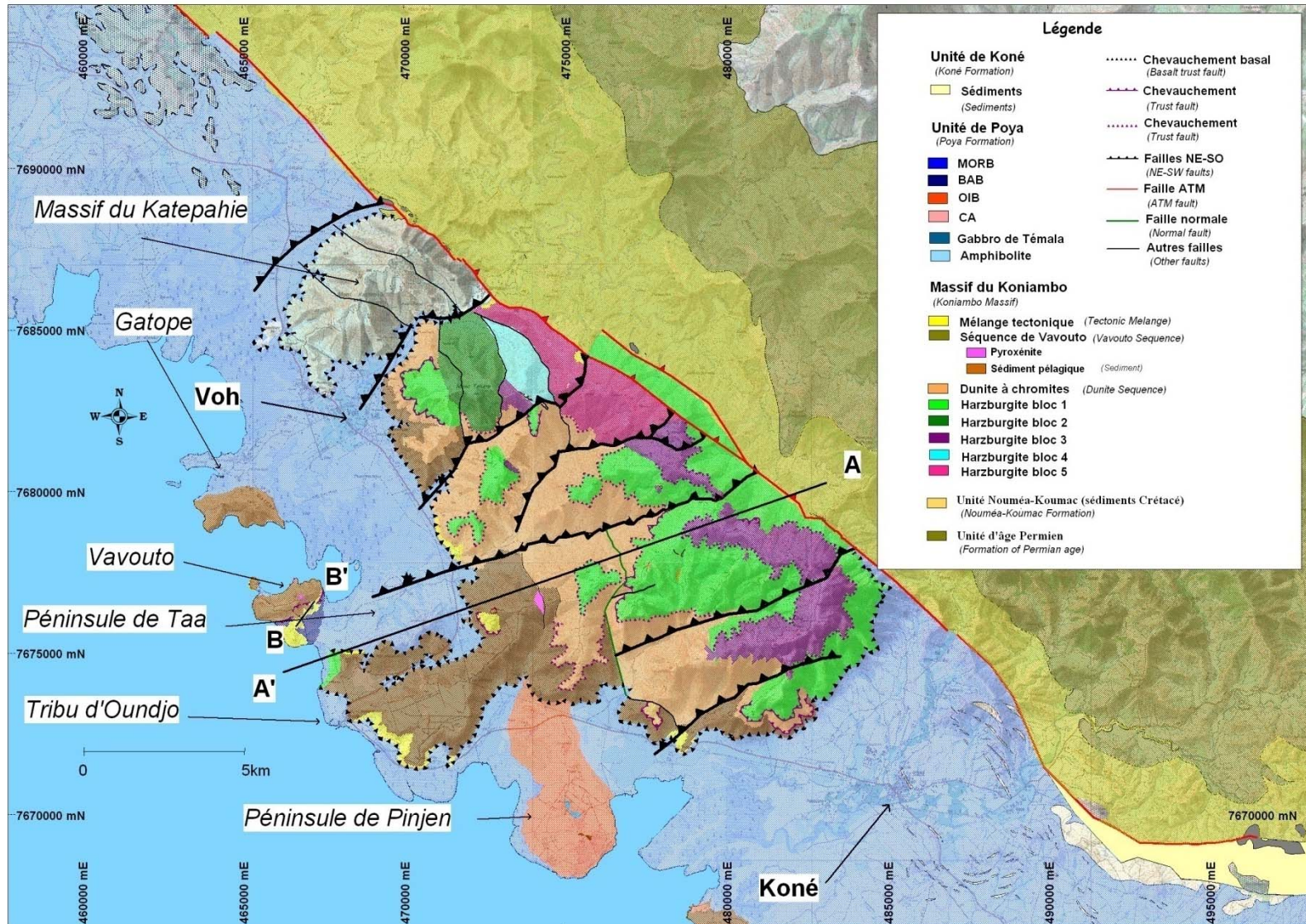


Figure 1.2: Carte géologique du massif du Koniambo et de son environnement avec localisation des coupes présentées aux figures 1.3 et 1.4. Le lieu dit Plaine des Gaiacs est situé à près de 40km au SE de Koné et n'apparaît pas sur la figure.

Légende

Unité de Poya
(*Poya Formation*)

MORB

Massif du Koniambo
(*Koniambo Massif*)

Séquence de Vavouto (*Vavouto Sequence*)

Dunite à chromites (*Dunite Sequence*)

Harzburgite bloc 1

Harzburgite bloc 3

Unité de Nouméa-Koumac (sédiments Crétacé)
(*Nouméa-Koumac Formation*)

Chevauchement
(*Trust fault*)

N/S Failles Nord-Sud
(*North-south fault*)

Faïlle ATM
(*ATM fault*)

Faïlle normale
(*Normal fault*)

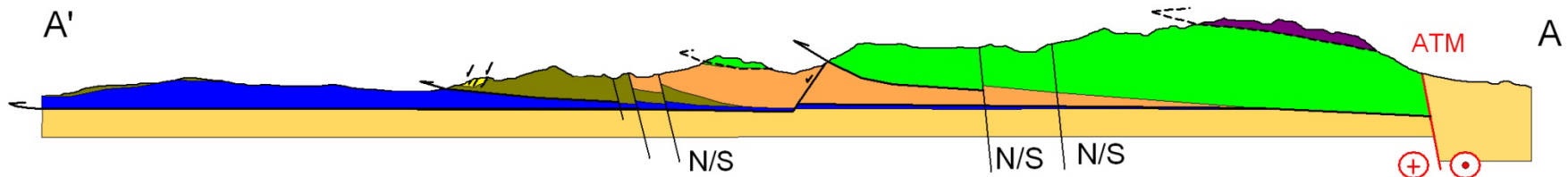


Figure 1.3: Coupe géologique de l'empilement tectonique des diverses unités et séquences formant le massif du Koniambo, A-A'; coupe ENE-OSO présentée sur la Figure 2.2.

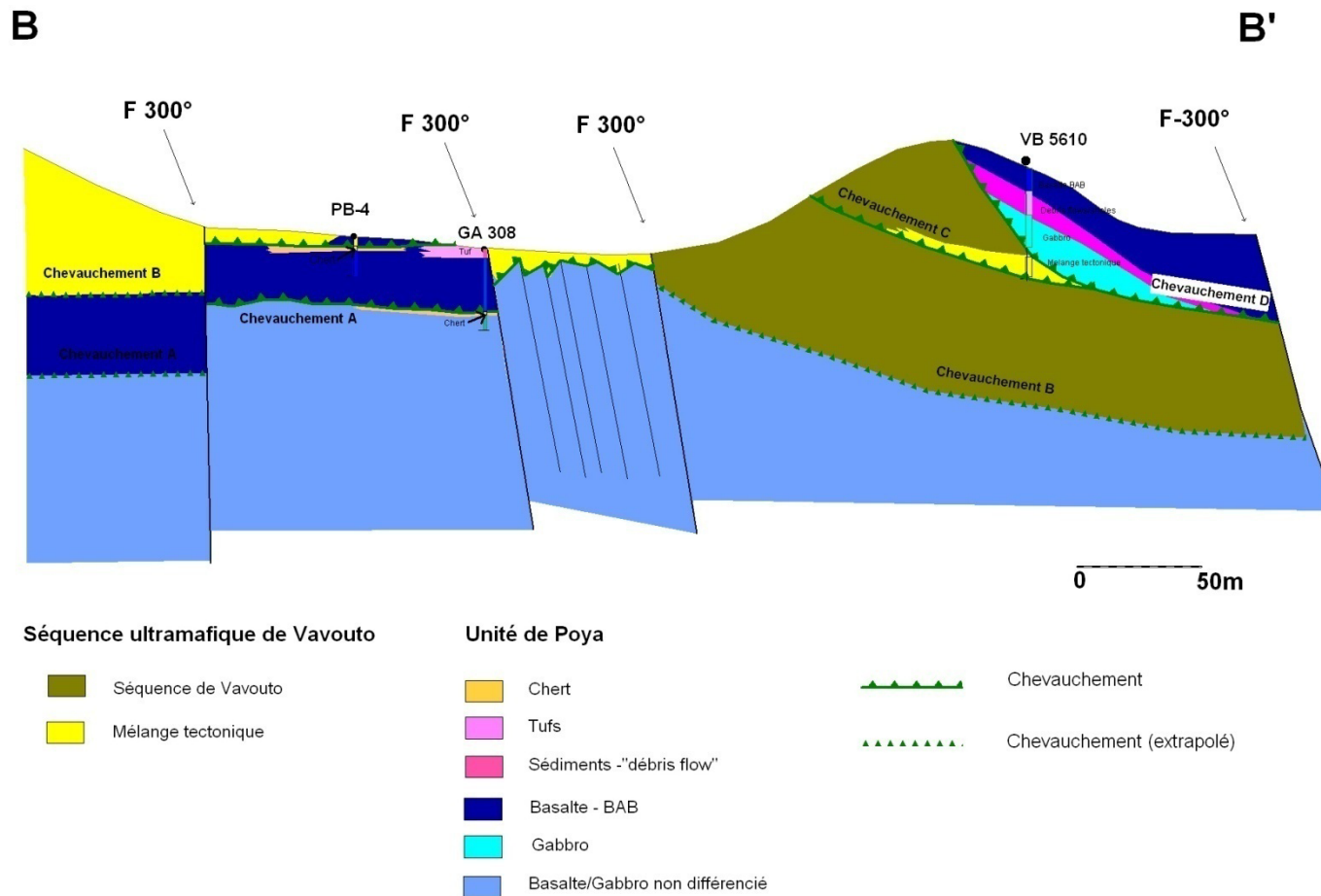


Figure 1.4: Coupe géologique B-B' de la péninsule de Taa, indiquant la présence de quatre failles de chevauchement faiblement inclinées vers le NE. La faille de chevauchement D aurait permis le chevauchement d'écaillés de basalte d'affinité BAB, de sédiments ainsi que de gabbro de l'Unité de Poya sur les péridotites de la séquence ultramafique de Vavouto. Les sondages ont été effectués par Xstrata Nickel en 2002 et leurs descriptions géologiques par l'auteur.

1.3 Travaux analytiques

Quatre-vingt-treize échantillons incluant l'ensemble des faciès y compris ceux d'altération latéritique ont été prélevés sur le massif du Koniambo. Cent quatorze lames minces ont été analysées afin de déterminer à l'aide du microscope optique à lumière polarisée (MOLP) les textures et les assemblages caractéristiques des différentes lithologies. Pour les roches volcaniques, volcano-sédimentaires et gabbroïques, les techniques d'analyse ICP- OES et ICP-MS ont été utilisées pour la détermination des oxydes majeurs, des éléments de transition et des éléments traces (incluant les LILE - Large Ion Lithophile Elements; et HFSE - High Field Strength Elements). Ces analyses ont été réalisées après dissolution de la poudre par attaque à l'acide (Tableaux 1.1 à 1.4).

Le Laboratoire commercial Lakefield, (Lakefield, Ontario, Canada) effectua l'analyse des oxydes majeurs et des éléments de transition et traces pour 52 échantillons. Soixante-quatorze analyses géochimiques additionnelles sur roche totale ont été par ailleurs effectuées pour les mêmes éléments par le Centre de Recherche Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) du Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) de Nancy pour les séquences volcaniques de l'Unité de Poya et les séquences ultramafiques. Certaines analyses effectuées précédemment par Lakefield ont été dupliquées par le CRPG. Trente et une analyses des terres rares (TR) et éléments HFS de gabbros et de roches volcaniques ont été en parallèle effectuées par le CRPG.

Pour les roches ultramafiques très appauvries en éléments HFS (traces et terres rares - 0,001 à 0,2 fois les teneurs des chondrites), un protocole spécifique a été utilisé au Laboratoire Géodynamique des Chaines Alpine (LGCA) pour l'analyse de ces éléments. Il repose sur l'attaque d'environ 1 g de poudre de roche par des acides (HF et HCl) distillés deux fois, l'utilisation d'un blanc supra-pur et le prélèvement d'un aliquote de solution dopé à l'As-Be-In-Tm selon la méthode de

Jean-Alix Barrat (1996), revue au LGCA par Ionov (2005), suivie d'une analyse sur ICP-MS avec la plus faible dilution possible de l'ordre de 1000. Bien que les concentrations en éléments traces et en terres rares soient très faibles (Tableau 1.3), à la limite des seuils de détection de l'ICP-MS, elles n'en demeurent pas moins un outil de caractérisation utile dans l'étude de la ségrégation magmatique des faciès rencontrés et offrent une base sur laquelle nous pouvons élaborer des hypothèses concernant la position de ces faciès dans la séquence ophiolitique d'origine.

Vingt lames minces polies ont été, par ailleurs étudiées à la microsonde électronique (Cameca SX100) de l'Université de Hobart, Tasmanie, Australie, afin de préciser la composition chimique des principales phases minérales. Cet appareil dispose d'un système de détection par dispersion de longueurs d'onde (WDS) avec quatre cristaux monochromateurs dont chacun est associé à une gamme énergétique spécifique. La quantification des éléments par cette technique est absolue. Les lames minces représentatives des péridotites de Vavouto et des péridotites à texture zébrée ont fait l'objet d'une attention particulière dans le but de confirmer les teneurs en Ti des chromites observées, les minéraux de ces lames minces furent analysés avec une limite de détection du Ti abaissée de 424ppm à 60ppm. Les résultats et les limites de détection calculées pour les éléments étudiés à la microsonde électronique sont indiqués au Tableau 1.5.

Tableau 1.1: Résultats d'analyses des éléments majeurs, traces et terres rares pour les roches non ultramafiques. Analyses réalisées au LGCA de Grenoble, France, et pour certaines au Laboratoire SGS, Toronto, Canada. (MAA : Marc-Antoine Audet, LD : Limite de détection)

N° terrain		3102	3103	3105	3106	3107	3109	3110	3111	3112	3101	2903	2904
Nom		BAB	BAB	BAB	BAB	BAB	BAB	MORB	MORB	MORB	MORB	MORB	MORB
Origine		Basalt	Basalt	Basalt	Basalt Por.	Basalt Por.	Basalt	Gabbro fin	Gabbro	Gabbro	Basalt Por.	Gabbro ?	Gabbro ?
		Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto
collecteur		MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA
SiO2	wt%	47.95	47.96	49.33	48.50	47.78	48.12	46.00	48.41	47.93	46.53	47.02	46.76
TiO2	wt%	1.75	1.63	1.42	1.71	2.24	1.60	0.99	1.40	1.30	1.14	1.84	1.05
Al2O3	wt%	13.87	13.21	13.51	13.69	12.27	13.82	14.92	13.78	13.29	15.37	12.09	14.27
Fe2O3	wt%	10.93	11.43	10.65	11.07	13.44	10.98	9.91	12.95	12.09	10.21	15.16	10.06
FeO	wt%												
MnO	wt%	0.23	0.19	0.18	0.18	0.25	0.18	0.16	0.21	0.20	0.15	0.24	0.16
MgO	wt%	7.24	6.83	7.57	6.90	6.54	6.81	6.77	6.12	7.06	6.82	6.67	7.01
CaO	wt%	11.48	11.59	11.69	10.47	9.80	11.76	11.47	11.53	11.10	11.02	9.08	9.60
Na2O	wt%	2.61	2.73	2.58	2.77	2.86	2.69	2.51	2.44	2.52	2.62	2.25	3.28
K2O	wt%	0.05	0.35	0.05	0.50	0.14	0.08	0.13	0.37	0.10	0.10	0.20	0.11
P2O5	wt%	0.16	0.16	0.13	0.16	0.24	0.16	0.09	0.12	0.12	0.12	0.17	0.09
Loi+	wt%	3.65	3.85	2.83	3.97	4.40	3.70	6.98	2.59	4.21	5.84	5.23	7.52
H2O-	wt%												
Total	wt%	99.93	99.93	99.94	99.93	99.95	99.91	99.93	99.92	99.93	99.93	99.95	99.91
Analyses Terres rares + traces par ICPMS (SGS-Canada_LGCA-Grenoble)													
Sc	ppm	42	42	41	43	40	40	36	44	42	35	42	35
V	ppm	336	336	315	332	395	303	234	323	296	252	400	240
Cr	ppm	237	260	332	239	113	259	420	64	200	318	54	344
Co	ppm	53.73	59.1	45.25	59.96	47.33	44.94	36.00	50.17	47.53	41.7	46.8	36.70
Ni	ppm	69	88	77	84	51	63	68	44	52	96	38	63
Cu	ppm	62	62	70	72	41	56	91	171	111	107	155	106
Zn	ppm	82	79	77	85	109	73	54	77	64	70	97	62
Rb	ppm	0.87	9.69	0.43	13.46	3.09	1.62	1.1	2.59	1.03	1.00	1.64	1.2
Sr	ppm	102.41	105.26	91.18	115.44	107.71	142.69	210	133.24	187.77	144.50	129.79	99.1
Y	ppm	44.53	40.12	38.03	43.96	57.74	39.10	15.5	28.55	29.30	23.07	33.82	17.2
Zr	ppm	126.21	117.38	98.80	127.35	180.40	118.06	38	73.55	82.93	72.15	108.40	53.9
Nb	ppm	2.00	2.00	1.44	2.05	3.02	2.75	2	4.20	4.29	3.81	5.39	2
Mo	ppm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Cs	ppm	0.01	0.11	0.03	0.18	0.04	0.05	<0.1	0.03	0.04	0.04	0.02	0.2
Ba	ppm	2.88	5.90	4.22	6.18	4.83	57.31	61.4	24.23	18.03	29.67	25.20	19
La	ppm	3.32	3.31	2.39	3.12	4.68	3.67	2.8	3.89	3.98	4.05	5.32	3.2
Ce	ppm	10.90	11.31	8.41	11.05	15.49	11.92	6.3	10.68	11.08	10.90	15.15	7.3
Pr	ppm	2.04	2.00	1.56	2.01	2.79	2.07	1.09	1.69	1.79	1.68	2.37	1.25
Nd	ppm	11.28	11.04	8.73	11.17	15.22	11.11	6.2	8.75	9.06	8.26	12.16	7
Sm	ppm	4.21	3.99	3.28	4.17	5.33	3.84	1.9	2.91	3.07	2.70	3.82	2.1
Eu	ppm	1.45	1.39	1.18	1.44	1.75	1.39	0.88	1.11	1.09	1.00	1.43	0.92
Gd	ppm	5.58	5.29	4.36	5.48	7.03	5.06	2.61	3.75	3.83	3.37	5.06	2.81
Tb	ppm	1.03	0.95	0.86	1.05	1.31	0.95	0.48	0.69	0.71	0.59	0.90	0.53
Dy	ppm	6.88	6.43	5.73	6.77	8.62	6.26	3.24	4.37	4.48	3.79	5.72	3.53
Ho	ppm	1.55	1.44	1.22	1.48	1.90	1.32	0.66	0.95	1.00	0.82	1.21	0.74
Er	ppm	4.32	4.14	3.78	4.31	5.58	3.90	1.91	2.70	2.89	2.34	3.51	2.23
Tm	ppm	0.70	0.61	0.56				0.3			0.36	0.53	0.33
Yb	ppm	4.11	3.93	3.47	4.15	5.32	3.54	1.8	2.54	2.61	2.11	3.09	2.1
Lu	ppm	0.63	0.59	0.52	0.61	0.80	0.53	0.31	0.37	0.40	0.32	0.48	0.3
Hf	ppm	3.31	3.12	2.62	3.29	4.48	2.81	1	1.90	2.22	1.84	2.82	1
Ta	ppm	0.15	0.15	0.10	0.16	0.22	0.18	<0.5	0.26	0.28	0.25	0.37	<0.5
W	ppm			<1	<1	<1		<1	<1	<1			<1
Pb	ppm	11.59	6.73	2.85	4.35	2.39	0.96	<5	0.77	0.94	117.80	1.54	<5
Th	ppm	0.14	0.18	0.10	0.17	0.23	0.12	0.1	0.36	0.40	0.37	0.40	0.2
U	ppm	0.05	0.06	0.04	0.07	0.11	0.04	0.06	0.09	0.12	0.14	0.10	0.1

Tableau 1.1 (suite):

N° terrain		3114	2906	2907	2908	2909	2913	2914	2915	2916	2917	2918	2919
Nom		CA	OIB	OIB	OIB	OIB	Gabbro	Boninite	Boninite	Boninite	Boninite	Boninite	Boninite
Origine		Tuf	Basalte	Basalte	Gabbro	Gabbro	Poya	Poya	Poya	Poya	Poya	Poya	Poya
collecteur		Vavouto	Pinjen	Pinjen	Pinjen	Pinjen	Poya	Poya	Poya	Poya	Poya	Poya	Poya
	wt%	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA
SiO ₂	wt%	58.11	39.91	43.37	45.75	47.20	50.39	54.60	54.53	54.69	56.46	54.84	54.29
TiO ₂	wt%	0.71	2.39	2.36	2.82	2.90	0.39	0.24	0.22	0.24	0.19	0.08	0.07
Al ₂ O ₃	wt%	14.66	12.14	13.89	14.25	13.96	13.70	9.74	9.21	9.71	10.52	1.45	1.11
Fe ₂ O ₃	wt%	10.37	13.40	12.02	11.44	11.99	4.66	7.73	8.25	7.60	8.31	12.76	13.27
FeO	wt%												
MnO	wt%	0.21	0.21	0.19	0.16	0.20	0.05	0.13	0.14	0.13	0.14	0.24	0.25
MgO	wt%	2.06	6.11	1.66	5.22	4.44	11.98	11.93	13.78	11.87	11.92	25.98	26.19
CaO	wt%	0.81	11.00	12.39	6.68	5.46	1.56	2.92	3.41	3.33	5.05	1.38	1.31
Na ₂ O	wt%	3.49	1.60	4.08	4.72	5.60	3.75	1.91	1.43	1.92	2.07	0.18	0.14
K ₂ O	wt%	6.34	1.48	1.68	1.09	2.06	0.98	1.23	0.58	0.71	0.56	0.03	0.02
P ₂ O ₅	wt%	0.08	1.02	0.88	0.84	0.93	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.01	0.01
Loi+	wt%	3.06	10.47	7.27	6.88	5.12	10.30	7.30	7.10	7.60	4.00	2.30	1.90
H ₂ O-	wt%												
Total	wt%	99.90	99.72	99.80	99.85	99.87	97.83	97.96	98.89	98.01	99.42	99.41	98.72
Analyses Terres rari													
Sc	ppm	18	15	13	30	24	17	21	22	18	25	29	28
V	ppm	118	165	129	190	186	84	104	101	92	143	65	71
Cr	ppm	110	57	91	80	65	197	1110	1220	1070	949	1200	1240
Co	ppm	44.00	34.60	37.0	32.9	26.8		43.28	49.14	44.37	45.47	88.30	87.58
Ni	ppm	40	42	62	25	16	76	309	306	265	262	393	381
Cu	ppm	<5	68	58	38	25	14	18	23	17	31		
Zn	ppm	32	118	175	101	104	34	54	52	45	54	60	67
Rb	ppm	69.12	43.6	25.63	18.71	49.23		27.91	14.91	12.81	7.96	0.55	0.37
Sr	ppm	103.00	951	598.17	414.89	280.13		248.24	126.89	117.66	147.82	7.26	3.09
Y	ppm	26.08	27.3	29.73	35.51	40.40		10.92	14.18	10.46	7.18	2.01	2.15
Zr	ppm	140.26	259	296.76	352.34	412.68		71.44	64.90	73.16	51.07	3.85	4.47
Nb	ppm	8.69	119	51.94	55.01	62.42		1.49	1.30	1.48	1.13	0.17	0.38
Mo	ppm		<2	<2	<2	3.00					4.00		
Cs	ppm	0.62	0.5	0.59	0.49	0.66		0.80	0.41	0.32	0.25	0.04	0.02
Ba	ppm	390.02	976	292.53	260.68	313.90		30.42	25.29	36.85	34.15	2.28	1.06
La	ppm	26.45	69	41.37	37.53	42.87		4.77	8.98	4.83	3.55	0.37	0.35
Ce	ppm	65.71	117	82.89	75.66	91.89		9.81	8.31	9.86	7.57	0.94	0.80
Pr	ppm	6.43	13.3	10.55	9.96	11.35		1.28	1.99	1.26	1.04	0.12	0.10
Nd	ppm	25.53	53.4	41.61	40.63	46.09		5.30	8.94	5.35	4.38	0.50	0.43
Sm	ppm	5.37	9.8	8.74	9.40	10.29		1.37	2.04	1.33	1.12	0.14	0.12
Eu	ppm	1.15	3.45	2.89	2.97	3.22		0.45	0.63	0.43	0.35	0.05	0.04
Gd	ppm	5.09	9.17	8.51	8.78	9.72		1.61	2.41	1.53	1.18	0.19	0.17
Tb	ppm	0.78	1.38	1.17	1.25	1.42		0.26	0.35	0.25	0.19	0.03	0.03
Dy	ppm	4.52	6.86	6.00	6.60	7.14		1.64	2.00	1.51	1.04	0.26	0.26
Ho	ppm	0.91	1.15	1.14	1.28	1.46		0.35	0.42	0.34	0.22	0.06	0.06
Er	ppm	2.59	2.98	2.74	3.27	3.74		1.05	1.17	1.01	0.67	0.23	0.23
Tm	ppm	0.00	0.36	0.41	0.46	0.55		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Yb	ppm	2.48	2.2	1.95	2.60	2.94		1.02	1.08	1.03	0.66	0.28	0.31
Lu	ppm	0.37	0.36	0.28	0.37	0.43		0.16	0.17	0.16	0.10	0.05	0.06
Hf	ppm	3.59	6	5.80	6.92	8.46		1.83	1.63	1.90	1.25	0.11	0.12
Ta	ppm	0.58	7	2.70	3.17	3.92		0.12	0.11	0.13	0.07	0.01	0.01
W	ppm		<1										
Pb	ppm	19.84	5	2.62	1.65	3.23		3.00	2.94	3.01	2.27	0.31	0.29
Th	ppm	8.76	11.7	1.21	1.67	2.93		0.59	0.50	0.68	0.34	0.07	0.06
U	ppm	2.06	2.71	0.79	0.59	0.65		0.29	0.25	0.38	0.17	0.02	0.02

Tableau 1.1 (suite):

N° terrain		3566	3567	3568	3569	3570	3572	3573	3574
Nom Origine collecteur		Gabbro M A A	Gabbro M A A	Gabbro M A A	Gabbro Secteur de Temala M A A	Gabbro M A A	Gabbro M A A	Gabbro M A A	Gabbro M A A
SiO2	%	48.01	48.97	48.13	48.38	48.58	48.75	48.79	46.10
TiO2	%	1.38	1.66	1.28	1.30	1.21	1.27	1.21	1.50
Al2O3	%	14.10	11.86	14.00	14.13	17.20	13.95	14.13	18.94
Fe2O3	%	12.71	14.66	12.31	13.02	10.10	12.02	11.83	15.87
FeO	%								
MnO	%	0.21	0.28	0.20	0.20	0.15	0.20	0.19	0.11
MgO	%	7.90	7.12	8.08	7.12	5.50	7.92	8.09	3.02
CaO	%	10.95	9.73	11.34	11.65	11.20	11.99	12.57	9.80
Na2O	%	2.61	3.08	2.47	2.26	3.16	2.30	2.14	3.91
K2O	%	0.22	0.33	0.30	0.13	0.46	0.20	0.13	0.19
P2O5	%	0.13	0.13	0.09	0.10	0.06	0.10	0.11	0.17
Loi+	%	2.50	2.00	2.29	1.97	2.16	1.80	1.73	0.89
H2O-	%								
Total	%	100.71	99.82	100.50	100.26	99.79	100.49	100.92	100.51
Analyses Terres rares + traces par ICPMS (SGS-Canada_LGCA-Grenoble)									
Sc	ppm								
V	ppm	307.40	366.90	489.90	361.20	387.10	304.90	340.30	360.60
Cr	ppm	19.75	185.90	15.07	178.20	103.70	38.21	286.30	315.00
Co	ppm	34.97	48.52	48.47	49.50	48.80	39.73	49.23	50.86
Ni	ppm	45.53	97.14	54.65	100.30	84.76	57.13	105.60	112.60
Cu	ppm	133.50	162.10	109.30	193.30	218.30	142.90	150.00	153.50
Zn	ppm	72.48	113.10	100.60	86.91	94.21	77.20	106.30	94.38
Rb	ppm	6.62	3.11	4.53	4.73	1.37	10.87	3.57	1.77
Sr	ppm	166.00	145.20	150.70	186.20	119.10	181.30	125.50	122.30
Y	ppm	18.87	26.07	26.93	21.18	25.18	20.00	21.62	23.33
Zr	ppm	57.74	74.08	62.95	58.94	64.16	87.70	61.85	63.77
Nb	ppm	3.68	5.09	4.10	4.06	3.74	5.24	4.39	4.34
Mo	ppm	0.56	0.73	1.00	0.81	< L.D.	0.66	0.71	1.00
Cs	ppm	0.33	0.19	0.19	0.28	< L.D.	0.82	0.16	< L.D.
Ba	ppm	46.88	319.60	124.70	167.40	102.50	53.43	66.64	43.17
La	ppm	3.60	5.18	4.32	3.81	3.93	4.66	4.12	4.36
Ce	ppm	9.17	13.20	11.34	9.82	10.38	11.68	10.50	11.23
Pr	ppm	1.36	1.92	1.73	1.42	1.59	1.64	1.54	1.66
Nd	ppm	6.82	9.36	8.86	7.13	8.19	7.63	7.67	8.41
Sm	ppm	2.14	2.99	3.00	2.29	2.65	2.26	2.51	2.62
Eu	ppm	0.94	1.11	1.14	0.97	1.07	0.97	0.98	1.04
Gd	ppm	2.74	3.87	4.04	3.01	3.59	2.76	3.22	3.44
Tb	ppm	0.50	0.69	0.71	0.55	0.64	0.51	0.57	0.60
Dy	ppm	3.27	4.50	4.69	3.56	4.26	3.27	3.73	3.98
Ho	ppm	0.68	0.93	0.99	0.75	0.91	0.69	0.79	0.85
Er	ppm	1.98	2.73	2.88	2.17	2.62	2.05	2.27	2.42
Tm	ppm	0.30	0.41	0.43	0.33	0.40	0.31	0.35	0.36
Yb	ppm	2.05	2.73	2.86	2.24	2.67	2.15	2.29	2.43
Lu	ppm	0.32	0.42	0.44	0.35	0.41	0.32	0.35	0.38
Hf	ppm	1.58	2.06	1.80	1.61	1.77	2.30	1.72	1.77
Ta	ppm	0.30	0.42	0.33	0.32	0.32	0.43	0.34	0.35
W	ppm	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Pb	ppm	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	1.17	< L.D.
Th	ppm	0.34	0.53	0.41	0.39	0.39	0.61	0.42	0.44
U	ppm	0.10	0.15	0.11	0.12	0.11	0.17	0.12	0.12

Tableau 1.2: Résultats d'analyses des éléments majeurs pour les roches de la séquence ultramafique du Koniambo, ICP-AES, CRPG de Nancy, France. (DZ: Faciès zébré, DV : Faciès Vavouto, DC : Faciès dunite à chromite de la SDC, DC bloc 1 à 5 : Faciès dunite à chromite de la SHS, HZ bloc 1 à 5 : Faciès Harzburgitique de la SHS)

Facies		DZ	DZ	DZ	DZ	DV	DV	DV	DV	DC	DC	DC	DC	DC	DC bloc 1	DC bloc 1	DC bloc 2	DC bloc 2	DC bloc 2	
Numero de terra		"3139"	"3143"	"3145"	"3149"	"2901"	"3104"	"3113"	"3140"	"3129"	"3141"	"3142"	"3144"	"3147"	"3116"	"3120"	"3118"	"3125"	"3128"	
SiO2	wt%	48.02	45.29	53.04	42.44	41.47	42.69	37.25	50.26	38.29	39.80	37.37	40.90	39.41	38.67	39.56	35.11	39.70	37.80	
TiO2	wt%	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Al2O3	wt%	<0,10	<0,10	<0,10	0.34	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	0.29	0.32	0.47	0.29	0.23	<0,10	<0,10	<0,10	0.37	0.29	
FeO	wt%																			
Fe2O3	wt%	6.75	6.97	5.11	7.65	7.75	7.40	6.46	6.37	7.70	7.76	7.91	6.68	7.41	6.57	6.54	6.02	7.32	7.48	
MnO	wt%	0.07	0.05	0.11	0.08	0.10	0.10	0.09	0.08	0.11	0.11	0.11	0.08	0.11	0.09	0.09	0.08	0.11	0.10	
MgO	wt%	33.62	34.27	29.47	35.82	36.43	31.92	39.77	32.35	41.98	40.61	41.31	33.70	41.30	40.19	37.60	42.33	40.44	42.04	
CaO	wt%	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	0.17	<0,10	0.31	0.31	0.24	<0,10	0.13	<0,10	<0,10	<0,10	0.37	0.26	
Na2O	wt%	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
K2O	wt%	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
P2O5	wt%	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
LOI	wt%	12.47	13.32	11.88	13.17	13.33	17.11	14.88	11.41	9.94	10.88	11.67	17.63	11.09	12.74	14.83	15.00	9.96	10.55	
Total	wt%	100.92	99.90	99.60	99.50	99.07	99.84	98.63	100.47	98.62	99.77	99.07	99.28	99.69	98.26	98.61	98.53	98.27	98.52	

Facies		DC bloc 4	C bloc 4	C bloc 5	HZ bloc 1	HZ bloc 1	HZ bloc 1	HZ bloc 2	HZ bloc 2	HZ bloc 3	HZ bloc 3	HZ bloc 4	HZ bloc 4	HZ bloc 4	HZ bloc 5	HZ bloc 5	HZ bloc 5	HZ bloc 5
Numero de terra		"3119"	"3130"	"3115"	"3121"	"3122"	"3127"	"3123"	"3126"	"3117"	"3124"	"3131"	"3132"	"3133"	"3134"	"3136"	"3137"	"3138"
SiO2	wt%	41.07	39.91	35.44	39.94	40.13	40.18	39.33	38.73	39.63	38.93	40.81	40.00	39.91	39.57	39.79	40.83	41.09
TiO2	wt%	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Al2O3	wt%	<0,01	0.10	<0,10	0.22	0.31	0.25	0.26	<0,01	0.23	0.27	0.54	0.41	0.48	0.37	0.43	0.51	0.41
FeO	wt%																	
Fe2O3	wt%	6.98	6.98	5.02	7.37	7.24	7.37	7.03	7.09	7.88	7.35	7.13	7.39	7.19	7.69	7.79	7.67	8.23
MnO	wt%	0.11	0.11	0.07	0.10	0.11	0.11	0.10	0.10	0.11	0.09	0.10	0.11	0.10	0.11	0.11	0.11	0.12
MgO	wt%	36.17	39.10	44.27	39.10	38.89	39.38	40.29	39.83	41.94	38.97	40.63	40.85	40.78	40.23	41.41	42.62	42.48
CaO	wt%	0.10	0.52	0.10	0.13	0.27	0.14	0.24	0.10	0.30	0.10	0.36	0.29	0.23	0.16	0.31	0.37	0.39
Na2O	wt%	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
K2O	wt%	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
P2O5	wt%	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
LOI	wt%	13.89	12.49	13.70	11.44	11.57	10.80	11.59	12.62	8.27	12.70	9.78	10.39	10.93	11.91	10.32	8.44	7.80
Total	wt%	98.23	99.10	98.50	98.31	98.52	98.22	98.84	98.37	98.36	98.31	99.33	99.43	99.61	100.03	100.16	100.55	100.50

Tableau 1.3: Résultats d'analyse des éléments traces et des terres rares pour la séquence ultramafique du Koniambo selon la méthode développée au LGCA de Grenoble, France (cf. dans le texte).

Note : Les valeurs indiquées sont calculées en utilisant plusieurs analyses pour le même échantillon (le nombre d'analyses utilisé est indiqué entre parenthèses (2),

(DZ : Faciès zébré, DV : Faciès Vavouto, DC : Faciès dunite à chromite de la SDC, DC bloc 1 à 5 : Faciès dunite à chromite de la SHS, HZ bloc 1 à 5: Faciès Harzburgitique de la SHS, D.L : Limite de détection.)

	Facies	DZ	DZ	DZ	DZ	DV	DV	DV	DV	DC	DC	DC	DC	DC	DC BLOC 2	DC BLOC 2	
	Sample No	3139	3143	3145	3149	2901	3104	3113	3140	3129	3141	3142	3144	3147	3118	3128	
		(2)	(2)	(2)	(4)	(2)	(2)	(1)	(2)	(3)	(2)	(2)	(2)	(1)	(2)	(2)	
	<i>D.L</i>																
Co	ppm	0.070	52.164	91.761	47.318	88.682	109.453	53.236	108.085	50.606	77.667	57.412	110.593	45.067	107.225	55.981	112.202
Zn	ppm	0.700	20.281	27.293	24.543	31.444	40.591	32.525	25.558	24.195	32.448	32.569	34.684	41.518	27.433	22.608	31.040
Rb	ppm	0.005	0.027	0.013	0.030	0.024	0.024	0.035	0.130	0.022	0.022	0.183	0.064	0.027	0.025	0.018	0.017
Sr	ppm	0.1	0.9	0.8	0.5	0.4	0.7	0.6	1.1	0.5	0.8	2.2	1.6	0.8	0.4	1.1	0.7
Y	ppm	0.002	0.287	0.108	0.172	0.081	0.066	0.391	0.045	0.695	0.012	0.024	0.025	0.152	0.040	0.031	0.013
Zr	ppm	0.09	0.12	0.10	0.15	0.12	0.09	0.74	0.20	0.27	0.09	0.12	0.07	0.09	0.16	0.15	0.09
Nb	ppm	0.001	0.014	0.015	0.012	0.008	0.019	0.012	0.012	0.020	0.025	0.018	0.017	0.016	0.012	0.023	0.015
Cs	ppm	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.004	0.006	0.001	0.001	0.034	0.007	0.003	0.002	0.001	0.001
Ba	ppm	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	0.2	0.8	0.2	0.1	0.8	0.7	0.1	0.2	0.2	0.9
La	ppm	0.003	0.121	0.071	0.157	0.066	0.055	0.141	0.006	0.204	0.007	0.017	0.012	0.040	0.004	0.027	0.006
Ce	ppm	0.007	0.008	0.007	0.010	0.039	0.008	0.034	0.015	0.023	0.012	0.030	0.024	0.008	0.009	0.047	0.010
Pr	ppm	0.0006	0.0298	0.0110	0.0224	0.0130	0.0119	0.0342	0.0023	0.0611	0.0011	0.0029	0.0035	0.0115	0.0013	0.0048	0.0010
Nd	ppm	0.002	0.128	0.045	0.103	0.061	0.056	0.171	0.011	0.235	0.002	0.008	0.013	0.046	0.005	0.016	0.003
Sm	ppm	0.001	0.035	0.010	0.019	0.011	0.011	0.042	0.004	0.068	0.001	0.003	0.003	0.012	0.002	0.003	0.002
Eu	ppm	0.001	0.010	0.003	0.008	0.015	0.002	0.011	0.001	0.016	0.001	0.002	0.001	0.003	<0.001	0.001	0.001
Gd	ppm	0.001	0.048	0.012	0.025	0.011	0.012	0.047	0.005	0.083	0.001	0.003	0.002	0.018	0.004	0.003	0.002
Tb	ppm	0.0001	0.0028	0.0008	0.0046	0.0010	0.0007	0.0039	0.0009	0.0118	0.0002	0.0003	0.0002	0.0018	0.0007	0.0003	0.0001
Dy	ppm	0.0006	0.0128	0.0041	0.0238	0.0062	0.0039	0.0189	0.0039	0.0684	0.0010	0.0021	0.0022	0.0096	0.0040	0.0040	0.0008
Ho	ppm	0.0001	0.0043	0.0016	0.0058	0.0015	0.0013	0.0058	0.0012	0.0151	0.0003	0.0007	0.0006	0.0026	0.0014	0.0009	0.0004
Er	ppm	0.0003	0.0111	0.0050	0.0194	0.0057	0.0033	0.0188	0.0037	0.0449	0.0018	0.0031	0.0031	0.0085	0.0061	0.0025	0.0021
Yb	ppm	0.0005	0.0093	0.0068	0.0180	0.0107	0.0045	0.0201	0.0055	0.0303	0.0063	0.0065	0.0064	0.0071	0.0084	0.0045	0.0059
Lu	ppm	0.0001	0.0021	0.0015	0.0038	0.0017	0.0015	0.0046	0.0011	0.0067	0.0018	0.0022	0.0016	0.0021	0.0020	0.0012	0.0017
Hf	ppm	0.002	0.002	0.003	0.002	0.005	0.003	0.017	0.006	0.005	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.001
Ta	ppm	0.0001	0.0004	0.0002	0.0004	0.0001	0.0003	0.0003	0.0114	0.0007	0.0007	0.0005	0.0002	0.0004	<0.0001	0.0005	0.0003
Pb	ppm	0.03	0.07	0.04	0.05	0.15	0.12	0.11	0.63	0.09	0.05	0.08	0.09	0.03	0.29	0.06	0.69
Th	ppm	0.001	0.003	0.002	0.001	0.003	0.002	0.001	0.008	0.002	0.003	0.002	0.005	0.001	0.001	0.003	0.003
U	ppm	0.0006	0.0004	0.0006	0.0005	0.0017	0.0014	0.0085	0.0002	0.0028	0.0004	0.0012	0.0011	0.0012	0.0010	0.0054	0.0009
Gd	ppm	0.0008	0.0437	0.0094	0.0289	0.0024	0.0087	0.0489	0.0038	0.0744	0.0009	0.0027	0.0016	0.0158	0.0106	0.0037	0.0005
Zr/Hf			49.944	35.684	78.663	34.175	27.617	42.980	34.786	53.869	39.785	78.272	30.559	44.626	44.538	57.688	209.964
Nb/Ta			39.716	220.033	35.749	170.362	62.237	38.073	1.077	26.656	32.041	41.111	75.539	48.980	197.235	49.478	51.629

Tableau 1.3 (suite)

	Facies	DC BLOC 5	HZ BLOC 1	HZ BLOC 1	HZ BLOC 1	HZ BLOC 2	HZ BLOC 2	HZ BLOC 3	HZ BLOC 4	HZ BLOC 4	HZ BLOC 4	HZ BLOC 4	HZ BLOC 5	HZ BLOC 5	HZ BLOC 5	HZ BLOC 5	
	Sample No	3115	3121	3122	3127	3123	3126	3124	3117	3131	3133	3132	3134	3136	3137	3138	
		(3)	(1)	(2)	(4)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(4)	(1)	(2)	
	<i>D.L</i>																
Co	ppm	0.070	90.419	110.135	57.976	90.975	108.601	55.113	118.256	63.272	108.148	54.651	109.173	111.526	90.673	106.444	61.718
Zn	ppm	0.700	19.597	28.115	33.428	30.651	25.216	29.473	23.537	32.808	27.702	37.721	27.703	30.898	32.915	28.489	34.623
Rb	ppm	0.005	0.014	0.047	0.059	0.059	0.025	0.032	0.049	0.100	0.185	0.081	0.040	0.072	0.022	0.037	0.037
Sr	ppm	0.1	1.0	0.7	1.2	0.9	0.5	1.1	0.6	0.7	0.8	1.2	0.6	0.9	0.5	0.9	1.3
Y	ppm	0.002	0.007	0.027	0.012	0.048	0.020	0.061	0.062	0.030	0.053	0.170	0.008	0.019	0.008	0.012	0.019
Zr	ppm	0.09	0.11	0.11	0.08	0.16	0.10	0.24	0.13	0.14	0.11	0.22	0.08	0.13	0.09	0.08	0.09
Nb	ppm	0.001	0.006	0.015	0.014	0.005	0.019	0.023	0.032	0.022	0.023	0.024	0.013	0.014	0.006	0.014	0.018
Cs	ppm	0.001	0.002	0.006	0.007	0.006	0.002	0.004	0.004	0.004	0.006	0.008	0.003	0.010	0.003	0.003	0.004
Ba	ppm	0.1	0.3	0.2	0.2	0.2	0.6	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	1.0	0.2	0.4	0.2
La	ppm	0.003	0.006	0.005	0.018	0.010	0.035	0.017	0.087	0.018	0.024	0.059	0.003	0.010	0.004	0.004	0.005
Ce	ppm	0.007	0.012	0.011	0.035	0.019	0.068	0.028	0.165	0.034	0.056	0.147	0.006	0.021	0.008	0.009	0.008
Pr	ppm	0.0006	0.0013	0.0010	0.0036	0.0022	0.0072	0.0020	0.0156	0.0038	0.0074	0.0188	0.0008	0.0017	0.0008	0.0009	0.0009
Nd	ppm	0.002	0.005	0.004	0.012	0.009	0.022	0.010	0.048	0.015	0.029	0.078	0.002	0.006	0.002	0.003	0.002
Sm	ppm	0.001	0.001	0.001	0.003	0.004	0.005	0.002	0.011	0.003	0.006	0.021	0.002	0.003	0.001	0.003	0.001
Eu	ppm	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	<0.001	0.001	<0.001
Gd	ppm	0.001	0.001	0.001	0.002	0.005	0.005	0.003	0.013	0.004	0.006	0.026	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002
Tb	ppm	0.0001	0.0002	0.0005	0.0003	0.0009	0.0006	0.0007	0.0018	0.0005	0.0009	0.0034	0.0002	0.0003	0.0002	0.0001	0.0002
Dy	ppm	0.0006	0.0011	0.0016	0.0015	0.0065	0.0024	0.0046	0.0111	0.0031	0.0070	0.0222	0.0007	0.0020	0.0008	0.0013	0.0018
Ho	ppm	0.0001	0.0004	0.0010	0.0003	0.0018	0.0008	0.0016	0.0019	0.0012	0.0011	0.0044	0.0004	0.0006	0.0003	0.0009	0.0006
Er	ppm	0.0003	0.0015	0.0039	0.0017	0.0067	0.0028	0.0079	0.0060	0.0033	0.0066	0.0139	0.0008	0.0032	0.0022	0.0022	0.0034
Yb	ppm	0.0005	0.0023	0.0049	0.0031	0.0091	0.0050	0.0111	0.0080	0.0088	0.0090	0.0143	0.0060	0.0081	0.0060	0.0071	0.0097
Lu	ppm	0.0001	0.0006	0.0008	0.0011	0.0019	0.0009	0.0029	0.0014	0.0024	0.0018	0.0025	0.0016	0.0021	0.0017	0.0021	0.0028
Hf	ppm	0.002	0.003	0.003	0.001	0.005	0.004	0.005	0.004	0.004	0.003	0.004	0.003	0.003	0.002	0.002	0.001
Ta	ppm	0.0001	<0.0001	0.0002	0.0003	<0.0001	0.0008	0.0005	0.0005	0.0005	0.0004	0.0006	0.0003	0.0003	<0.0001	0.0001	0.0007
Pb	ppm	0.03	0.07	0.06	0.04	0.05	0.07	0.05	0.07	0.05	0.06	0.11	0.06	0.10	0.09	0.07	0.04
Th	ppm	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.005	0.002	0.009	0.006	0.008	0.006	0.002	0.005	0.001	0.002	0.001
U	ppm	0.0006	0.0004	0.0019	0.0012	0.0002	0.0050	0.0023	0.0188	0.0021	0.0051	0.0066	0.0020	0.0016	0.0003	0.0010	0.0011
Gd	ppm	0.0008	0.0013	0.0008	0.0020	0.0039	0.0026	0.0033	0.0091	0.0024	0.0064	0.0234	<0.0008	0.0022	0.0006	-0.0005	0.0009
Zr/Hf		34.682	32.587	75.282	32.363	26.323	51.640	34.459	34.204	37.386	58.898	27.915	43.385	95.465	50.103	75.634	
Nb/Ta		21.739	65.894	90.170	63.851	24.760	82.353	60.202	51.277	58.959	39.994	38.457	47.675	-140.515	142.249	30.251	

Tableau 1.4: Résultats d'analyses à la microsonde (Cameca SX100) de l'Université de Hobart, Tasmanie, Australie, des principaux minéraux pour les faciès de l'assemblage ultramafique du Koniambo comparé aux résultats de divers auteurs (n : nombre d'analyse) (Annexe IV).

Minéraux	n	SiO₂%	Al₂O₃%	Cr₂O₃%	FeO%	MgO%	MnO%	Na₂O%	CaO%	K₂O%	TiO₂%	NiO%	Fo	Total
<u>Olivine</u>														
Dunite de Vavouto	23	41.29	0.01	0.05	7.39	50.56	0.10	0.01	0.02	0.02	0.01	0.38	92	99.87
Dunite Zébré														nil
Dunite a Chromite														nil
Harzburgite bloc 1	24	41.15	0.01	0.01	8.34	50.03	0.11		0.02			0.37	91	100.18
Harzburgite bloc 2	14	41.19			8.14	50.10	0.13		0.02			0.41	91	100.12
Harzburgite bloc 3	2	41.18	0.01	0.01	8.01	49.84	0.13	0.02	0.01	0.01	0.01	0.38	91	99.72
Harzburgite bloc 5	19	41.03	0.01	0.01	8.30	50.09	0.11	0.01	0.02	0.01	0.01	0.40	92	100.10
Boulinda (1)		40.91			7.58	50.93	0.29		0.01	0.03	0.01	0.37	92	100.13
Poró (2)		40.72		0.01	7.90	50.45	0.16					0.70	92	99.97
Tiébaghi (2)		40.90	0.03	0.01	7.80	51.18	0.13	0.06		0.03		2.07	92	102.22
<u>Orthopyroxène</u>														
Dunite de Vavouto	21	42.57	1.29	1.01	5.04	35.08	0.12	0.01	0.02	<0,01	0.01	0.18		85.43
Dunite Zébré														nil
Dunite a Chromite														nil
Harzburgite bloc 1	15	56.94	1.43	0.60	5.25	34.37	0.13	0.02	0.94	0.01		0.09		99.86
Harzburgite bloc 2	2	56.79	1.75	0.61	5.10	33.90	0.13	0.02	1.06		0.01	0.09		99.62
Harzburgite bloc 3	2	57.45	1.10	0.57	5.17	34.69	0.12	0.02	0.94	0.01		0.09		100.19
Harzburgite bloc 5	14	56.48	1.93	0.64	5.25	34.25	0.13	0.01	1.08			0.09		99.99
Boulinda (1)		56.84	1.35	0.72	5.11	35.17	0.20		0.88	0.01	0.01	0.13		100.42
Massif du Sud (3)		56.92	1.39	0.48	5.58	35.18	0.13		0.51			0.18		100.37
Tiébaghi (1)		54.85	0.88	1.02	7.08	35.14	0.07		0.01	0.57		0.38		100.00
<u>Clinopyroxène</u>														
Harzburgite bloc 5 (lamelle d'exolution ds OPX)	1	54.45	1.94	0.81	3.01	24.83	0.08	0.06	14.56	0.01	<0,01	0.05		99.94
Tiébaghi (4)		53.06	4.49	1.12	3.08	16.48	0.09	0.02	22.50		0.21	0.05		101.29
<u>Serpentine</u>														
Dunite de Vavouto	11	37.44	0.00		5.68	41.20	0.10		0.08	0.03		0.33		85.03
Dunite Zébré	26	44.52	0.09		2.22	39.22	0.05	0.03	0.03	0.01		0.12		86.43
Dunite a Chromite	1	43.02	0.02		1.71	38.44	0.03	0.04	0.03	0.02		0.18		83.59
Harzburgite bloc 1	2	41.29	0.08		4.13	40.55	0.07		0.03	0.02		0.14		86.38
Harzburgite bloc 2	1	39.42	0.01		5.43	40.05	0.04					0.38		85.40
Harzburgite bloc 3														
Harzburgite bloc 5	5	37.88	0.02		6.33	40.65	0.06	0.01	0.02	0.01		0.37		85.46
Boulinda (1)		46.26	0.00		8.06	44.53	0.25		0.01	0.03		0.73		100.00
Poró (2)		39.17	0.03		6.71	32.54	<0,01					5.20		83.99
<u>Serpentine (chrysotile)</u>														
Dunite de Vavouto	1	44.81	0.20	0.03	2.44	33.92	0.08	0.03		0.01		0.13		81.78
Dunite Zébré	6	44.75	0.14	0.02	1.77	37.59	0.05	0.05			0.01	0.20		84.70
<u>Chromite</u>														
Dunite de Vavouto	7	0.04	14.74	56.27	15.09	12.12	0.27	0.02	0.02	0.01	0.04	0.06		99.59
Dunite Zébré	7	0.04	8.75	62.99	15.42	11.43	0.31	0.02		0.01	0.06	0.05		100.28
Dunite a Chromite	1	0.06	6.81	59.08	17.98	8.41	0.31	0.01		0.01	0.06	0.02		93.15
Harzburgite bloc 1	11	0.04	22.43	47.56	15.52	12.47	0.29	0.01	0.01	0.02	0.03	0.06		98.84
Harzburgite bloc 2	7	0.04	22.68	46.84	16.11	12.40	0.28	0.01		0.02		0.05		98.94
Harzburgite bloc 3	2	0.06	15.40	55.60	15.56	11.82	0.30	0.01			0.01	0.05		99.31
Harzburgite bloc 5	5	0.04	26.88	43.21	15.24	13.49	0.25	0.02		0.01	0.01	0.07		99.54
Tiébaghi (4)		0.71	33.90	40.26	12.41	12.83			0.03		0.02			100.16
Boulinda (1)			19.85	50.25	14.95	13.25			0.05	0.05	6.00	0.10		98.46
Massif du Sud (3)		0.08	14.83	54.73	22.18	8.55	0.77				0.03	0.07		101.23

(1) Latham 1986, (2) Besset 1978, (3) Guillon 1975, (4) Moutte 1979

Tableau 1.5: Résultats d'analyse à la microsonde (Cameca SX100) de l'Université de Hobart, Tasmanie, Australie, pour les chromites des divers faciès de l'assemblage ultramafique du massif du Koniambo. (DZ : Faciès zébré, DV : Faciès Vavouto, DC : Faciès dunite à chromite de la SDC, DC bloc 1 à 5 : Faciès dunite à chromite de la SHS, HZ1 à HZ5: Faciès harzburgitique de la SHS, CB : cumulat boninitique)

Numero de terrain		3142	3142	3142	3142	3141	3141	3141	3141	3121	3121	2934	3126	3126	3126	3126	3125	3125
Fac iès		DC	DC	DC	DC	DC	DC	DC	DC	HZ1	HZ1	HZ1	HZ2	HZ2	HZ2	HZ2	HZ2	HZ2
SiO2	wt%	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO2	wt%	0.010	0.074	0.051	0.035	0.001	0.026	0.030	0.002	0.001	0.009	0.001	0.116	0.132	0.108	0.112	0.009	0.002
Al2O3	wt%	22.08	22.37	22.40	22.42	25.37	24.82	23.80	24.01	17.56	17.52	24.41	7.08	8.15	7.84	7.84	22.56	22.71
Cr2O3	wt%	47.61	47.21	46.48	46.60	43.63	45.06	47.23	46.59	53.19	53.51	46.06	62.50	63.13	63.03	62.21	46.58	46.85
FeOtot	wt%	16.47	15.17	15.66	15.76	16.93	16.45	13.60	14.64	15.99	15.25	14.80	20.60	16.89	18.49	20.50	16.60	16.31
MnO	wt%	0.32	0.27	0.32	0.29	0.28	0.26	0.25	0.28	0.36	0.29	0.23	0.42	0.29	0.35	0.40	0.28	0.28
MgO	wt%	11.81	12.50	12.12	12.04	12.08	12.52	14.07	13.29	11.56	12.12	13.06	7.93	10.55	9.27	8.06	12.30	12.15
CaO	wt%	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	wt%	0.08	0.06	0.08	0.08	0.05	0.03	0.07	0.09	0.00	0.06	0.06	0.02	0.05	0.01	0.02	0.04	0.05
ZnO	wt%	0.23	0.18	0.23	0.14	0.27	0.28	0.17	0.16	0.18	0.15	0.21	0.25	0.15	0.14	0.17	0.24	0.27
V2O3	wt%																	
Total		98.95	98.19	97.58	97.68	98.92	99.71	99.55	99.34	99.13	99.06	99.11	99.61	99.62	99.53	99.79	98.96	98.98
Fe2O3	wt%	0.03	0.00	0.02	0.00	0.39	0.36	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.49	0.26	0.00	0.24	0.83	0.28
FeO	wt%	16.44	15.17	15.65	15.76	16.58	16.13	13.60	14.64	15.99	15.25	14.80	20.16	16.66	18.49	20.28	15.85	16.05
Mg#		0.56	0.59	0.58	0.58	0.57	0.58	0.65	0.62	0.56	0.59	0.61	0.41	0.53	0.47	0.415	0.580	0.574
Cr#		0.59	0.59	0.58	0.58	0.54	0.55	0.57	0.57	0.67	0.67	0.56	0.86	0.84	0.84	0.842	0.581	0.580

Limites de détection calculées pour les éléments étudiés à la microsonde électronique SX100 Cameca : P, 257 ppm ; V, 410ppm ; Si, 254ppm ; Ti, 424 ppm ; Al, 211 ppm ; Cr, 512ppm ; Mg, 286ppm ; Fe, 510ppm ; Co, 390ppm ; Ni, 510ppm ; Zn, 389ppm ; Sr, 673ppm, Ba, 929ppm et Na, 221ppm. Les spinelles chromifères ont fait l'objet d'une attention particulière notamment en mesurant les teneurs en Ti dans les cristaux avec une limite de détection du Ti abaissée à 60 ppm.

Tableau 1.5 (suite) :

Numero de terrair		2902	2902	3113	3139	3139	3139	3139	3139	2927	3150	2926	3148	3148	3148	3148
Fac iès		DV	DV	DV	DZ	DZ	DZ	DZ	DZ	DZ	DZ	DC	DC	DC	DC	DC
SiO2	wt%	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO2	wt%	0.001	0.025	0.063	0.047	0.057	0.031	0.069	0.075	0.090	0.026	0.055	0.053	0.059	0.026	0.006
Al2O3	wt%	16.70	16.39	11.12	5.76	4.93	5.71	6.15	5.71	11.59	21.41	6.81	13.21	13.12	12.97	12.69
Cr2O3	wt%	54.22	54.74	59.84	67.41	67.15	66.68	65.64	66.64	57.71	49.67	59.08	58.40	58.79	58.49	58.78
FeOtot	wt%	15.35	14.89	15.02	14.36	15.75	14.59	14.46	15.17	19.27	14.35	17.98	15.92	15.28	16.30	17.26
MnO	wt%	0.27	0.28	0.27	0.26	0.36	0.35	0.29	0.26	0.37	0.25	0.31	0.27	0.32	0.35	0.36
MgO	wt%	12.24	12.38	11.75	11.78	10.68	11.61	11.57	11.27	9.71	13.40	8.41	11.21	11.52	11.19	10.46
CaO	wt%	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	wt%	0.06	0.06	0.05	0.03	0.06	0.04	0.05	0.00	0.05	0.10	0.02	0.03	0.06	0.05	0.04
ZnO	wt%	0.08	0.10	0.07	0.13	0.18	0.09	0.15	0.03	0.25	0.11	0.13	0.19	0.06	0.13	0.24
V2O3	wt%															
Total		100.19	100.11	98.47	101.16	100.42	100.43	99.73	100.46	100.23	99.55	93.15	99.63	99.53	99.71	100.19
Fe2O3	wt%	0.14	0.00	0.08	0.00	0.04	0.13	0.05	0.00	1.20	0.06	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	wt%	15.22	14.89	14.95	14.36	15.72	14.48	14.41	15.17	18.19	14.30	17.58	15.92	15.28	16.30	17.26
Mg#		0.59	0.60	0.58	0.59	0.55	0.59	0.59	0.57	0.49	0.63	0.46	0.56	0.57	0.550	0.519
Cr#		0.69	0.69	0.78	0.89	0.90	0.89	0.88	0.89	0.77	0.61	0.85	0.75	0.75	0.752	0.756

Limites de détection calculées pour les éléments étudiés à la microsonde électronique SX100 Cameca :
P, 257 ppm ; V, 410ppm ; Si, 254ppm ; Ti, 424 ppm ; Al, 211 ppm ; Cr, 512ppm ; Mg, 286ppm ; Fe, 510ppm ; Co, 390ppm ; Ni, 510ppm ; Zn, 389ppm ; Sr, 673ppm, Ba, 929ppm et Na, 221ppm. Les spinelles chromifères ont fait l'objet d'une attention particulière notamment en mesurant les teneurs en Ti dans les cristaux avec une limite de détection du Ti abaissée à 60 ppm.

Tableau 1.5 (suite) :

Numero de terrair		3126	3125	3125	3125	3124	3124	3134	3134	3135	3135	3135	2925	2925	2925	2925	2928
Fac iès		HZ2	HZ2	HZ2	HZ2	HZ3	HZ3	HZ5	HZ5	HZ5	HZ5	HZ5	Py	Py	Py	Py	Py
SiO2	wt%	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO2	wt%	0.112	0.009	0.002	0.002	0.016	0.009	0.001	0.010	0.008	0.001	0.006	0.064	0.087	0.098	0.142	-0.011
Al2O3	wt%	7.84	22.56	22.71	22.76	15.46	15.33	27.50	27.65	26.21	26.20	26.85	8.13	8.41	10.26	8.45	16.77
Cr2O3	wt%	62.21	46.58	46.85	47.08	55.62	55.58	42.45	42.11	44.20	44.23	43.05	57.86	59.25	59.39	60.20	52.99
FeOtot	wt%	20.50	16.60	16.31	15.41	15.52	15.60	15.47	15.36	14.95	14.90	15.52	18.17	18.17	17.38	19.52	15.02
MnO	wt%	0.40	0.28	0.28	0.30	0.31	0.28	0.23	0.25	0.26	0.21	0.28	0.34	0.35	0.32	0.30	0.24
MgO	wt%	8.06	12.30	12.15	12.77	11.87	11.77	13.52	13.52	13.57	13.73	13.12	9.20	8.91	10.33	8.74	12.46
CaO	wt%	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	wt%	0.02	0.04	0.05	0.05	0.06	0.04	0.07	0.07	0.08	0.09	0.05	0.04	0.04	0.00	0.04	0.07
ZnO	wt%	0.17	0.24	0.27	0.25	0.18	0.18	0.21	0.13	0.15	0.14	0.14	0.02	0.14	0.09	0.12	0.09
V2O3	wt%																
Total		99.79	98.96	98.98	98.88	99.37	99.25	99.75	99.31	99.60	99.84	99.19	95.08	96.53	98.99	98.76	98.60
Fe2O3	wt%	0.24	0.83	0.28	0.34	0.01	0.00	0.45	0.38	0.17	0.32	0.07	1.31	0.36	0.54	0.65	0.58
FeO	wt%	20.28	15.85	16.05	15.11	15.52	15.60	15.07	15.02	14.80	14.62	15.46	16.98	17.85	16.89	18.93	14.50
Mg#		0.41	0.58	0.57	0.60	0.58	0.57	0.62	0.62	0.62	0.63	0.60	0.49	0.47	0.52	0.45	0.61
Cr#		0.84	0.58	0.58	0.58	0.71	0.71	0.51	0.51	0.53	0.53	0.52	0.83	0.83	0.80	0.83	0.68

Limites de détection calculées pour les éléments étudiés à la microsonde électronique SX100 Cameca :
P, 257 ppm ; V, 410ppm ; Si, 254ppm ; Ti, 424 ppm ; Al, 211 ppm ; Cr, 512ppm ; Mg, 286ppm ; Fe,510ppm ; Co, 390ppm ; Ni, 510ppm ; Zn, 389ppm ; Sr, 673ppm, Ba, 929ppm et Na, 221ppm. Les spinelles chromifères ont fait l'objet d'une attention particulière notamment en mesurant les teneurs en Ti dans les cristaux avec une limite de détection du Ti abaissée à 60 ppm.

Tableau 1.6: Teneurs en éléments majeurs des phases claires et sombres des faciès Vavouto et zébré, exprimées en pourcentage pondéral. Les valeurs extrêmes obtenues sur les péridotites des parties supérieures du massif sont aussi présentées.

Echantillon	Description	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO%	MgO%	PF	Total	MgO/SiO ₂
3791 a	DV, phases sombres	49.8	0.2	8	0.1	23.8	16.7	98.7	0.48
3791 b	DV, phases claires	42.1	0.6	9.5	0.1	24.1	23.7	100.2	0.57
3791 c	DV, roche totale	46.6	0.4	8.6	0.1	23.8	19.9	99.5	0.51
3782	Facies Zébré bréchique	48.7	« 0.1	5.5	0.1	32.2	12.6	99.2	0.66
3772	Facies Zébré	44.8	0.1	6.9	0.1	34.6	13.4	100	0.77
3138	Harzburgite bloc 5	41.1	0.4	8.2	0.1	42.5	7.8	100.5	1.03
3116	Dunite bloc 5	35.4	« 0.1	5	0.1	44.3	12.7	98.3	1.25

1.4 L'Unité de Poya dans l'environnement du massif du Koniambo

1.4.1 Géologie

L'Unité de Poya telle que décrite par Cluzel *et al.* (1994, 1997, 2001) est présente de façon continue le long de la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie de Bourail au sud à Koumac au nord (Fig. 1.1). De façon générale, elle est constituée d'un assemblage de basaltes massifs, coussinés et/ou bréchiques d'affinité tholéiitique de type E-MORB avec quelques laves de type BAB et quelques basaltes de type OIB, localement associés à des hyaloclastites et intercalés par des gabbros à texture fine à grossière. Des sédiments carbonatés et des radiolarites dont les âges varient de 83 à 55 Ma (Cluzel *et al.*, 1997, 2001; Eissen *et al.*, 1998) sont intercalés entre les coulées ou les coussins volcaniques. Cette unité a été interprétée par Cluzel *et al.* (2001) comme une croûte océanique allochtone obductée du nord vers le sud sur le bâti calédonien depuis le bassin des Loyauté pendant l'Éocène supérieur. Dans la région de Koné, l'Unité de Poya (Fig. 1.2) est particulièrement bien représentée dans l'environnement du massif du Koniambo. Elle constitue les basses terres de la côte ouest et forme un paysage vallonné où les matériaux, plus ou moins intensément désagrégés par l'altération supergène sont soit directement à l'affleurement (plaine de Vavouto, péninsule de Pinjen, plaine des Gaiacs), soit structurellement recouvert par les séquences ultramafiques du massif du Koniambo.

Sur la péninsule de Vavouto, l'Unité de Poya comprend comme ailleurs sur la côte ouest un assemblage de basaltes massifs, coussinés et/ou bréchiques, localement associés à des hyaloclastites et intercalés par des gabbros-dolérites à texture fine à grossière avec des sédiments carbonatés et des radiolarites intercalés entre les coulées ou les coussins volcaniques. Bien que surtout observés en sondage, les gabbros-dolérites présentent, là où ils ont été vus en affleurement, des contacts

subverticaux et francs avec les faciès volcaniques, suggérant une origine intrusive sous forme de dykes voir localement en essaim de dykes (*sheeted dykes*). Dans la plaine de Vavouto, l'Unité de Poya présente également une couverture volcano-sédimentaire de tufs aphanitiques grisâtres comportant un fin litage généralement subhorizontal surmonté par des horizons de chert beige à grisâtre à structures de déformation intra-formationnelle exprimées par des évidences de glissements de matériels sédimentaires non consolidés durant ou après leur dépôt. À ces membres volcaniques et volcano-sédimentaires s'ajoute la séquence de Koné (Routhier, 1953; Carroué, 1972), décrite par ces auteurs comme un empilement de bancs décimétriques de grauwaque à texture massive et à grains fins, avec de minces lits argileux localement riches en Inocérames de type *Inoceramus pacificus* et *Inoceramus bicorrugatus* d'âge sénonien (Grant Mackie, 1966 dans Carroué, 1972) suggérant un âge Crétacé terminal à cette formation avec possibilité d'extension au Paléocène-Éocène (Carroué, 1972). La cartographie de détail réalisée par Carroué en 1972 a fait ressortir la présence d'une large bande de cette séquence de plusieurs kilomètres de largeur entre les épanchements basaltiques de l'Unité de Poya et l'Unité de Nouméa-Koumac au nord et à l'est de la zone d'étude. Cette bande et la présence de plusieurs bancs de grauwaque intercalés à différents niveaux dans les basaltes, et présentant localement des contacts discordants, pourraient indiquer, tel que suggéré par Carroué en 1972, que la séquence de Koné représenterait des copeaux du substrat sédimentaire sous-jacent imbriqués dans l'Unité de Poya sous forme d'écailles tectoniques lors de l'obduction de la nappe des basaltes.

Il est remarquable de noter que les volcanites de l'Unité de Poya sont localement surmontées (Mont Tabounane dans la plaine de Vavouto d'un banc oxydé comprenant de bas en haut : i) un horizon conglomératique à fragments arrondis et faiblement granoclassés de cuirasse de fer (quelques cm à plus de 25 cm de diamètre) dans une gaine de calcédoine ferrugineuse, et ii) un banc dur et massif de calcédoine cryptocristalline imprégnée d'oxydes de fer et de manganèse, dont

l'origine semble liée à l'altération supergène d'un banc conglomératique initialement constitué de blocs de péridotites issus du démantèlement des fronts de la nappe ophiolitique (cf. plus loin).

Enfin, sur la péninsule de Taa au lieu dit Vavouto, nos travaux ont fait ressortir la présence d'écailles de basalte d'affinité BAB, de sédiments ainsi que des gabbros de l'Unité de Poya chevauchant les péridotites de la séquence ultramafique de Vavouto (Fig. 1.4). Les sondages effectués par Xstrata en 2002, nous ont permis d'interpréter la présence de quatre failles de chevauchement à faible pendage vers le NE, ces dernières, et particulièrement les failles de chevauchement C et D, tel qu'indiqué sur la Figure 1.4, seraient responsable de cette configuration géologique particulière.

Au nord du massif de Koniambo, dans le secteur de Témala, des séquences massives et homogènes de gabbro-dolérite, chevauchent les unités volcano-sédimentaires de l'Unité de Poya, forment un ensemble continu couvrant près de 13 km². Ces séquences forment une série de collines aux sommets arrondis et aux flancs adoucis, entrecoupées par des vallées étroites là où réapparaissent les séquences volcano-sédimentaires sous-jacentes. Ces séquences de gabbro-dolérite étant décrites pour la première fois, leur position stratigraphique demeure ambiguë et nécessite de plus amples travaux. Ces séquences de gabbro-dolérite représentent-elles des écailles tectoniques en chevauchement sur l'Unité de Poya ou s'agit-il d'un complexe intrusif au sein de l'Unité de Poya ? Pour ne pas compliquer outre mesure la compréhension du texte, nous avons choisi d'insérer ces séquences comme membres distincts, mais constitutifs de l'Unité de Poya.

Les gabbros-dolérites y sont de deux faciès distincts :

-*Des gabbros-dolérites finement grenus*, de couleur vert pâle à grise avec une texture homogène microcristalline à grenue, comprenant quelques rares

phénocristaux de pyroxène et surtout 60 % de lattes prismatiques allongées de plagioclase sous forme d'un réseau intersertal dont les interstices sont remplis de petits cristaux de clinopyroxène (25 à 30 %), de chlorite (15 %) et de grains de magnétite (près de 5 %). Les roches sont relativement fraîches bien que de nombreux cristaux de pyroxène sont altérés et remplacés par des amphiboles vertes (ouralite).

- *Des gabbros-dolérites porphyriques à clinopyroxène*, de couleur vert pâle à grise contenant près de 30 % de phénocristaux de clinopyroxène (jusqu'à 6 mm de taille) faiblement altérés et distribués de façon aléatoire dans une matrice intersertale, massive et homogène composée pour l'essentiel de fins cristaux de plagioclase (inférieurs à 1 mm et à faible altération séricitique) et de quelques cristaux de hornblende verte, avec comme phases accessoires quelques amas de biotite partiellement altérée et des grains de magnétite entre les cristaux de plagioclase.

Plus au sud, la péninsule de Pinjen consiste en une séquence volcanique essentiellement composée de basaltes amygdulaires à texture coussinée, bréchique ou hyaloclastique, surmontés par des assemblages de pyroclastites (tufs, tufs à lapilli et tufs à blocs) dont la morphologie suggère l'existence d'un ancien cône volcanique égueulé. Ces volcanites d'affinité alcaline (cf. Chapitre 1.4.2) sont surmontées sur le flanc nord de cet édifice par des amphibolites à grains fins fortement tectonisées, et sur le flanc nord-est par une écaille de dunite très fortement serpentinée. Des micrites localement intercalées dans les volcanites, contiennent des microfaunes de foraminifères (*Planorotalites (Globorotalia) pseudomenardii*) suggérant un âge de 59 à 56 Ma pour cette formation (Cluzel *et al.*, 2001) plus jeune que les autres volcanites de l'Unité de Poya. Ces basaltes évoquent un environnement d'île océanique. L'écaille d'amphibolite par-dessus les volcanites alcalines pourrait représenter une des rares occurrences observables de la semelle métamorphique de l'ophiolite néo-calédonienne.

Enfin dans la plaine des Gaiacs, 25 km au sud-ouest de Koné, des boninites préalablement décrites par Sameshima *et al.* (1983) ; Cameron (1989) et Ohnenstetter et Brown (1992-1996) sont présentes des deux cotés de la route Territoriale n°1 (RT 1). Là où elles sont le mieux préservées, elles présentent plusieurs horizons avec de bas en haut :

- i) un horizon de boninites bréchiques épais de 3 à 5 m présentant de nombreux blocs arrondis de matériel volcanique à texture coussinée ainsi que des fragments de bombes volcaniques amygdulaires. Visiblement non métamorphisés et très peu altérés, ces fragments présentent une texture vitreuse avec des microphénocristaux squelettiques de clinoenstatite (Ohnenstetter et Brown 1992-1996).
- ii) deux horizons métriques de matériel volcanoclastique à lapilli et bombes séparés par un banc altéré de boninite amygdulaire de 10 cm à 1 m d'épaisseur localement porphyrique et de couleur lie de vin

Ces boninites sont chevauchées par des péridotites serpentinisées possédant les caractéristiques de la séquence de Vavouto. Des stries de glissement observées sur le plan de chevauchement indiquent un chevauchement orienté 025°-205° selon une faible inclinaison de 5 à 10° vers le NE. Leur étude apporte des éléments essentiels dans la compréhension géodynamique (cf. discussion).

1.4.2 Géochimie

L'étude géochimique présentée dans cette section s'inscrit comme complément aux études géochimiques réalisées précédemment par Eissen *et al.* (1998) ainsi que Cluzel *et al.* (1997-2001).

Basaltes et gabbros de la péninsule de Vavouto (Unité de Poya) - Sept nouveaux échantillons des séquences volcaniques, volcano-sédimentaires et gabbroïques de

l'Unité de Poya affleurant dans la péninsule de Vavouto ont été prélevés à partir de sondages effectués dans le cadre de l'étude géotechnique préliminaire à l'installation de la future usine métallurgique du projet Koniambo. Les échantillons prélevés près de la côte (non loin de la pointe Gatope à Voh), et quelques autres prélevés en sondage apparaissent déprimés en LREE avec une faible anomalie négative du Nb en rapport aux LIL et au La (Fig. 1.5) suggérant une affinité tholéiitique de type BAB identique à celle des basaltes de la pointe Gatope (Cluzel *et al.*, 1997-2001). Plus à l'intérieur des terres et à plusieurs niveaux des sondages, les basaltes ainsi que les horizons de gabbro de la baie de Vavouto, présentent des spectres de TR plats à faiblement enrichis en LREE sans anomalie négative en Nb-Ta suggérant une affinité océanique de type E-MORB comparable à ce qui a été observé pour la grande majorité des laves de l'Unité de Poya par Cluzel *et al.* (1997-2001) et Eissen *et al.* (1998). Cette double affinité géochimique de BAB et de E-MORB des basaltes et des gabbros tholéiitiques de la plaine de Vavouto est confirmée par la distribution des points représentatifs dans le diagramme discriminant Th/Yb versus Ta/Yb (Fig. 1.6). Ainsi, les laves de type BAB apparaissent former une écaïlle intercalée entre d'autres écaïlles volcaniques de type E-MORB au sein de l'Unité de Poya dans la région du massif du Koniambo (Fig. 1.2). Les gabbros et les dolérites présentent pour leur part des affinités géochimiques similaires à leurs encaissants volcaniques (Fig. 1.5a).

Gabbros de Témala - Les échantillons de gabbro et dolérite de la séquence de Témala (Tableau 1.1) présentent une affinité tholéiitique de type E-MORB avec des spectres des terres rares très plats, sans anomalie négative de Nb et Ta, et finalement un fort enrichissement en LILE (Fig. 1.7). Ils présentent la même affinité géochimique que la grande majorité des basaltes et gabbro de type E-MORB de l'Unité de Poya et notamment que les basaltes situés au-dessous d'eux.

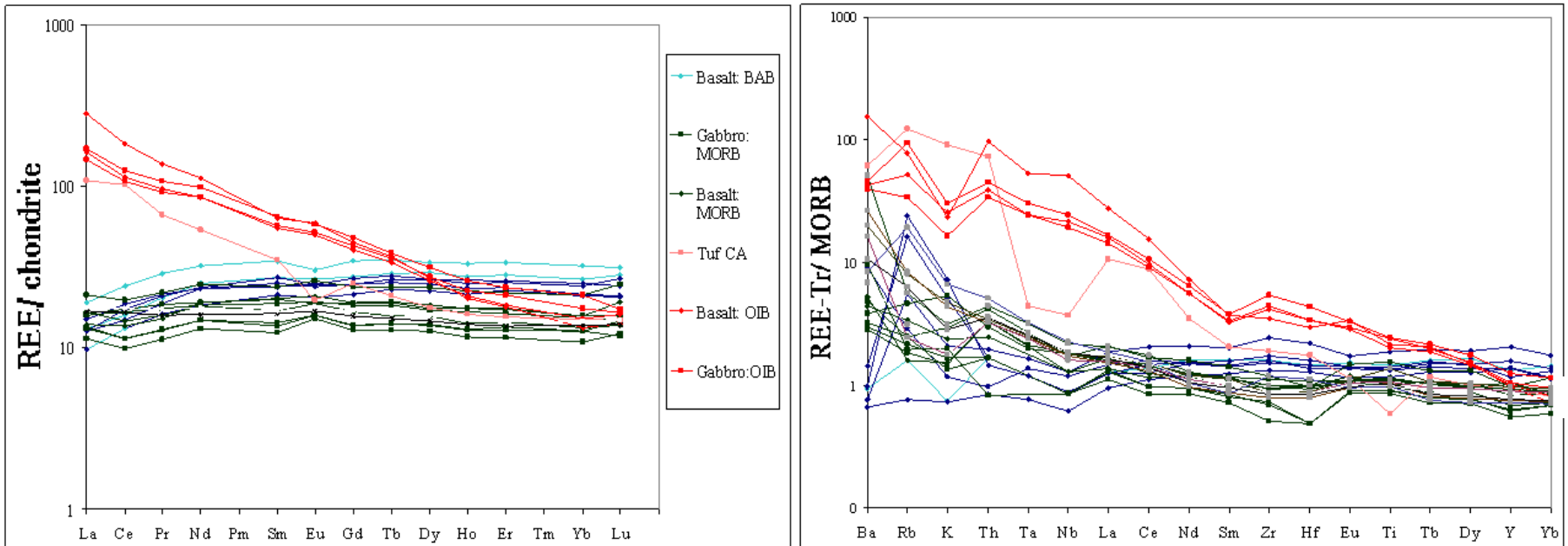
Basaltes et gabbros de la péninsule de Pinjen - Les basaltes et les gabbros de la péninsule de Pinjen (Figs. 1.2, 1.5 et 1.6) sont nettement différents des autres faciès volcaniques et présentent de manière identique à ce qui avait été déjà décrit par Cluzel *et al.* (1997-2001), une affinité alcaline de type OIB marquée par un fort enrichissement en LREE et des spectres de HREE déprimés sans anomalie négative en Nb-Ta. Comme dans la plaine de Vavouto, les gabbros de Pinjen, rencontrés en sondage, présentent des affinités géochimiques similaires à leurs encaissants volcaniques (Fig. 1.5a).

Boninites de la plaine des Gaiacs - De manière caractéristique, les boninites de la plaine des Gaiacs sont riches en silice ($\text{SiO}_2 = 50,40$ à $56,46$ %) et en magnésie ($\text{MgO} = 11,87$ à $13,78$ %). Elles sont par contre appauvries en CaO avec des teneurs variant de $1,31$ % à $5,05$ % et présentent une perte au feu (LOI) moyenne de $4,5$ % avec un extrême à $10,3$ % (Tableau 1.1). Leurs teneurs en éléments compatibles tels que Cr et Ni sont nettement supérieures aux valeurs observées dans les MORB ou les BAB de l'Unité de Poya, soit 1122 ppm et 320 ppm respectivement pour les boninites, versus 238 ppm et 64 ppm pour les MORB et BAB. Au contraire, le Vanadium présente une teneur moyenne 2 à 3 fois inférieure à celle des MORB ou BAB (98 ppm contre 313 ppm). Ces fortes teneurs en Ni et Cr sont indicatrices de conditions particulières de la fusion partielle d'une source mantellique réfractaire (harzburgite ou dunité).

Pour leur part, les spectres de terres rares présentent un enrichissement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes et les teneurs en LILE et en LREE sont supérieures aux teneurs observées pour les MORB. Les teneurs en terres rares moyennes sont équivalentes et les HREE présentent un spectre déprimé par rapport aux MORB de l'Unité de Poya.

A noter que les boninites de la plaine des Gaiacs présentent des teneurs en éléments incompatibles nettement plus élevés (Fig. 1.8) que les boninites des îles Marianne

qui, elles, ont des concentrations en éléments incompatibles dix fois inférieures aux teneurs du manteau primitif (Juteau et Maury, 1999). Comme les boninites des Mariannes, les spectres élargis des terres rares des boninites de la plaine des Gaiacs, présentent un enrichissement relatif en La, Rb et K et des anomalies négatives en Nb et en Ta.



a)

b)

Figure 1.5: Diagrammes REE/chondrite (a) et REE-Tr/MORB (b) montrant deux affinités de type tholéiitique pour la séquence volcanique de l'Unité de Poya, une affinité de type basalte d'arrière arc (BAB) déprimé en LREE avec une faible dépression en Nb-Ta principalement pour les basaltes et une affinité tholéiitique de type E-MORB enrichis en éléments LIL pour les gabbros et quelques coulées basaltiques. La séquence volcanique de la péninsule de Pinjen est d'affinité alcaline (OIB) tandis que les tufs observés au sommet de la séquence volcanique de la baie de Vavouto sont calco-alcalins. Les valeurs normalisées sont calculées à l'aide des valeurs chondritiques de Evensen *et al.* (1978) et MORB d'après Sun et McDonough (1989).

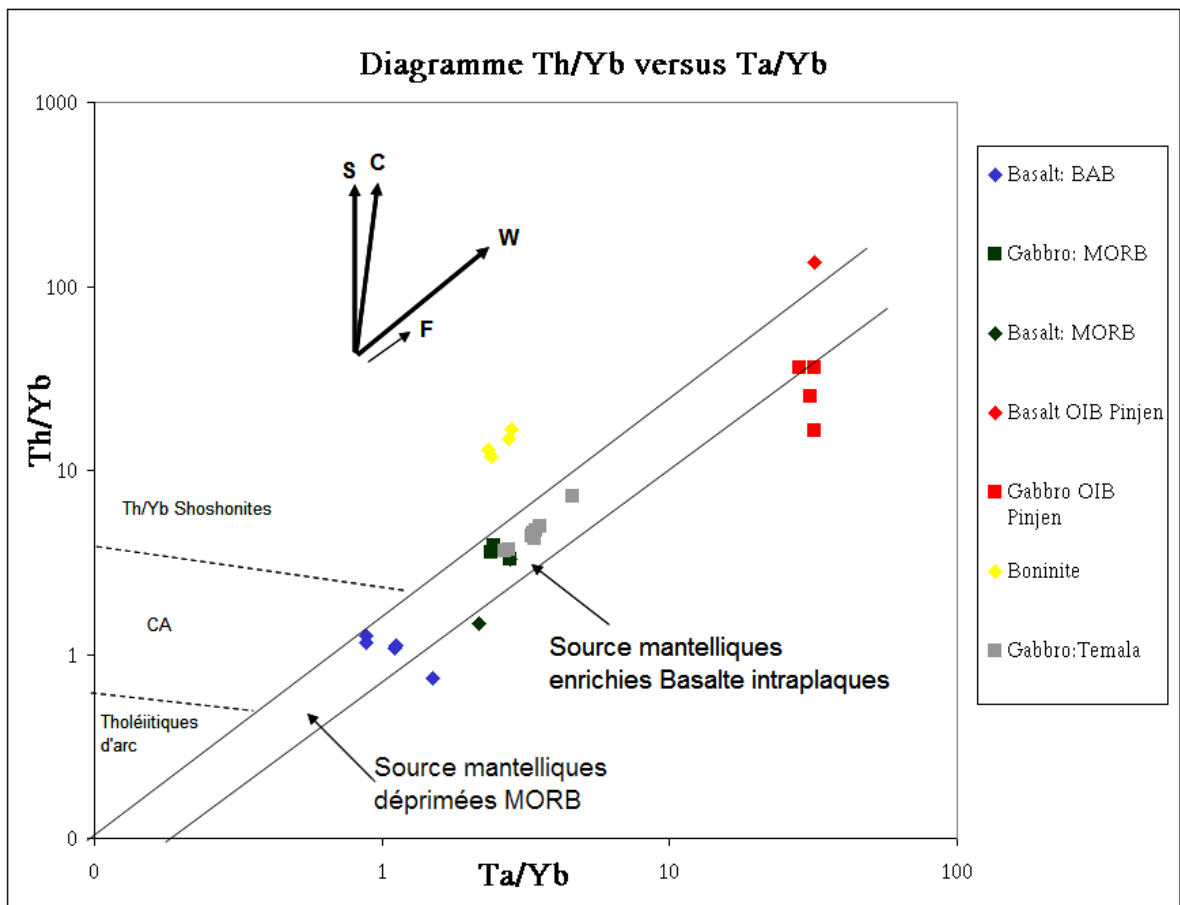
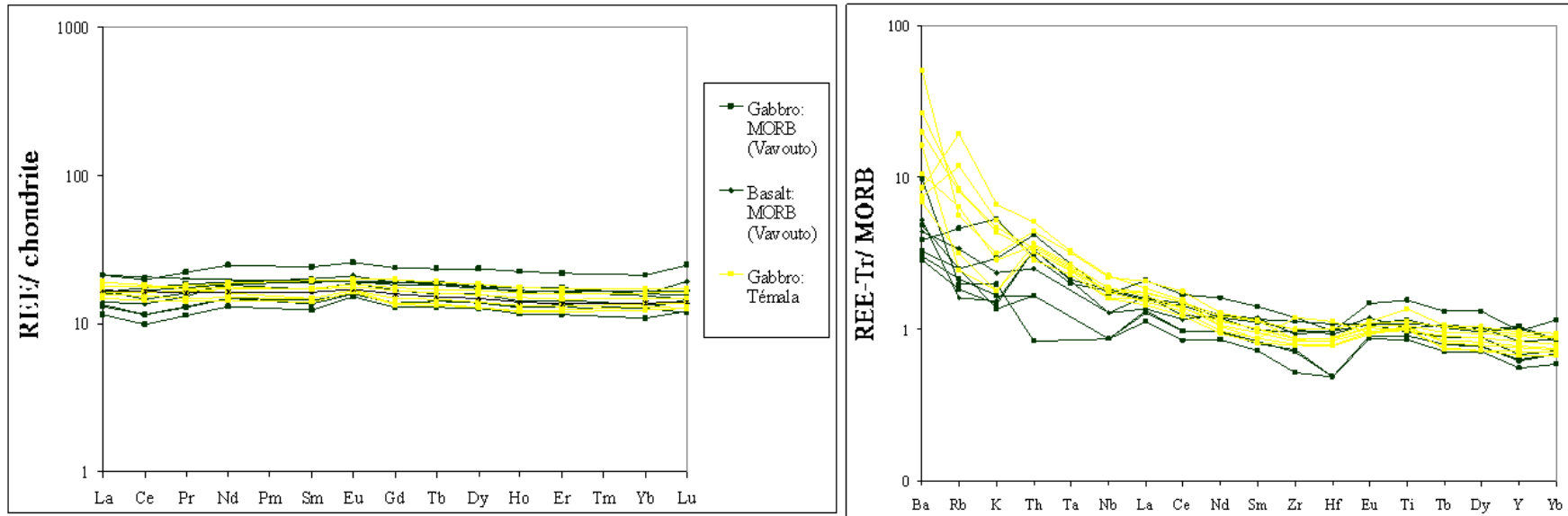


Figure 1.6: Diagramme discriminant Th/Yb versus Ta/Yb (Pearce, 1983) pour les volcanites et gabbros de l'Unité de Poya de la baie de Vavouto. Puisque les éléments Th, Ta et Yb sont incompatibles, les ratios Th/Yb et Ta/Yb minimisent les effets du fractionnement magmatique et permettent de déterminer les caractéristiques originales des sources. Les unités tholéitiques (BAB et MORB) présentent des ratios faibles tandis que les OIB de Pinjen présentent une distribution qui suggère une source mantellique enrichie, typique des basaltes intraplaques. Les gabbros de Témala présentent une affinité géochimique de type MORB. Les vecteurs indiquent les variations chimiques induites par la cristallisation fractionnée (F), les effets de la source (W), la contamination crustale (C), et par la subduction (S).



a)

b)

Figure 1.7: Diagrammes discriminants REE/chondrite (a) et REE-Tr/MORB (b) présentant l'affinité tholéitique de type MORB enrichie en éléments LIL pour les gabbros de la région de Témala. Les gabbros et basaltes MORB de Vavouto sont présentés pour comparaison.

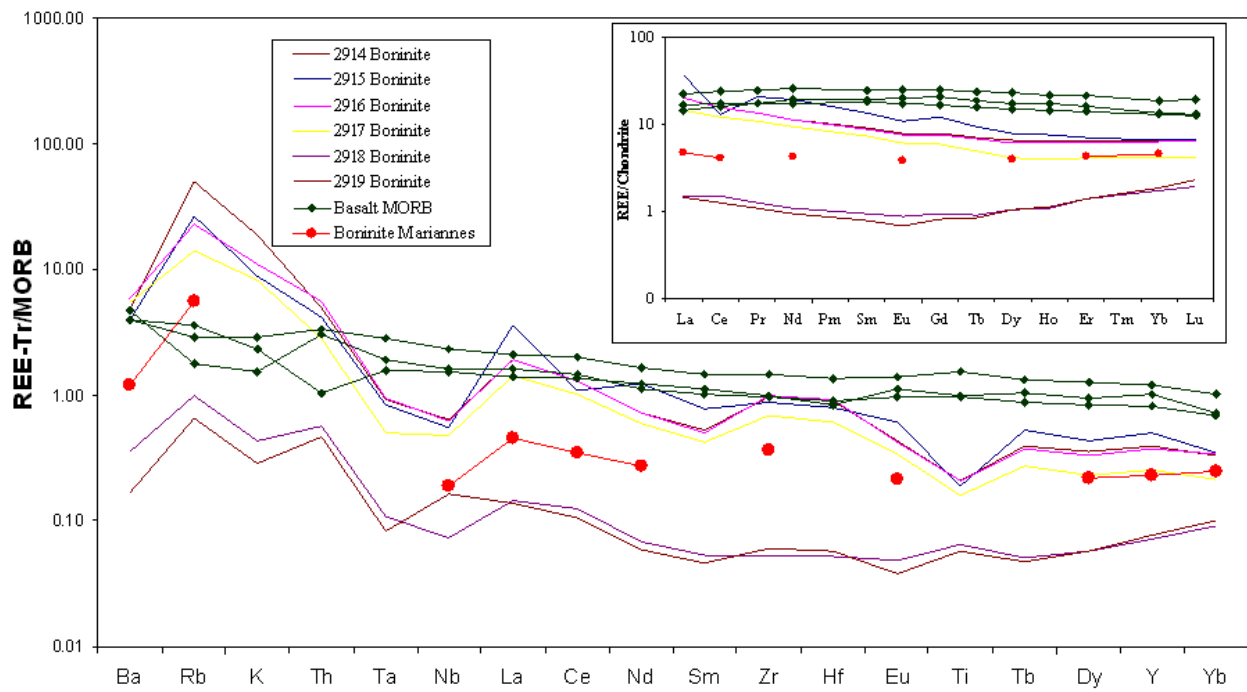


Figure 1.8: Diagrammes discriminants REE-Tr/Morb et REE/chondrite pour les boninites de la plage des Gaiacs. Les spectres des laves MORB de l'Unité de Poya sont indiqués comme référence (en Ref. également un spectre de boninite des Îles Mariannes : Pearce *et al.*, 1992).

1.5 Le massif du Koniambo

1.5.1 Géologie

Le massif du Koniambo comprend trois séquences lithologiques et structurales distinctes (Figs. 1.2 et 1.3):

- a) *la séquence basale de Vavouto (SV)* est constituée d'un assemblage complexe d'harzburgite et dunite qui sont fortement serpentinisées et silicifiées (faciès Vavouto et faciès zébré), d'une occurrence de pyroxénite, d'importantes accumulations de mélanges tectoniques et d'une lentille de sédiment pélagique;
- b) une *séquence médiane de dunite à chromite* partiellement serpentinisée (SD);
- c) une *séquence harzburgitique sommitale (SHS)* composée de plusieurs nappes superposées d'harzburgites +/- dunites faiblement serpentinisées (blocs 1 à 5).

a) La séquence basale de Vavouto

En de nombreux secteurs de la région de Koné, l'Unité de Poya est structurellement surmontée d'une séquence démembrée d'harzburgite-dunite serpentinisées, dénommée par plusieurs auteurs, la semelle serpentineuse de la nappe ophiolitique néo-calédonienne (Paris, 1981; Cluzel *et al.*, 1994; Eissen *et al.*, 1998 et bien d'autres) et que nous avons préféré appeler la séquence de Vavouto en raison de ses spécificités et de ce que nous supposons de son mode particulier de mise en place (cf. plus loin). D'une puissance maximale de 450 mètres, cette séquence ultramafique, est en majeure partie constituée d'un assemblage complexe d'harzburgite et de dunite qui sont très fortement serpentinisées (faciès Vavouto et faciès zébré, cf. plus loin) ainsi que d'une occurrence de pyroxénite. La séquence est omniprésente sur les flancs sud et ouest du massif du Koniambo où elle forme une imbrication d'écailles caractérisée par une surface structurale supérieure plane et régulière avec de nombreuses buttes-témoins sur les volcanites de l'Unité de

Poya. D'importantes accumulations de mélanges tectoniques à blocs de péridotite et dunite également serpentinisées et plus ou moins intensément tectonisées sont associées à la séquence de Vavouto. Celles-ci sont notamment présentes au front du massif du Koniambo et à proximité du contact avec les membres de l'Unité de Poya, dans les zones de chevauchement notamment à la base des massifs où elles apparaissent déformées ; ou encore en remplissage de failles de tension.

Enfin, une lentille de sédiments pélagiques surmonte localement la séquence de Vavouto et contribue à la complexité de cet ensemble.

(NB – Les caractéristiques de cette séquence sont présentées et développées dans le Chapitre II).

Les harzburgites serpentinisées sont omniprésentes dans toute la séquence de Vavouto, particulièrement à son extrémité sud où elles sont en contact structural franc avec les volcanites de l'Unité de Poya sous-jacente. Elles sont pour l'essentiel constituées de 10% (occasionnellement 45-50 %) de larges cristaux hypidiomorphes et altérés d'orthopyroxène variant de 2 à 15 mm de taille dans une matrice noire formée par des plages cryptocristallines de serpentine (principalement de la variété lizardite ou antigorite) à texture maillée. Dans les zones les plus serpentinisées, la matrice est de couleur verdâtre et traversée par de fines veinules de chrysotile (faciès de Vavouto et zébrés décrits ci-dessous). Dans quelques localités, notamment à proximité de la tribu d'Oundjo (versant ouest du massif de Koniambo, Fig. 1.2), l'harzburgite se décrit comme une roche grisâtre avec 10 à 15 % de cristaux d'orthopyroxène de 3 à 15 mm de diamètre, distribués de façon aléatoire dans une matrice à cristaux d'olivine serpentinisée. Elle possède alors une composition minéralogique identique à la SHS du bloc 1 (cf. section C).

La dunite se présente comme une roche grise légèrement blanchâtre en patine composée d'olivine presque totalement recristallisée en lizardite et/ou antigorite, et

de quelques rares cristaux d'orthopyroxène. Elle constitue des masses plurimétriques de formes variables en contacts francs ou légèrement interdigités avec les harzburgites.

La pyroxénite pour sa part, forme un dyke d'une puissance apparente de près de 80m, localisé le long du chemin d'accès principal au plateau du Koniambo et à la limite nord-est de la zone de distribution de la séquence de Vavouto. Elle présente une texture de pegmatite avec des cristaux d'orthopyroxène et de clinopyroxène (près de 100 % de la roche) de grande taille pouvant atteindre jusqu'à 15 cm de longueur (cf. Chapitre II, photo Fig. 2.13). Ces cristaux sont partiellement transformés en bastite et trémolite avec également quelques lamelles de muscovite présentes de façon interstitielle. Une fabrique tectonique orientée à N080° affecte l'ensemble du dyke. Quelques fractures sont remplies par un gel colloïdal siliceux (opale).

Au moins deux, sinon trois, périodes de serpentinisation et/ou de silicification ont affecté les roches ultramafiques de la séquence de Vavouto. Ainsi, outre une phase précoce de serpentinisation partielle et ubiquiste des péridotites vraisemblablement en milieu océanique (transformation partielle de l'olivine en lizardite), les roches ultramafiques de la séquence de Vavouto sont partout intensément transformées en un mélange de lizardite/antigorite et de magnétite au point que les phases minérales résiduelles y sont très rares, surtout en ce qui concerne l'olivine (moins de 5% d'olivine résiduelle). Par ailleurs, plusieurs zones (ou couloirs) apparaissent avoir subi d'importantes transformations hydrothermales marquées par des imprégnations de gels siliceux, la mobilité de certains éléments chimiques (cf. plus loin), la précipitation d'hydromagnésite, la cristallisation de chrysotile dans des veines d'extention et localement par des fracturations hydrauliques (Dubacq, 2005). Ces dernières transformations affectent les péridotites de la séquence de Vavouto

indifféremment de leur nature, et se traduisent par au moins deux faciès remarquables

- Le faciès Vavouto constitué de lobes millimétriques à centimétriques alternativement clairs et sombres en patine d'altération (Fig. 1.9). La serpentinisation y est très forte, en particulier dans les zones sombres qui contiennent rarement plus de 3 % de minéraux primaires résiduels. Ces dernières apparaissent dures et résistantes à l'altération supergène, et sont plus ou moins imprégnées de gels siliceux amorphes. Les zones claires sont plus tendres et contiennent fréquemment des cristaux d'orthopyroxène. Peu abondante, l'olivine résiduelle (F₀₉₁) n'y excède toutefois pas 5 %. Au microscope, la différence entre zones claires et zones sombres est subtile. Les serpentines sont majoritairement de type lizardite/antigorite à texture maillée dans les zones sombres comme dans les zones claires et du chrysotile est présent en remplissage de petites veines (crack-seals selon la nomenclature de Andréani, 2003) en particulier dans les zones sombres où ces veinules constituent jusqu'à 10 % de la roche.

- Le faciès zébré est caractérisé par un aspect maillé lié à la présence de très nombreuses veinules de chrysotile et de magnétite (Fig. 1.10b). Ce faciès constitue des horizons irréguliers, parfois bréchiques avec des blocs imbriqués souvent très anguleux et de taille millimétrique à pluridécimétrique, suggérant une brèche hydraulique. Ces blocs, tantôt mauve en leur cœur et vert clair en leur bordure, ou entièrement vert clair, sont totalement serpentinisés et comportent de nombreuses veinules de magnétite. Leur matrice de teinte bleue à mauve sombre est également entièrement serpentinisée avec de la magnétite. Dans les deux cas, les minéraux primaires résiduels sont essentiellement du spinelle (picotite) et en faible quantité de l'orthopyroxène en grande partie transformé en bastite. L'olivine résiduelle est inexistante. Du chrysotile constitue des veinules dans et en bordure des blocs vert

clair, et en moindre proportion dans la matrice. Comme dans le faciès précédent, les blocs sont plus ou moins imprégnés de silice avec des teneurs en SiO_2 anormalement élevées ($\text{SiO}_2 = 42\%$ à 53% , péridotite à texture zébrée (DZ) du Tableau 1.2). Les plages de lizardite/antigorite présentent alors un faciès caractérisé en lumière polarisée analysée par un aspect quasi-isotrope avec des fractures de forme conchoïdale. Enfin, des concentrations importantes de giobertite (hydromagnésite, $\text{Mg}_4[\text{CO}_3]_3[\text{OH}]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) à structure de chou-fleur constituent des filonets dont l'orientation semble a priori contrôlée par les réseaux de fractures contemporains de la fracturation hydraulique. En affleurement, les péridotites à texture zébrée présentent invariablement des contacts francs avec les péridotites de Vavouto. Ces contacts possèdent des orientations préférentielles $\text{N}150^\circ$ à $\text{N}180^\circ$ marqués par une limite réactionnelle centimétrique.

Ainsi, les péridotites de la séquence de Vavouto semblent avoir subi une intense serpentinisation suivie d'une silicification et par la formation d'hydromagnésite probablement antérieure à l'obduction. En effet, ces faciès ne présentent jamais de déformation manifestement synchrone de cette dernière. Une hypothèse est que ce processus aurait pu se produire dans le coin mantellique suprasubductif avant la mise en place de la séquence sur le bâti calédonien. La formation du chrysotile dans des veines d'extention semble quant à elle plus récente (fissuration et cristallisation à froid du chrysotile) et serait plus vraisemblablement à relier à l'obduction.

Les mélanges tectoniques - Associés intimement à la séquence de Vavouto, ces accumulations de mélanges tectoniques à blocs de péridotite sont visibles sur les flancs sud et sud-ouest du massif de Koniambo, soit aux fronts des avancées du massif où elles sont très faiblement tectonisées (cf tribu d'Oundjo, cf, Chapitre II), soit sous les péridotites ou encore dans les zones de chevauchement où elles sont fortement tectonisées (Fig. 1.4). Une séquence d'accumulation de mélanges tectoniques plissée et déformée est présente à l'est du massif du Koniambo, elle est

coincée entre l'harzburgite du bloc 5 et la faille ATM (Fig. 1.2).

Des accumulations de mélanges tectoniques se retrouvent aussi en remplissage dans des failles de tension subverticales observées au sein de la séquence de Vavouto et particulièrement visibles le long du chemin d'accès du côté SO du massif. Les blocs, de taille centimétrique à plurimétrique, y sont pour l'essentiel constitués de dunite et d'harzburgite fortement serpentinisées, tandis que les blocs de gabbro/dolérite et de pyroxénite sont très occasionnels. Issus du démantèlement frontal de la nappe formée par la séquence basale de Vavouto lors de son obduction et tectonisée à des degrés divers en fonction de la position des affleurements, les blocs sont mal triés, anguleux à arrondis avec une matrice microclastique plus ou moins fortement mylonitique. Leur serpentinitisation est du même type que celle de la séquence basale de Vavouto présentant les deux faciès « zébrés et de Vavouto » qui coexistent. Il est toutefois notable que de nombreux blocs apparaissent zonés avec une bordure souvent plus claire et davantage serpentinisée suggérant une phase de serpentinitisation contemporaine ou postérieure à l'obduction. Ainsi, la phase majeure de la serpentinitisation pourrait être antérieure à l'obduction, tandis qu'une seconde phase de serpentinitisation, plus discrète pourrait être contemporaine, voire légèrement postérieure à l'obduction.

Par ailleurs, certains affleurements (carrière de Oundjo) présentent, comme décrits plus haut, des bandes de serpentinites silicifiées avec de nombreuses arborescences de giobertite (et/ou d'hydromagnésite). Ces bandes siliceuses sont essentiellement localisées à l'interface des différents membres formant l'ensemble des séquences de mélanges tectoniques.

La giobertite se distribue en pourtour des blocs/fragments et en remplissage de fractures au sein de ceux-ci (Fig. 1.10a, b) indiquant que sa cristallisation est postérieure à la serpentinitisation majeure qui affecte les blocs. Elle semble remplir des cavités/porosités par précipitation de fluides hydrothermaux, et la croissance d'apophyses de giobertite dans l'encaissant siliceux non déformé ou fracturé

suppose une cristallisation synchrone de la giobertite à l'arrivée des fluides hydrothermaux siliceux.

Les sédiments pélagiques - Une lentille de sédiments pélagiques surmonte localement la séquence de Vavouto (Fig. 1.2). D'une superficie maximale de 3 500 m², cet assemblage sédimentaire est situé entre deux membres de la séquence de Vavouto au toit d'une écaille de péridotite serpentinisée et à la base d'un nouvel assemblage de mélange tectonique. Elle est particulièrement bien représentée en bordure de la piste d'accès principale au massif où elle se décrit comme une alternance de lits d'argilite rouge vin avec des bancs de sédiments blanchâtres à grains fins dont l'épaisseur des lits varie de quelques centimètres à près de 40 centimètres. Le tout possède un pendage général vers l'ouest à près de 40°. L'assemblage est affecté à plusieurs endroits par des plis isoclinaux recoupés par des failles normales et inverses de faible rejet. Une tentative de repérage de microfossiles à fin de datation des sédiments a été tentée en 2004, celle-ci s'est avérée vaine en raison de l'absence de radiolaires suffisamment préservés pour être identifiables.

b) Séquence médiane de dunite à chromite

À la différence de la séquence de Vavouto, cette séquence est constituée principalement d'une dunite à chromite avec quelques intercalations irrégulièrement distribuées d'harzburgite. De couleur beige en surface et grisâtre en sondage, la dunite est homogène et de texture d'apparence finement grenue. Elle constitue un cumulat à cristaux d'olivine partiellement serpentinisés, avec moins de 1 % de fins cristaux de chromite distribués généralement de façon aléatoire, rarement en fins amas (Fig. 1.11). En lame mince, les cristaux d'olivine présentent une texture d'adcumulat et sont serpentinisés à près de 30 %.

La puissance maximale observable de cette séquence est de l'ordre de 300 mètres. Elle est en discontinuité structurale avec les séquences sous et sus-jacente. Des failles inverses de chevauchement ont contribué par endroits à augmenter sa puissance apparente.

c) Séquence harzburgitique sommitale (SHS)

Située dans la partie supérieure du massif du Koniambo, la séquence harzburgitique sommitale se caractérise par la succession de cinq nappes distinctes d'harzburgite et de dunite (blocs 1 à 5).

L'assemblage du bloc 1, situé le plus bas dans la séquence, présente une harzburgite avec près de 10 à occasionnellement 15 % de cristaux d'orthopyroxène de 3 à 15 mm de diamètre et distribués de façon aléatoire au sein des cristaux d'olivine serpentinisée. Des masses de dunite (près de 30 % de l'assemblage de ce bloc, Fig. 1.12a) varient de quelques mètres cubes à plusieurs centaines de mètres cubes. Elles sont de forme soit tabulaire, soit quelconque avec des contacts concordants avec l'harzburgite encaissante.

À l'opposé, le bloc 5 est principalement constitué d'harzburgite avec près de 10 % de cristaux d'orthopyroxène de taille inférieure à 5mm. À la différence de l'harzburgite du bloc 1, les cristaux d'orthopyroxène sont le plus souvent orientés soulignant un fort rubanement vraisemblablement d'origine tectonique en réponse aux déformations consécutives à l'action des cellules de convection du manteau. Pour sa part, la dunite forme des horizons discontinus d'épaisseur variant de quelques mm à près d'un mètre, généralement parallèles au rubanement (Fig. 1.12b).

Les assemblages des blocs 2 à 4 présentent des compositions transitionnelles entre les blocs 1 et 5. Seule l'harzburgite du bloc 4 présente de rares cristaux de clinopyroxène (augite).



Figure 1. 9: Péridotites de la séquence de Vavouto affectées a) par l'altération de type « Vavouto » en doigts de gants caractérisée par l'imbrication de zones claires et de zones sombres.



a)

b)

Figure 1.10: a) Matrice silicifiée comblant une zone de contacts entre deux membres de mélange tectonique au sein de la séquence de Vavouto. La silicification très certainement d'origine hydrothermale semble tardive aux fragments. b) Précipitations de giobertite entourant des fragments bréchiques de péridotite à texture zébrée. La structure de cette dernière laisse supposer une origine hydrothermale pour la giobertite.



Figure 1. 11: La dunite à chromite est caractérisée par une roche de couleur beige possédant une texture finement grenue de type cumulat, avec moins de 1 % de fins cristaux de chromite distribués généralement de façon aléatoire.



a)



b)

Figure 1.12: a) Assemblage harzburgite/dunite du bloc 1; masses plurimétriques de dunite (à gauche sur la photo) en contact franc avec l'encaissant harzburgitique. b) L'assemblage harzburgite/dunite du bloc 5 est constitué d'harzburgite dont les cristaux d'orthopyroxène soulignent un fort rubanement parallèle aux bancs centimétriques de dunite.

1.5.2 Géochimie roche totale des péridotites du massif de Koniambo

Les roches ultramafiques du massif du Koniambo sont globalement très appauvries en terres rares (0,005 à 0,2 fois les chondrites) avec des teneurs parfois très proches des limites de détection pourtant très basses de la méthode analytique utilisée. Ainsi les harzburgites de la séquence sommitale (blocs 1 à 5) présentent des spectres de terres rares en forme de U (Fig. 1.13) et des teneurs comprises entre 0,03 à 0,1 fois les teneurs des chondrites avec dans plusieurs cas une anomalie négative en europium suggérant l'absence de plagioclase dans les sources. Les dunites intercalées aux harzburgites dans les blocs 1 à 5, présentent des spectres de formes comparables, mais avec des teneurs en terres rares encore plus faibles de 0,01 à 0,05 fois les teneurs des chondrites, parfois si proches des limites de détection que les teneurs mesurées (en particulier celles des terres rares médianes) doivent être considérées avec circonspection uniquement de manière indicative (et ce malgré tout le soin porté à l'analyse). Il est notable que les harzburgites du bloc 1 soient globalement plus appauvries en TR que celles du bloc 5 suggérant un taux de fusion plus élevé pour les péridotites du bloc 1. Les dunites à chromite de la séquence médiane ont des teneurs en LREE et HREE comparables aux harzburgites du bloc 1.

Nous observons des similitudes avec les résultats d'analyses de TR rapportées par Gruau *et al.* (1998) pour des échantillons de roches ultramafiques (Fig. 1.13) provenant du complexes ophiolitique de Trinity au USA (Gruau *et al.*, 1998) et les spectres pour les harzburgites et dunites du Koniambo. Ces auteurs ont conclu que le faible ratio neodymium (Nd) sur strontium (Sr) pour les péridotites ayant un spectre des terres rares en forme de U, ainsi que les fortes valeurs négatives δD des péridotites fortement serpentinisées indiquent que ces roches ont subi un processus d'altération par fluides hydriques de basse température durant ou après leur

obduction sur le continent américain. Cette abondance de fluides hydriques aurait contribué à l'enrichissement en LREE des séquences ultramafiques responsables de la forme en U des spectres des TR.

Quant aux péridotites à faciès Vavouto et faciès zébré de la séquence de Vavouto, elles présentent des spectres de terres rares différents. Bien qu'aussi très appauvries en terres rares, elles sont nettement plus enrichies en terres rares que les harzburgites et les dunites des séquences supérieures avec des teneurs en terres rares comprises entre 0,08 et 0,3 fois les teneurs des chondrites, sauf en cérium dont les teneurs apparaissent très fortement déprimées (0,03 fois les teneurs des chondrites) au même niveau que les dunites des séquences supérieures (Fig. 1.13). Elles présentent enfin des valeurs plus enrichies en LREE qu'en HREE. Ces enrichissements relatifs en terres rares et l'anomalie négative en cérium apparaissent communs à toutes les péridotites des faciès Vavouto et zébré. Or, les observations pétrographiques ont révélé d'importantes transformations minéralogiques vraisemblablement d'origine hydrothermale de ces roches, avec notamment des imprégnations de gels siliceux dans les serpentines et la présence d'hydromagnésite. Cette silicification est confirmée par les analyses en éléments majeurs (Tableau 1.6). Ainsi, les péridotites de la séquence de Vavouto présentent des teneurs en SiO₂ sur roche totale comprises entre 44,8 et 46,6 % ce qui est nettement plus élevé que ce qui est habituel pour des harzburgites (SiO₂ = 41,1 % pour les harzburgites sommitales du massif du Koniambo) et il est notable de remarquer que les plages sombres du faciès Vavouto, analysées séparément des plages claires après une séparation manuelle sont plus riches en SiO₂ (SiO₂ = 49,8 %) que les plages claires (SiO₂ = 42,1 %). En corollaire, les péridotites de la séquence de Vavouto sont plus déprimées en MgO (Tableau 1.6). Les transformations hydrothermales évoquées au regard de la pétrographie sont donc bien confirmées par la géochimie et nous pouvons faire l'hypothèse que les teneurs en TR observées (enrichissements en LREE et HREE, appauvrissement en Ce) sont

aussi la conséquence de ces processus.

Quant à la forme en U des spectres de TR des harzburgites et dunites des séquences supérieures, celles-ci ne sont pas sans rappeler la forme des spectres de TR également en U obtenus pour deux boninites de la plaine des Gaiacs (éch. 2918 et 2917, Fig. 1.8).

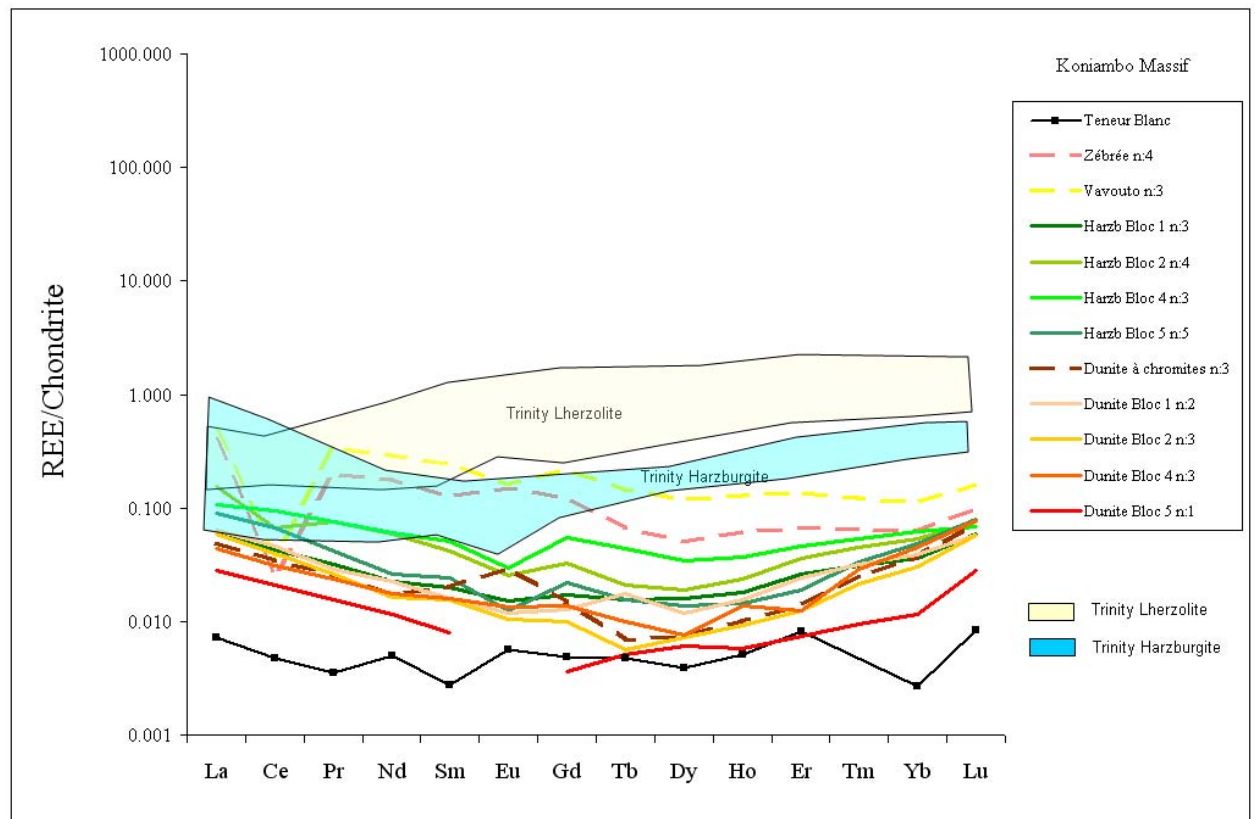


Figure 1.13: Spectres des terres rares (TR) normalisées aux chondrites pour l'ensemble des membres de la séquence ultramafique du massif du Koniambo incluant les péridotites à faciès Vavouto et à texture zébrée. Note : le trait noir représente la limite de détection des différentes TR telle qu'elle a pu être déterminée par la méthode d'analyse appliquée, « n » représente le nombre d'échantillons dans chaque catégorie. Pour fin de comparaison les résultats d'analyses pour des séquences ultramafique de l'ophiolite Trinity (USA) sont représentés (Gruau *et al.*, 1998).

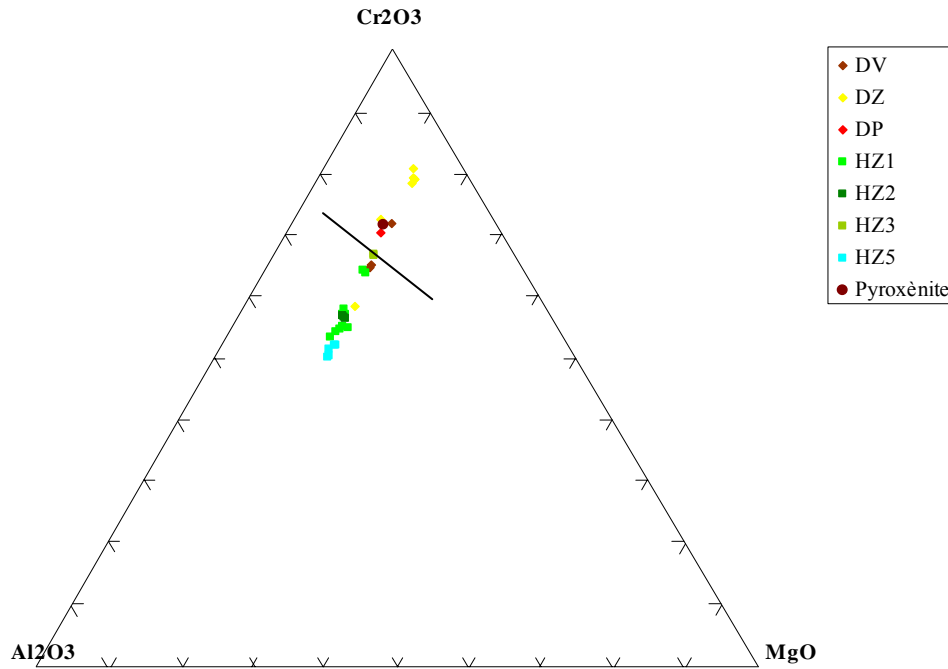


Figure 1.14: Diagramme triangulaire Cr_2O_3 - Al_2O_3 - MgO présentant l'évolution de la composition des chromites en fonction des faciès des séquences ultramafiques du massif du Koniambo. Les teneurs en Cr_2O_3 des chromites des harzburgites de la SHS sont nettement inférieures à celles des chromites observées dans les péridotites de la séquence de Vavouto.

DV : Péridotite du faciès Vavouto, *DZ* : faciès zébré, *DP* : Péridotite de la séquence Vavouto, *HZ1* : Harzburgite bloc 1...*HZ5* : Harzburgite bloc 5

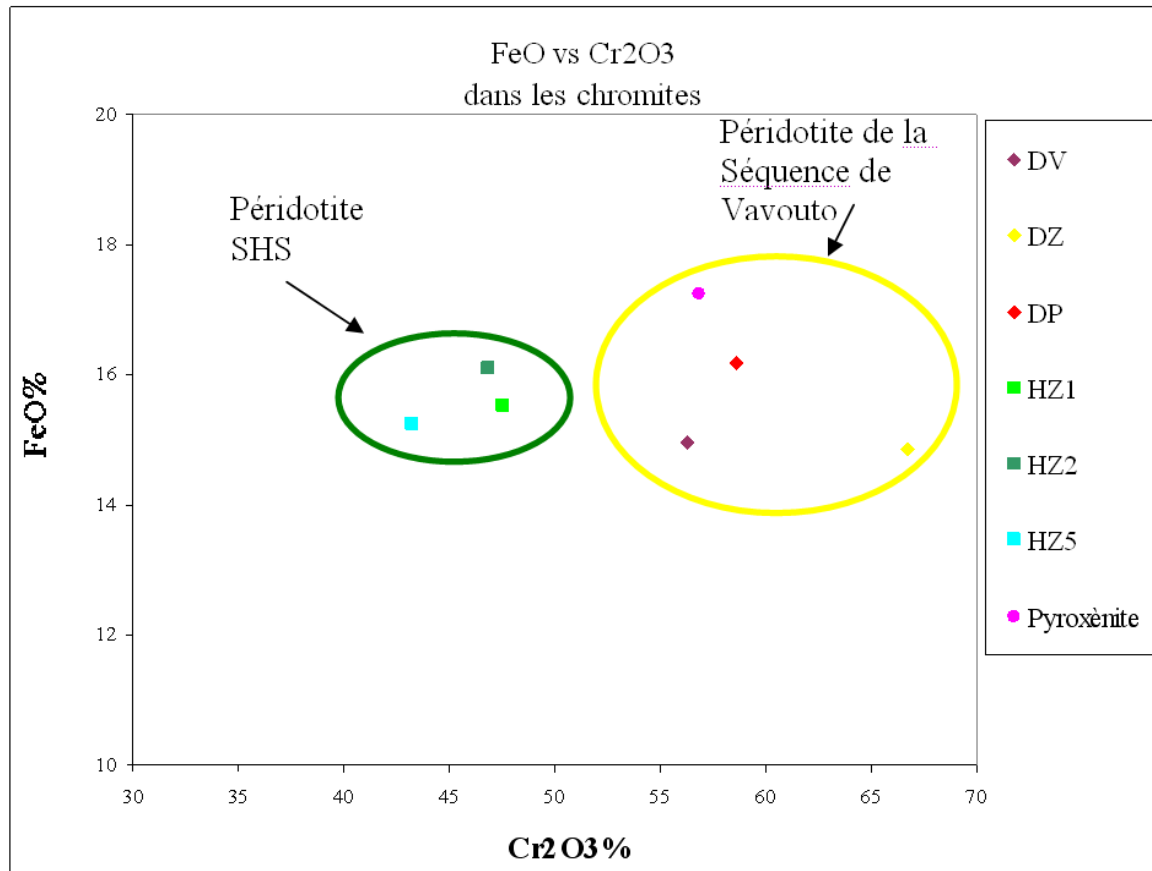


Figure 1.15: Diagramme FeO vs Cr₂O₃ (modifié selon Dick et Bullen, 1984) soulignant l'enrichissement en Cr₂O₃ des péridotites de la séquence de Vavouto versus les péridotites de la SHS. Les péridotites à texture zébrée (DZ) présentent un enrichissement en Cr₂O₃ très marqué.

DV : Péridotite du faciès Vavouto, *DZ* : faciès zébré, *DP* : Péridotite séquence de Vavouto, *HZ1* : Harzburgite bloc 1...*HZ5* : Harzburgite bloc 5

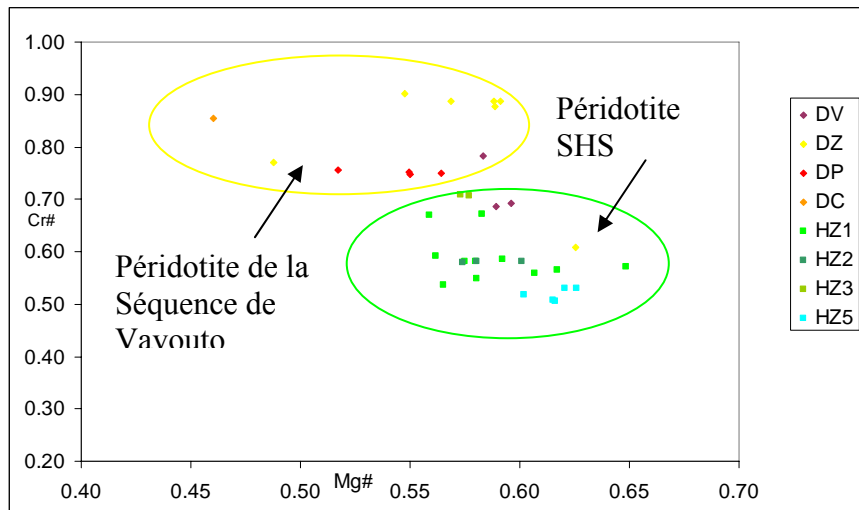


Figure 1.16: Diagramme Mg# ($Mg/(Mg + Fe^{2+})$) vs Cr# ($Cr/(Cr + Al)$) pour les chromites des séquences ultramafiques du massif du Koniambo. Ce diagramme permet de discriminer efficacement les chromites des faciès appartenant à la séquence de Vavouto de celles des faciès de la SHS (modifié selon Dick et Bullen, 1984).

DV : Péridotite du faciès Vavouto, *DZ* : faciès zébré, *DP* : Péridotite de la séquence Vavouto, *HZ1* : Harzburgite bloc 1...*HZ5* : Harzburgite bloc 5

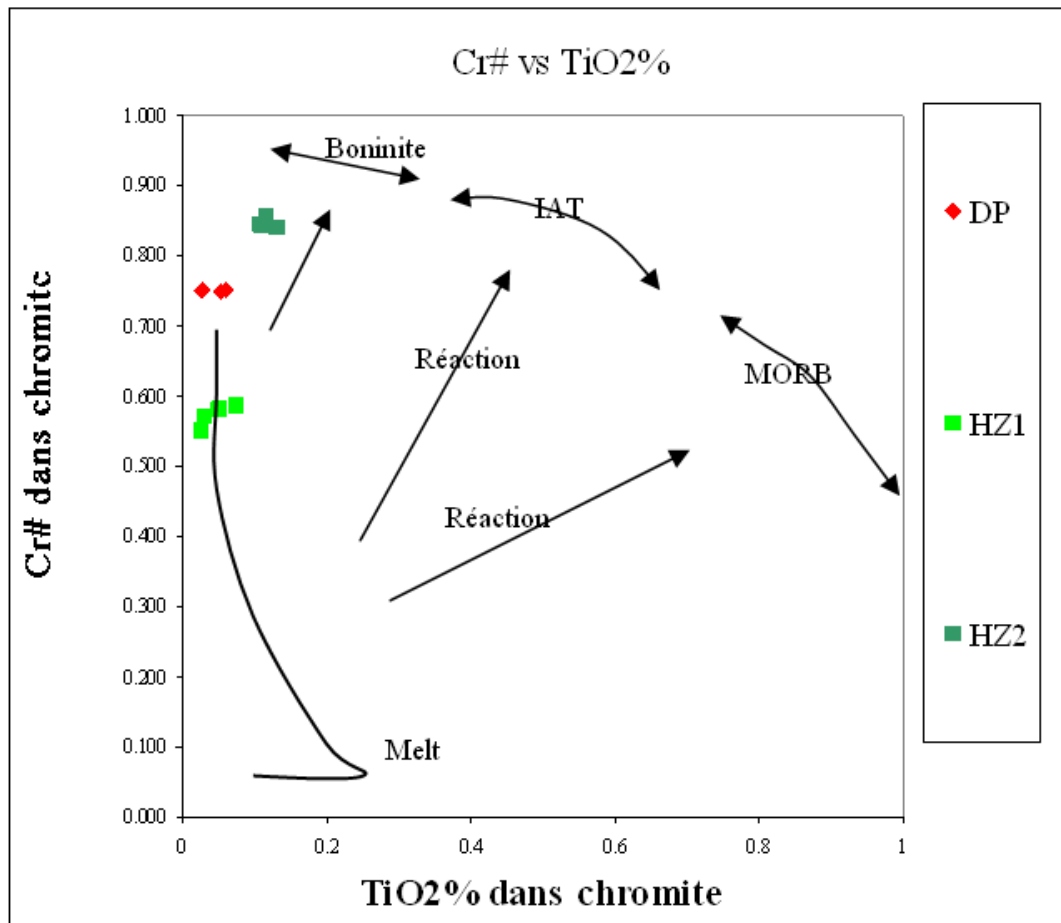


Figure 1.17: Diagramme Cr# versus TiO₂% pour les chromites des séquences ultramafiques du massif du Koniambo. Ce diagramme permet de caractériser le degré de fusion partielle des péridotites. Seules les analyses à la microsonde montrant des teneurs au-dessus des limites de détection pour le TiO₂ sont rapportées sur ce diagramme.

1.5.3 Chimie des principales phases minérales

Les phases minéralogiques étudiées en détail sont : l'olivine, l'orthopyroxène, le clinopyroxène, les serpentines et les spinelles chromifères.

La composition des péridots est relativement homogène et stable dans les faciès observés. Les teneurs en forstérite pour les cœurs d'olivine varient en effet de $FO_{(91)}$ à $FO_{(92)}$ et les teneurs en NiO de 0,41 à 0,37 % respectivement des péridotites de la séquence de Vavouto aux péridotites mantelliques des autres séquences. Ainsi, ces résultats sont comparables aux données obtenues par d'autres chercheurs sur d'autres klippes ultramafiques de la grande île de la Nouvelle-Calédonie (Latham, 1986; Guillon, 1975 ; Besset, 1978 ; Moutte, 1979) où les valeurs obtenues sont $FO_{(92)}$ pour les olivines des roches ultramafiques des massifs du Boulinda et Tiebaghi ainsi que pour celles du massif de Poro sur la côte est de la grande île (Tableau 1.4).

Les spinelles sont les seules phases minérales qui résistent bien à l'altération. De ce fait, l'étude de leur composition chimique (Tableaux 1.5 et 1.6) est un outil incontournable dans la compréhension des environnements tectoniques de mise en place des péridotites, tout en fournissant des éléments indispensables sur les processus de fusion et de fractionnement subis. Ainsi, les spinelles chromifères et en particulier ceux des deux faciès altérés de la séquence de Vavouto, « faciès de Vavouto et faciès zébré », ont fait l'objet d'une attention particulière notamment en mesurant les teneurs en Ti dans les cristaux avec une limite de détection du Ti abaissée à 60 ppm (Tableau 1.5).

Dans les faciès péridotitiques médians et sommitaux, les spinelles sont invariablement associés à l'olivine dont ils forment parfois des inclusions. Ils sont de petite taille (diamètres inférieurs ou égaux à 0.5 mm), fréquemment fracturés, et

présentent une forme automorphe à xénomorphe. Rouge-brunâtre en lames minces, ceux des harzburgites sont de la variété picotite et sont caractérisés (Tableau 1.4) par des teneurs élevées en Cr_2O_3 (43 à 56 %), Al_2O_3 (15,4 à 26,9 %), MgO (11,8 à 12,8 %) et FeO (15,2 à 16,1 %), tandis que ceux associés aux dunités (ferrochromites) présentent des teneurs encore plus élevées en Cr_2O_3 (59 %) et FeO (18 %), et nettement plus faibles en Al_2O_3 (6,8 %) et MgO (8,4 %) suggérant une origine cumulative pour ces derniers.

Dans la séquence basale de Vavouto, les spinelles (également de type picotite) des péridotites à texture de type Vavouto sont caractérisés par des teneurs très élevées en Cr_2O_3 (54 à 60 %) et médianes en FeO (14,9 à 15,3 %), tandis que les teneurs en Al_2O_3 (11,1 à 16,7 %) et MgO (11,7 à 12,4 %) sont comparables aux spinelles des faciès péridotitiques sommitaux (Tableau 1.5). Pour leur part, les spinelles des péridotites à texture zébrée présentent des phénocristaux très bien conservés parfaitement automorphes et de petites tailles caractérisées par de faibles teneurs en Al_2O_3 (4,9 à 11,1 %) et MgO (9,7 à 11,8 %) et au contraire de très fortes teneurs en Cr_2O_3 (58 à 67,4 %) tandis que les teneurs en FeO (14,3 à 19,2 %) restent médianes. Les Figures 1.14 à 1.17 présentent l'évolution chimique des spinelles en fonction des faciès péridotitiques. Ces figures mettent en valeur un phénomène d'enrichissement en Cr_2O_3 des chromites des péridotites de la séquence de Vavouto comparativement à celles des harzburgites des blocs 1 à 5. De surcroît, les péridotites à texture zébrée mentionnées plus haut présentent un enrichissement en Cr_2O_3 très marqué.

1.6 Discussion

Les observations de terrain nous permettent d'identifier deux grands assemblages lithologiques distincts, l'Unité de Poya et les nappes ultramafiques. Ces assemblages comprennent eux-mêmes plusieurs membres et/ou séquences dont la position structurale résulte des événements tectoniques, responsables du chevauchement de la séquence croûte océanique/nappe ultramafique du massif du Koniambo. Ainsi, l'étude des données pétro-géochimiques des divers membres de l'Unité de Poya a permis de mettre en évidence cinq assemblages volcaniques distincts soit par ordre d'abondance relative :

- Les basaltes et gabbros tholéïtiques de type E-MORB de la plaine de Vavouto.
- Les basaltes et gabbros tholéïtiques déprimés en LREE de type BAB de la pointe Gatope à Voh et de la partie ouest de la plaine de Vavouto.
- Les basaltes et pyroclastites d'affinité alcaline de type OIB de la péninsule de Pinjen.
- Les boninites de la plaine des Gaiacs.
- Les tufs calco-alcalins également dans la plaine de Vavouto.

À ces différentes séquences volcaniques s'ajoute la séquence gabbroïque de Témala également de type E-MORB qui surmonte structurellement les basaltes E-MORB précités. Enfin des radiolarites ou des sédiments carbonatés contenant des foraminifères datés de 83 à 55 Ma (Cluzel *et al.*, 2001), sont interstratifiés à ces séquences volcaniques qui sont aussi localement intercalées dans les sédiments de Koné. Ces différents assemblages qui forment autant d'écaillés tectoniques imbriquées sont structurellement surmontés par les séquences ultramafiques du massif du Koniambo :

- *Séquence de Vavouto*, incluant les péridotites serpentinisées à textures amiboïde et zébrée, un dyke de pyroxénite, ainsi que les faciès dérivés

tels que les mélanges tectoniques.

- *Séquence de dunité à chromite.*
- *Séquence harzburgitique sommitale.*

Ainsi, dans le seul espace défini autour du massif de Koniambo, coexiste des assemblages représentatifs de plusieurs environnements géodynamiques des MORB et des OIB typiques de la lithosphère océanique, des laves de type BAB caractéristiques de bassins marginaux, des boninites mises en place en contexte d'avant-arc, et pour finir des tufs calco-alcalins a priori reliés à un volcanisme d'arc.

1.6.1 Histoire géodynamique du secteur à l'étude depuis les derniers 90Ma

Créées par injection et consolidation de magma issus du manteau, les laves de type E-MORB formèrent le corps de l'Unité de Poya, il y a de cela entre 70 et 90 Ma sur la marge orientale du Gondwana à la faveur de l'ouverture du bassin Sud-Loyauté, à la latitude $37,6^{\circ}\text{S} \pm 6,2^{\circ}$, au sein d'un bassin marginal immédiatement au nord-est de la Ride de Norfolk lors de la séparation d'avec le Gondwana (Ali *et al.*, 2000, Cluzel *et al.*, 1999) (Fig. 1.19). Les laves BAB se seraient mises en place au niveau des axes d'extension situés à l'arrière de possible arcs insulaires créés lors de l'ouverture du bassin Sud-Loyauté. Cette nouvelle croûte océanique en voie de création devait surmonter une couche de nature gabbroïque. Les diorites/gabbros de type E-MORB de Témala sont considérés comme des copeaux obductés originaires de cette couche. Des dykes gabbroïques de nature tholéitique et de géochimie compatible aux E-MORB recoupèrent celles-ci.

La croûte océanique nouvellement formée commença alors son déplacement vers le

nord-est (Figs. 1.19 et 1.20). Les points chauds, développés au-dessus des panaches mantelliques ont édifiés sur le plancher océanique des boucliers volcaniques, ce sera la période de formation des OIB de Pinjen. La croûte océanique surmontée de sédiments et d'appareils volcaniques intraplaques est arrêtée dans sa migration possiblement suite aux contraintes provoquées par l'ouverture du bassin des Loyauté du Nord (nouvelle dorsale) au nord-est de celle-ci (Fig. 1.21), ouverture provoquée en réponse à une nouvelle zone de subduction créée au sud-ouest. Il n'est en effet pas inconcevable de supposer qu'en réponse aux contraintes provoquées par l'ouverture du bassin des Loyauté du Nord, la croûte océanique et son cortège ophiolitique aient effectué un retour en arrière en effectuant une nouvelle migration, mais cette fois vers le sud-ouest (Fig. 1.21). Ainsi, lorsqu'au voisinage de la zone de subduction reliée à l'ouverture du bassin des Loyauté, cette croûte océanique (Unité de Poya) et son cortège ophiolitique sont disloqués dans le prisme d'accrétion en avant de la zone de subduction et sont charriés sur le bâti calédonien (ride de Norfolk), celui-ci en provenance lui aussi de la bordure occidentale du protocontinent Gondwana (Figs. 1.21 à 1.23). Le volcanisme s'achève par l'épanchement d'unités volcano-sédimentaires de nature calco-alcaline caractéristiques d'activités volcaniques de zone de subduction active.

1.6.2 Origine de la séquence ophiolitique du Koniambo : complexe de type supra-subductif ?

En 1971, Challis et Guillon argumentaient que les fragments de croûte océanique de la côte Est de la Nouvelle-Calédonie pourraient provenir du même ensemble de la lithosphère que les unités ultramafiques. Cette hypothèse fut réfutée par Prinzhofer (1981), qui argumentait que la nature réfractaire de la nappe harzburgitique ne permettait pas une affinité génétique avec les basaltes de type MORB. Toutefois, Cluzel *et al.* (1997-2001) ont démontré que l'Unité de Poya représente une croûte

océanique allochtone obductée du nord vers le sud sur le bâti calédonien depuis le bassin Sud-Loyauté pendant l'Éocène supérieur, reposant ainsi la question de sa relation génétique avec la nappe ultramafique également issue du bassin des Loyauté.

Aujourd'hui, la diversité des matériaux observés dans l'environnement du massif du Koniambo, notamment la présence de boninites dans la plaine des Gaiacs et les caractéristiques pétro-géochimiques des péridotites, nous permettent d'affiner le scénario envisagé, tout comme la présence de lentilles de basalte et de gabbro chevauchant des péridotites de la séquence de Vavouto obligent de rediscuter certaines modalités de mise en place tectonique de ces matériaux. Ainsi, conformément à l'hypothèse développée par Cluzel *et al.* (2001), les séquences péridotitiques mantelliques sommitales du massif du Koniambo (harzburgite \pm dunite) ainsi que les laves de types MORB et BAB proviendraient des différentes portions, manteau supérieur et croûte océanique, du bassin marginal Sud-Loyauté ouvert du Crétacé supérieur à la fin du Paléocène à l'est du Gondwana. Les BAB se seraient quant à eux constitués de manière relativement récente durant le Paléocène supérieur (59-56 Ma) au niveau des axes d'extension à l'arrière de possibles arcs insulaires créés lors de l'ouverture du bassin Sud Loyauté. Les basaltes de type OIB de Pinjen se seraient mis en place à la même période sous forme de *seamounts* à l'aplomb de la lithosphère océanique des Loyauté. Quant aux boninites et les roches calco-alcalines, il est proposé qu'elles se seraient formées plus tard à l'Éocène en position avant-arc à l'aplomb de la zone de subduction issue de la plongée vers le nord-est de la lithosphère océanique du bassin des Loyauté sous le proto-arc du même nom soit approximativement à la latitude actuelle de la Nouvelle-Calédonie. Toutes ces formations ont été obductées à l'Éocène sur le bâti calédonien.

En ce qui concerne les péridotites du massif du Koniambo, cette histoire polyphasée et les trop faibles teneurs mesurées en éléments HFS, excluraient qu'elles puissent résulter de la seule fusion partielle des péridotites fertiles (lherzolite) à l'origine des

magmas de type MORB de l'Unité de Poya (ce qui est corroboré par les travaux de thèse en cours de Marc Ulrich – thèse UNC ; Ulrich *et al.*, 2007).

Les observations pétrologiques et géochimiques des séquences ultramafiques du Koniambo comparées aux caractéristiques des séquences ultramafiques des ophiolites albanaises et celles de l'ophiolite de Trinity, nous aident à mieux cerner le contexte géodynamique au sein duquel le complexe du Koniambo a évolué. La succession mantellique des complexes Jurassique de type SSZ d'Albanie de l'est, se caractérise par la présence de séquences harzburgites-dunites appauvries en clinopyroxène associées à des séquences de dunites. Le haut ratio Cr/Cr+Al des spinelles résiduels présents dans ces séquences suggèrerait un haut taux de fusion partielle du manteau (Shallo *et al.*, 1990). Les caractéristiques géochimiques des séquences ultramafiques de l'ophiolite de Trinity, telles que le faible ratio neodymium (Nd) sur strontium (Sr) pour les péridotites ainsi que les fortes valeurs négatives δD des péridotites fortement serpentinisées et l'enrichissement en LREE suggèrent que ce dernier aurait évolué au sein d'un environnement supra-subductif (Grau *et al.*, 1998).

Nous formulons donc l'hypothèse que les harzburgites du massif du Koniambo ont subi au moins une seconde phase de fusion partielle à l'origine possible des séquences de boninites de la plaine des Gaiacs. En effet, selon Crawford *et al.* (1989), les boninites sont produites à partir de matériaux sources considérablement plus réfractaires que ceux nécessaires à la production des magmas de type MORB ou BAB. Ces matériaux sources auraient donc subi une ou plusieurs phases de fusion partielle avant la formation des boninites. Pour leur part, les boninites de la plaine des Gaiacs présentent de faibles teneurs en CaO. Leur richesse en eau ainsi que l'enrichissement relatif en éléments LIL indiquent que leur source mantellique aurait été préalablement métasomatisée par des fluides hydratés dont la provenance pourrait être la croûte subductée (Juteau et Maury, 1999).

Selon Crawford *et al.* (1989) les boninites à faible teneur en CaO, sont subdivisées

en trois sous-groupes;

- Type 1 : CaO < 6 %, SiO₂ (> 58 %), alcalins total > 2 %
CaO/Al₂O₃ < 0,5 et FeO < 6 %
Phénocristaux olivine Fo 94, chromite Cr# = 0,80-0,98
- Type 2: CaO < 6 %, SiO₂ (< 58%), alcalins total > type 1
CaO/Al₂O₃ < 0,55 et FeO < 7 %
Phénocristaux d'olivine, ± orthopyroxène et ± clinopyroxènes
- Type 3: CaO/Al₂O₃ = 0,5-0,75

Les boninites du type 2 cristallisent à des températures inférieures que celles du type 1 (soit 1 150°-1 200°C). L'étude des éléments traces indique que les boninites du type 2 proviennent d'une source harzburgitique réfractaire, tout comme celles du type 1, cependant elles auraient subi un taux de fusion partielle inférieur.

Les boninites de la plaine des Gaiacs s'apparenteraient au type 2 de la classification de Crawford *et al.* (1989) qui précisent que les deux ingrédients clefs pour la production de boninites sont :

- L'interaction entre des fluides hydratés et une péridotite réfractaire. Les fluides hydratés contribuent à abaisser la température du solidus et ainsi permettent à la fusion partielle de prendre place.
- La maintenance d'une haute température (1 150° à 1 350°C) à des niveaux relativement peu profonds (<50 km) dans les zones de subduction.

De ce fait, la fusion partielle des péridotites réfractaires doit nécessairement produire un résidu encore plus réfractaire, ce qui pourrait en partie expliquer les très faibles teneurs en TR et en éléments HFS des harzburgites du massif du Koniambo qui peut être constitueraient le résidu de fusion à la fois des MORB et/ou BAB de l'unité de Poya et des boninites de la plaine des Gaiacs (thèse UNC en cours de Marc Ulrich).

Les fortes valeurs du Cr# des spinelles (Cr# et Mg# représentent les ratios atomiques calculés selon les formules suivantes Cr/(Cr + Al) et Mg/(Mg + Fe²⁺)) observés dans les séquences péridotitiques du Koniambo corroborent cette

hypothèse. En effet, selon Dick et Bullen (1984), les variations en Cr#, en Mg# et en TiO₂ des spinelles permettent de caractériser le degré de fusion partielle des péridotites et peuvent servir d'indicateur de l'environnement tectonique dans lequel les massifs ophiolitiques se seraient formés. La variation du Cr# dans les chromites versus Mg# des olivines associées dans les faciès ultramafiques permet de définir trois types d'environnements tectoniques (Fig. 1.24):

- Type 1 : ophiolites abyssales associées à un environnement mantellique de type subcontinental présentant des valeurs Cr# inférieures à 0,4.
- Type 2 caractérisé par des valeurs relativement faibles du Cr# variant entre 0,35 et 0,6: ophiolites ayant subi une histoire complexe durant laquelle les niveaux de fusion partielle ont varié considérablement. Ce type d'ophiolite serait associé à un environnement d'arc ou d'arrière-arc.
- Type 3 : caractérisé par des valeurs élevées du Cr# (> 0,6) suggérant que les péridotites ont subi un taux de fusion partielle élevé en présence d'eau. Celles-ci se seraient formées dans un environnement tectoniquement actif tel qu'une zone de subduction.

Pour les faciès ultramafiques du Koniambo, la Figure 1.24 indique que la genèse de la majorité des faciès ultramafiques du Koniambo (Cr# compris entre 0,5 et 0,9) s'associerait à un environnement tectonique actif de type subduction. Seule l'harzburgite du bloc 5 pourrait s'apparenter aussi bien à un environnement abyssal que de subduction.

Les très hautes valeurs du Cr# des chromites des péridotites de la séquence de Vavouto évoquent l'hypothèse d'une péridotite ayant subi un très haut taux de fusion partielle (ou plusieurs phases de fusion partielle) possiblement en présence d'eau dans un environnement tectoniquement actif. Ainsi, une hypothèse serait que les péridotites de la séquence de Vavouto correspondent à des résidus fortement réfractaires produits par la re-fusion des harzburgites et/ou dunités à chromites évoquant ainsi une seconde hypothèse de l'origine possible de la formation des

boninites dans un environnement tectoniquement actif de type supra-subductif.

En plus de la très forte serpentinitisation en lizardite/antigorite subie par les péridotites de la séquence de Vavouto, celles-ci présentent une, voire plusieurs, transformations minéralogiques des serpentinites marquées par l'imprégnation de gels amorphes de silice notamment dans les plages sombres du faciès à « lobes interdigités » de Vavouto et dans les blocs des brèches hydrauliques du faciès zébré. Ces processus, accompagnés du lessivage du magnésium et du fer dans les serpentines primaires, la formation de nombreux microcristaux de magnétite par-dessus les réseaux de serpentine, la précipitation d'hydromagnésite dans les réseaux de fractures, et finalement la formation de nombreuses veinules de chrysotile (sous forme de crack-seals) au sein des péridotites du faciès zébré (Dubacq, 2005, cf. Chapitre II), révèlent l'action de fluides hydrothermaux probablement à différents stades de la subduction à l'obduction.

La succession de ces différentes transformations est encore à préciser, mais peut être reliée à la remontée des péridotites serpentinitisées le long du plan de Bénéioff selon des modalités proches de celles définies par les travaux de Koons (1994); Beaumont *et al.* (1994, 1999); Walcott (1998); Waschbusch *et al.* (1998) et Pysklywec *et al.* (2002) et à leur obduction sur le bâti calédonien.

L'accroissement des teneurs en éléments traces et rares des faciès Vavouto et zébré (à l'exception du Ce) par rapport aux autres séquences ultramafiques, pourrait s'expliquer par l'apport généré par les fluides hydriques, particulièrement l'eau de mer infiltrée, généralement abondante dans ce type d'environnement.

Un environnement géodynamique de type supra-subductif semblerait donc bien approprié pour expliquer l'origine de la séquence de Vavouto. L'absence d'altération hydrothermale autre que la serpentinitisation partielle au sein des séquences SD et SHS indique qu'elles ont été en grande partie préservées des effets des fluides hydriques des milieux supra-subductif. Ainsi, elles auraient pu occuper une position à l'aplomb du coin suprasubductif.

1.6.3 Mise en place de la séquence ophiolitique du Koniambo

Comparée à la séquence mantellique résiduelle de l'ophiolite d'Oman, la SHS du Koniambo représenterait des niveaux structuraux plus profonds que la séquence de dunite à chromite qui semble équivalent aux dunites de transition de l'ophiolite d'Oman. Effectivement les péridotites mantelliennes résiduelles (harzburgites) de l'ophiolite d'Oman, d'une puissance de près de 10 km d'épaisseur et situées sous les dunites de transition, sont très appauvries en orthopyroxène au sommet, et de plus en plus rubanées vers le bas (Juteau et Maury, 1999). Ce rubanement, marqué par des horizons discontinus millimétriques à centimétriques de dunite et interprété comme d'origine tectonique en réponse à l'action des cellules de convection du manteau, n'est pas sans rappeler les caractéristiques de l'assemblage harzburgite/dunite du bloc 5 où les harzburgites contiennent près de 10% de cristaux d'orthopyroxène soulignant un fort rubanement. Ainsi, bien que l'assemblage harzburgite/dunite du bloc 5 soit situé au sommet du massif du Koniambo, celui-ci aurait une origine « stratigraphiquement » plus profonde que les autres assemblages de la SHS, ce qui est corroboré par la présence de quelques restes de clinopyroxène dans la paragenèse minérale et suggère un faciès de transition entre la lherzolite mantellique profonde et l'harzburgite.

Ainsi l'enchevêtrement des unités volcaniques et volcano-sédimentaires de l'Unité de Poya à la base, surmonté par les gabbros de Témala et les unités mantelliennes au sommet, suggère une affinité croûte océanique/séquence ultramafique formant une suite structurellement inversée en provenance d'un bassin marginal dont certains membres de l'assemblage mantellique (séquence de Vavouto) furent fortement affectés par leur passage en milieu supra-subductif (SSZ). L'étude de l'évolution structurale du massif du Koniambo fait l'objet d'un second article (cf. Chapitre III).

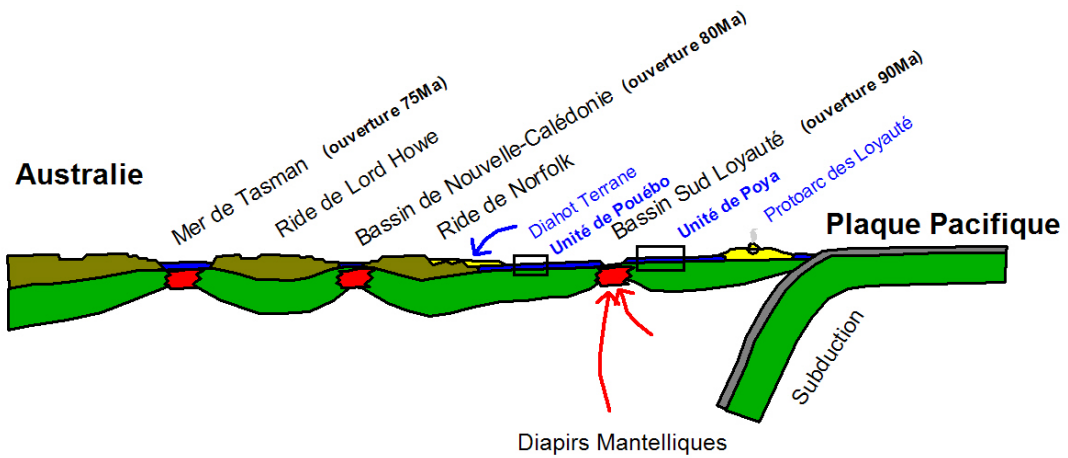


Figure 1.18: Crétacé-Paléocène ~90-55My : Subduction à vergence ouest de la plaque Pacifique et création de la mer de Tasman, de la ride de Lord Howe, du bassin de Nouvelle-Calédonie, de la ride de Norfolk et du bassin Sud-Loyauté, modifié de Cluzel *et al.*, 1999.

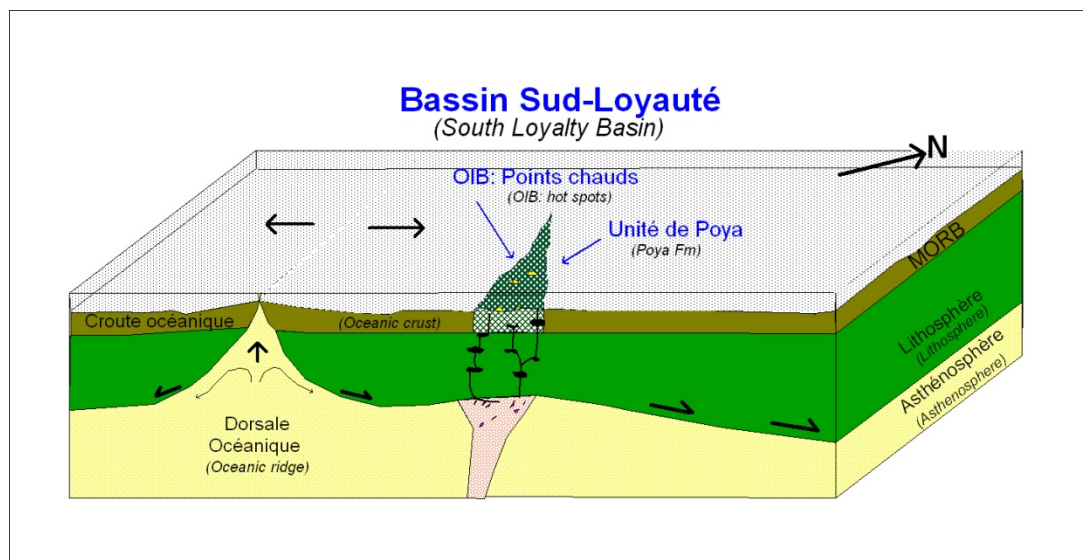


Figure 1.19: Créés à l'axe d'une dorsale par injection de magma issu du manteau, les E-MORB formèrent le corps de ce qui est aujourd'hui l'Unité de Poya et l'Unité de Pouébo, il y a de cela entre 90 et 55 Ma sur la marge du Gondwana à la latitude $37.6^{\circ}\text{S} \pm 6.2^{\circ}$. Durant sa migration vers le nord-ouest, la croûte océanique s'alourdira de sédiments. Des points chauds, développés au-dessus de panaches mantelliques vont édifier sur le plancher océanique des volcans-boucliers, ce sera la période de formation des OIB de Pinjen (59-56 Ma).

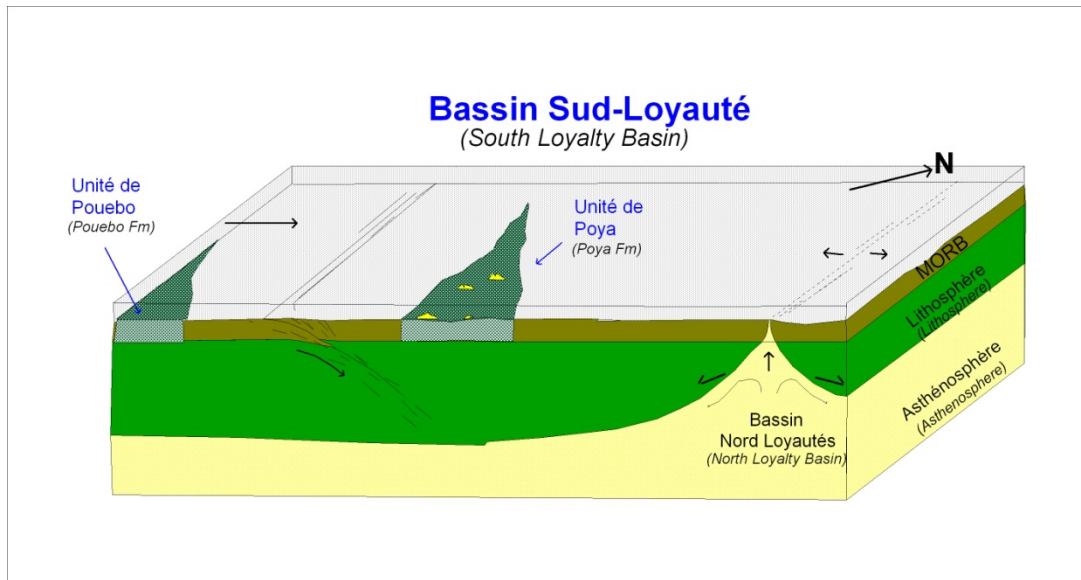


Figure 1.20: La lithosphère océanique épaissie et alourdie de sédiments et d'appareils volcaniques intraplaques, est arrêtée dans sa migration possiblement liée aux contraintes provoquées par l'ouverture du bassin des Loyauté du Nord (nouvelle dorsale) au nord-est de celle-ci. Une nouvelle zone de subduction à vergence SO s'amorce entre les équivalents des Unités de Poya et de Pouébo (~56Ma).

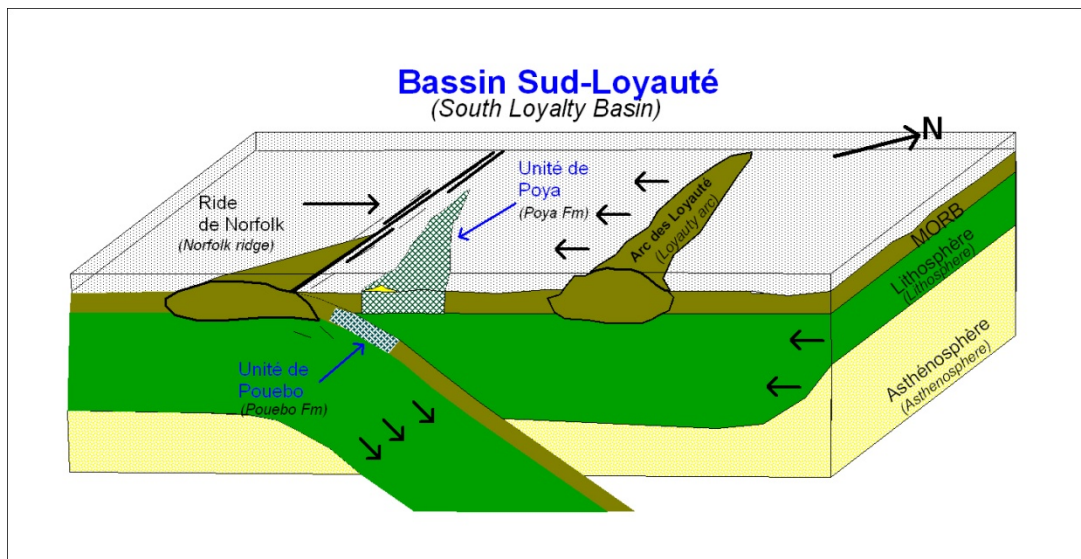


Figure 1.21: La lithosphère océanique entame un retour en arrière en effectuant une nouvelle migration, mais cette fois vers le SO.

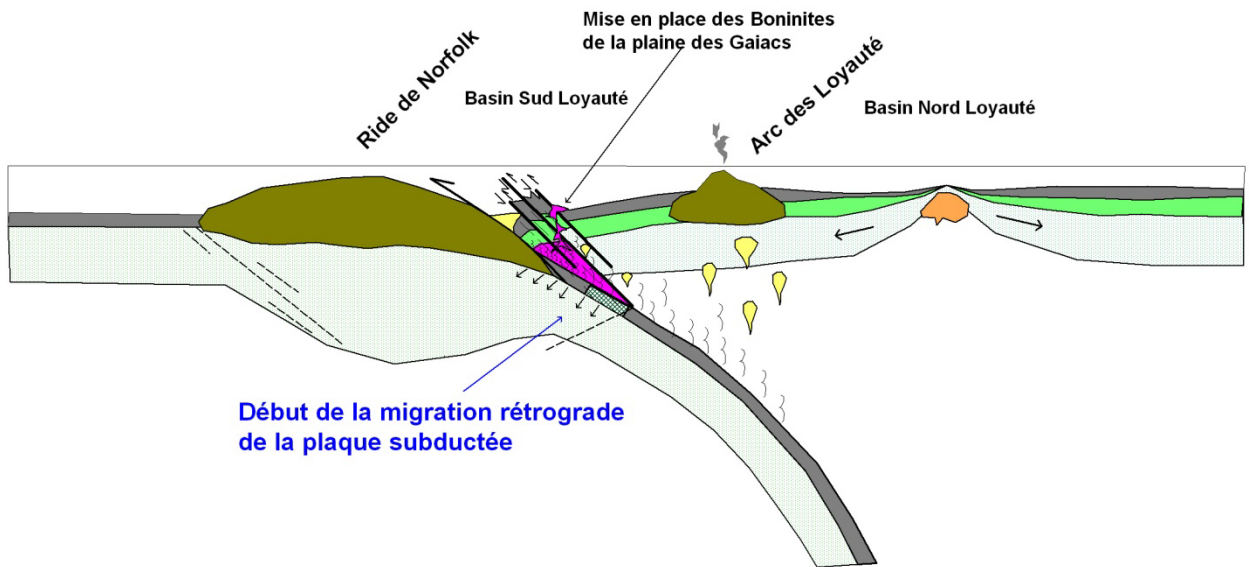


Figure 1.22: Période 40 à 34 Ma ; La croûte océanique (Unité de Poya) est disloquée dans le prisme d'accrétion en avant de la zone de subduction nouvellement créée au sud-ouest et charriée sur le bâti calédonien (ride de Norfolk) Une nouvelle zone de subduction s'amorce à l'ouest de la ride de Norfolk. L'arrivée des fluides dans le manteau supra-subductif provoqua la fusion partielle de certaines péridotites facilitant ainsi la production de laves boninitiques et des harzburgites fortement réfractaires de la Séquence de Vavouto (de couleur violet).

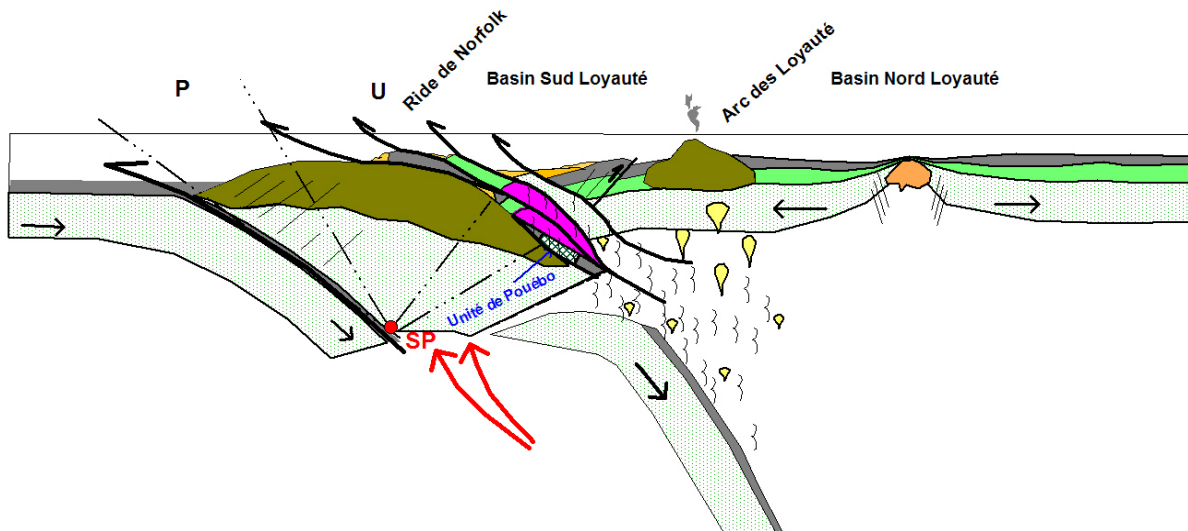


Figure 1.23: Période ~ 34 Ma ; La zone de subduction à l'ouest force le soulèvement de la lithosphère supportant la ride de Norfolk, provoquant de ce fait la rupture de la plaque subductée. Plusieurs fronts de chevauchements inverses accentuent l'obduction des faciès lithosphériques du bassin des Loyauté. Les séquences volcaniques (Unité de Poya) sont obductées sur la ride de Norfolk, les gabbros (en vert) suivent et les séquences ultramafiques amorcent leurs mouvements ascendants. Les membres de l'Unité de Pouébo entament une remontée rapide.

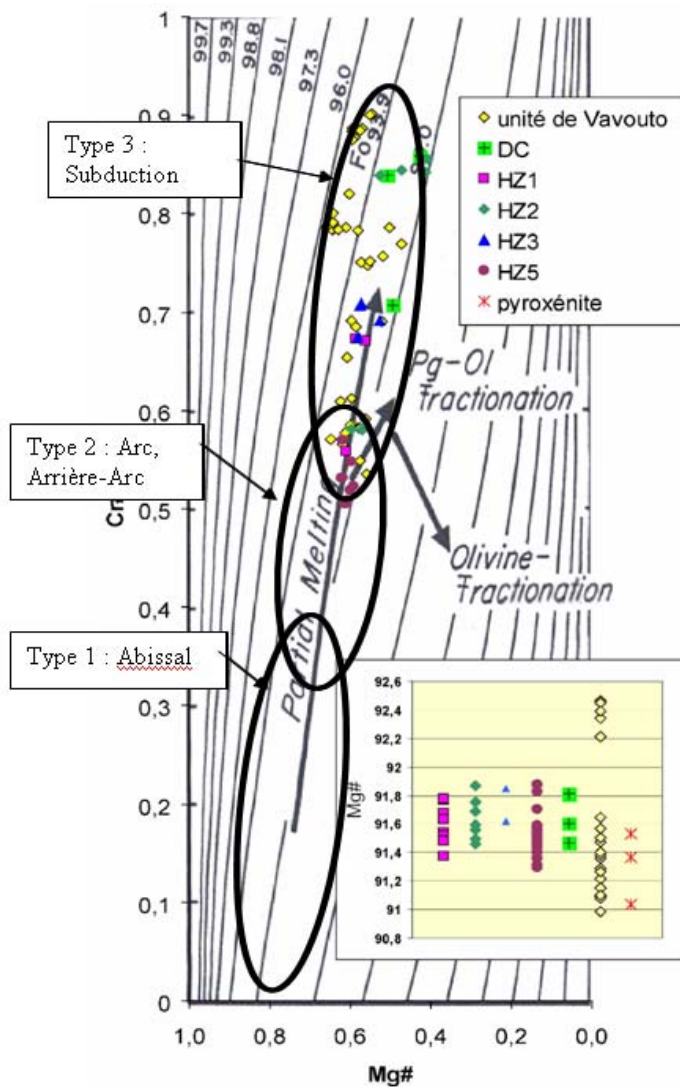


Figure 1.24: Composition des spinelles chromifères des roches du massif du Koniambo, et en médaillon : composition des olivines de ces mêmes roches. Diagramme Cr# des chromites versus Mg# des olivines présentant les champs d'affinités géodynamiques pour les ophiolites selon Dick et Bullen (1984) exprimés en pourcentages pondéraux. Selon ce diagramme la majorité des faciès ultramafiques du Koniambo aurait subi les effets d'une fusion partielle à différentes profondeurs. La péridotite à texture zébrée n'est pas présente sur le diagramme en raison de l'absence de reliques non altérées d'olivine rendant impossible de calculer le Mg#. DC : Dunite à chromite HZ1 : Harzburgite bloc 1...HZ5 : Harzburgite bloc 5.

1.7 Conclusion

Le massif du Koniambo comprend trois grands assemblages lithologiques et structuraux: a) l'assemblage à harzburgite et dunite serpentinisées de Vavouto; b) une séquence de dunite à chromite ; et c) une succession de nappes principalement à harzburgite +/- dunite dans la partie supérieure du massif. Ces assemblages surmontent l'Unité de Poya (Cluzel *et al.*, 1994, 1997, 2001), constituée dans l'environnement du massif du Koniambo de basaltes/gabbros à affinité de BAB et MORB dans la plaine de Vavouto, d'une séquence de gabbros et dolérites à signature de E-MORB au nord du massif près de Témala, de basaltes et pyroclastites de type OIB sur la péninsule de Pinjen, et enfin de MORB et de boninites dans la plaine des Gaiacs au sud de Pouembout. Ces différents ensembles possèdent une position stratigraphique imposée par les événements tectoniques responsables de l'obduction des séquences de croûte océanique/manteau lithosphérique sur le socle de la Nouvelle-Calédonie.

Les caractéristiques minéralogiques et structurales des membres constitutifs du massif du Koniambo suggèrent un assemblage de fragments ultramafiques de nature ophiolitique en chevauchement complexe. Sur la péninsule de Vavouto, certains de ces fragments ultramafiques sont par endroits surmontés par des écailles de croûte océanique d'affinité BAB. Ainsi, l'enchevêtrement des unités volcaniques et volcano-sédimentaires de l'Unité de Poya à la base, surmonté par les gabbros de Témala et les unités mantelliques au sommet, suggère une affinité croûte océanique/séquence ultramafique formant une suite structurellement inversée en provenance du bassin marginal Sud-Loyauté dont certains membres furent fortement affectés par leurs passages en milieu supra-subductif (SSZ). Cette disposition structurale inverse des faciès ultramafiques est décrite pour la première fois en Nouvelle-Calédonie et contraste avec les séquences ultramafiques moins

démembrées du sud de l'île.

En définitive, notre étude a permis de montrer que trois ensembles de processus ont contribué à la spécificité des péridotites du Koniambo et des séquences volcaniques sous-jacentes :

- i) Une double fusion partielle des péridotites.
 - a. La première probablement à l'origine des basaltes océaniques de type MORB de l'Unité de Poya s'est produite du Crétacé supérieur au Paléocène lors de l'ouverture du bassin marginal Sud-Loyauté en réponse à la subduction de la plaque Pacifique sous la marge du Gondwana (cf. aussi Cluzel *et al.*, 2001 ; Ulrich *et al.*, 2007-2008 ; Thèse en cours). Des processus annexes ont alors conduit à la formation d'OIB et de BAB dans le contexte océanique du bassin des Loyauté.
 - b. La seconde, à l'Éocène, contemporaine de la subduction intra-océanique à vergence SO de la lithosphère des Loyauté sous le proto-arc du même nom avec fusion partielle du manteau supra-subductif déjà fortement appauvri en TR et HFS lors des phases précédentes de la fusion à l'origine possible des boninites alors formées en position d'avant-arc.
- ii) Des processus multiphasés d'altération hydrothermale à l'origine des serpentinites silicifiées et des précipitations de giobertite dans la séquence péridotitique basale de Vavouto, constituées très vraisemblablement à relativement faible profondeur dans le coin mantellique supra-subductif au dessus de la lithosphère plongeante des Loyauté sous l'action de fluides hydriques, puis lors de la remontée des matériaux concernés et de l'obduction des péridotites.

- iii) Enfin l'obduction proprement dite avec son cortège de déformations à l'origine de la structuration actuelle du massif du Koniambo (cf. Chapitre III).

Bien que notre étude apporte une clarification sur les divers membres de l'Unité de Poya, il n'en reste pas moins que l'assemblage des divers fragments de la nappe ophiolitique (Unité de Poya et la séquence mantellique) reste peu documenté à l'échelle de la Nouvelle-Calédonie et que le modèle géodynamique expliquant la relation entre l'Unité de Poya et la séquence mantellique à l'échelle régionale reste toujours ambigu. Cet aspect fait l'objet de la thèse en cours de préparation par Marc Ulrich (thèse UNC en cours).

Une conclusion majeure se dégage de ce travail, l'ophiolite de la Nouvelle-Calédonie doit dorénavant être considérée comme une ophiolite de type SSZ où les processus d'extension-subduction en contexte de bassin marginal et d'arc ont joué un rôle prépondérant à la constitution des différents faciès mantelliques et volcaniques observés.

Chapitre II

Pétrologie et minéralogie des serpentinites de la séquence de Vavouto

2.1 Généralités

Ce chapitre présente les caractéristiques pétrologiques et minéralogiques des péridotites fortement serpentinisées et silifiées de la séquence de Vavouto. En effet, la caractérisation des séquences ultramafiques du massif du Koniambo serait incomplète sans une présentation exhaustive des faciès Vavouto et zébré de la séquence basale de Vavouto observés pour la première fois par l'auteur en 2002. Il reprend et complète les descriptions des faciès Vavouto et zébré décrits par B. Dubacq dans son mémoire de MASTER sur la caractérisation pétro-géochimique des serpentinites de la séquence de Vavouto, mémoire présenté en juin 2005 à l'Université Joseph Fourier de Grenoble en France sous la supervision de M. Christian Picard et de l'auteur du présent document.

Les accumulations de mélanges tectoniques, sises aux fronts de la séquence basale de Vavouto sont également décrites. Celles-ci méritent que nous nous y attardions, car elles possèdent des éléments clés dans l'interprétation géodynamique de la mise en place du massif du Koniambo.

Enfin, nous présentons une description détaillée d'un dyke de pyroxénite ainsi que d'une lentille de sédiments pélagiques présents au sein de la séquence basale de Vavouto.

2.2 Séquence de Vavouto

Nous avons vu au chapitre I, qu'en de nombreux secteurs de la région de Koné, l'Unité de Poya est structurellement surmontée d'une séquence démembrée d'harzburgite-dunite serpentinisées dénommée par les auteurs : la semelle serpentineuse de la nappe ophiolitique néo-calédonienne (Paris, 1981; Cluzel, 1994; Eissen *et al.*, 1998 et bien d'autres) et que nous avons préféré nommer la séquence de Vavouto en raison de ses spécificités et de ce que nous supposons de son mode particulier de mise en place (cf. Chapitres I et III). D'une puissance maximale de 450 mètres, cette séquence ultramafique est omniprésente sur les flancs sud et ouest du massif du Koniambo où elle forme une imbrication d'écailles tectoniques caractérisées par de nombreuses buttes-témoins sur les volcanites de l'Unité de Poya (Fig. 1.2). Elle est en majeure partie constituée d'un assemblage complexe d'harzburgite et de dunite (faciès Vavouto et faciès zébré, Chapitre 2.2.1) qui sont fortement serpentinisées, voir silificiées ; d'une occurrence de pyroxénite, d'importantes accumulations de mélanges tectoniques et d'une lentille de sédiment pélagique.

Les harzburgites serpentinisées sont omniprésentes dans toute la séquence de Vavouto, particulièrement à son extrémité sud où elles sont en contact structural franc avec les volcanites de l'Unité de Poya sous-jacente. Elles sont pour l'essentiel constituées de 10% (occasionnellement 45-50 %) de larges cristaux hypidiomorphes et altérés d'orthopyroxène variant de 2 à 15 mm de taille dans une matrice noire formée par des plages cryptocristallines de serpentine (principalement de la variété lizardite ou antigorite) à texture maillée issue de l'hydratation à basse température de cristaux d'olivine. Dans les zones les plus serpentinisées, la matrice est de couleur verdâtre et traversée par de fines veinules de chrysotile (faciès de Vavouto et zébrés décrits ci-dessous). Dans quelques localités, notamment à proximité de la

tribu d'Oundjo (versant ouest du massif de Koniambo, Fig. 1.2), l'harzburgite se décrit comme une roche grisâtre avec 10 à 15 % de cristaux d'orthopyroxène de 3 à 15 mm de diamètre, distribués de façon aléatoire dans une matrice à cristaux d'olivine serpentinisée. Elle possède alors une composition minéralogique identique à la SHS du bloc 1 (cf. Chapitre I).

La dunite se présente comme une roche grise légèrement blanchâtre en patine composée d'olivine presque totalement recristallisée en lizardite et/ou antigorite, et de quelques rares cristaux d'orthopyroxène. Elle constitue des masses plurimétriques de formes variables en contacts francs ou légèrement interdigités avec les harzburgites.

2.2.1 Faciès Vavouto et zébré

Au moins deux, sinon trois, périodes de serpentinisation et/ou de silicification ont affecté les roches de la séquence de Vavouto. En fait, si bien qu'il est difficile d'y reconnaître le protore (cf. Chapitre I). Un de ces types de silicification et de serpentinisation consiste notamment en une serpentinisation pervasive et intense près de la semelle de la séquence de Vavouto et qui diminue d'intensité au fur et à mesure que l'on s'éloigne des chevauchements majeurs. Les autres types de serpentinisation et/ou silicification affectent les péridotites de la séquence de Vavouto indépendamment de leur nature et se traduisent par au moins deux faciès remarquables :

Le « faciès Vavouto »² se superpose à toutes les péridotites de la séquence de Vavouto indépendamment de leur nature. Il se caractérise par l'imbrication de

² Nomenclature définie par l'auteur à partir du lieu dit où le faciès fut décrit pour la première fois.

zones claires et de zones sombres présentant une texture en doigts de gant telle que décrite par Renard *et al.* (1998) (Fig. 2.1). La serpentinisation y est très forte, en particulier dans les zones sombres qui contiennent rarement plus de 3 % de minéraux primaires résiduels. Celles-ci apparaissent dures et résistantes à l'altération supergène, et sont plus ou moins imprégnées de gels siliceux amorphes. Les zones claires, moins silicifiées, sont plus tendres et contiennent fréquemment des cristaux d'orthopyroxène. Peu nombreuses, les olivines résiduelles n'y excèdent pas 5 %. Au microscope, la différence entre les deux zones claires et sombres est subtile. Les serpentines sont majoritairement de type lizardite/antigorite à texture maillée dans les zones sombres comme dans les zones claires et du chrysotile est présent en remplissage de petites veines (crack-seal selon la nomenclature d'Andréani (2003)) en particulier dans les zones sombres où ces veinules constituent jusqu'à 10 % de la roche. Dans ces veinules, le chrysotile forme des fibres millimétriques, exceptionnellement plurimillimétriques, disposées le plus souvent perpendiculairement aux épontes de la veinule bien que ceci n'est pas systématique.

Il n'est pas rare de trouver dans la section basale de la séquence de Vavouto (Fig. 2.2) des affleurements de dunite à chromites fortement silicifié et serpentinisé avec des cœurs relativement préservés de protore.

Le « faciès zébré » est caractérisé par un aspect maillé lié à la présence de très nombreuses veinules de chrysotile et de magnétite (Figs. 2.1b à 2.7). Ces veines sont parfois orientées au sein des blocs. Le chrysotile procure avec la magnétite l'aspect zébré de ce faciès.

Ce faciès constitue des horizons irréguliers, parfois bréchiques avec des blocs imbriqués souvent très anguleux et de taille millimétrique à pluridécimétrique, suggérant une brèche hydraulique. Ces blocs, tantôt mauves en leur cœur et vert clair en bordure, ou entièrement vert clair, sont totalement serpentinisés et

comportent de nombreuses veinules de magnétite. Les minéraux primaires résiduels y sont peu nombreux et constituent pour l'essentiel de l'orthopyroxène en grande partie transformé en bastite. Des cristaux de spinelle (picotite) sont également présents (Fig. 2.5b) par contre l'olivine résiduelle est inexistante. Comme dans le faciès précédent, les blocs sont plus ou moins imprégnés de silice avec des teneurs en SiO₂ anormalement élevées (SiO₂ = 42 % à 53 %, faciès DZ du Tableau 2.1). Les plages de lizardite/antigorite présentent alors un faciès caractérisé en lumière polarisée analysée par un aspect quasi isotrope avec des fractures de forme conchoïdale liée à des imprégnations de gels de silice.

La matrice entre les blocs, de teinte bleue à mauve sombre, est également entièrement serpentinisée avec de la magnétite.

À l'affleurement, les chrysotiles se présentent sous forme de fibres à reflet mordoré et d'éclat soyeux. Selon Dubacq 2005, le chrysotile se trouve en veinules majoritairement dans et en bordure des blocs vert clair alors que, de façons générales, la matrice incorpore moins de chrysotile en veinules que les blocs. On retrouve, dans une moindre mesure, du chrysotile en veinules tardives dans de petites fractures recoupant indifféremment le faciès. L'allongement des fibres est souvent perpendiculaire aux épontes des veines, mais pas systématiquement. Certains rubans de ce faciès sont sigmoïdes, le chrysotile est alors en veinules parallèles aux parois du ruban (cf. Chapitre 2.4; Mélanges tectoniques).

En lames minces, les chrysotiles forment des fibres parfois très allongées à relief faible. Les fibres ont une extinction droite et leur biréfringence ($n_g - n_p = 0,007$ à $0,013$) est plus élevée que celle des variétés antigorite ou lizardite d'où une teinte de polarisation dans les gris à jaune pâle du premier ordre.

À l'affleurement, les péridotites à texture zébrée présentent invariablement des contacts francs avec les péridotites de Vavouto, mais marqués par une limite réactionnelle centimétrique. Ces contacts possèdent des orientations préférentielles

N150° à N180°.

Des concentrations importantes de giobertite ($\text{Mg}_4[\text{CO}_3]_3[\text{OH}]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) à structure de chou-fleur sont observées en association étroite avec les phases d'altération de type zébré. Elles constituent le remplissage de filonnets irréguliers dont l'orientation semble à priori contrôlée par les réseaux de fractures contemporains de la fracturation hydraulique. La giobertite, cristallisée au sein même de la roche, apparaît donc postérieure aux phases de serpentinisation/silicification qui affectent ce faciès. La giobertite, cristallisée au sein même de la roche, apparaît donc postérieure aux phases de serpentinisation/silicification qui affectent ce faciès.

Un sous faciès de péridotite à texture zébrée est présent à proximité du dyke de pyroxénite. Ce sous-faciès est caractérisé par le développement de chrysotile formant des bandes subparallèles d'épaisseurs variant de 1 à 5 mm au sein d'une matrice serpentinisée, fine et noirâtre (Fig. 2.7).



a)

b)

Figure 2.1: Périidotites de la séquence de Vavouto avec : a) le faciès « Vavouto », texture en doigts de gant marquée par l'imbrication de zones lobées claires et sombres; b) Le faciès zébré, périidotite serpentinisée et silicifiée à nombreuses veinules de chrysotile, présentant un débit en blocs angulaires imbriqués suggérant une fracturation hydraulique, le tout recoupé de veines blanches à giobertite.

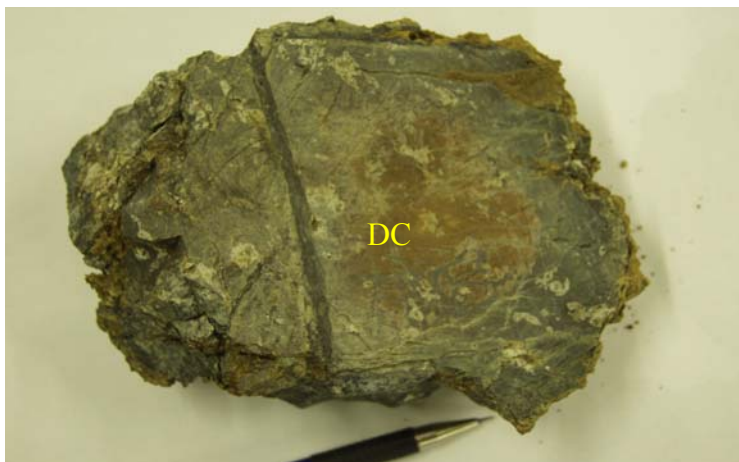


Figure 2.2: Échantillon de dunite à chromites fortement « vavoutisé » avec des cœurs relativement préservés de protore. On remarque l'aspect de « brèche » et la fine bordure d'altération ou réactionnelle enrobant les fragments de dunite à chromites (DC) mieux conservés.

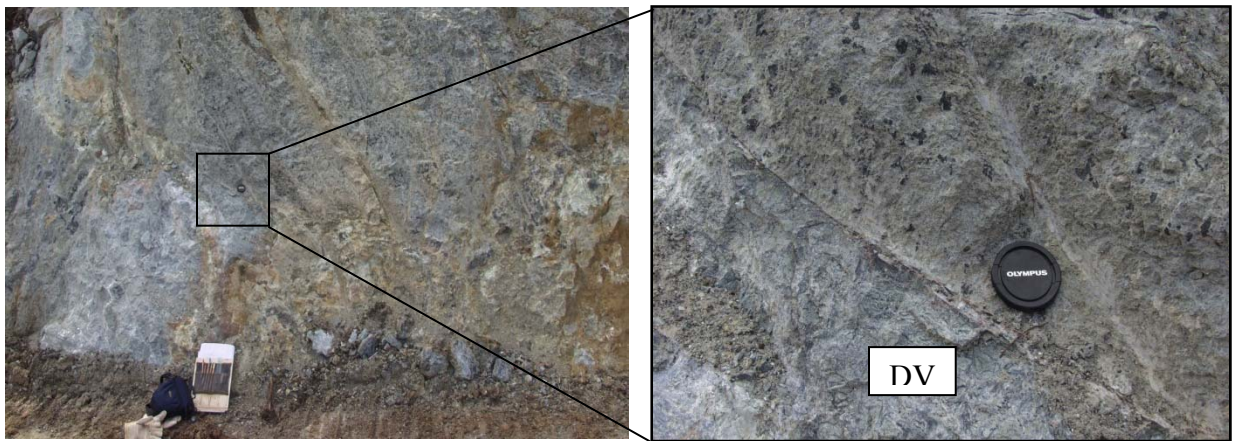


Figure 2.3: Affleurement de dunite à texture zébrée à l'intérieur d'une péridotite vavoutisée (DV).

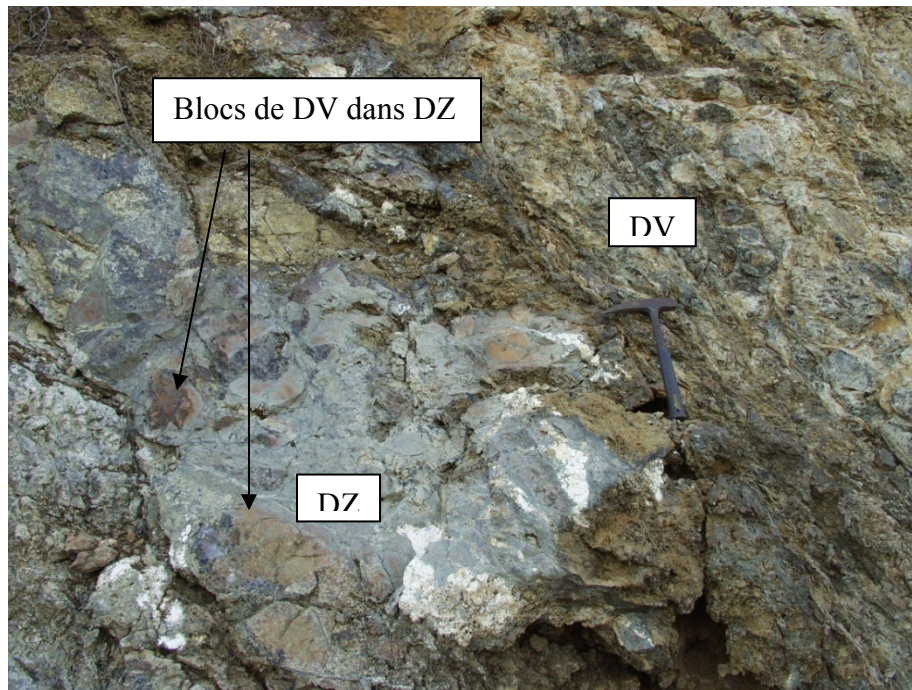
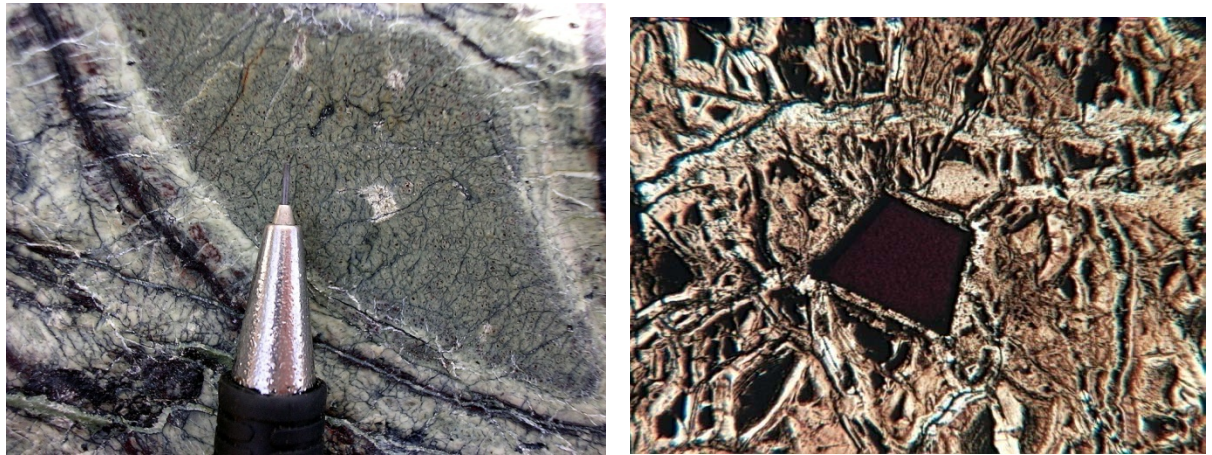


Figure 2.4: La péridotite à texture zébrée semble « injectée » dans une péridotite totalement vavoutisée, évidence de fragments anguleux de péridotite « vavoutisée » (DV) dans la péridotite à texture zébrée (DZ).



a)

b)

Figure 2.5: La péridotite à texture zébrée est composée exclusivement de cristaux d'olivine intégralement remplacés par des plages crypto-cristalline de lizardite/antigorite, recoupées par un réseau subparallèle de fibres de chrysotile souligné par d'abondants cristaux de magnétite. On note en b) la concentration des cristaux de magnétite en bordure des cristaux de chromite et au cœur des veinules de chrysotile (échantillon XX-3139).

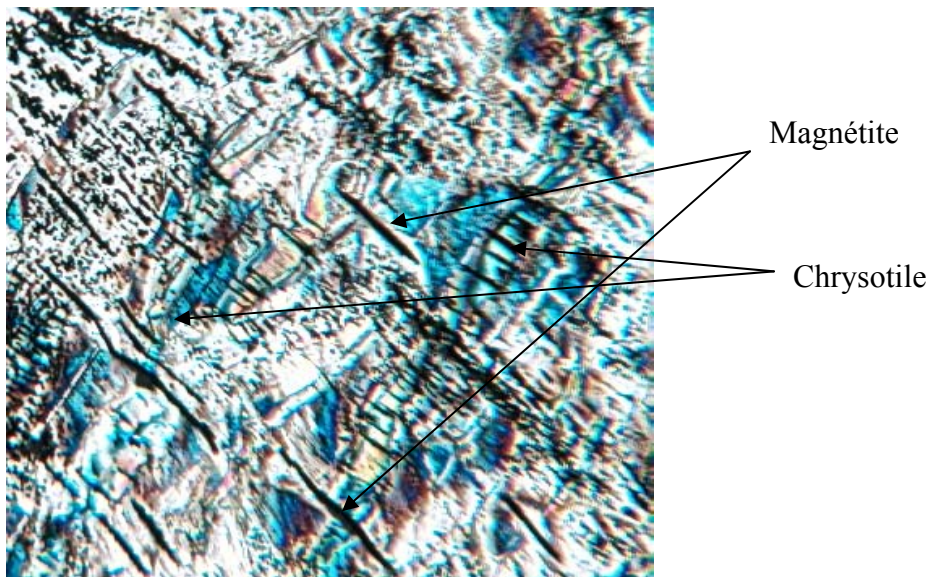


Figure 2.6: Péridotite à texture zébrée : Magnétite en alignement perpendiculaire aux veinules de chrysotile (100x).



Figure 2.7: Sous-faciès de péridotite à texture zébrée caractérisé par le développement de nombreuses veinules subparallèles de chrysotile dont l'épaisseur varie de 1 à 5 mm au sein d'une matrice serpentinisée noirâtre.

2.2.2 Dyke de pyroxénite

Le dyke de pyroxénite est localisé le long du chemin d'accès principal au plateau du Koniambo et à la limite nord-est de la zone d'affleurement de la séquence de Vavouto. Il est constitué de pegmatites à orthopyroxène dont les cristaux, distribués de façon aléatoire, peuvent atteindre jusqu'à 15 cm de longueur (Fig. 2.8). Des plages d'olivine sont parfois présentes sans dépasser 10 % de la roche. Un minéral blanc d'aspect lamellaire à éclat nacré présent de façon interstitiel (muscovite ou phengite ?) est pour sa part visible en faible quantité dans les espaces interstitiels. Quelques fractures sont par ailleurs remplies par un gel colloïdal siliceux pouvant être de la calcédoine. Enfin, ce faciès semble affecté par une schistosité de fracture orientée à N080°, direction identique à celle des fractures dominantes dans cette roche. Le dyke est flanqué au sud-ouest, comme au nord-est, par des péridotites à texture zébrée (Fig. 2.8).



Figure 2.8: Dyke de pyroxénite à texture pegmatitique dont les cristaux d'orthopyroxène, distribués de façon aléatoire, peuvent atteindre jusqu'à 15 cm de longueur.

2.2.3 Les mélanges tectoniques

Associés intimement à la séquence de Vavouto, ces accumulations de mélanges tectoniques à blocs de péridotites sont visibles sur les flancs sud et sud-ouest des massifs du Koniambo et du Katépahie (Fig. 1.2, Annexe VIII) soit au front des massifs où elles sont très faiblement tectonisées (ex. carrière de Oundjo), ou sous les massifs et dans les zones de chevauchement où elles sont fortement tectonisées. Ces mélanges tectoniques se retrouvent aussi en remplissage dans les fractures de tension. Les blocs, de taille centimétrique à plurimétrique sont essentiellement constitués de dunite et d'harzburgite fortement serpentinisées (Figs. 2.9 à 2.12), tandis que les blocs de gabbro/dolérite et de pyroxénite sont très occasionnels (uniquement observés dans la carrière de Oundjo). Des lentilles de radiolarite sont

visibles au sein des accumulations de mélanges tectoniques. Issus du démantèlement frontal de la nappe « de Vavouto » lors de son obduction, et tectonisés à des degrés divers en fonction de la position des affleurements, les blocs sont mal triés, anguleux à arrondis avec une matrice microclastique plus ou moins fortement mylonitique. Leur serpentinitisation est du même type que celle de la séquence ultramafique de Vavouto avec les deux faciès « zébré et de Vavouto » coexistants. La serpentinitisation est fréquemment plus intense en bordure des fragments qu'en son centre (Fig. 2.12) et il est notable que de nombreux blocs apparaissent zonés avec une bordure souvent plus claire et davantage serpentinitisée suggérant dans ce cas au moins deux phases de serpentinitisation. Ainsi, la phase majeure de la serpentinitisation pourrait être antérieure à l'obduction, tandis qu'une seconde phase de serpentinitisation, plus discrète, pourrait être contemporaine, voire légèrement postérieure à l'obduction

Certaines occurrences spectaculaires se rencontrent le long de la route reliant le village de Voh et la tribu de Tieta (Fig. 2.9) ainsi que dans un banc d'emprunt situé au sud du massif près du village d'Oundjo (Figs. 2.10 et 2.11). Le prélèvement à ce site de plusieurs dizaines de milliers de mètres cubes de matériaux pour la construction de la route territoriale RT1 a permis d'exposer plusieurs séquences successives s'individualisant par leur composition spécifique. Les horizons supérieurs, de 2 à 3 mètres d'épaisseur, sont composés de fragments anguleux centimétriques à métriques avec absence de granoclassement ou de remobilisation après déposition. Un bel exemple de ces séquences est souligné par un fragment de péridotite de plusieurs mètres cubes délimitant un contact stratigraphique entre deux bandes de débris inclinées à 62° vers le nord (Fig. 2.11). Ces observations suggèrent une mise en place de la séquence de façon catastrophique et rapide. La plupart des bandes possède des contacts indurés par l'imprégnation de fluide siliceux et de serpentine avec concentration de giobertite en remplissage de porosité au sein des zones d'imprégnation siliceuse. La croissance d'apophyses de giobertite dans

l'encaissant siliceux non déformé ou fracturé pourrait suggérer une cristallisation de la giobertite soit contemporaine à l'arrivée des fluides hydrothermaux ou légèrement postérieure (cf. Chapitre III). Une hypothèse serait que la formation de ces mélanges tectoniques se serait accomplie au front des masses de péridotite en voie d'obduction sur les séquences volcano-sédimentaires de l'Unité de Poya.

Cette hypothèse est sur les observations de terrain, voulant;

- qu'il n'y a pas eu de remobilisation après déposition des séquences de mélanges tectoniques ;
- que les horizons siliceux postdatent la déposition des séquences de mélanges tectoniques;
- que la précipitation des giobertites soit synchrone ou légèrement postérieure à l'arrivée des horizons siliceux ;

Nous suggérons que l'ensemble des mélanges tectoniques/horizons siliceux et giobertites ont été mis en place de façon tardive dans le processus d'obduction des masses ultramafiques sur les membres de la Formation de Poya, et ce, dans un environnement riche en fluides hydrothermaux. La distribution de la giobertite au sein des bandes silicifiées et serpentinites demeure encore hypothétique et demande davantage de travaux.



Figure 2.9: Affleurement de mélange tectonique montrant une séquence composée essentiellement de blocs de dunite dans une matrice fine totalement serpentinisée. Route de la tribu de Tiéta.

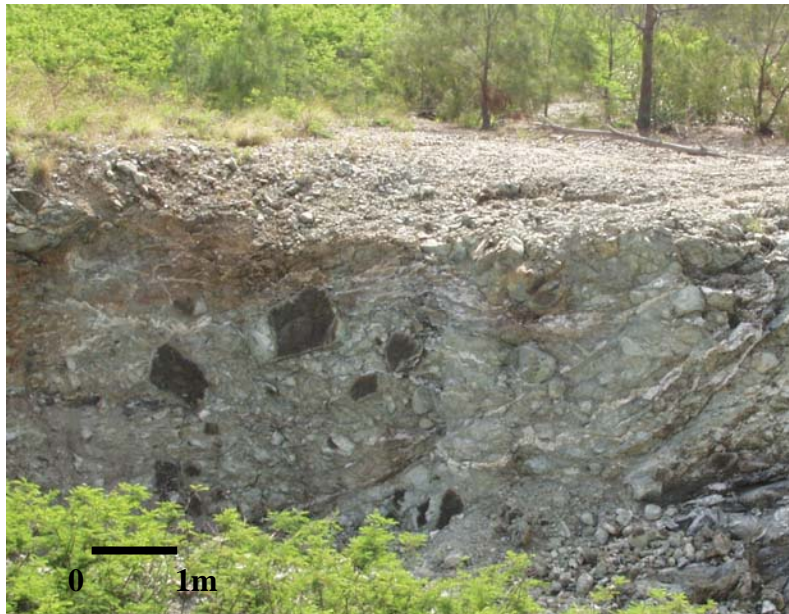


Figure 2.10: Détails d'une des séquences de mélanges tectoniques observables au banc d'emprunt d'Oundjo. On remarquera l'importance et le volume des fragments angulaires et l'absence de granoclassement ainsi que de remobilisation après déposition. Ces observations suggèrent une mise en place des séquences de façon catastrophique et rapide.

SE

NW

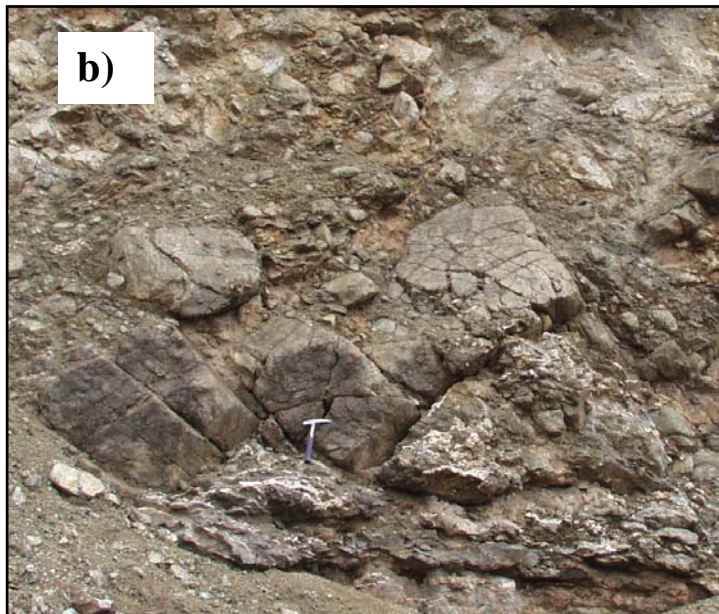
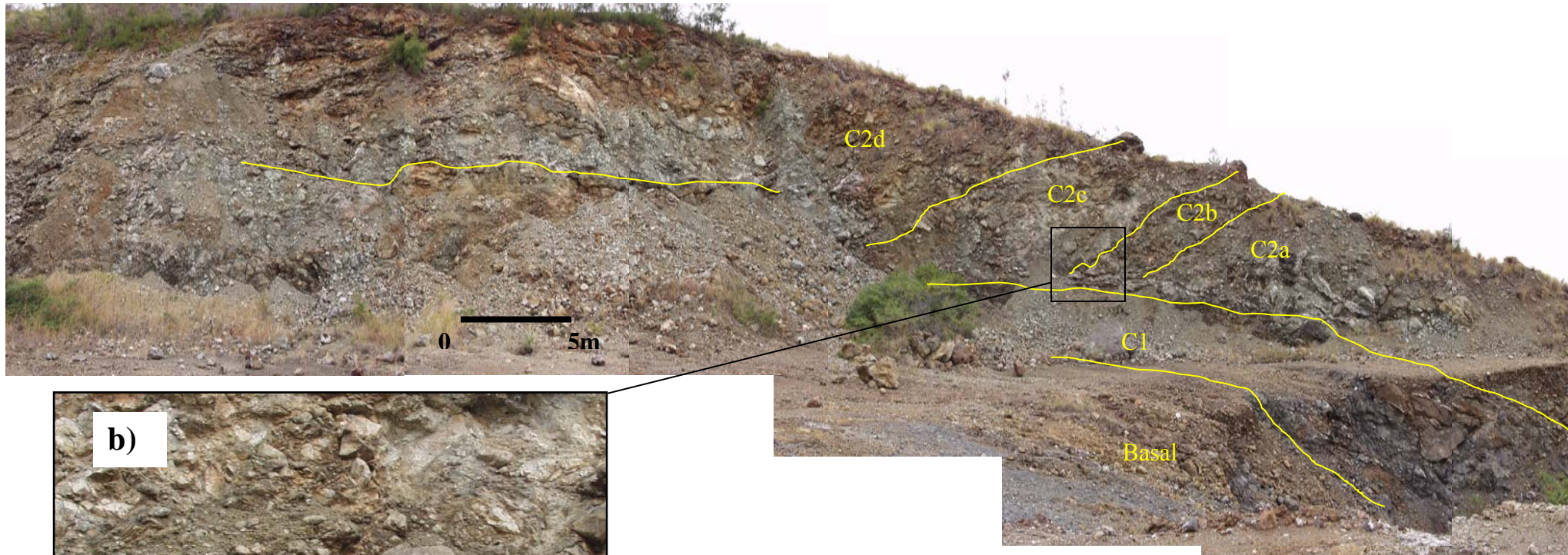


Figure 2.11: Carrière d'Oundjo. Assemblage des diverses accumulations de mélanges tectoniques. Un horizon riche en giobertite est présent au sein d'une bande de 1 à 3 m d'épaisseur entre les membres C1 et les membres de la série C2. Il est observé que les horizons siliceux +/- serpentinisés délimitent les contacts entre les différentes séquences de mélanges tectoniques.

b) fragment de roche ultramafique délimitant le contact entre les unités C2b et C2c. Mesure des contacts sédimentaires : C1/C2: $310^{\circ}/15^{\circ}$, C2a/C2B : $285^{\circ}/23^{\circ}$, C2b/ C2c: $270^{\circ}/62^{\circ}$



Figure 2.12: Bloc de péridotite dans le mélange tectonique montrant une serpentinisation intense en bordure et diminuant d'intensité vers le cœur. Photo prise sur la piste d'accès au sommet du massif du Koniambo.

2.2.4 Sédiments pélagiques

Une lentille de sédiments pélagiques surmonte localement la séquence de Vavouto (Figs. 1.2 et 2.13). D'une superficie maximale de 3 500 m², cet assemblage sédimentaire est situé entre deux membres de la séquence de Vavouto. Il est surmonté par une écaille de péridotite serpentinisée, alors qu'elle repose sur un assemblage de mélange tectonique. Elle est particulièrement bien représentée en bordure de la piste d'accès principale au massif où elle se décrit comme une alternance de lits d'argilite rouge vin avec des bancs de sédiments blanchâtres à grains fins dont l'épaisseur des lits varie de quelques centimètres à près de 40 centimètres. L'alternance des bancs et des lits de sédiments présente un pendage

général vers l'ouest à près de 40°, cependant l'assemblage est affecté à plusieurs endroits par des plis isoclinaux recoupés par des failles normales et inverses de faibles rejets. En dépit de deux prélèvements successifs, aucun microfossile n'a pu être extrait de ces sédiments, si bien que leur âge demeure indéterminé. Des blocs de péridotites partiellement arrondis sont visibles dans les bancs supérieurs de la séquence sédimentaire. Des accumulations noduleuses de giobertite sont intercalées dans la zone d'altération surmontant les horizons de sédiments.



Figure 2.13: Lits d'argilite rougeâtre en alternance avec des bancs de sédiments blanchâtres à grains fins. Cette séquence sédimentaire surmonte une importante accumulation de mélange tectonique et est, elle-même, chevauchée par une écaille de dunite de Vavouto.

2.3 Géochimie des phases minéralogiques

Pour l'ensemble des faciès formant la séquence ultramafique du massif du Koniambo, l'observation sous microscopie optique, fait ressortir la lizardite et/ou antigorite comme étant les phases serpentineuses de remplacement primaire des olivines. La lizardite et l'antigorite forment des amas de lamelles incolores extrêmement fines, et de faible biréfringence ($n_g - n_p = 0,004$ à $0,009$) caractérisées par une extinction droite. Elles présentent souvent des structures réticulées ou en sablier (Fig. 2.15).

Dans les faciès de la séquence de Vavouto, la coexistence de deux types de serpentine est mise en avant par l'identification de lizardite/antigorite en remplacement des olivines, mais aussi par la présence de fibres de chrysotile plus récentes. A l'affleurement, le chrysotile se présente sous forme de fibres à reflet mordoré et d'éclat soyeux, généralement développées perpendiculairement aux parois de veines ou micro-filonnets. En lames minces, le chrysotile forme des fibres parfois allongées. Le relief est faible, les fibres ont une extinction droite et leur biréfringence ($n_g - n_p = 0,007$ à $0,013$) est plus élevée que celle des variétés antigorite ou lizardite d'où une teinte de polarisation dans les gris à jaune pâle du premier ordre (Fig. 2.16). Le chrysotile est particulièrement abondant dans les péridotites à texture zébrée où il forme un réseau dense de fibres soulignées par l'accumulation de grains fins de magnétite. Ces derniers sont présents au sein ou en bordure des fibres de chrysotile (Fig. 2.17).

L'orthopyroxène des harzburgites est quant à lui plus ou moins transformé en une autre variété de serpentine lamellaire, "la bastite", développée selon les plans de clivage de l'orthopyroxène. Cette dernière est fréquemment accompagnée de talc microcristallin et, plus rarement, de trémolite.

Nous avons étudié à la microsonde électronique les phases minéralogiques

suivantes : l'olivine, l'orthopyroxène, le clinopyroxène, les spinelles chromifères et plus particulièrement les serpentines afin de mieux cerner la spécificité des faciès Vavouto et zébré (Tableau 1.4, Chapitre I). La détermination de la composition chimique des phases minérales a été réalisée avec la microsonde (Cameca SX100) de l'Université de Tasmanie, Hobart en décembre 2004.

Le diagramme SiO_2 vs MgO (Fig. 2.14) pour les plages de serpentines primaires rencontrées au sein des faciès de l'ensemble des séquences ultramafiques suggère un appauvrissement en MgO et un accroissement important en SiO_2 pour les faciès de la séquence de Vavouto (dunite (DP), faciès Vavouto (DV), faciès zébré (DZ)) comparativement aux péridotites sommitales (HZ1 à HZ5). Les serpentines dérivées des harzburgites de la séquence sommitale sont légèrement plus ferrugineuses que celles de la séquence de Vavouto.

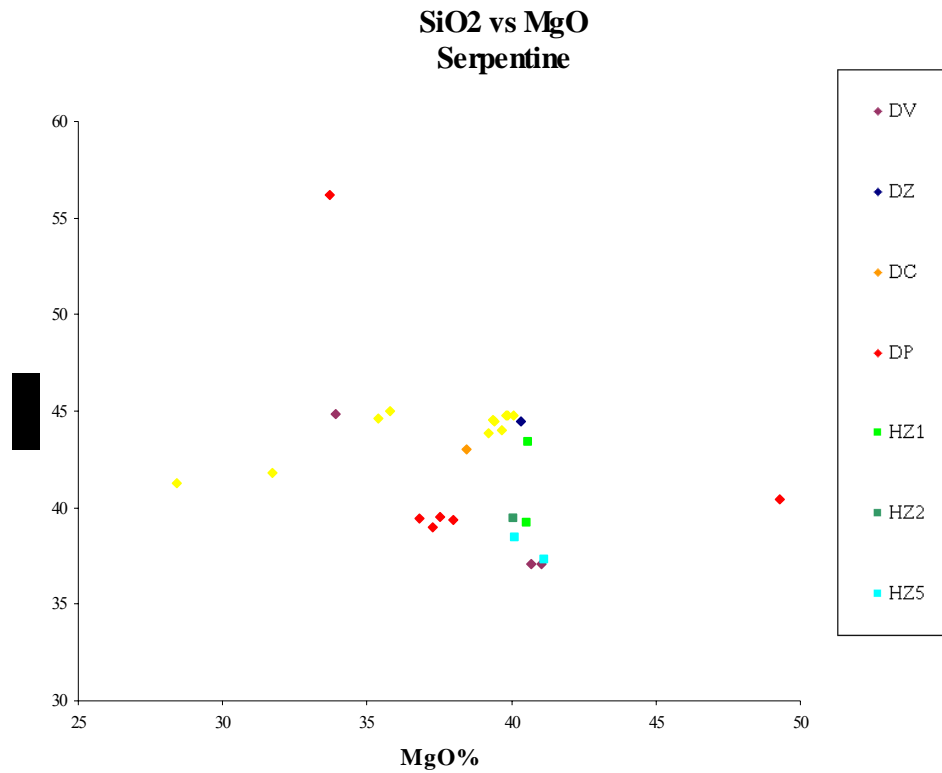
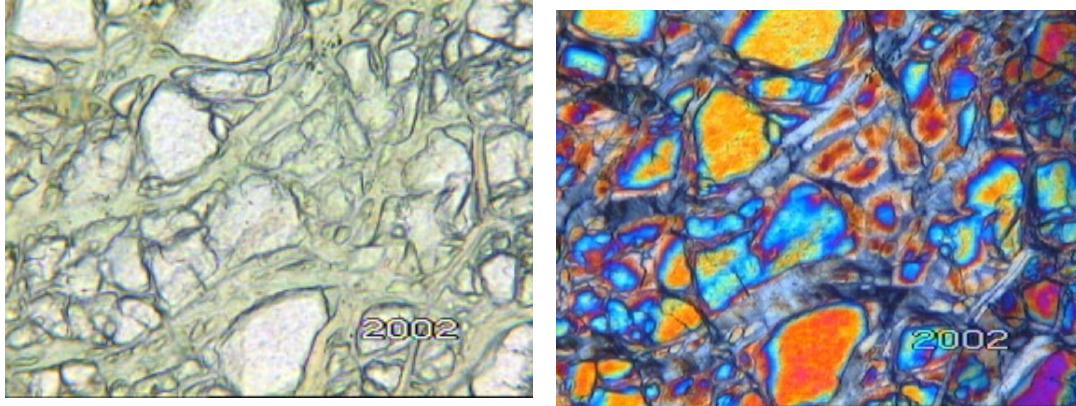


Figure 2.14: Diagramme SiO₂ vs MgO des plages de serpentines primaires rencontrées au sein des faciès ultramafiques du massif du Koniambo. *V* : faciès Vavouto, *DZ* : faciès Zébré, *DC* : dunitite à chromite, *DP* : dunitite de Vavouto, *HZ1* à *HZ5* ; harzburgite sommitale du bloc 1 à 5.

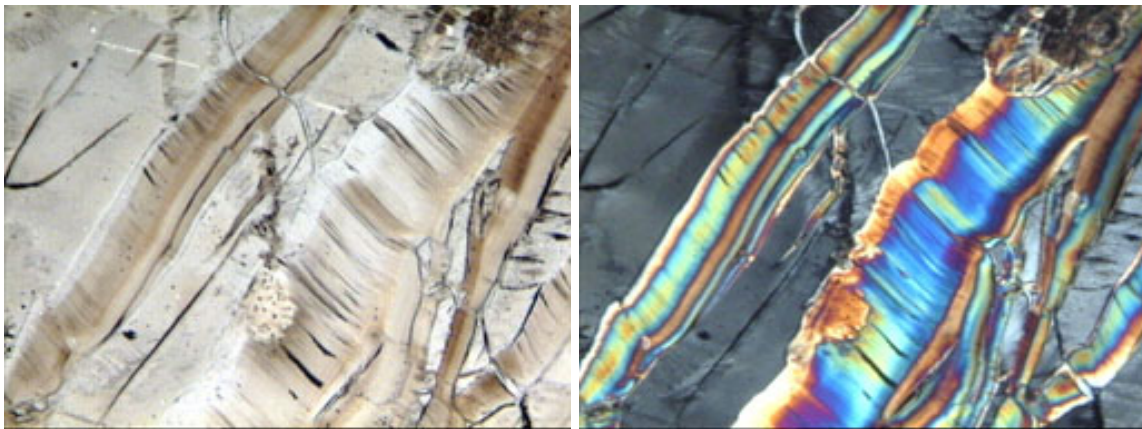
Nous observons que les compositions relatives en fer et magnésie chutent de façon drastique au bénéfice de la silice au sein des plages de lizardite/antigorite des péridotites à texture zébrée (Fig. 2.18 et Tableau 2.1). Il apparaît ainsi que l'appauvrissement en fer des serpentines primaires ait contribué à la formation de magnétite secondaire tandis que la magnésie lessivée se retrouve, via un processus encore mal connu, concentrée dans les concrétions de giobertite caractéristiques de ce faciès.



a)

b)

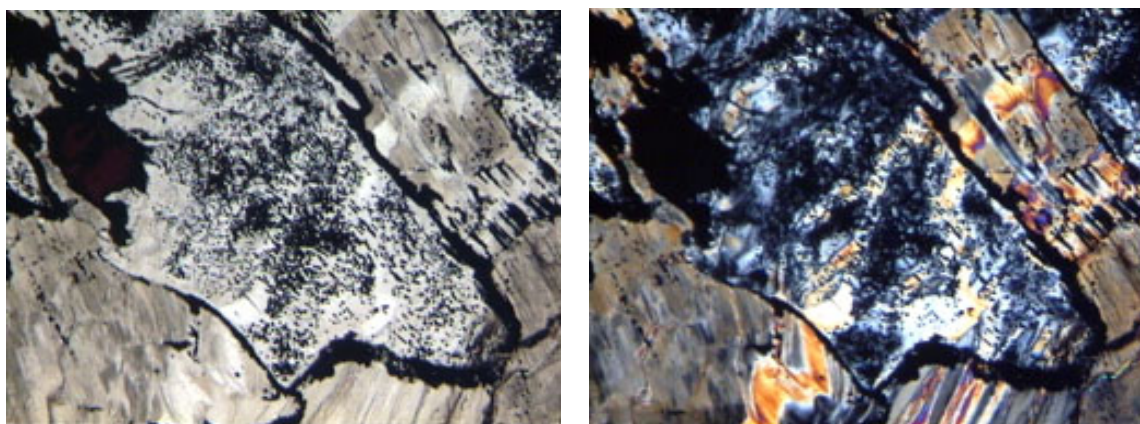
Figure 2.15: Cristaux d'olivine pseudomorphosés en serpentine vraisemblablement de la lizardite (a : en lumière naturelle, b : en lumière polarisée analysée), lame XX-3137, faciès harzburgite du bloc 5, 20x.



a)

b)

Figure 2.16: Péridotite à texture zébrée montrant dans le fond les cristaux d'olivine transformés à 100 % en lizardite-antigorite +/- magnétite recoupés par des fibres de chrysotile (minéral incolore, de relief faible présentant une biréfringence élevée (teintes vives du second ordre en LPA), avec un clivage caractéristique développé perpendiculairement aux parois du filonnet, a : (LN) et b : (LPA) x5



a) b)
 Figure 2.17: Péridotite à texture zébrée montrant les cristaux d'olivine transformée à 100 % en un mélange lizardite-antigorite et magnétite; et des cristaux d'orthopyroxène peu nombreux recrystallisés en bastite a : (LN) et b : (LPA) x20.

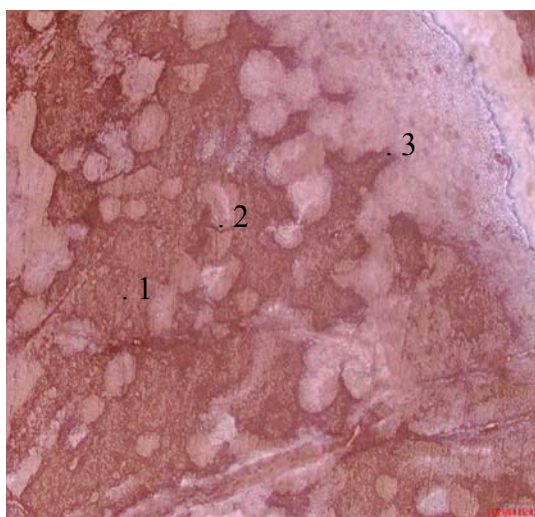


Figure 2.18: Péridotite à texture zébrée, XX-3139 : Les cristaux d'olivine ont été totalement serpentinisés en lizardite/antigorite. Du cœur (1) vers la bordure (3), nous observons un abaissement des teneurs en MgO et en Fe et une augmentation en SiO₂ au sein des serpentines. Ces dernières ont donc subi une période d'altération produisant une phase résiduelle enrichie en SiO₂, 1: cœur ; 2: altérée, 3: bordure, x100 (voir Tableau 2.1 pour les compositions chimiques respectives)

Tableau 2.1: Évolution géochimique des plages de lizardite/antigorite ayant subi une période d'altération/remplacement au sein des péridotites à texture zébrée (cf Fig. 2.12).

Point	SiO ₂ %	MgO%	FeO%	NiO%	Total%
1	39,91	30,31	2,94	0,49	73,88
2	46,30	38,58	3,85	0,58	89,71
3	56,92	17,38	2,08	0,31	76,96

2.4 Discussion : Serpentinisation et contexte géodynamique

Dès les premiers travaux de cartographie détaillée entrepris au début du siècle dernier, les auteurs ont décrit la serpentinisation plus ou moins intense des matériaux ultramafiques de la Nouvelle-Calédonie (Glasser, 1903-04 ; Piroutet, 1917 ; Caillière, 1936 ; Avias, 1949 ; Routhier, 1953, ...). Ces observations avaient même conduit Avias en 1949 à formuler une hypothèse selon laquelle "la genèse des ultrabasites résultait de la métasomatose de la formation volcano-sédimentaire éocène, entraînant une chloritisation et une serpentinisation aux températures inférieures à 500°C, et la péridotisation des serpentines aux températures supérieures à 500°C.

C'est toutefois Orloff (1968) qui le premier, a conduit une étude pétrographique systématique des péridotites et des serpentines associées, et qui sur la base d'observations sur les massifs ultramafiques de Poro – Kouaoua, a constaté que la serpentinisation présentait une zonalité de la partie basale à la partie sommitale des massifs, depuis la "semelle ultramafique complètement serpentinisée et démembrée, jusqu'aux péridotites sommitales pratiquement saines. Par ailleurs, Orloff a déduit de cette zonalité que la serpentinisation est principalement une conséquence de l'hydratation à partir des failles, puisque les matériaux sont d'autant moins affectés qu'on s'éloigne verticalement de la semelle des serpentines. Cette hypothèse est encore largement admise aujourd'hui, et la plupart des auteurs considèrent la

serpentinisation des péridotites comme contemporaine de l'obduction. Pour la plupart des auteurs, c'est donc à la faveur de fractures, à toutes les échelles, que se sont développées les serpentines.

La serpentinisation accompagnant les failles est totale et la roche est transformée en veines de chrysotile asbestiforme emballant des amygdales de serpentinites à lizardite et où la structure de la péridotite initiale est encore reconnaissable (Trescases, 1975). C'est le cas des serpentinites mylonitiques de la séquence de Vavouto. Au dessus de la séquence de Vavouto, les péridotites serpentinisées (péridotites du faciès basal et du faciès normal selon Orloff (1968)) présentent un réseau maillé microscopique de filonnets serpentineux, développé à la faveur des joints de grains et des craquelures des cristaux d'olivine. Au voisinage de fractures d'importance mineure, soulignées par des placages serpentineux, la serpentinisation "diffuse" des péridotites peut être localement intense, la zone affectée étant habituellement centimétrique à décimétrique. Selon leur nature et leur situation par rapport aux accidents majeurs, les péridotites sont plus ou moins fortement serpentinisées.

Les serpentines se forment par l'hydratation des olivines et des pyroxènes. Cette hydratation peut se produire sous une multitude d'environnements géodynamiques allant de systèmes en extension (ride océanique) à des systèmes en compression (obduction, subduction, accréation, etc.).

Il est généralement reconnu que le processus de subduction de la croûte océanique provoque une déshydratation des assemblages volcaniques et sédimentaires enfouis. Les fluides hydriques ainsi dégagés participeraient à l'hydratation des séquences mantelliques sus-jacentes. Cet afflux de fluides, couplé aux conditions de pression et température dans lesquelles les séquences ultramafiques se trouvent, provoquera la serpentinisation des péridots dans le coin supra-subductif (wedge). La serpentinisation s'accompagne d'une augmentation de volume et d'un

abaissement de la densité des péridotites affectées. Dans les cas extrêmes, des diapirs de serpentinites, tel le massif de New Idria (Andreani 2003 ; Fryer *et al.*, 1987 ; Sakai *et al.*, 1990), se formeraient en milieu d'avant-arc suite à l'action combinée de la déshydratation des matériaux subductés et de l'hydratation des péridotites du manteau.

2.5 Conclusions

D'une puissance maximale de 450 mètres, la séquence de Vavouto est constituée de plusieurs faciès de roches ultramafiques en assemblages complexes. Ces assemblages de roches ont subi plusieurs périodes de serpentinisation ainsi que des imprégnations siliceuses à divers degrés d'intensité. La séquence de Vavouto inclut aussi des accumulations de mélanges tectoniques à blocs de péridotite également serpentinisées et plus ou moins intensément tectonisées. De la giobertite est intimement associée au faciès à texture zébrée ainsi qu'aux mélanges tectoniques. La croissance d'apophyses de giobertite dans l'encaissant siliceux non déformé ou fracturé suppose une cristallisation synchrone de la giobertite à l'arrivée des fluides hydrothermaux siliceux. Nous proposons l'hypothèse que la formation des mélanges tectoniques aurait été accomplie en présence de fluides hydrothermaux aux fronts des masses de péridotite en obduction sur le socle volcano-sédimentaire de l'Unité de Poya.

Selon les travaux de Marc Ulrich (2007), l'étendue du faciès de Vavouto n'est pas restreinte au secteur du massif du Koniambo et à la plaine des Gaiacs, mais se retrouve à l'échelle régionale sur la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie, ce faciès est notamment observé dans la partie inférieure du massif de Tiebaghi.

Orloff, en 1968 a déduit que la serpentinisation des massifs ultramafiques de la Nouvelle-Calédonie a été la conséquence d'une hydratation s'effectuant à partir des failles, puisque les matériaux sont d'autant moins affectés qu'on s'éloigne verticalement de la semelle des serpentines. Bien que cette hypothèse soit encore largement admise aujourd'hui, nous faisons l'hypothèse que les assemblages antigorite/lizardite et chrysotile/magnétite de la séquence de Vavouto seraient associés à un événement géodynamique particulier dans lequel les conditions eau/roche, mécanismes de déformation et transfert de matière diffèrent par rapport

aux autres séquences ultramafiques du Koniambo.

En effet, dans les faciès de la séquence de Vavouto, la coexistence d'au moins deux types de serpentines est mise en avant par l'identification de lizardite/antigorite en remplacement des olivines, mais aussi par la présence de fibres de chrysotile plus récentes.

La formation des plages de lizardite/antigorite aurait pu se former lors des stades antérieurs à synchrones de l'obduction. Les fibres de chrysotile, particulièrement abondantes dans les péridotites à texture zébrée où elles forment un réseau dense de fibres alignées de façon subparallèle et perpendiculaire aux épontes, soulignées notamment par l'accumulation de grains fins de magnétite, seraient plutôt synchrones voire légèrement postérieures à l'obduction.

Ainsi, un processus multiphasé d'altération hydrothermale serait certainement à l'origine des serpentinites silicifiées et des précipitations de giobertite dans la séquence péridotitique basale de Vavouto.

Nos travaux suggèrent que ce processus multiphasé d'altération hydrothermale pourrait avoir affecté les roches de la séquence de Vavouto se trouvant très vraisemblablement à relativement faible profondeur dans le coin mantellique supra-subductif au dessus de la lithosphère plongeante des Loyauté sous l'action de fluides hydriques, puis lors de la remontée des matériaux concernés et de l'obduction des péridotites.

Afin de comprendre et mieux cerner cet aspect, des travaux additionnels sont donc souhaitables. La recherche sur inclusions fluides ainsi que des travaux sur les isotopes de l'oxygène et de la silice, devrait permettre de préciser ces hypothèses. Ces processus sont de toutes évidences essentielles pour la compréhension de l'évolution géodynamique du complexe ophiolitique de la Nouvelle-Calédonie.

Chapitre III

Analyse structurale des failles du massif ophiolitique du Koniambo, Nouvelle-Calédonie : Implications tectoniques sur sa mise en place par obduction

**Marc-Antoine Audet¹⁻²⁻³, Normand Goulet² et Christian
Picard⁴**

1-Directeur, Exploration Latérite, Xstrata Nickel, Laval, PQ, Canada, H7L 5A7
maudet@xstratanickel.ca

2- Université du Québec à Montréal (UQAM), CP 8888, Montréal, H3C 3P8.

3- Laboratoire des Géosciences et Physique de la Matière Condensée (LGPMC-EA
3325), Université de la Nouvelle-Calédonie, BP R4 - 98851 Nouméa, Nouvelle-
Calédonie

4- Laboratoire des Géosciences – UMR Chrono-environnement (n° 6249,
Université de Franche Comté, 25042 - Besançon, France

Article soumis à la Revue Canadien des Sciences de la Terre, Janvier 2008.

Article en révision, novembre 2008

*Le texte présenté au chapitre III a été remanié en vue d'une nouvelle soumission
pour publication. Les auteurs s'excusent des redondances avec d'autres parties de
la thèse du fait de la construction de l'article qui sera tiré de ce chapitre.*

Abstract

A belt of isolated ultramafic massifs is present along the west coast of the main island of New Caledonia and the Koniambo massif is one of them. It is part of the large ophiolites that were emplaced at the Eocene time onto the Caledonian basement of which the principal element is the Massif du Sud. The Koniambo massif rises from a narrow coastal plain to 940 m above sea level thereby providing a spectacular mountain backdrop for the Northern Province capital of Koné, located 270 km north-west of Nouméa. The massif is made up of a number of distinct and intricately overlapping fragments of an ophiolitic complex. The intermingling of volcanic and volcano-sedimentary units at the base, and the magmatic units at the top, suggest an oceanic crust/mantle member made of several blocks or slabs whose order appears structurally reversed.

The ocean crust/ultramafic sequences would have a common origin within a back arc basin from which certain members were then strongly affected by their passage in a supra-subductif environment (SSZ). This structurally reversed ultramafic sequence is described for the first time in New Caledonia and contrast with the less dismembered ultramafic sequences of the Massif du Sud.

The current configuration is the result of three major tectonic events. First, there was the Upper Eocene obduction of the ocean crust sequence (Poya Formation) followed by the mantellic sequence onto the New Caledonia basement causing accretion of the matellic sequence in a structurally reversed maner.

We are proposing that the sub-division of the massif into seven distinct areas of structural assemblages is the result of a second tectonic event having its origin west of New Caledonia and synchronous with the end of the Eocene obduction process.

A serie of NE-SW oriented left oblique reverse faults dipping strongly toward the NW delimit the seven areas. Lastly, in the north and the north-east of the zone of

study, the post-obduction “Accident Tectonique Majeur (ATM)” mark the 3rd structural event observed. The ATM is a corridor of deformation displaying oblique-dextral as well as reverse faults steeply dipping toward the NE which separates the Koniambo massif from the older units of New Caledonia’s basement. The “ATM” fault stems from a tectonic shortening causing structural transport from the north which, in turn contributed to the uplift of the Caledonian basement onto the obducted members of the ophiolite sequence in the western part of the island.

The study of the tectonic constraints responsible for the imbricated assembly suggests a structurally inverted tectonic sequence for the Koniambo klippe and confirms that the ophiolitic sequence was obducted from the N/NE.

Résumé

Le massif du Koniambo fait partie d'un chapelet de massifs montagneux échelonnés le long de la côte ouest de l'île principale de la Nouvelle-Calédonie. Il est un témoin de la grande nappe ophiolitique de la Nouvelle-Calédonie mise en place à l'Éocène supérieur, dont l'élément principal est le Massif du Sud. Le massif du Koniambo, situé à 270 km au nord-ouest de Nouméa, s'élève à partir d'une plaine côtière étroite jusqu'à une altitude de 940 m. Il représente un ensemble de fragments distincts d'une nappe ophiolitique ultramafique en chevauchement complexe. L'enchevêtrement des unités volcaniques et volcano-sédimentaires à la base, et des unités ultramafiques au sommet, suggère une suite croûte océanique/séquence ultramafique démembrée formée de plusieurs blocs ou écailles dont l'ordre apparaît structuralement inversé. L'assemblage croûte océanique/séquence ultramafique posséderait une origine commune au sein d'un bassin marginal dont certains membres furent ensuite fortement affectés par leur passage en milieu supra-subductif (SSZ). Cette disposition inverse des séquences ultramafiques est décrite pour la première fois en Nouvelle-Calédonie et contraste avec les séquences ultramafiques moins démembrées du sud de l'île.

L'assemblage structural des divers membres constitutifs du massif du Koniambo est le résultat de trois grands événements tectoniques majeurs. Le premier événement étant l'obduction à l'Éocène supérieur de la séquence croûte océanique suivit par l'obduction des séquences ultramafiques sur le bâti calédonien provoquant l'accrétion d'écailles mantelliques structuralement inversées.

Nous proposons que le découpage du massif en sept domaines structuraux distincts soit le résultat d'un deuxième événement tectonique ayant son origine à l'ouest de la Nouvelle-Calédonie et ayant agi de façon synchrone à la fin du processus d'obduction des séquences ultramafiques. Des failles inverses d'orientation NE-SO présentant de forts pendages vers le NO délimitent ces domaines. Enfin, au nord et au nord-est de

la zone d'étude, «l'Accident Tectonique Majeur, ATM» marque le 3e évènement structural observé, celui-ci aurait agi de façon post-obduction. L'ATM présente un corridor de déformation en transpression présentant des rampes de chevauchements frontales ainsi que de coulissage oblique-dextre, l'ensemble est fortement incliné vers le nord-est. La faille «ATM», est une conséquence d'un raccourcissement tectonique ayant engendré un transport structural provenant globalement du nord contribuant à la remontée des unités géologiques appartenant au socle de la Nouvelle-Calédonie par rapport à la séquence obductée de la partie ouest de l'île. L'étude des contraintes tectoniques responsables de l'assemblage imbriqué, suggérant une disposition apparente inversée des écailles tectoniques de la séquence ophiolitique, confirme que la séquence ophiolitique fut obductée en provenance du N/NE.

3.1 Introduction

L'histoire géodynamique du sud-ouest Pacifique est connue comme étant particulièrement complexe et présente plusieurs caractéristiques uniques. Nous y retrouvons l'ensemble des divers stades d'évolution tectonique du cycle de Wilson, incluant; des centres d'ouvertures océaniques et de rifts, des collisions arc-arc ainsi qu'arc-continent. L'environnement géodynamique du sud-ouest Pacifique présente les taux de convergence et de séparation de plaques tectoniques les plus élevés observés à ce jour (Hall, 1997).

Selon Hall, 1997, le concept d'évolution orogénique (cycle de Wilson) fut initialement élaboré à partir de principes tectoniques simples, cependant certains de ces axiomes ont changé et dans bien des cas les avancées dans la connaissance les ont rendus invalides. Force est, en effet, de constater que les déformations observées aux fronts de convergence des plaques tectoniques actuelles sont sujettes à des histoires de déformation bien plus complexes que celles évoquées par les

modèles de compression simple, d'extension ou de cisaillement. Certains auteurs, tels que Hall (1997), Van Keken *et al.* (2002) et Pysklywec (2003) suggèrent qu'au sein d'environnements de subduction océanique, les plaques chevauchantes sont aussi assujetties à des régimes d'extension et que la riche variété d'environnements géologiques d'arrière-arc observée de nos jours, présuppose une interaction de mécanismes de déformation multiples et variés.

Cet article présente les résultats de nos recherches concernant le contexte géodynamique de mise en place du massif ophiolitique du Koniambo en Nouvelle-Calédonie.

Le massif du Koniambo, objet de cet article, fait partie d'un chapelet de massifs montagneux échelonnés le long de la côte ouest de l'île principale, nommée la Grande Terre. Il s'élève à partir d'une plaine côtière étroite jusqu'à une altitude de 940 m par rapport au niveau de la mer et fournit une toile de fond spectaculaire à Koné, la capitale de la province Nord, située à 270 km au nord-ouest de Nouméa (Fig. 3.1).

Isolé sur la côte ouest, ce massif est un témoin de la grande nappe ophiolitique de la Nouvelle-Calédonie mise en place à l'Éocène supérieur, dont l'élément principal est le Massif du Sud (Gonord, 1977 ; Paris, 1981 ; Maurizot *et al.*, 1985 ; Prinzhoffer, 1981 ; Cluzel *et al.*, 1994, 1997 et 2001). Il apparaît constitué par l'imbrication de plusieurs écailles tectoniques en chevauchement complexe. Ainsi la portion ultramafique de la nappe ophiolitique surmonte des écailles de croûte océanique, elles-mêmes en chevauchements complexes sur le substrat volcano-sédimentaire calédonien (Unité de Nouméa-Koumac selon Cluzel *et al.*, 1994-2001) (Figs. 3.2 et 3.3).

Par l'interprétation des données structurales, nous tenterons de faire ressortir les différentes périodes de déformations qu'a subies l'ensemble des formations géologiques du secteur à l'étude ainsi qu'identifier les composantes des contraintes responsables des diverses phases de déformation.

Cet article présente les résultats de nos recherches concernant le contexte

géodynamique de mise en place du massif ophiolitique du Koniambo en Nouvelle-Calédonie.

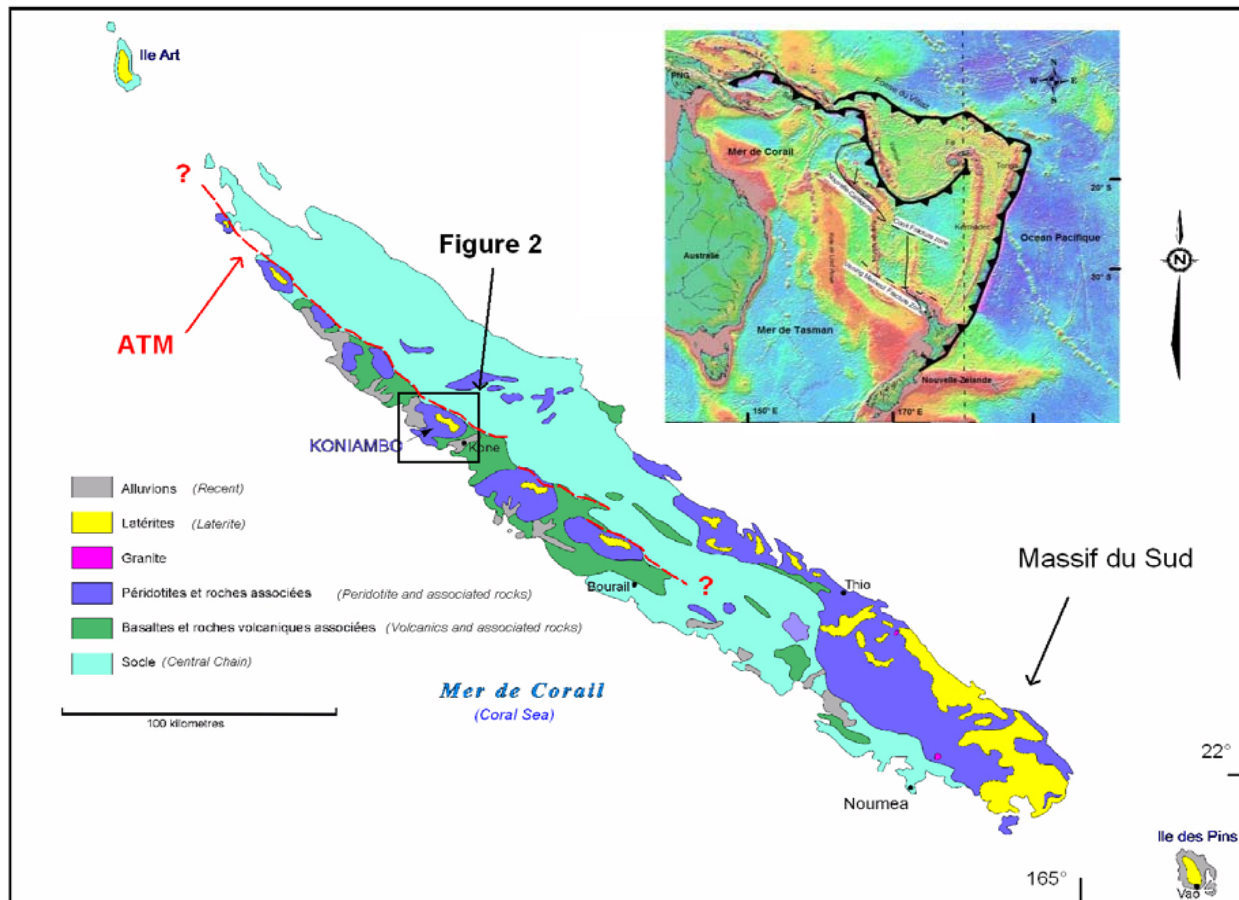


Figure 3.1: Carte géologique simplifiée de la Nouvelle-Calédonie illustrant la répartition des nappes allochtones mises en place à l'Éocène : basaltes et roches volcaniques associées de l'Unité de Poya et les massifs de péridotites et roches associées. L'île de la Nouvelle-Calédonie est située à approximativement 1 200 km à l'est de l'Australie. L'accident tectonique majeur (ATM) (en rouge), marque la limite entre les formations de l'ouest de l'île de celles plus anciennes de la chaîne centrale. Le tracé de l'ATM dans la partie septentrionale de l'île reste à confirmer. La faille en transpression ATM présente des similarités au niveau du parallélisme et dans le sens apparent du mouvement avec les failles Cook et Vening Meinesz.

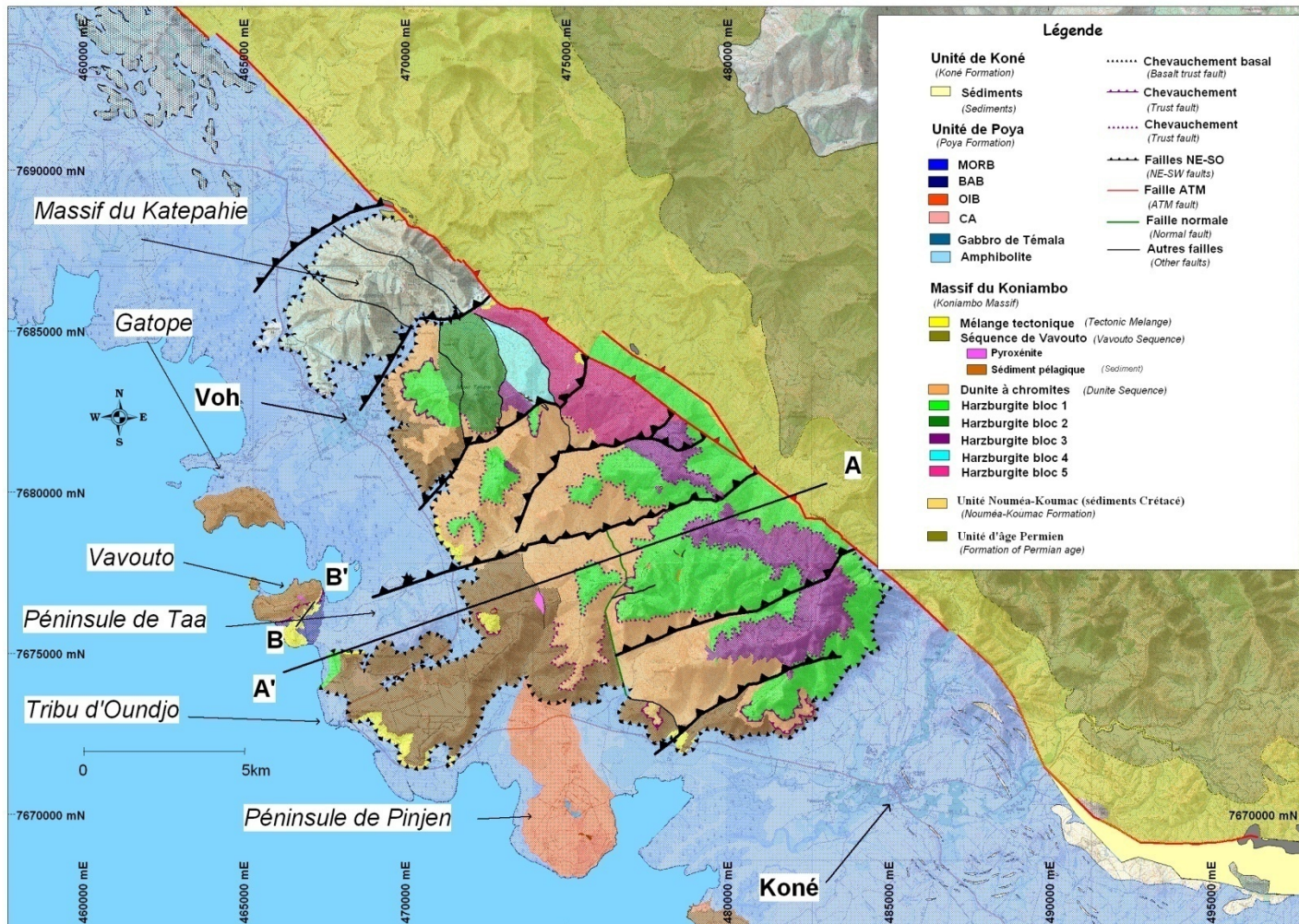


Figure 3.2: Carte géologique du massif du Koniambo et de son environnement avec localisation des coupes présentées aux Figure 3.3 et 3.4. Le lieu dit Plaine des Gaiacs est situé à près de 40km au SE de Koné et n'apparaît pas sur la figure.

Légende

Unité de Poya
(Poya Formation)

MORB

Massif du Koniambo
(Koniambo Massif)

Séquence de Vavouto (Vavouto Sequence)

Dunite à chromites (Dunite Sequence)

Harzburgite bloc 1

Harzburgite bloc 3

Unité de Nouméa-Koumac (sédiments Crétacé)
(Nouméa-Koumac Formation)

Chevauchement
(Trust fault)

N/S
Failles Nord-Sud
(North-south fault)

Faille ATM
(ATM fault)

Faille normale
(Normal fault)

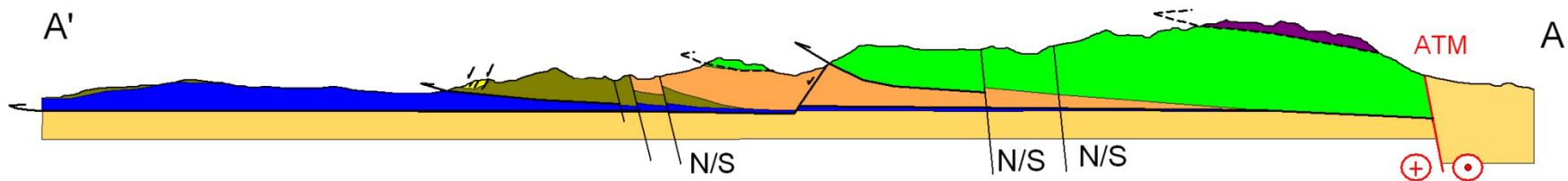


Figure 3. 3: Coupe géologique de l'empilement tectonique des diverses unités et séquences formant le massif du Koniambo, A-A'; coupe ENE-OSO présentée sur la Figure 3.2.

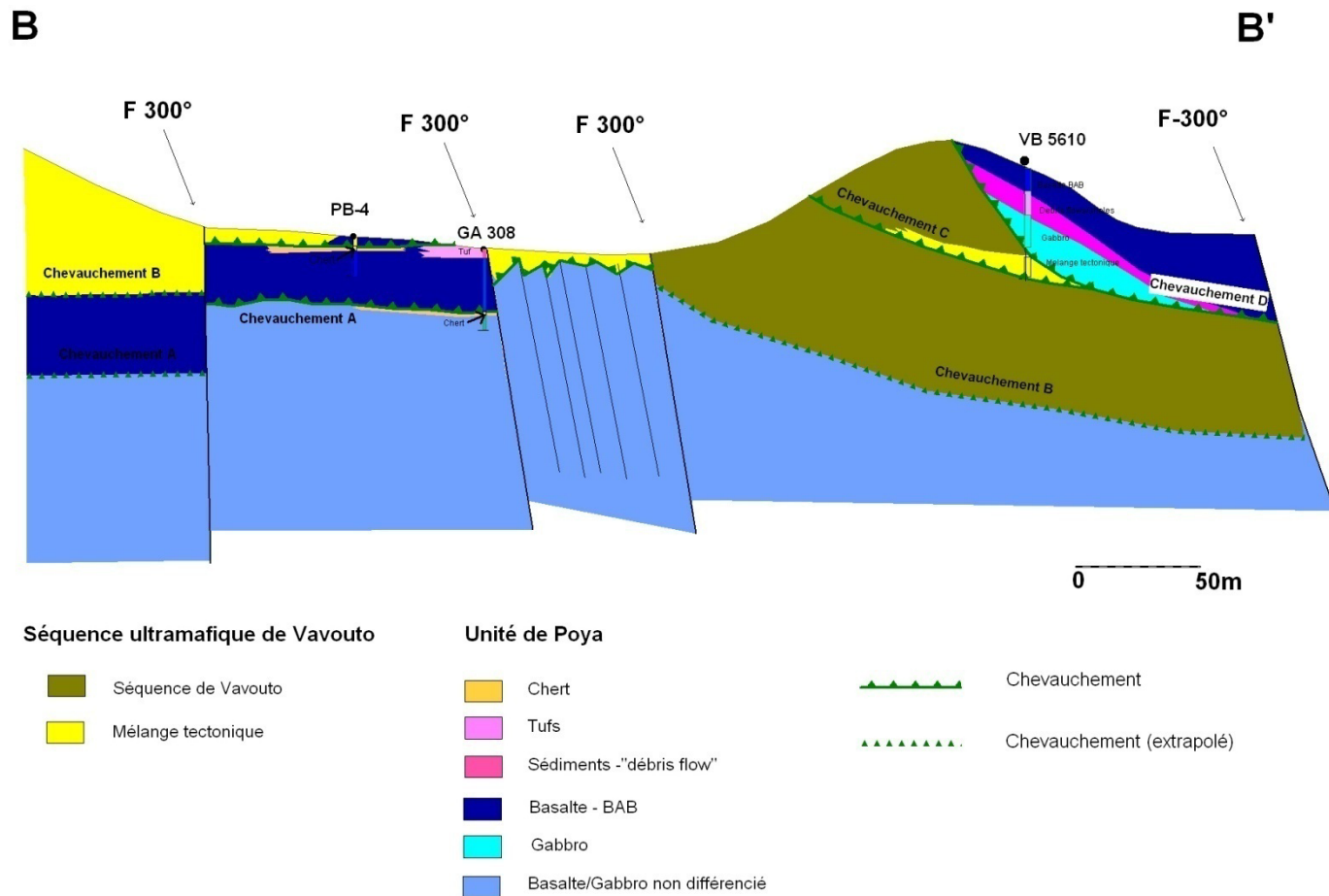


Figure 3.4: Coupe géologique B-B' de la péninsule de Taa, indiquant la présence de quatre failles de chevauchement faiblement inclinées vers le NE. La faille de chevauchement D aurait permis le chevauchement d'écailles de basalte d'affinité BAB, de sédiments ainsi que de gabbro de l'Unité de Poya sur les péridotites de la séquence ultramafique de Vavouto. Les sondages ont été effectués par Xstrata Nickel en 2002 et leurs descriptions géologiques par l'auteur.

3.2 Géologie régionale

Le micro-continent de la Nouvelle-Calédonie se caractérise par un assemblage d'unités continentales et ophiolitiques d'âge pré-Jurassique supérieur assemblé à la marge orientale du Gondwana lors de l'orogénèse Rangitata (Cluzel *et al.*, 1994 ; 2002). L'ensemble se serait fragmenté lors de l'ouverture de la mer de Tasman au Crétacé supérieur/Paléocène, puis migra vers le nord-est à l'Éocène avant de s'engager dans la zone de subduction du bassin des Loyauté. Suite au blocage de cette dernière, un mouvement d'obduction des diverses structures d'écaillage intraocéanique s'est amorcé à l'Éocène supérieur donnant naissance à la configuration géologique actuelle de la Nouvelle-Calédonie. Les travaux de Cluzel *et al.* (2001) suggèrent que les éléments de la lithosphère associée au bassin des Loyauté ont été obductés sur le bâti calédonien selon un mouvement en provenance du nord-est.

Bien que les massifs de péridotite du sud de la grande terre (Massif du Sud, Fig. 3.1) aient fait l'objet d'études détaillées (Prinzhofer, 1980 ; Cassard, 1980 ; Podvin, 1983) et outre quelques études internes à Xstrata Nickel portant exclusivement sur l'étude de linéaments au sein de quelques anciennes carrières, aucune référence concernant une étude structurale ou tectonique détaillée du massif du Koniambo n'a été compilée jusqu'à présent. Or, le contraste est grand entre l'agencement structural du Massif du Sud et ceux du nord-ouest de l'île (Moutte, 1979 ; Paris, 1981). Cassard (1980) résumait l'aspect structural du Massif du Sud comme étant remarquablement homogène, surtout si l'on tient compte de sa faible épaisseur (1 à 3 km) et de son extension considérable (5 700 km²). Par contraste, l'étude structurale du massif du Koniambo a démontré qu'outre les structures de chevauchement directement liées à l'obduction des différents membres de la séquence ophiolitique sur le socle de la Nouvelle-Calédonie, nous observons que l'ensemble croûte océanique/nappe

ultramafique est fortement affecté par plusieurs ensembles de failles inverses majeures et de deux familles de failles normales plus récentes (Figs. 3.2, 3.3 et 3.4).

3.3 Méthodologie

Une carte géologique du secteur à l'étude fut réalisée à partir des observations lithologiques ainsi que grâce aux mesures structurales recueillies sur l'ensemble du massif (Annexe VIII, en pochette). L'étude structurale a été facilitée par la présence de près de 50 anciens sites miniers et plus de 380 kilomètres de pistes offrant une grande quantité d'affleurements et permettant la collecte de données de grande qualité. Nous avons en premier lieu fait le relevé systématique de tout plan et ligne remarquables:

- *Structures primaires*
 - *Litages*
 - *Rubanement magmatique*
 - *Plan de contact lithologique*
 - *Plan d'accumulation magmatique et linéations associées*

- *Structures engendrées par la déformation plastique*
 - *Plan de foliation*
 - *Linéations*
 - *Axes de plissements*
 - *Stries de glissement*

- *Structures engendrées par la déformation cassante*
 - *Plans de faille*
 - *Joints*
 - *Veines*
 - *Linéations*

Dans la mesure du possible le sens du mouvement des failles est déterminé. Les indicateurs cinématiques principaux étant;

- *sens d'entraînement des plans adjacents dans les zones de déformation*
- *présence de foliation de type C-S*
- *présence de sigmoïdes*
- *morphologie des creux et des stries des « slickenside »*

L'étude de l'orientation et de la distribution des zones de failles principales et des structures de déformation associées forme l'essentiel de cette étude. Des joints sont observés sur l'ensemble du massif, tant à proximité ou à distance des zones de failles. Les directions des plans et des axes sont exprimées selon le pendage et la direction du pendage, les azimuts mesurés par rapport au nord géographique (12° à l'ouest du nord magnétique). Les diagrammes sont présentés sur canevas de SCHMIDT avec projection sur l'hémisphère inférieur.

3.4 Assemblages lithologiques formant le massif du Koniambo

L'assemblage des divers constituants du massif du Koniambo fait ressortir une zonalité lithologique verticale importante. Les travaux de pétrologie et de minéralogie, nous ont permis d'identifier trois grands assemblages lithologiques et structuraux: a) l'assemblage à harzburgite et dunite serpentinisées de Vavouto; b) une séquence de dunite à chromite ; et c) une suite de nappes principalement à harzburgite +/- dunite dans la partie supérieure du massif (cf. Audet *et al.*, 2008 ³, Chapitre I cette thèse). Ces assemblages surmontent structurellement l'Unité de Poya (Cluzel *et al.* 1994, 1997, 2001), constituée de basaltes/gabbros à affinité de type BAB et de type MORB dans la plaine de Vavouto, d'une séquence de gabbros et dolérites au nord-ouest du massif près de Témala, de basaltes et pyroclastites de type OIB sur la péninsule de Pinjen, et enfin de MORB et de boninites dans la

³ Audet, M.A., Picard, C. & Goulet, N. 2008. *Le massif du Koniambo, Nouvelle-Calédonie, un exemple de complexe ophiolitique de type SSZ dans le SO Pacifique. Article soumis au Bulletin de la Société Géologique de France en novembre 2007, dossier: 76/07. Article en révision Novembre 2008.*

plaine des Gaiacs au sud de Pouembout. Les contacts observés entre les différentes lithologies délimitant les grands assemblages sont systématiquement de nature tectonique. Nous avons, de plus, identifiés des sédiments pélagiques sont localisés au sommet du premier contrefort du massif du Koniambo formé par les membres de la séquence de Vavouto. Il est proposé que cette écaille de sédiments fût soulevée et charriée, tel un coin, depuis le bassin des Loyauté par les premières nappes ultramafiques (cf. Audet et *al.*, 2008, Chapitres I et II cette thèse).

3.5 Assemblages structuraux

Plusieurs mesures de litage et déterminations de polarité furent recueillies au sein des faciès volcaniques de l'Unité de Poya. Le rubanement est la structure planaire dominante dans la partie ultramafique de la nappe ophiolitique et particulièrement dans les faciès de la séquence harzburgitique +/- dunite sommitale (Figs. 3.5 et 3.6). Les principaux éléments structuraux sont présentés en ordre chronologique aux sections 3.5.1 à 3.5.4. Le Tableau 3.1 présente une synthèse des diverses familles de failles observées dans la zone d'étude.

3.5.1 Litage et rubanement

Les contours des projections stéréographiques des pôles des plans de rubanement observés au sein des harzburgites et des bancs de dunite font ressortir deux directions de pendage des plans moyens principaux dans les harzburgites de la séquence harzburgitique sommitale (Fig. 3.5) :

- un assemblage présentant un pendage à 34° dans la direction 088° ;
- et un autre assemblage incliné à 51° dans la direction 122°.

Pour leur part, les dunites du massif du Koniambo, présentent trois directions

principales de pendage des plans moyens. Les bancs de dunite du bloc 5 de la séquence sommitale présentent des litages inclinés à 31° dans la direction 073° contrastant avec les bancs de dunite du bloc 2, qui eux présentent des plans inclinés à 27° dans la direction 007° . Les bancs de dunite des domaines 6 et 7 sont généralement inclinés soit vers le SE ou l'E avec des pendages de moins de 30° . Les mesures de rubanements observés au sein de la séquence de dunite à chromite indiquent des plans moyens inclinés à 78° dans la direction 177° .

L'étude des orientations des bancs de dunite au sein des assemblages harzburgitiques confirme la présence de domaines structuraux distincts délimités par les failles NE-SO.

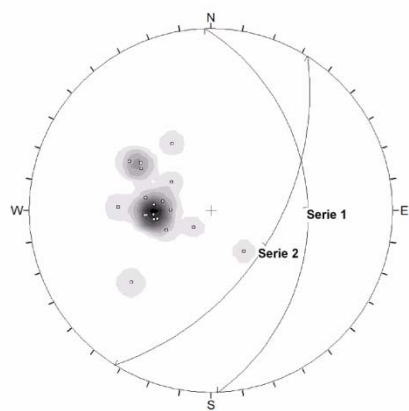
Les séquences ultramafiques sommitales du secteur nord-ouest du massif présentent des fragments de nappe ophiolitique fortement inclinés vers le nord-est, tandis que les séquences localisées dans le secteur sud-est du massif du Koniambo exposent une succession d'écailles ultramafiques (blocs 1 et 3) assemblée de façons subhorizontale à légèrement inclinée vers le nord-est (Fig. 3.3). Dans le nord-est du massif, les contacts entre les séquences harzburgitiques 1 et 3 sont soulignés par des failles de chevauchement légèrement inclinées vers le nord. Cette disposition contraste avec les assemblages observés dans la partie nord-ouest où ceux-ci sont délimités par des failles inverses fortement inclinées vers le nord-est ou vers le nord.

3.5.2 Les failles

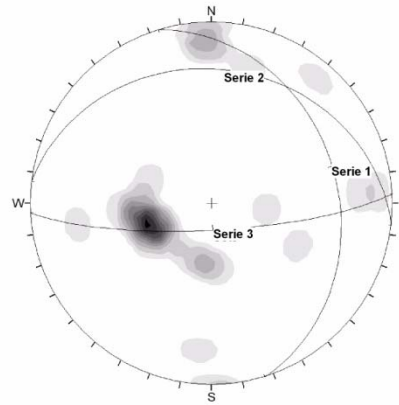
L'orientation des failles pour l'ensemble de la zone d'étude est synthétisée dans le Tableau 3.1. La rosace de la Figure 3.6 fait ressortir plusieurs orientations préférentielles démontrant ainsi la multiplicité des plans de faille. En effet, outre les structures de chevauchement directement liées à l'obduction des différents membres de la séquence ophiolitique sur le socle de la Nouvelle-Calédonie, nous observons que

l'ensemble croûte océanique/séquences ultramafiques est fortement affecté par plusieurs ensembles de failles inverses majeures (groupes 2 et 3, Tableau 3.1). Sur le terrain, nous observons que les failles inverses NE-SO (groupe 2e) recoupent systématiquement les failles inverses des groupes 2a à 2d suggérant par le fait même que les failles NE-SO seraient postérieures au développement des failles des groupes 2a à 2d.

Au nord et nord-est de la zone d'étude, « l'Accident Tectonique Majeur (ATM) » (groupe 4) recoupe l'ensemble des failles inverses précitées (groupes 2 à 3) ainsi que les chevauchements du groupe 1. L'ATM orienté approximativement ONO-ESE, forme un linéament majeur, séparant le massif du Koniambo des sédiments d'âge Paléocène de l'Unité de Nouméa-Koumac (Figs. 3.2 et 3.6). Enfin, des failles normales tardives (groupe 5), observées principalement sur le versant ouest du massif, ont fortement contribué à la configuration géomorphologique actuelle du massif.



a) n : 24



b) n : 19

Figure 3.5: Contours des projections stéréographiques des pôles des plans de rubanement observés au sein des harzburgites (a) et des bancs de dunite (b). Deux directions de pendage des plans moyens se démarquent dans les harzburgites, Série 1; pendage à 34° dans la direction 088° , Série 2; pendage à 51° dans la direction 122° . Trois directions de pendage des plans moyens se démarquent dans les dunites, Série 1; pendage à 31° dans la direction 073° (dunite bloc 5), Série 2 ; plan moyen pendage à 27° dans la direction 007° (dunite bloc 2), Série 3 ; pendage à 78° dans la direction 177° . Ce dernier ensemble est relié à la séquence de dunite à chromite.

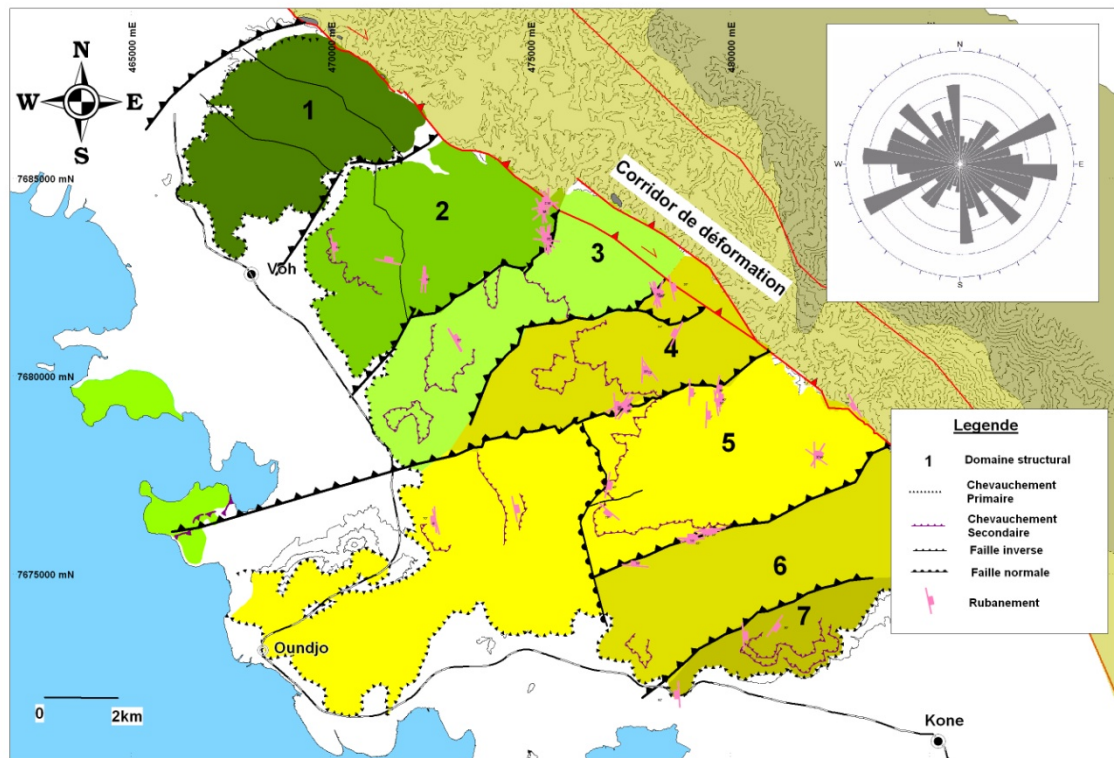


Figure 3.6: Carte présentant l'attitude du rubanement. Les failles inverses NE-SO (en noir) délimitent sept domaines structuraux distincts. La rosace fait ressortir plusieurs orientations préférentielles démontrant ainsi la multiplicité des plans de faille.

Tableau 3.1: Familles de failles observées dans la zone d'étude

Famille de failles Orientation	Pendage	Sens du mouvement	Description
Groupe 1) Chevauchement principal à la base des klippes ultramafiques			
N300°-330°	30° à 12° N/NE	Inverse N-NE	Rampes frontales responsables de l'assemblage inverse des membres de la séquence croûte océanique/nappe ophiolitique selon des contraintes en provenance globalement du N/NE.
Groupe 2) Familles de failles conjuguées			
2a) N130	90° à 45° SO	Inverse	
2b) N/S	90° à 70° E ou O	Inverse	Occasionnellement pendage à 20°E. Les linéations indiquent des rampes obliques inclinées de 20° à 45°.
2c) N300°	90° à 24° NE	Inverse	Pendage très variable. Linéations indiquant des rampes généralement obliques d'orientation mixte; dextre et senestre fortement inclinées.
2d) EO	90° à 50° N	Inverse	Recouper les failles 300°
2e) N070-250°	90° à +/- 45°	Inverse	Recouper l'ensemble des failles 2a à 2d
Groupe 3) Failles inverses tardives			
N220°	75° à 45° NO	Inverse	Recouper l'ensemble des failles conjuguées du groupe 2. Découper le massif en sept domaines distincts.
Groupe 4) Faille de coulissage « ATM »			
N330°	75° à 32° NE	Transverse à Inverse	Rampes de chevauchement frontal et oblique fortement inclinées vers le nord-est Contact entre le massif du Koniambo et l'Unité de Nouméa-Koumac. Recouper les failles des groupes 1 à 3
Groupe 5) Failles normales postérieures à l'ATM			
5a) N160°	77° à 45° OSO	Normale	
5b) N45°	77° à 45° SE	Normale	

3.5.3 Chevauchement basal et mélange tectonique

Bien que la nature du complexe ophiolitique varie du nord au sud de l'île, il est reconnu qu'il provient du manteau océanique du bassin des Loyauté (Paris *et al.*, 1979 ; Prinzhofer, 1981 ; Eissen *et al.*, 1997 ; Cluzel *et al.*, 2001). Ce bassin mis en place au Campanien-Paléocène a disparu quasi totalement durant la convergence éocène. La nappe ultramafique a été obductée en réponse à cette convergence à l'Éocène terminal. Elle a chevauché les unités de Nouméa-Koumac (sédiments du Crétacé supérieur - Paléocène), du Diahot (schistes, micaschistes et roches

volcaniques Crétacé supérieur à Paléocène), de la Chaîne Centrale (complexe ophiolitique Permien et sa couverture sédimentaire du Trias inférieur à Jurassique supérieur), de Téremba (dépôts volcano-sédimentaires d'âge Permien moyen à Lias) ainsi que les basaltes et radiolarites de l'Unité de Poya.

Sur le terrain, les chevauchements sont répartis entre le chevauchement basal, séparant les péridotites des membres de l'Unité de Poya, et les chevauchements secondaires responsables de l'assemblage inverse des membres ultramafiques formant le massif du Koniambo. Quoique la position du chevauchement basal soit facilement interprétable grâce aux contrastes marqués entre les volcanites de l'Unité de Poya et les roches ultramafiques sus-jacentes, il n'en demeure pas moins que ce chevauchement est mal exposé et offre peu de possibilités de mesures directes. Il est toutefois bien visible au pied du massif du Koniambo près de la route d'accès à celui-ci. À cette localité, les volcanites sous-jacentes ont été fortement affectées par le chevauchement et une bande de 10 à 20 cm d'épaisseur de roches sont totalement mylonitisées. Le plan de chevauchement est subhorizontal. Plusieurs chevauchements secondaires, interprétés comme des rampes frontales subparallèles au plan basal, sont exposés le long de la route d'accès au massif et délimitent les divers faciès ultramafiques formant la séquence inverse décrite précédemment. La Figure 3.7 présente les projections stéréographiques des pôles des plans de chevauchement basal et secondaires suggérant un transport structural en provenance globalement du N/NE.

Sur la péninsule de Taa, la relation entre les membres de l'Unité de Poya et des péridotites de la séquence de Vavouto est complexe. À cet endroit, des écailles de basalte d'affinité BAB, de sédiments ainsi que des gabbros de l'Unité de Poya chevauchent les péridotites de la séquence ultramafique de Vavouto (Fig. 3.4). L'interprétation des faciès géologiques recoupés par les sondages effectués par Xstrata Nickel en 2002 en corrélation avec la géologie de surface, nous ont permis d'interpréter la présence de quatre failles de chevauchement à faible pendage vers le

NE. Ces dernières, et particulièrement les failles de chevauchements C et D, tel qu'indiqué sur la Figure 3.4, seraient responsables de cette configuration géologique particulière.

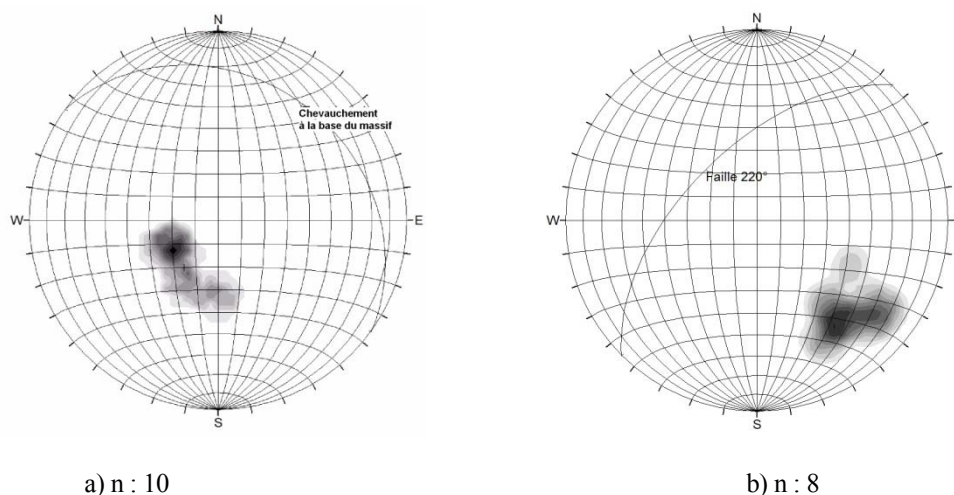


Figure 3.7: Contours des projections stéréographiques des pôles; a) direction du pendage des plans de chevauchement NO-SE responsables de l'assemblage inverse des membres de la séquence croûte océanique/nappe ophiolitique; b) direction du pendage des plans de chevauchement NE-SO (59° dans la direction 315°) responsable du découpage du massif en sept domaines structuraux distincts. L'étude des stries de glissement le long des plans de faille suggère un mouvement en provenance de l'ouest à ONO.

3.5.4 Failles inverses NE-SO

La Figure 3.6 montre clairement la présence d'un ensemble de failles orientées NE-SO découpant l'assemblage inverse des membres de la séquence ophiolitique en sept domaines structuraux distincts. Ces failles présentent de forts pendages vers le NO. Les mesures des stries de glissements sur les plans de faille suggèrent des rampes inverses légèrement obliques dextres développées sous l'effet d'un transport

en provenance de l'ouest. Cette interprétation est corroborée par plusieurs évidences de terrain dans la région immédiate de la zone d'étude. Dans la région de Ouaco, à 25 km au nord-ouest de la zone d'étude, le long de la route Territoriale N°: 1 (RT1), nous observons un ensemble de chevauchements complexes entre des péridotites de la séquence de Vavouto, des basaltes, des gabbros microgrenus, des sédiments argileux rougeâtres et plusieurs blocs plurimétriques de tonalite (datés : 55,1 Ma à 56,9 Ma ⁴ cf section 3.6.2) (Fig. 3.8). A cet endroit les failles de chevauchement ont un pendage de 50° vers l'ouest et présentent des stries de glissement inclinées à 50° suggérant un mouvement inverse en provenance de l'est (285°).

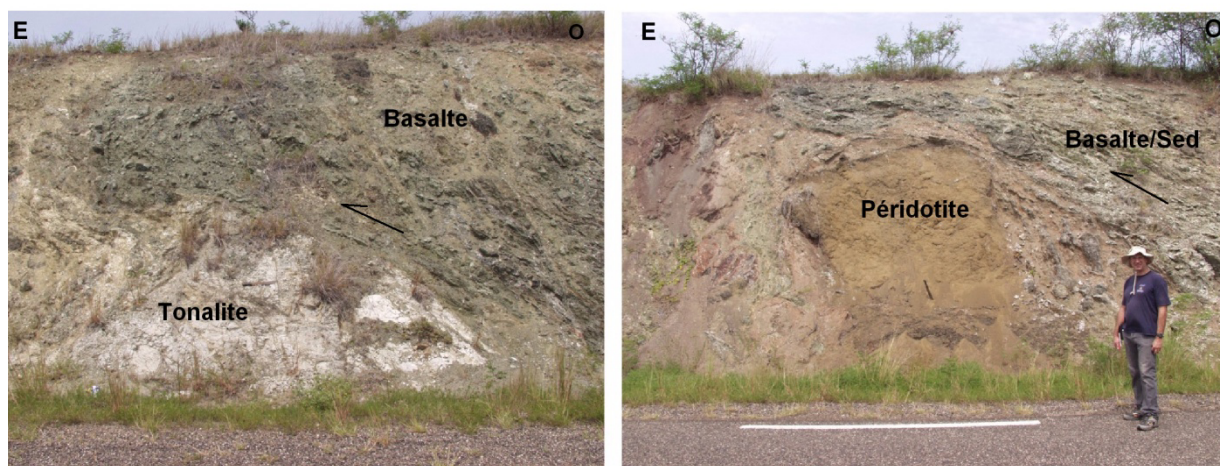


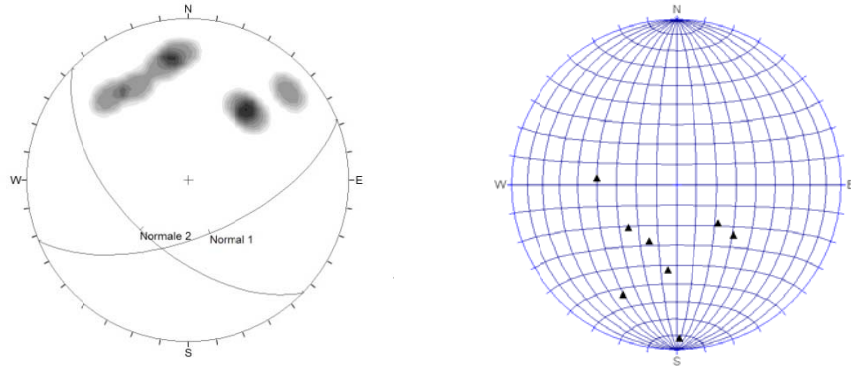
Figure 3.8: Chevauchement complexe de fragments de péridotite, des basaltes et/ou de gabbro à texture microgrenue et des sédiments riches en argile rouges. On observe la présence de plusieurs blocs plurimétriques de tonalite. Les failles de chevauchement ont un pendage de 50° vers l'ouest et présentent des stries de glissement inclinées à 50° suggérant un mouvement inverse en provenance de l'est (285°). Près de Ouaco, route RT1, 448387E, 7696900N.

⁴ Datations effectuées par M. Jean David, GEOTOP-UQAM-McGill, Mars 2006, Annexe VII.

3.5.5 Failles normales

A ces groupes de failles majeures, s'ajoutent deux ensembles de failles normales cassantes et postérieures (Figs. 3.2, 3.3, 3.4 et 3.9, Tableau 3.1). L'une de ces failles normales est particulièrement bien développée et est visible le long du chemin d'accès du massif du Koniambo. À cette localité, la faille présente un pendage de 40° à 50° vers le SO suggérant un mouvement normal de près de cent mètres, la séquence harzburgitique sommitale agissant comme marqueur stratigraphique.

Ces failles normales traduiraient les effets de l'ajustement isostatique de la ride de Norfolk suite au détachement en profondeur de la nappe subductée (Regnier, 1988; Cluzel *et al.*, 2001) combiné à la surélévation du socle de la Nouvelle-Calédonie accentué par le développement de la nouvelle zone de subduction à l'ouest de la Nouvelle-Calédonie. Ces failles normales seraient donc synchrones au mouvement d'obduction de la séquence ultramafique et auraient vraisemblablement continué à se développer en période post obduction. Effectivement, la forte pente de la plupart des cours d'eau, la présence dans la région de Yaté d'une terrasse corallienne d'âge Pléistocène à près de 10 mètres d'altitude (Davis, 1925 ; Lagabrielle *et al.*, 2005) supportent l'hypothèse de la surélévation récente du socle.



a) n :17

b) n :8

Figure 3.9: Contours des projections stéréographiques des pôles des failles normales (a) et des linéations (b). Deux directions du pendage des plans moyens se singularisent ; Normale 1 : 61° dans la direction 158° , Normale 2 : 55° dans la direction 224° . L'orientation des stries de glissement suggère un déplacement de ces rampes frontales normales vers le sud.

3.5.6 Accident Tectonique Majeure « ATM »

Brothers et Blake (1972) furent les premiers à remarquer la présence d'un linéament majeur démarquant les isogrades métamorphiques des schistes de l'Unité du Diahot du nord-est de la grande île d'une part, et les formations volcaniques et ultramafiques plus à l'ouest d'autre part. Ce linéament, trait structural majeur, sépare la chaîne centrale des formations de la côte ouest et découpe presque en deux le nord de la grande île sur son axe longitudinal (Fig. 3.1). Ce linéament majeur a été interprété à l'époque comme représentant une faille de coulissage oblique-dextre présentant un déplacement latéral de près de 200 km (Brothers et Blake, 1972). Cette hypothèse fut reprise par Paris en 1981, qui baptisa cette faille l'Accident Ouest Calédonien (AOC) en lui conférant un mouvement normal relié à la remontée des unités de la chaîne centrale relativement aux formations de l'ouest. Maurizot *et al.* (1985) suggérèrent une origine de ce

linéament dès le Jurassique moyen, puis une fossilisation de la structure par les dépôts du Sénonien. Cette interprétation suscita la controverse. En effet, la nappe ultramafique ayant sans doute recouvert l'ensemble de la Nouvelle-Calédonie comme le suggère la distribution des massifs ultramafiques de la côte ouest, Black (1993) a suggéré que la quasi-absence de massifs ultramafiques au nord et dans la chaîne centrale résulterait d'un mouvement de transpression dextre avec une composante verticale importante de la grande faille. La magnitude de la composante latérale de la faille en transpression dextre a de ce fait été revue à la baisse, de 200 km tel que suggéré par Brothers et Blake (1972), il ne serait que de 55 km selon Black (1993). En 1994, Cluzel *et al.* remirent en cause l'interprétation de Maurizot *et al.* (1985) qui présumait du caractère strictement continental du bloc de la Nouvelle-Calédonie et de l'autochtonie de ses diverses composantes. Ils proposèrent un découpage en huit unités regroupées en deux ensembles reliés à deux épisodes tectoniques majeurs; un ensemble Permo/Crétacé inférieur pouvant se corrélérer au cycle Rangitata de Nouvelle-Zélande et un ensemble syn- à post-Sénonien produisant un ensemble d'unités structurées lors du cycle néo-calédonien. Le sens exact du mouvement de cette faille majeure continua cependant à alimenter la controverse. En 2001, Cluzel *et al.* exclurent la possibilité d'un mouvement inverse tardif à cette faille majeure suggérant plutôt un mouvement normal à pendage vers l'ouest, interprétation principalement basée sur l'attitude générale des plans de chevauchement de base, inclinés vers l'ouest, des klippes ultramafiques de la côte ouest. Ainsi pour se distinguer des interprétations antérieures et pour le besoin de la présente étude, l'Accident Ouest Calédonien, est renommé par l'auteur « Accident Tectonique Majeur (ATM) ».

Les observations effectuées au sein de la zone à l'étude confirment la présence de cet accident en limite NE du massif du Koniambo et du massif du Katépahie. Les contacts entre ces deux massifs et les unités de la chaîne centrale à l'est sont de nature structurale et présentent des rampes transverses et frontales fortement inclinées

vers le nord-est (Figs. 3.2, 3.3 et 3.10). Par ailleurs, le plan de faille de l'ATM recoupe l'ensemble des failles inverses telles que décrites au Tableau 3.1 suggérant que l'ATM représente un événement tectonique régional tardif affectant les lithologies du secteur à l'étude. Le sens du mouvement de l'ATM est particulièrement bien visible sur un affleurement du flanc est du massif. À cette localité, un plan de faille associé à l'ATM possède un pendage incliné à 32° dans la direction 030° (Fig : 3.12). L'ensemble des stries de glissement observées sur le plan de faille est indicatif d'un mouvement inverse.

La cartographie de détail du massif du Katépahie a mis en évidence le chevauchement d'un massif de calcaire d'âge Paléocène sur le mur formé par les péridotites et ce le long d'un plan incliné à 30° vers l'est (Poitra, 2007). Plusieurs autres écaillés de calcaire existent également à proximité du contact NE du massif du Koniambo (Fig. 3.2, cf. Annexe VIII). De plus, le sens général du mouvement de l'ATM observé sur le flanc est des klippes du Koniambo et du Katépahie est corroboré par l'étude structurale détaillée des déformations affectant les sédiments de l'Unité de Nouméa-Koumac. Une zone de déformation intense de plusieurs kilomètres de largeur est présente à l'est de l'ATM, celle-ci affecta les membres de l'Unité de Nouméa-Koumac (Figs. 3.2, 3.3, 3.6 et 3.10). Dans cette unité, la schistosité principale (S1) est orientée NO-SE. Les plans de schistosité sont systématiquement inclinés vers l'est lorsque l'on s'éloigne du massif, alors qu'ils possèdent des pendages mixtes, est et ouest, à proximité du plan de faille principale de l'ATM. Les plans de schistosité sont fréquemment recoupés par des failles orientées approximativement 310° inclinés à 40° vers l'est (parallèles à l'ATM) et présentent des linéations d'étirement plongeant approximativement de 40° vers le NO (Fig. 3.10). Les sédiments de l'Unité de Nouméa-Koumac sont aussi l'hôte de fréquents plis couchés subhorizontaux de faible amplitude avec plan axial subparallèle à l'ATM (Fig. 3.10). Le litage (S0) et la schistosité (S1) étant

antérieurs au plissement (P2), l'analyse des observations structurales présentées aux Figures 3.10 et 3.11 suggère que l'ATM est la résultante d'un mouvement de raccourcissement en provenance du nord-est. Cependant, des stries de glissement plongeant vers le NO, visibles sur plusieurs plans de faille parallèles à l'orientation générale de l'ATM, suggèrent la présence d'un corridor de déformation fortement incliné vers le nord-est, généré par un système en transpression dont la composante principale serait orientée approximativement N-S.

L'étude structurale des unités situées au sommet du domaine structural 3 (Fig. 3.6) suggère que la relation entre les failles NO-SE associées à l'ATM et les rampes inverses à obliques dextres NE-SO est parfois ambiguë. À cet endroit, les failles NE-SO forment des rampes latérales senestres ou obliques senestres qui déplacent les failles d'orientation NO-SE (Fig. 3.13). Il est interprété que localement les failles NE-SO auraient été réactivées sous les contraintes responsables du développement du système en transpression de l'ATM.

Il est possible de comparer la structure de l'ATM avec d'autres structures de nature similaire observées dans le Pacifique Sud et dans le prolongement de la Nouvelle-Calédonie (Fig. 3.1). L'ATM présenterait ainsi des similarités, tant dans son parallélisme que dans le sens apparent du mouvement, avec les failles Cook et Vening Meinesz.

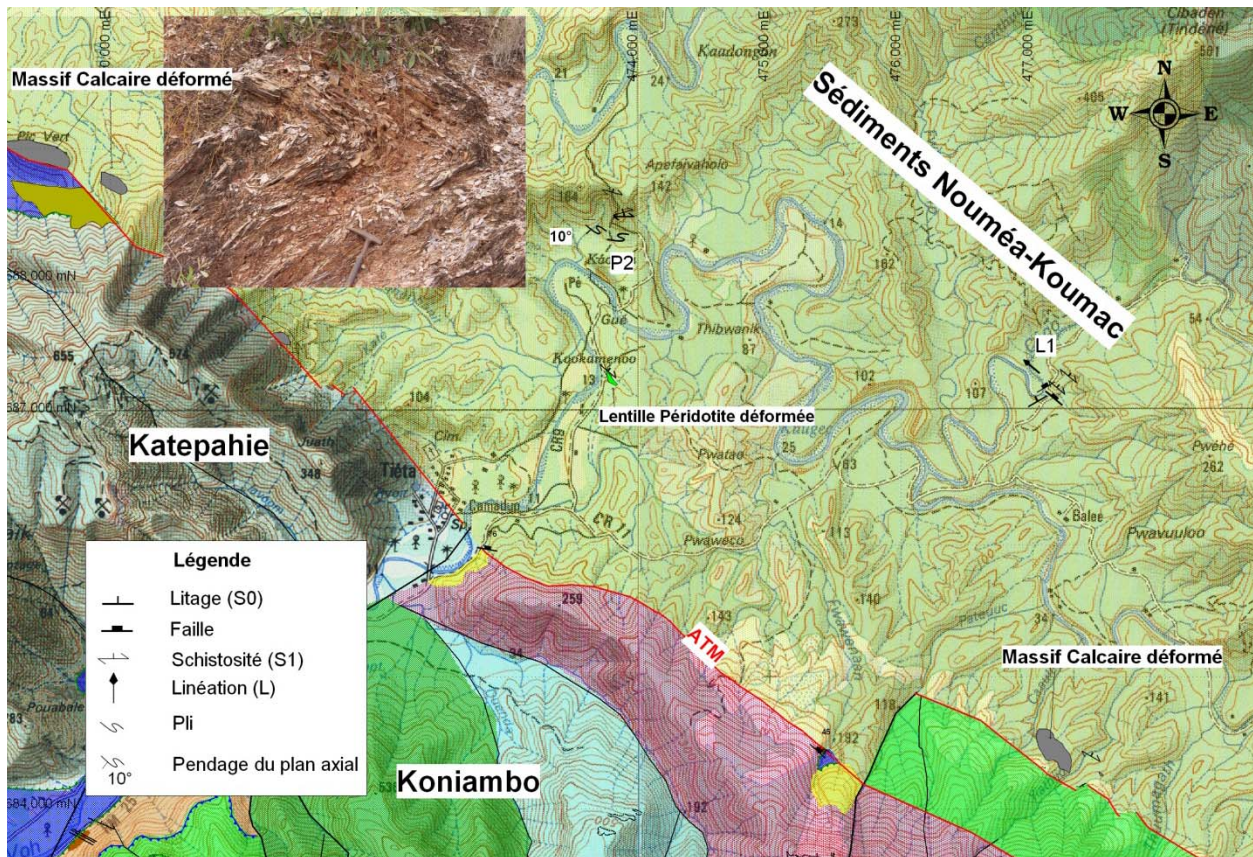
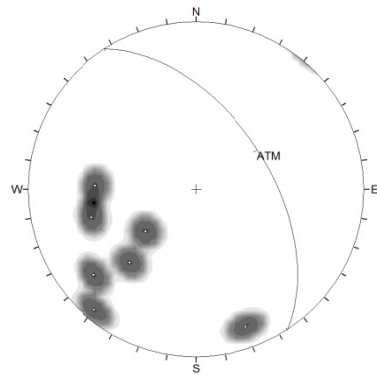
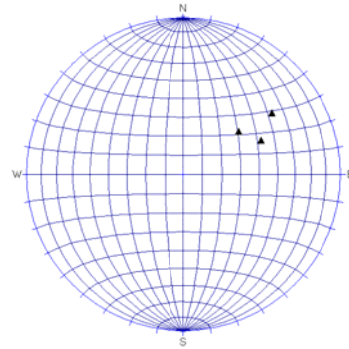


Figure 3.10: Détail structural au sein du corridor de déformation associé à l'ATM dans les sédiments de l'Unité Nouméa-Koumac. Charnière de plis (P2) avec plan axial orienté 095° à pendage subhorizontal. Linéation d'étirement (L1) plongeant à 39° vers le NO le long d'un plan de faille orienté 310°/39°, parallèle à l'ATM. Voir la légende de la Figure 3.2 pour le descriptif des unités géologiques.



a) n : 7



b) n : 3

Figure 3.11: Projection du plan moyen de la faille ATM (pendage à 54° vers le 057°) (a) et des linéations (b) suggérant un transport en provenance du Nord-Est.

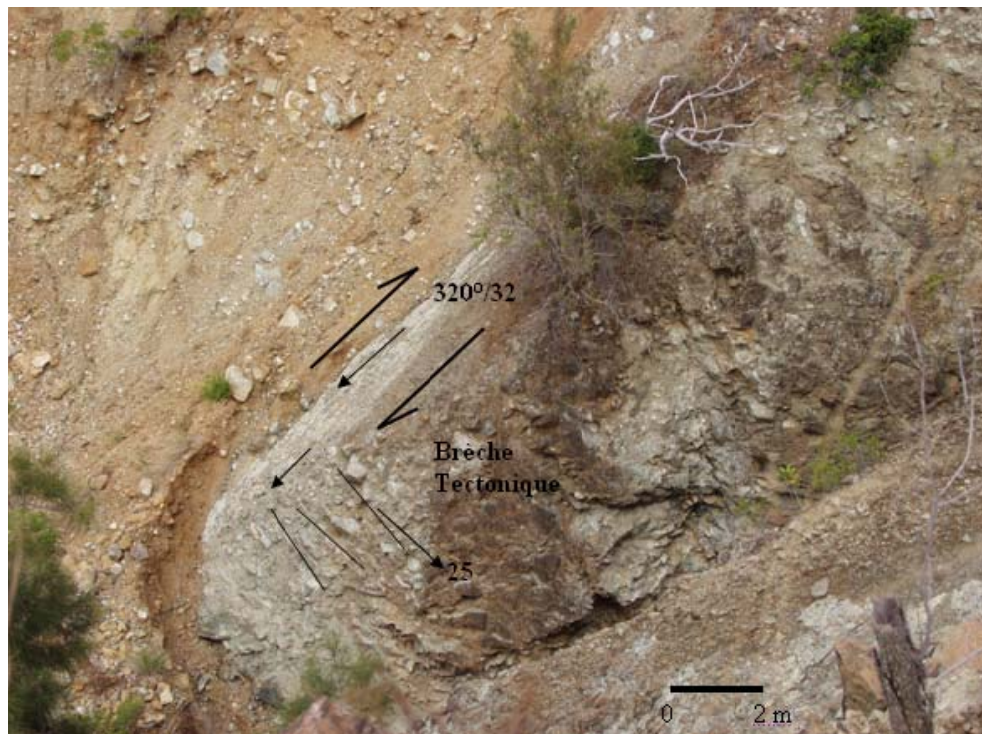


Figure 3.12: Plan de faille associé avec l'ATM montrant un mouvement inverse sur un plan ayant un pendage incliné à 32° vers le NE avec des linéations plongeant dans la direction du pendage du plan. La brèche tectonique est composée de blocs de dunite et harzburgite (UTM : 7678828N, 483380).

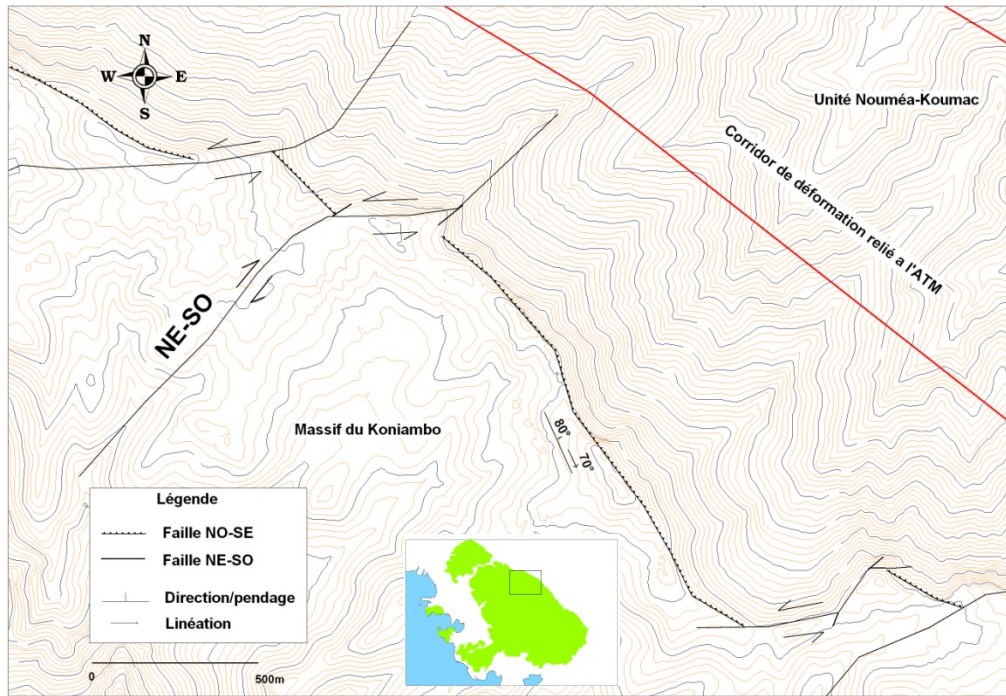


Figure 3.13: La relation entre les failles NO-SE associées à l'ATM et les rampes inverses à obliques dextres NE-SO est parfois ambiguë. Au sommet du domaine structural 3, les failles NE-SO forment des rampes latérales senestres ou obliques sénestres qui déplacent les failles d'orientation NO-SE.

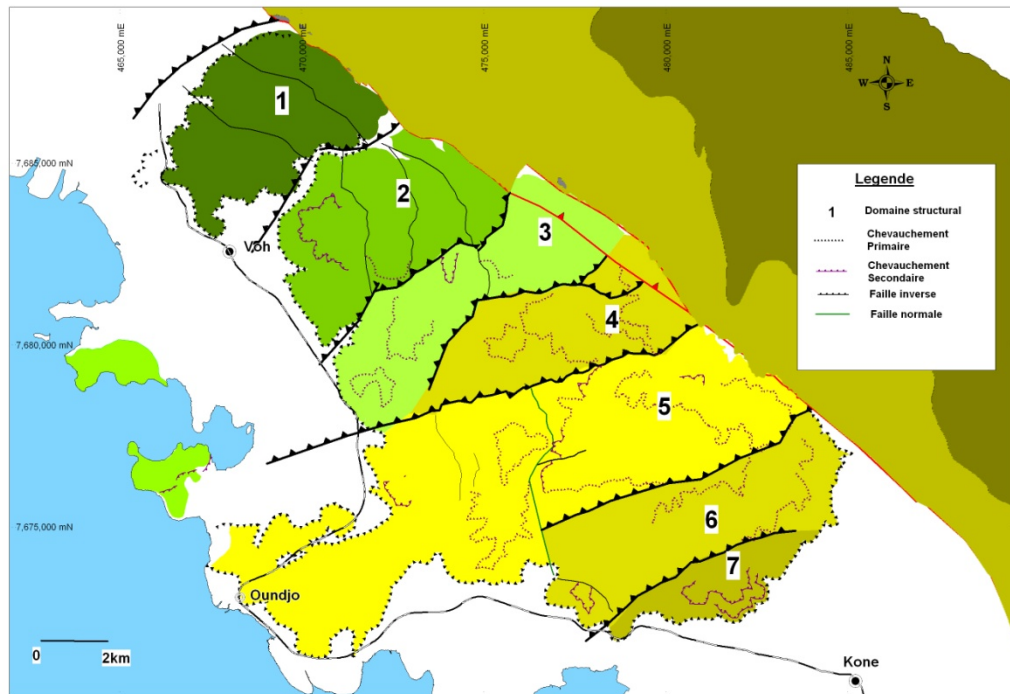


Figure 3.14: Trois phases de transport le long des failles sont responsables de la configuration géologique actuelle. Le premier raccourcissement tectonique de direction NE-SO entraîna des mouvements de chevauchement vers le SO et il est responsable de l'enchevêtrement inverse des membres de l'ophiolite. Les mouvements vers le SE, au sud de l'ATM, ont provoqué l'empilement des sept domaines structuraux. La faille ATM est une conséquence d'un raccourcissement tectonique ayant engendré un transport structural provenant globalement du nord.

3.6 Discussion

3.6.1 Contexte tectonique du sud-ouest Pacifique

L'histoire géodynamique récente du sud-ouest Pacifique est caractérisée par la formation d'une succession de bassins marginaux et de lambeaux de systèmes d'arcs créés par l'interaction des plaques Australienne et Pacifique durant les

périodes successives d'extension, de compression et de transtension agissant depuis le Crétacé jusqu'à aujourd'hui (Sdrolias *et al.*, 2003). Plusieurs auteurs ont contribué à la connaissance et à la compréhension des régimes géodynamiques qui ont œuvré et façonné le sud-ouest Pacifique (Ratcliff *et al.*, 1998 ; Sdrolias *et al.*, 2003 ; Meffre *et al.*, 2001 ; Cluzel *et al.*, 2001 ; Fitzherbert *et al.*, 2004). Ratcliff *et al.* (1998) suggèrent qu'avant 122 millions d'années, la plaque du Pacifique était petite et non fragmentée (Fig. 3.15). Celle-ci se distingua des plaques environnantes, Izanagi au nord et Farallon à l'est, suite à la pression exercée par la plaque Phoenix située plus au sud (Blake *et al.*, 1977 ; Tarduno *et al.*, 1995). La convergence entre les plaques Pacifique et Australienne qui était déjà en activité durant la période de 120-100 millions d'années et a été suivie par des périodes d'extension/transtension actives simultanément à la dislocation du Gondwana oriental.

Selon Sdrolias *et al.* (2003), la convergence entre les plaques Pacifique et Australienne s'initia le long de la ride « Loyalty-Three Kings » vers 90 Ma et ne cessa que vers 45 Ma. Eissen *et al.*, 1998, suggérèrent que la bordure orientale du Gondwana se fragmenta de façon progressive par le développement de plusieurs rifts subparallèles, l'ensemble de ces ouvertures océaniques donnant naissance, de l'ouest vers l'est, à la mer de Tasman, la ride de Lord Howe, le bassin de la Nouvelle-Calédonie ainsi que la ride de Norfolk (qui deviendra le socle de la Nouvelle-Calédonie). L'Unité de Poya a été créée il y a de cela entre 70 et 90Ma, à la faveur de l'ouverture du bassin Sud-Loyauté se situant immédiatement au nord-est de la ride de Norfolk lors de la séparation d'avec le Gondwana (Cluzel *et al.*, 1997-1999-2001, Eissen *et al.*, 1998).

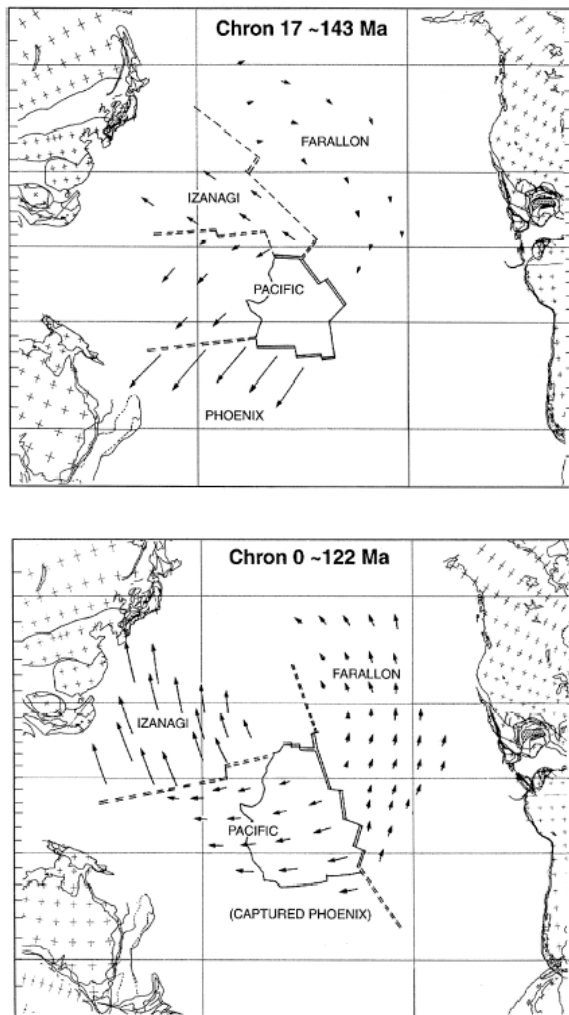


Figure 3.15: Mouvements relatifs des plaques Phoenix, Pacifique, Farallon et d'Izanagi entre 143-120Ma. Ces images montrent les endroits approximatifs des continents, avant (panneau supérieur) et après (panneau inférieur) l'événement du plateau basaltique d'Ontong-Java et la réorganisation des mouvements de plaques (d'après Ratcliff *et al.*, 1998).

Eissen *et al.* (1998) considèrent que suite à la cessation des ouvertures de la mer de Tasman, du bassin de Nouvelle-Calédonie et Sud-Loyauté vers 56 Ma, la plaque Australienne continua son extension sur sa marge orientale via l'ouverture du bassin Nord-Loyauté. Cette ouverture combinée avec la migration vers le nord de la plaque

Australienne aurait généré des forces de compression d'orientation NE-SO. La réorganisation des mouvements de migration dans le secteur sud Pacifique provoqua un changement de cap vers le nord-ouest pour la plaque Pacifique (Eissen *et al.*, 1998). Cette réorganisation générale affecta aussi la plaque Australienne. Ainsi sur la bordure est de la plaque Australienne, la ride de Norfolk entra en subduction et provoqua la fermeture partielle du bassin Sud-Loyauté et l'obduction de l'ophiolite de la Nouvelle-Calédonie.

3.6.2 Evolution anté- et syn-obduction

La séquence de basaltes de la côte ouest, l'Unité de Poya, se serait constituée au sein du bassin Sud-Loyauté entre 90 et 56 Ma tel que le suggère la microfaune associée (Cluzel *et al.*, 2001) à l'est du Gondwana à la latitude de 37,6° S. L'âge minimal de 56 Ma (âge de 56 à 59 Ma de la microfaune associée aux sédiments argileux (*Planorotalites (Globorotalia) pseudomenardii*, Cluzel *et al.*, 2001) est attribué aux laves de type OIB de la péninsule de Pinjen, qui selon Coudray et Gonord (1966) seraient plus jeunes que les autres volcanites de l'Unité de Poya.

À l'Éocène, d'importants mouvements verticaux marquent le début de l'orogénèse alpine dont l'apogée se traduit par le charriage de la nappe ultramafique à partir de l'Éocène supérieur. Ce charriage, en provenance du nord-est (Cluzel *et al.*, 2001), est synchrone du métamorphisme du faciès schiste bleu, à gradient croissant vers le nord, qui affecte le nord-est de l'île (Paris, 1981 ; Cluzel *et al.*, 1994). Les études géophysiques de Collot *et al.* (1987) ont démontré la présence d'une séquence lithosphère/croûte océanique complète en position normale incluant des sédiments, des basaltes, des gabbros et des péridotites localisés immédiatement à l'est de la grande île dans le bassin des Loyauté. Ces études géophysiques suggèrent que l'ophiolite de la Nouvelle-Calédonie représenterait la partie émergée de cet ensemble croûte océanique/lithosphère mantellique.

Le processus d'obduction de la croûte océanique (Unité de Poya) suivi par celui de la séquence ultramafique sur le socle de la ride de Norfolk aurait débuté il y a approximativement 56Ma (Fig : 3.16) (Eissen *et al.*, 1998 ; Cluzel *et al.*, 2001). La séquence d'obduction se résumerait comme suit:

- en premier lieu le début du processus d'obduction de l'Unité de Poya aurait eu lieu Poya vers 56Ma tel que le suggère les données stratigraphiques et paléontologiques (Eissen *et al.*, 1998 ; Cluzel *et al.*, 2001)
- suivi par l'arrivée du cortège ultramafique surmontant ainsi les membres de l'Unité de Poya.

Nous avons pour notre part mesuré un âge U-Pb de $56,6 \pm 0,3$ Ma⁵ sur un échantillon de dyke mafique recoupant les péridotites du mont Katépahie, ainsi que des âges variant de 55,1 Ma à 56,9 Ma sur les fragments de tonalite inclus dans les assemblages tectoniques de la région de Ouaco. Ces âges sont semblables à ceux obtenus par Prinzhofer (1981) sur des dykes mafiques recoupant les séquences dunito-gabbroïques du Massif du Sud et qui selon Cluzel *et al.* (2001) seraient un marqueur de l'âge minimal de la subduction du bassin Sub-Loyauté sous l'arc des Loyauté. Par contre, des travaux récents effectués par Cluzel *et al.* (2006) donnent un âge moyen de 53Ma pour des dykes felsiques recoupant les péridotites de l'ophiolite de la Nouvelle-Calédonie. Selon Cluzel *et al.* (2006), ces nouvelles données sur l'âge des dykes felsiques suggèreraient que l'âge minimal pour le début du magmatisme relié à la subduction du bassin Sub-Loyauté sous l'arc des Loyauté serait antérieur de 3 à 4 Ma à l'âge suggéré par Prinzhofer (1981).

À la fin de l'Oligocène ou au début du Miocène, des intrusions acides (granodiorites de St-Louis et de Koum-Borindi scellent le charriage de la nappe ophiolitique. Elles ont été datées à 27,4 Ma et 24,3 Ma respectivement par Paquette *et al.* (2007). Ces intrusions sont considérées comme une conséquence de la subduction tardive du

⁵ Datations effectuées par M. Jean David, GEOTOP-UQAM-McGill, Mars 2006

bassin de la Nouvelle-Calédonie sous la marge Ouest de la Nouvelle-Calédonie.

3.6.3 Période post-obduction

Après leur mise en place sur le socle de la Nouvelle-Calédonie, les péridotites ont subi plusieurs cycles d'érosion (Routhier, 1953; Regnier *et al.*, 1999; Lagabrielle *et al.*, 2005) liés à l'existence de mouvements verticaux à l'échelle de l'île.

Ces mouvements à résultante positive auraient fait remonter l'ensemble de l'édifice, et en particulier la chaîne centrale qui progressivement émergea se soumettant aux phénomènes d'altération et d'érosion. De ce fait, les parties de l'ophiolite situées sur la chaîne centrale, partie axiale de l'île, seraient presque entièrement érodées alors que sur la côte ouest et surtout dans le Sud, les massifs sont encore relativement bien préservés.

Par ailleurs, après la mise en place du feuillet mantellique, des mouvements de réajustement en extension/compression font rejouer les fractures anciennes. Regnier *et al.* (1999) ont rapporté des phases de déformation importante post-obduction. Lagabrielle *et al.* (2005) suggèrent deux phases distinctes de déformation durant le Néogène et le Quaternaire. La première phase serait caractérisée par le développement de failles normales affectant les sédiments post-obduction de la région de Nouméa. La seconde agissant depuis le Pliocène supérieur jusqu'à aujourd'hui, se traduirait par la présence de segments de failles verticales orientées N90°, N40°, N0°-10° et développées au sein de corridors de déformation restreints. Des failles normales tardives d'orientations similaires à celles décrites par Lagabrielle *et al.* (2005) sont aussi observables au Koniambo, elles recoupent l'ensemble des failles inverses.

3.6.4 Discussion sur le modèle d'évolution structurale

Les études minéralogiques et pétrographiques effectuées en parallèle à la présente étude structurale ont permis de singulariser plusieurs périodes de transformation minéralogique ayant affecté l'ensemble croûte océanique/séquence ultramafique avant sa mise en place sur le socle de la ride de Norfolk. Il est proposé que la genèse de plusieurs des faciès ultramafiques formant la klippe du Koniambo s'associe à un environnement tectonique actif de type subduction (cf. Chapitre I). La très forte serpentinisation en lizardite et/ou antigorite subie par les péridotites de la séquence de Vavouto, l'imprégnation de gels amorphes de silice accompagnée du lessivage du magnésium et du fer dans les serpentines primaires, la formation de nombreux microcristaux de magnétite se superposant sur les réseaux de serpentine, la précipitation de giobertite dans les réseaux de fractures, et finalement la formation de nombreuses veinules de chrysotile au sein des péridotites du faciès zébré (cf. Chapitre I) révèle l'action de fluides hydrothermaux probablement à différents stades de la subduction à l'obduction. La succession de ces différentes transformations est encore à préciser, mais peut être reliée à la remontée des péridotites serpentinisées le long du plan de Bénéoff selon des modalités proches de celles définies par les travaux de Koons (1994), Beaumont *et al.* (1996, 1999), Walcott (1998), Waschbusch *et al.* (1998), Pysklywec *et al.* (2002), Chemenda *et al.* (2001) et Boutelier *et al.* (2003) et à leur obduction sur le bâti calédonien. Les péridotites de la séquence de Vavouto correspondraient à des résidus fortement réfractaires à l'origine possible de la formation des boninites dans un environnement tectoniquement actif de type supra-subductif. Ces péridotites auraient ensuite subi d'intenses transformations hydrothermales, favorisant l'apparition des faciès de type Vavouto, ces dernières ayant eu lieu soit en milieu supra-subductif pendant leur remontée vers la surface, soit pendant leur obduction sur l'Unité de Poya et sur les gabbros de Témala.

Reprenant le modèle géodynamique proposé par Cluzel *et al.* (2001) et ce à partir du début de l'obduction de la séquence ultramafique sur le socle de la Nouvelle-Calédonie, nous interprétons que, suite au blocage de la subduction, un mouvement d'obduction s'amorça sous une contrainte tectonique en provenance du NE vers le SO. Cette contrainte tectonique serait responsable du premier raccourcissement tectonique entraînant ainsi un mouvement de chevauchement vers le SO et par conséquent responsable de la disposition inverse des membres de la séquence croûte océanique/ nappe ophiolitique (Fig. 3.14).

La première zone de subduction étant bloquée, une seconde zone de subduction se développa à l'ouest de la ride de Norfolk – subduction de la lithosphère du bassin de la Nouvelle Calédonie sous le micro-continent de la Nouvelle-Calédonie (Figs. 3.18 et 3.19). Sous l'influence de cette nouvelle zone de subduction, considérée comme étant la deuxième période tectonique importante, le massif du Koniambo fut découpé en sept domaines structuraux distincts. Des failles inverses d'orientation NE-SO présentant de forts pendages vers le NO se sont alors formées, délimitant ces domaines. L'étude des stries de glissement le long des plans de faille suggère un mouvement de transport en provenance de l'ouest à ouest-nord-ouest.

Le troisième évènement est « l'Accident Tectonique Majeur » (ATM). Orienté approximativement ONO-ESE, il sépare le massif du Koniambo des sédiments de l'Unité de Nouméa-Koumac et représente l'évènement structural le plus récent (Figs. 3.14 et 3.21) abstraction faite des failles normales présentes principalement sur les versants ouest des massifs du Koniambo et du Katépahie. L'ATM présente un corridor de déformation en transpression avec des rampes de chevauchement frontales et obliques fortement inclinées vers le nord-est. Cette phase de déformation majeure postdate l'obduction des massifs ultramafiques à l'Éocène supérieur. Elle se traduit par la genèse de plis, le démembrement et l'écaillage de copeaux ophiolitiques et de quelques séquences de calcaire crétacé (Fig. 3.2) et par des chevauchements au sein de

l'Unité Nouméa-Koumac.

L'altération supergène des altérites, et par conséquent la minéralisation en nickel et cobalt, est fortement contrôlée par ces deux familles de failles inverses.

S'appuyant sur l'hypothèse de Collot *et al.* (1987) voulant qu'une séquence normale croûte océanique/nappe ophiolitique ultramafique soit présente immédiatement à l'est de la Nouvelle-Calédonie dans le bassin des Loyauté, nous pouvons présumer que l'assemblage de ces mêmes lithologies en une séquence inverse, telle qu'observée au massif du Koniambo, est le résultat d'une activité tectonique intense localisée au front des nappes de charriage. Ce modèle suggère une accrétion d'écailles mantelliques structurellement inversées.

La faille de coulissage oblique-dextre « ATM », serait une conséquence d'un raccourcissement tectonique ayant engendré un transport structural provenant globalement du nord et contribuant à la remontée des unités géologiques appartenant au socle de la Nouvelle-Calédonie par rapport à la séquence obductée de la partie ouest de l'île.

Les Figures 3.17 à 3.21 reprennent ces événements de façon chronologique. Sur la Figure 3.17 sont illustrés les éléments conceptuels du modèle géodynamique au front des marges convergentes tel que proposé par Beaumont et Ellis, (1995). Ces auteurs ont proposé un modèle théorique de déformation pour des systèmes de subduction-obduction aux marges convergentes. Le modèle est décrit en termes de variation de masse à cinq composantes;

- P prowedge
- U dôme
- R retrowedge
- C conduit/canal du matériel en mouvement et de déformation
- SP point de stagnation

Ce modèle s'adapte à une grande variété d'environnements géodynamiques présents aux marges convergentes et permet de mieux conceptualiser les différentes périodes de déformation et les effets de celles-ci.

Le modèle géodynamique de mise en place de la séquence ophiolitique du Koniambo suggère la présence d'une pro-lithosphère (ride de Norfolk) arrivant du SO et entrant en subduction sous une lithosphère océanique en mouvement arrivant de l'E ou du NE. L'intensité du mouvement de la lithosphère océanique étant gérée par le taux d'ouverture océanique de la ride des Loyauté (Fig. 3.17).

Ce modèle est consistant avec les conclusions expérimentales de Chemenda *et al.* (2001) qui observèrent que ce sont les membres de la plaque tectonique surmontant la zone de subduction (overriding plate) qui, soit; entrent en subduction; soit, sont obductés sur la pro-lithosphère. Les expériences de Boutelier *et al.* (2003) ont démontré que dans un environnement intra-océanique en collision arc-continent, le comportement de la croûte océanique associée à l'arc (overriding plate) dépendra de son épaisseur et de sa compétence. Ainsi, il en résultera soit une subduction complète de l'arc, soit une obduction complète du même arc ou un état intermédiaire entre une subduction partielle et une accréation partielle.

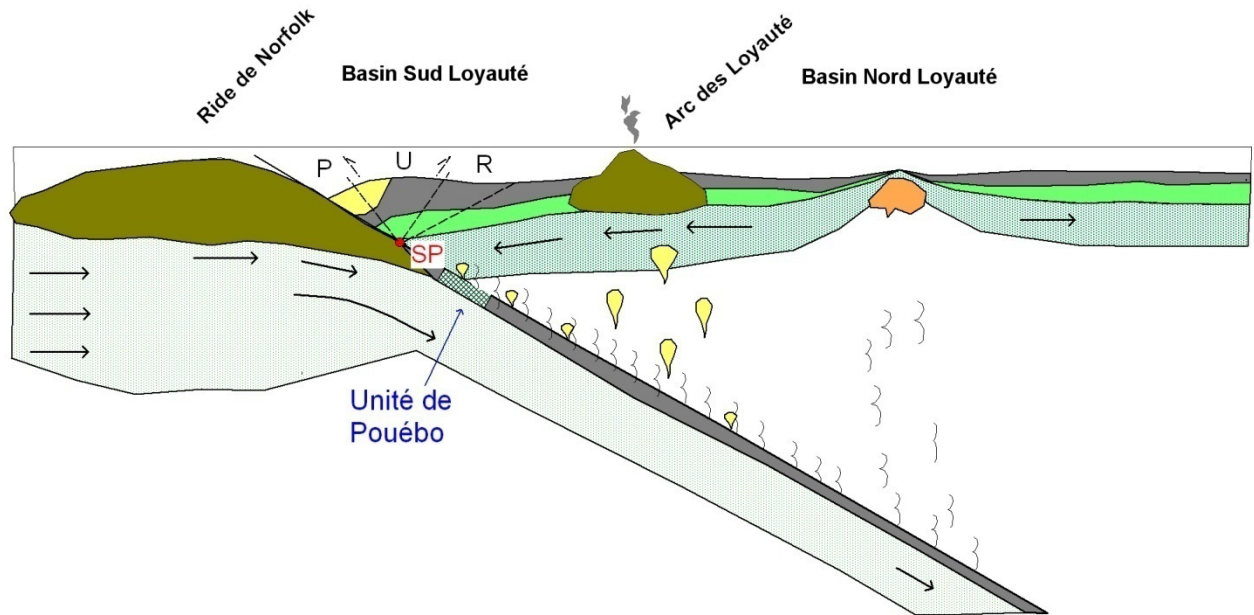


Figure 3.16: Période 56 Ma; Subduction de la plaque australienne sous l'arc des Loyauté entraînant partiellement la ride de Norfolk avec elle. Les membres de l'Unité de Pouébo subissent les effets du métamorphisme en profondeur. Les séquences volcaniques sont représentées en gris et les gabbros sous-jacents en vert. SP : point de stagnation, P : Prowedge, U : dôme, R : retrowedge, adapté de Beaumont et Ellis, 1999.

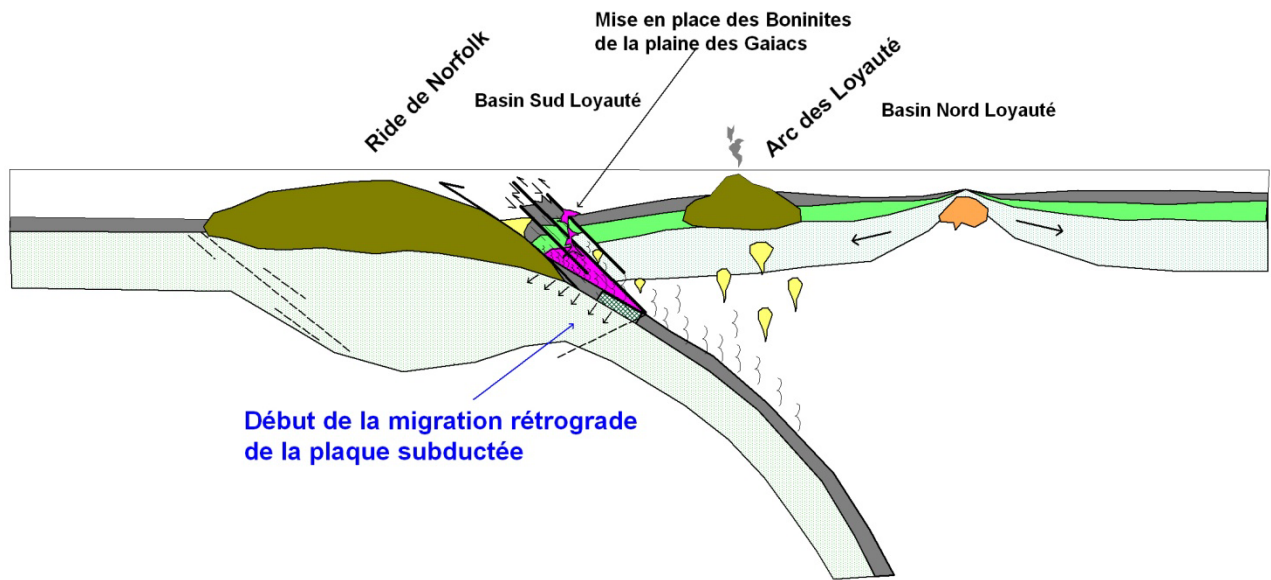


Figure 3.17: Période 40 à 34 Ma ; Début de migration rétrograde de la croûte océanique subductée favorisant la création de rampes de chevauchements inverses amorçant ainsi l'obduction des unités venant de l'est. L'arrivée des fluides dans le manteau supra-subductif provoqua la fusion partielle de certaines péridotites facilitant ainsi la production de laves boninitiques et des harzburgites fortement réfractaires de la Séquence de Vavouto (de couleur violet). Une nouvelle zone de subduction s'amorce à l'ouest de la ride de Norfolk.

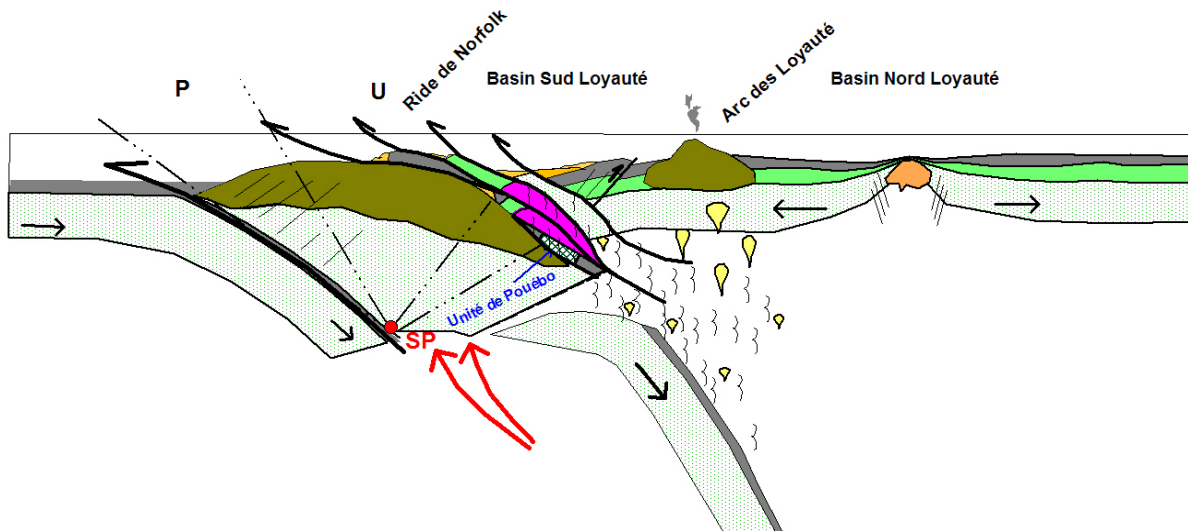


Figure 3.18: Période 34 Ma ; Les séquences volcaniques (Unité de Poya) sont obductées sur la ride de Norfolk, les gabbros (en vert) suivent et les séquences ultramafiques amorcent leurs mouvements ascendants. Les membres de l'Unité de Pouébo entament une remontée rapide.

La zone de subduction à l'ouest force le soulèvement de la lithosphère supportant la ride de Norfolk, provoquant de ce fait la rupture de la plaque subductée. Plusieurs fronts de chevauchements inverses accentuent l'obduction des faciès lithosphériques du bassin des Loyauté.

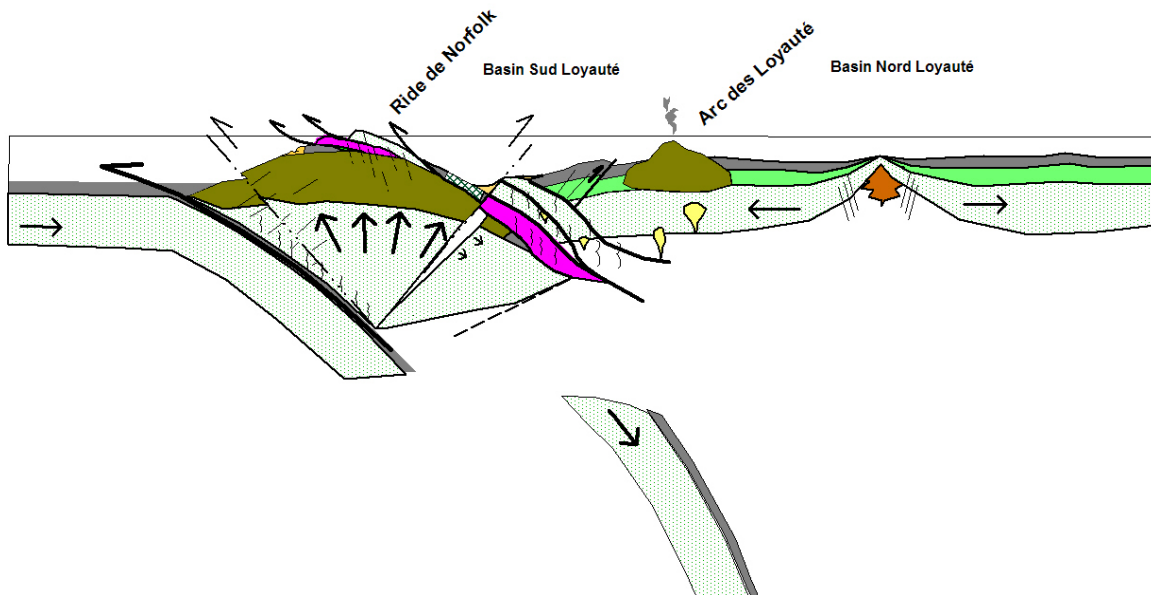


Figure 3.19: La période de 31Ma représente la fin de l'exhumation de l'Unité de Poya (mise en place de l'Unité de Pouébo) sur le socle calédonien (Baldwin *et al.*, 1999). Le soulèvement du coin lithosphérique provoque la rupture des rampes de chevauchement en provenance du nord-est. *Couleur violet : séquence de Vavouto*

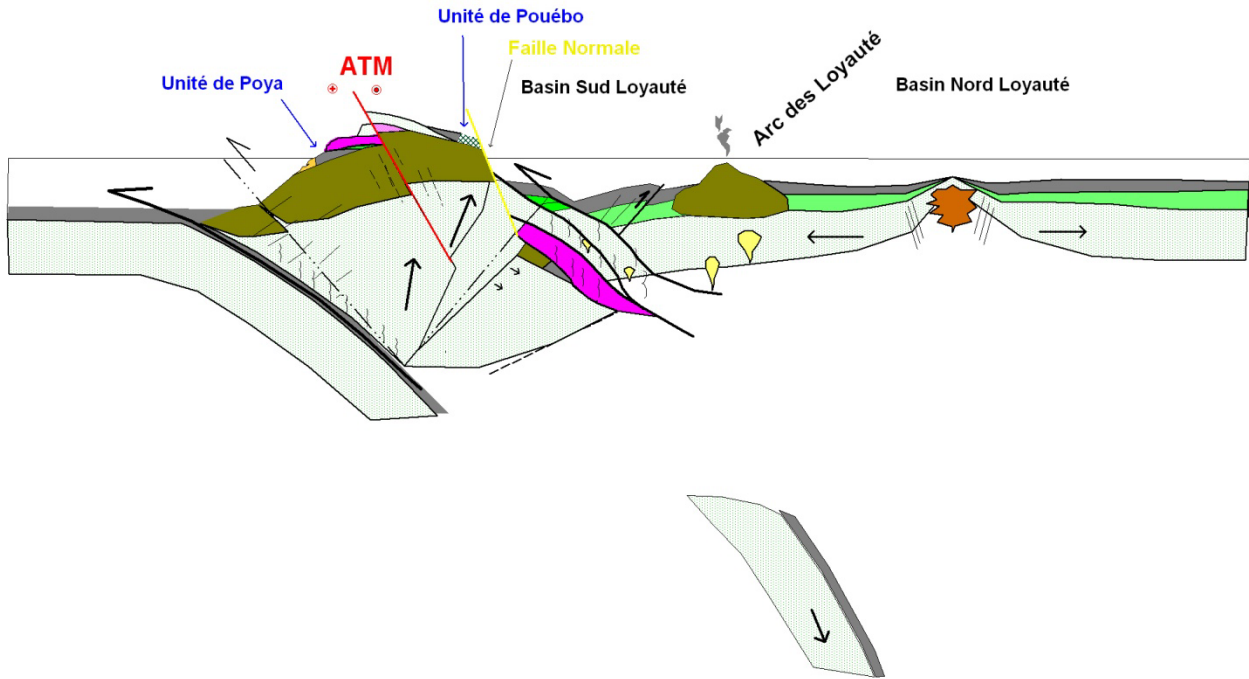


Figure 3.20: Période < 31 Ma ; Les membres obductés émergent à la surface. Orienté approximativement ESE-ONO, « l'Accident Tectonique Majeur » (ATM) est l'évènement structural le plus récent. L'ATM présente un corridor de déformation en transpression avec des rampes de chevauchement frontales et obliques fortement inclinées vers le nord-est. Cette phase de déformation majeure post-date l'obduction des massifs ultramafiques à l'Éocène supérieur. *Couleur violet : séquence de Vavouto*

3.7 Conclusion

La reconstruction de l'histoire tectonique d'un secteur donné forme la base sur laquelle nous pouvons comprendre le contexte cinématique régional. Il est maintenant généralement accepté que les caractéristiques géochimiques et structurales du manteau lithosphérique sont le résultat d'une interaction complexe entre le processus de différenciation magmatique continu et la dynamique tectonique dans lequel le corps magmatique évolue. Nos travaux sur le massif du

Koniambo font ressortir l'intime relation existant entre les caractéristiques géochimiques des diverses unités géologiques et le contexte géodynamique dans lequel elles ont évolué.

La construction du modèle géodynamique proposé pour expliquer la configuration d'assemblage des diverses unités formant le massif du Koniambo tient compte des éléments suivants :

- 1) Contraste géochimique au sein de la séquence volcanique de l'Unité de Poya suggérant une diversité de sources allant des MORB aux laves plus évoluées que sont les BAB, OIB et CA et ultimement les boninites.
- 2) Présence des gabbros de Témala surmontant les volcanites de l'Unité de Poya.
- 3) Présence d'une suite ophiolitique complète à l'est de la grande île au sein du bassin Sud-Loyauté
- 4) Contexte géodynamique des zones de subduction intégrant les éléments P-U-R-C-SP selon Beaumont et Ellis (1999).
- 5) Mécanisme d'obduction des membres constitutifs de la croûte océanique et du manteau lithosphérique sur le socle de la ride de Norfolk formant une séquence imbriquée suggérant une imbrication inversée dans laquelle chaque membre conserve une polarité stratigraphique normale.
- 6) Conservation des caractéristiques minéralogiques post-obduction des divers membres constitutifs de la croûte océanique et du manteau lithosphérique obducté.

Les caractérisations pétrologiques, minéralogiques et structurales des membres constitutifs du massif du Koniambo suggèrent un assemblage de fragments ultramafiques distincts d'une nappe ophiolitique en chevauchement complexe. L'enchevêtrement des unités volcaniques et volcano-sédimentaires à la base et les

unités mantelliques au sommet, suggère une affinité croûte océanique/séquence ultramafique formant un assemblage imbriqué évoquant une disposition inversée. Cette disposition inverse des faciès ultramafiques est décrite pour la première fois et contraste avec les séquences ultramafiques moins démenbrées observées dans le sud de l'île.

L'assemblage lithologique constituant le massif du Koniambo sur le socle calédonien est donc le résultat de trois grands événements tectoniques majeurs.

Il s'agit dans un premier temps de l'obduction à l'Éocène supérieur, incluant son passage en milieu supra-subductif, de la séquence croûte océanique/nappe ophiolitique sur le bâti Calédonien. Un modèle géodynamique suggérant une accréation d'écaillés mantellique structuralement imbriquée au front des nappes obductées pourrait expliquer la configuration d'assemblage des différentes formations géologiques formant le massif du Koniambo.

L'étude de la cinématique des failles de l'assemblage imbriqué des membres de la séquence ophiolitique appuie l'hypothèse de Cluzel *et al.* (2001) voulant que la séquence ophiolitique fut obductée en provenance du N/NE.

Sous l'influence d'une deuxième période tectonique importante, l'assemblage imbriqué des membres de la séquence ophiolitique fut découpé en sept domaines structuraux distincts. Des failles inverses d'orientation NE-SO présentant de forts pendages vers le NO délimitent ces domaines.

Au nord et nord-est de la zone d'étude « l'Accident Tectonique Majeur » (ATM) est l'évènement structural le plus récent, abstraction faite des failles normales présentes principalement sur les versants ouest des massifs du Koniambo et du Katépahie. L'ATM présente un corridor de déformation en transpression avec des rampes de chevauchements frontaux et obliques fortement inclinés vers le nord-est. Cette phase de déformation majeure postdate l'obduction des massifs ultramafiques à l'Éocène supérieur.

Deuxième Partie

Présence du Scandium (Sc) et distribution des éléments constitutifs au sein des profils latéritiques

Chapitre IV

Enrichissement en scandium des profils d'altération latéritiques du massif du Koniambo

4.1 Introduction

Après la Russie, le Canada, l'Indonésie et l'Australie, la Nouvelle-Calédonie est le cinquième plus important producteur de nickel au monde (3^{ème} producteur mondial jusqu'en 2000). Près de 20 à 25 pour cent des réserves et des ressources de nickel connues dans le monde se trouvent en Nouvelle-Calédonie sur plusieurs massifs ultramafiques, dont celui du Koniambo, sous la forme de produits d'altération supergène de péridotites (minerais de nickel dits « oxydés »). Le massif du Koniambo mesure 20 km de longueur par 5 km de largeur. De cette surface, une superficie d'environ 21 km² présente une minéralisation d'origine formée par altération latéritique de péridotites avec de hautes teneurs en nickel dans les minerais saprolitiques. Le terme « latéritisation » est couramment utilisé pour décrire le processus d'altération supergène (mécanismes de formation du sol) qui peut conduire localement à la concentration de certains éléments mineurs ou en traces présents dans la roche mère, une péridotite qui est le plus souvent une harzburgite. Le massif du Koniambo a été exploité de façon intermittente depuis les premières extractions de minerai à haute teneur en nickel à la fin des années 1880, pour alimenter la toute nouvelle Société Le Nickel (SLN).

Le matériel enrichi en nickel et qui est potentiellement économique se retrouve principalement le long de la crête du massif et, occasionnellement, sous forme d'amas épars situés sur plusieurs terrasses isolées qui s'étendent vers l'ouest. L'horizon latéritique (« limonites » des anglo-saxons) du manteau d'altération a en moyenne 20 m d'épaisseur, cependant sa distribution géographique est très inégale et de ce fait les saprolites à teneur en nickel commerciale sont souvent affleurantes. Les travaux d'exploration effectués par Xstrata Nickel et son partenaire la Société Minière du Sud Pacifique (SMSP) ont permis de délimiter une ressource minérale, définie avec une teneur de coupure de 2.0 % Ni, de plus de 150 millions de tonnes de minerais à une teneur moyenne de 2.57 % Ni.

Dans ce qui suit, nous cherchons à améliorer nos connaissances sur l'aspect économique des profils résiduels dérivés de la latéritisation des massifs ultramafiques, en soulignant pour la première fois en Nouvelle-Calédonie, la présence de scandium (Sc) en proportion potentiellement économique.

4.1.1 Généralités sur les profils d'altération latéritique en Nouvelle Calédonie

Ce paragraphe décrit sommairement le processus d'altération latéritique des massifs ultramafiques de la Nouvelle-Calédonie incluant une brève description bibliographique de la distribution du nickel et du cobalt.

La structure des profils d'altération latéritique issue de l'altération des roches ultramafiques (harzburgites et dunites) a été l'objet de plusieurs travaux de recherches (Orloff, 1968 ; Trescasse, 1975 ; Leguéré, 1976 ; Pelletier, 1972, 1974, 1976, 1983, 1984, 1996, 2003). Le processus de latéritisation des péridotites consiste en un lessivage progressif de la magnésie et de la silice alors que les autres éléments, tels le fer, chrome et aluminium se concentrent dans le matériau résiduel. Un profil d'altération latéritique type (Fig. 4.1) se subdivise en deux parties principales (horizons) : la saprolite, dans la partie inférieure du profil, dont les

éléments constitutants sont principalement des silicates de magnésium et fer résiduels (serpentes) ou néoformés (argiles smectiques), avec des oxy-hydroxydes ferriques colloïdaux (limonites); et une séquence latéritique⁶ dans sa partie supérieure, constituée pour l'essentiel d'oxy-hydroxydes ferriques résiduels partiellement cristallisés en goethite (limonite) pour l'essentiel dans sa partie basse; goethite bien cristallisée dans sa partie supérieure.

Le processus de latéritisation s'initie d'abord aux joints et fractures présents à la surface du protore. Suivant l'intensité de l'altération, des blocs de péridotite saine s'individualisent par la formation de matériaux altérés (saprolites) en bordure de ceux-ci. Ainsi, l'altération progresse jusqu'à la destruction complète des cœurs de péridotites saines. Ce processus décrit la genèse de la saprolite. Pour sa part, l'horizon latéritique se forme par un lessivage plus important de la silice et de la magnésie des saprolites sous-jacentes, avec hydrolyse des silicates résiduels ou néoformés et formation des oxy-hydroxydes de fer.

Pour des considérations pratiques, les compagnies minières œuvrant sur le territoire de la Nouvelle-Calédonie ont subdivisé les minerais de nickel saprolitiques en deux catégories distinctes : les minerais terreux (altérations 5 et 4, voir plus bas) et les minerais rocheux (altérations 2 et 3, voir plus bas), la classification étant basée sur trois points importants, soit :

- la nature du protore (harzburgite ou dunite),
- le degré de serpentisation primaire du protore,
- le degré de latéritisation.

⁶ Terme général désignant les oxy-hydroxydes de fer hydratés, surtout la limonite et la goethite. Les horizons « limonitiques » (sens anglo-saxon du terme) se présentent en masses d'un brun plus ou moins foncé, d'aspect varié : oolithique, pisolithique, pierre d'aigle (*Dictionnaire du génie et des Sciences de la terre*). Aussi appelée « Latérite » en Nouvelle-Calédonie.

Ce modèle est basé sur le principe que l'essentiel de la serpentinisation des massifs ultramafiques est fonction d'une hydratation plus ou moins importante selon la proximité des failles de chevauchement (Trescasses, 1975 ; Pelletier, 1983, 1984, Orloff, 1968). Cette hydratation, à des températures inférieures à 500°C, a permis la transformation des olivines en serpentines. Par la suite, les péridotites (serpentinisées à un degré variable) subissent préférentiellement le processus de latéritisation le long de certaines failles majeures, de joints et de fractures.

Le processus de latéritisation débute dès l'exhumation des massifs ultramafiques et est contrôlé par l'importance des précipitations dans un environnement tropical à subtropical. L'eau météorique est le facteur le plus important dans le processus de latéritisation (Nahon, 2003, 2008 et Trescasse, 1975). La vitesse d'altération des roches est directement reliée à la quantité d'eau de pluie qui tombe à la surface. L'eau de pluie capte et dissout le CO₂ de l'atmosphère, se chargeant en ions hydrogène H⁺ libérés par les molécules d'eau réagissant avec le gaz carbonique. C'est cette eau acidifiée qui en contact avec les minéraux des roches permet aux réactions chimiques d'altération de se produire (Nahon 2008). Enfin, c'est aussi cette eau qui transporte les éléments dissous dans les niveaux inférieurs du profil d'altération ou bien les évacue hors du système. Selon Trescasse, 1975, l'intensité de l'altération latéritique est guidée par la structure et le degré de serpentinisation, ainsi les zones de stress, plus serpentinisées, résistent mieux que les zones peu ou pas serpentinisées et fortement fracturées, certaines failles favorisant la circulation des eaux météoriques. Il faut souligner ici que les serpentines primaires résistent mieux à l'altération supergène que l'olivine.

Ainsi par l'action d'infiltration des eaux de pluie, les olivines résiduelles et les serpentines primaires sont déstabilisées (hydrolyse) générant ainsi les profils d'altération latéritique que nous connaissons sur les massifs ultramafiques. Trescasses en 1975 a démontré qu'il y a un lien étroit entre la géomorphologie des massifs et les filiations minéralogiques que connaissent les divers constituants des

péridotites au cours de l'altération météorique. Bien qu'il existe des variations minéralogiques observables entre des profils d'altération générés sur plateaux par opposition à ceux formés sur versants ou encore en bas de pentes, il n'en demeure pas moins que certaines similitudes existent. Ainsi, les silicates primaires sont rapidement détruits lors de l'altération, les olivines sont rapidement hydrolysées produisant des résidus amorphes, à cryptocristallins siliceux et ferrugineux (mélanges de limonite et de silice colloïdale amorphe pouvant évoluer en opale ou en calcédoine).

Bien que les serpentines primaires (lizardite prédominante) résistent mieux, en raison de conditions thermodynamiques de genèse plus proches de celles de la surface, celles-ci finiront par être détruites et transformées en argiles smectiques et/ou en limonites, selon les conditions du drainage.

Sous l'effet de la latéritisation météorique, les harzburgites peu ou pas serpentinisées se transforment en matériaux très friables, terreux, ocres à verdâtres en fonction des abondances relatives en oxy-hydroxydes ferriques (limonites au sens minéralogique du terme, cf. plus loin) et en smectites Mg-Fe (Pelletier, 1984), l'abondance en smectites dans les profils latéritiques étant directement reliée au taux de serpentinisation du protore (roche mère) et aux conditions de drainage. Le taux de serpentinisation du protore joue donc un rôle important dans la structure des saprolites et la composition des profils latéritiques résiduels (Orloff, 1968 ; Trescasse, 1975 ; Pelletier, 1984).

En 1968, Orloff proposa une classification pour les saprolites basée sur la composition du protore (degré de serpentinisation) et du taux de latéritisation souligné par la texture des altérites. Cette classification est utilisée par les opérateurs miniers pour décrire efficacement les divers produits d'altération supergène soulignant ainsi leur importance économique relative. La classification d'Orloff pour les altérites dérivées des harzburgites et des dunites est reproduite ci-dessous.

horizon latéritique (limonitique)

<u>Types d'altérites</u>	<u>code</u>
Ferricrete (« Cuirasse »)	Cr
Latérite « rouge » remaniée	LR
Latérite « jaune » en place	LJ
Latérite de transition	LT

horizon saprolitique

a) Degré de serpentinitisation du protore (roche mère)

<u>« Faciès » selon Orloff</u>	<u>code</u>	<u>Taux de serpentinitisation</u>
« Faciès supérieur »	S	0-15 % serpentine
« Faciès intermédiaire »	I	15-45 % serpentine
« Faciès normal »	N	45-70 % serpentine
« Faciès basal »	B	70-100 % serpentine
Serpentinite (mylonite)	SEP	> 95% serpentine + déformation

b) Altération supergène

Codes Description

- 0 Roche parfaitement saine, gris-bleuté
- 1 Roche sub-saine, présentant un début de brunissement
- 2 Altération latéritique commençante, mais il reste encore de l'olivine (sapolite très dure)
- 3 Altération latéritique plus importante, texture en pelures d'oignon ou sapolite « dure » (olivine détruite)
- 4 Altération latéritique importante, texture du protore préservée mais friable
- 5 Altération latéritique intense, matériau résiduel très friable, terreux. Texture originale encore préservée mais porosité très importante (densité apparente très faible, souvent inférieure à 1)

Cette classification s'applique tant aux harzburgites, péridotites les plus répandues, qu'aux dunités, sauf que le protore de celles-ci est souvent plus fortement serpentinitisé, générant ainsi des produits d'altération plus massifs (Pelletier, 1984) et contrastant avec les matériaux dérivés des harzburgites par sa couleur plus rosée.

Dans l'horizon latéritique, les textures de la roche d'origine sont complètement oblitérées. La latéritisation y est intense et une perte de volume importante s'accompagne d'un processus accru de lessivage de la magnésie et de la silice. Dû à l'effet combiné de la lixiviation de la magnésie et de la silice, de la perte de volume et à la faible mobilité des métaux trivalents en milieu oxydant, le fer se concentre sous forme de limonite et de goethite, parfois d'hématite, dans des proportions allant jusqu'à 45%. Le pH dans l'horizon latéritique varie entre 5 et 6 (Trescases, 1975). Les phases silicatées de la saprolite sous-jacente deviennent instables sous un pH de 6.5, favorisant ainsi le lessivage de la magnésie, de la silice, du nickel et d'autres éléments mineurs (cobalt, manganèse,...) lors du passage à l'horizon latéritique. La libération de magnésie, lors de l'hydrolyse des silicates, se traduit par un pH supérieur à 7 dans les solutions interstitielles des saprolites.

4.1.2 Nickel

L'oxydation, l'hydratation et le lessivage de la magnésie et de la silice caractérisent les effets de la latéritisation des roches saines. Dans le processus de l'altération latéritique, l'olivine (environ 90 % forstérite) et de l'orthopyroxène (environ 90 % enstatite) sont hydrolysés et il se forme, selon les conditions du drainage, des limonites (oxy-hydroxydes ferriques colloïdaux partiellement et imparfaitement cristallisés en goethite) et de la silice colloïdale, ou / et des smectites. Cette hydrolyse de l'olivine et accessoirement du pyroxène se traduit par une mise en solution de la magnésie, et une libération de la silice, du fer et du nickel qui peuvent se recombinaison dans des phases néoformées ou être entraînés plus ou moins loin par les solutions interstitielles du sol.

Les travaux de Trescasse (1975) ont démontré que le nickel précipite à pH 8,5 sous forme d'hydroxyde $\text{Ni}(\text{OH})_2$. Une partie du nickel libéré lors de l'hydrolyse de l'olivine (beaucoup plus riche en Ni que le pyroxène) s'accumule au sein des

produits silico-ferrugineux amorphes qui pseudomorphosent les cristaux d'olivine. Par contre, les serpentines primaires représentant le piège le plus favorable, le nickel, accompagné d'un peu de fer, vient alors se fixer, par un mécanisme de substitution isomorphe, dans des sites octaédriques du réseau cristallin de la serpentine. Selon des études financées par la Société Le Nickel (SLN) dans les années 70, les serpentines primaires sont principalement la lizardite associée à un peu de chrysotile finement cristallisé, alors que l'antigorite est plus rare et seulement présente dans des zones de failles (Pelletier, 2003). Au fur et à mesure que le front de l'altération progresse, les lamelles des serpentines primaires enrichies en Ni, sont dissociées à leur tour en libérant ainsi le Ni accumulé. Une partie de ce métal redevient mobile et migrera vers la base du profil, où retrouvant des conditions idéales de précipitation, viendra enrichir de plus en plus la serpentine primaire en voie d'altération, augmentant de ce fait la concentration en Ni des niveaux inférieurs du profil d'altération latéritique en développement.

Cependant, dans les saprolites, une partie du nickel ainsi libérée se trouve aussi dans des phases néoformées en dehors des serpentines primaires résiduelles, pour s'associer soit aux smectites soit aux limonites ou à l'asbolane qui commence à se former. Il convient de souligner que lorsque l'oxy-hydroxyde ferrique est bien cristallisé en goethite, le nickel ne peut plus y être fixé, cet élément n'entrant pas dans le réseau cristallin de ce minéral. Dans les limonites, le mécanisme de fixation du nickel s'apparente apparemment à la chemisorption. Plus le front d'altération pénètre en profondeur, plus le nombre des pièges à nickel s'amenuise (disparition des serpentines primaires résiduelles et des smectites, cristallisation progressive des limonites en goethite) et plus celui-ci subit les conditions imposées par le comportement de la silice et du fer. Au fur et à mesure de sa descente, le front d'altération retient donc une partie du nickel libéré, qui s'accumule ainsi progressivement dans la partie supérieure de l'horizon saprolitique et, à des teneurs

plus basses, à la base de l'horizon latéritique.

Les travaux de Poncelet *et al.* (1979), Manceau *et al.* (1985) et Pelletier (1983, 1984) ont démontré que les serpentines primaires résiduelles nickélicifères des profils saprolitiques néo-calédoniens sont principalement des lizardites renfermant toujours un peu de fer. Dans les garniérites, parmi les silicates identifiés, il faut noter la présence d'une variété de serpentine nickélicifères (série lizardite-népouite) qui est totalement dépourvue de fer.

La silice sera partiellement lessivée dans des environnements basiques ($\text{pH} > 8$) et pourra se combiner à de la magnésie et du nickel pour former des smectites (deweylite, nontronite, plus rarement des montmorillonites dans des environnements alumineux liés à la présence de gabbros) et, dans les anfractuosités des saprolites, des deweylites (lizardite, kerolite, talc) et des garniérites (népouite, pimelite, willemseite). La silice excédentaire se dépose sous la forme d'opale évoluant en calcédoine et quartz. Ces minéraux secondaires, pouvant être riches en nickel forment des assemblages appelés « nickel-silicate traps », ceux-ci sont soit disséminés ou sous forme de veines. La teneur en nickel de ces assemblages dépend fortement de l'intensité du lessivage par les eaux de surface acides, de la concentration en nickel des solutions aqueuses générées et des modalités de circulation des solutions interstitielles dans le sol (fracturation, drainage, géomorphologie).

Manceau *et al.* (1985) ont démontré l'existence de quelques autres minéraux nickélicifères du type Ni-amesite, de Ni-phlogopite et des Ni-chlorites. Au sein de l'ensemble du profil d'altération latéritique, le nickel peut être aussi présent dans les oxydes de manganèse ; asbolanes et lithiophorite (Manceau *et al.* 1987). Le lessivage de la magnésie et de la silice provoque la concentration du nickel, du fer,

de l'aluminium ainsi que des éléments résiduels peu mobiles tels que le cobalt et le chrome. Trecases (1975) explique que le fer reste le moins mobilisable des éléments et ce, sur l'ensemble d'un profil latéritique. Par contre, l'aluminium présente une solubilité accrue dans les zones superficielles des profils latéritiques mais est très peu mobile dans les zones basses. Le fer peut être localement mobile, en présence de matière organique : formation d'ions ferreux. Ces conditions peuvent exister au voisinage de dolines où s'accumule de la matière organique, mais c'est globalement peu fréquent.

4.1.3 Cobalt

Le cobalt est présent sous forme de traces dans les silicates et oxydes des péridotites. Des études détaillées ont démontré (Llorca *et al.*, 1991) que la minéralisation supergène en cobalt se concentre principalement dans les horizons de transition présents à l'interface des horizons saprolitiques et des horizons purement latéritiques (limonites des anglo-saxons).

Les travaux d'exploration de Xstrata Nickel confirment les observations de Llorca, S. (1991) stipulant que dans l'horizon de transition, les teneurs en cobalt peuvent atteindre près de 20 fois les teneurs observées au sein de la roche ultramafique saine (Fig. 4.1). Cette concentration est provoquée par la migration vers le bas du profil d'altération des ions libérés par la lixiviation acide intense de la partie supérieure de l'horizon latéritique. Les concentrations en cobalt pour les différents types d'altérites du massif du Koniambo sont présentées dans le Tableau 4.1. La Figure 4.1 présente la composition des différents minéraux cobaltifères de Nouvelle-Calédonie.

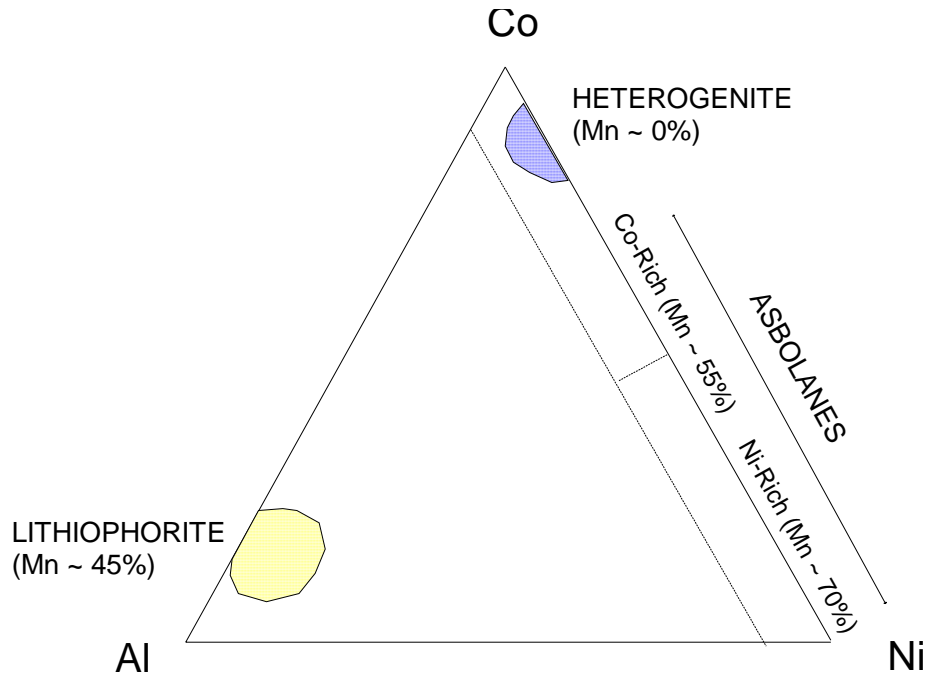


Figure 4.1: Diagramme Al-Co-Ni (Mn) représentant les compositions moyennes des minéraux manganésifères de Nouvelle-Calédonie. Adapté de Llorca *et al.*, 1991.

La minéralisation en cobalt supergène se présente comme un produit noirâtre à gris foncé possédant plusieurs habitus distincts; soit en grains isolés et/ou concrétions ou placages le long de fissures particulièrement dans les faciès saprolitiques, soit sous forme d'imprégnation et de remplacement de racines fossiles dans les faciès limonitiques et de transition. Ces minéraux noirs sont désignés par le terme d'asbolane cobaltifère. Selon Llorca (1993), chaque phase minéralogique de Co possède ses champs de stabilité Eh-pH distincts. Certaines phases se concentreront en concrétions et placages de fissures alors que d'autres phases remplaceront les racines à la base des faciès limonitiques. Il est à noter qu'après cristallisation, la lithiophorite résiste aux processus ultérieurs de latéritisation.

Les études de Llorca *et al.* (1991) et Llorca (1993) ont mis en évidence les minéraux suivants: hétérogénite (polytypes 2H (CoO.OH) et 3R [(Co,Ni)O.OH], asbolane (cobalt et nickel), lithiophorite [Al(OH)₃], ainsi que des phases intermédiaires entre asbolane et lithiophorite, telles que : cryptomélane, ramsdellite et todorokite. Cryptomélane, ramsdellite et todorokite ne renferment que des traces de cobalt.

Les phases résiduelles cobaltifères se concentrent principalement dans les latérites mais se rencontrent aussi dans des horizons fortement altérés de la saprolite (altération 5).

Les autres minéraux, principaux porteurs de la minéralisation se présentent non seulement à l'état cryptocristallin, mais aussi en cristaux ou fibres atteignant quelques centaines de μm ; ils forment des concrétions, mais le plus souvent remplacent les silicates et les racines.

Les analyses à la microsonde effectuées Llorca *et al.*, 1991, 1993 par montrent que :

- les hétérogénites sont nettement plus nickélifères (jusqu'à 7,5% NiO) et la lithiophorite, plus cobaltifère (jusqu'à 11,5% Co₂O₃) que celles étudiées ailleurs dans le monde,
- les asbolanes présentent des compositions plus variées que celles décrites ailleurs, allant de termes purement cobaltifères à des termes purement nickélifères,
- de nouvelles phases existent, de compositions intermédiaires entre les asbolanes et la lithiophorite. Les données thermiques, chimiques et cristallographiques suggèrent des modèles structuraux différents de ceux proposés dans la littérature et autorisant l'existence de séries continues, d'une part au sein des asbolanes, d'autre part entre asbolane et lithiophorite.

Hétérogénite, asbolane, lithiophorite et les minéraux de compositions intermédiaires 'asbolane-lithiophorite' forment un groupe homogène avec des structures atomiques similaires; seuls quatre cations sont présents dans ces minéraux; Co³⁺, Mn⁴⁺, Ni²⁺

et Al^{3+} , formant des couches d'octaèdres $CoO.OH$, MnO_2 , $Ni(OH)_3$ et $Al(OH)_3$ dans différentes combinaisons pour former ces espèces différentes (Llorca *et al.*, 1991).

Selon Manceau *et al.* (1987) la disposition des électrons autour des atomes de Co ne dépend pas de la nature de la phase minéralogique contenant le Co. Les atomes de Co sont trivalents avec « 6-fold coordinated ». Les distances inter-atomiques des Co-(O, OH) et Co-(Co, Mn) déduites d'études avec la technique EXAFS sont équivalentes à celles trouvées autour des atomes de Mn, ce qui exclu la possibilité d'absorption des atomes de Co uniquement dans des positions vacantes immédiatement au-dessus ou au-dessous des couches de MnO_2 . L'ordre structural du Co contraste fortement avec le « désordre » structural observable des ions Mn. Les atomes de Co n'occupent pas de sites spécifiques et sont distribués de façon aléatoire dans les couches octaédriques où les sites sont occupés par des ions Mn.

A l'inverse du Co, le Ni présente une structure bien ordonnée dans les lithiophorites et asbolanes. Dans les asbolanes, les atomes de Ni construisent des couches spécifiques de $Ni(OH)_2$. Dans les lithiophorites, les atomes de Ni sont concentrés dans les couches des hydrargilites $Al(OH)_3$. Les évidences de compositions chimiques et de dispositions structurales militent pour une substitution isomorphe des ions Li par le Ni dans les lithiophorites.

Les études de Manceau *et al.* (1998) suggèrent la possibilité de superposition des couches de lithiophorite et d'asbolane, ainsi la composition chimique des oxydes de Mn se présente comme une proportion variable de $(Mn, Co)(O, OH)_2$, $Ni(OH)_2$ et de $(Al, Li, Ni)(OH)_3$.

Le Tableau 4.1 présente les milieux de cristallisation des trois principales espèces cobaltifères de la Nouvelle-Calédonie (Llorca *et al.*, 1991).

Tableau 4.1: Milieux de cristallisation des trois principales espèces cobaltifères de la Nouvelle-Calédonie (Llorca *et al.*, 1991).

Espèce	Composition	Milieu de Cristallisation	
Hétérogénite	2H (CoOOH) 3R (Co,Ni)OOH)	Saprolite, altération jusqu'au sommet de l'horizon de transition	2 de Points, filonnets et placages
Asbolane	Ni, Co,Al(OH) ₃	Saprolite, altération jusqu'au sommet de l'horizon de transition	4 de Accompagne la dissolution massive des serpentes. La précipitation des asbolanes Co-Ni suivrait celle des asbolanes nickélifères.
Lithiophorite	Al ,Ni,Co(OH) ₃	Saprolite, altération jusqu'au sommet de l'horizon de transition. Toujours en surface ou en liaison directe avec celle-ci.	4 de Résistante à l'altération de surface.

4.2 Profils d'altération latéritique du massif du Koniambo

Le profil d'altération latéritique schématique typique développé sur l'assemblage harzburgite/dunite du massif du Koniambo est présenté aux Figures 4.2 et 4.3 en fonction de la concentration du nickel, fer, cobalt et de la magnésie ainsi qu'en fonction de la concentration du Ni, Co, Cr, et Sc.

Les données utilisées aux Figures 4.2 et 4.3 proviennent des travaux d'exploration effectués par Xstrata Nickel entre 1998 et 2003. Au total, 61.341 échantillons provenant de 3.500 sondages carottés furent analysés pour les éléments majeurs (exprimés en oxydes) ainsi que pour le nickel et le cobalt. Les données sur le scandium proviennent de 158 échantillons (Annexe VII) analysés par l'auteur en 2002. Les concentrations des éléments suivants, Ni, Co, Cr, et Sc pour les différents faciès d'altérites du massif du Koniambo sont présentées dans le Tableau 4.2.

Tableau 4.2: Teneurs de Ni, Co, Cr et Sc des altérites pour le massif du Koniambo. Données provenant de 3.500 sondages effectués de 1970 à 2003 par La Société le Nickel (SLN) et par Xstrata Nickel/SMSP pour le Ni, Co et Cr et de trois sondages pour le Sc.

Types d'altérite	Ni%			Co%			Cr%			Sc (ppm)		
	Moy.	Stdv	n	Moy.	Stdv	n	Moy.	Stdv	n	Moy.	Stdv	n
Horizons Latéritiques												
Grenaille	0.416	0.289	535	0.056	0.040	535	1.252	0.230	327			
Latérite rouge	1.201	0.421	2 451	0.124	0.109	2 451	1.173	0.288	2 393	56.3	10.4	26
Latérite Jaune	1.389	0.431	8 098	0.207	0.162	8 098	1.154	0.360	6 955	58.2	7.7	52
Latérite de Transition	1.856	0.751	4 069	0.203	0.176	4 069	0.857	0.370	3 790	39.3	8.1	22
Horizons Saprolitiques												
Alterations 4 et 5	2.079	0.947	15 324	0.056	0.047	15 324	0.330	0.163	15 173	21.2	7.0	17
Alterations 2 et 3	1.791	0.998	28 632	0.034	0.031	28 632	0.197	0.086	28 309	7.9	1.6	18
Protore												
(tout facies serpentinisés)												
Harzburgite (5% Fe)	0.328	0.133	1 326	0.020	0.005	1 326	0.135	0.026	652	6.8	0.6	20
Dunite (5% Fe)	0.366	0.130	843	0.021	0.005	843	0.100	0.042	628	6.7	1.0	3
(Facies supérieur)												
Harzburgite (5% Fe)	0.258	0.109	8	0.021	0.004	8	0.167	0.031	8			
Dunite (5% Fe)	0.426	0.114	55	0.020	0.001	55	0.069	0.030	55			

n : nombre d'échantillon

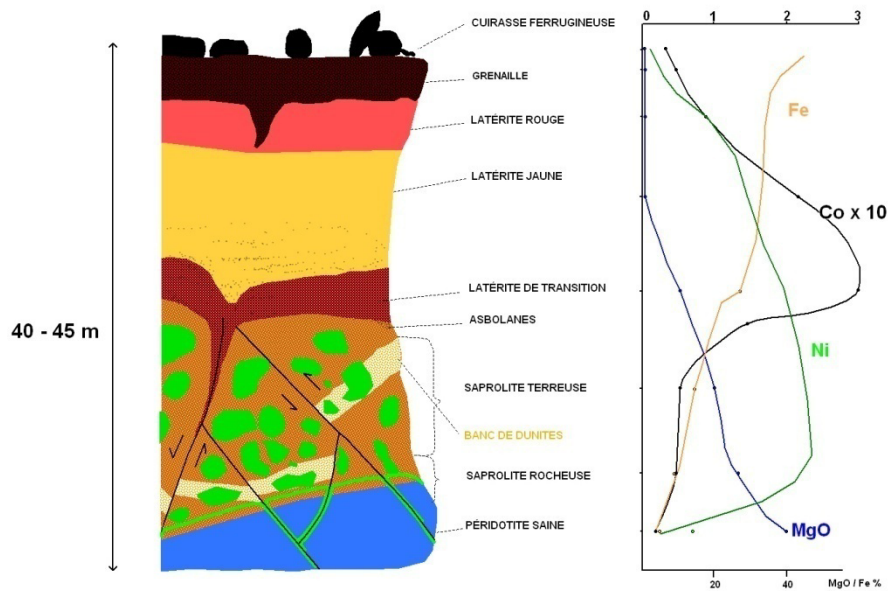


Figure 4.2: Profil d'altération latéritique schématique typique développé sur l'assemblage harzburgites/dunités du massif du Koniambo, montrant la concentration du nickel, fer, cobalt et la magnésie.

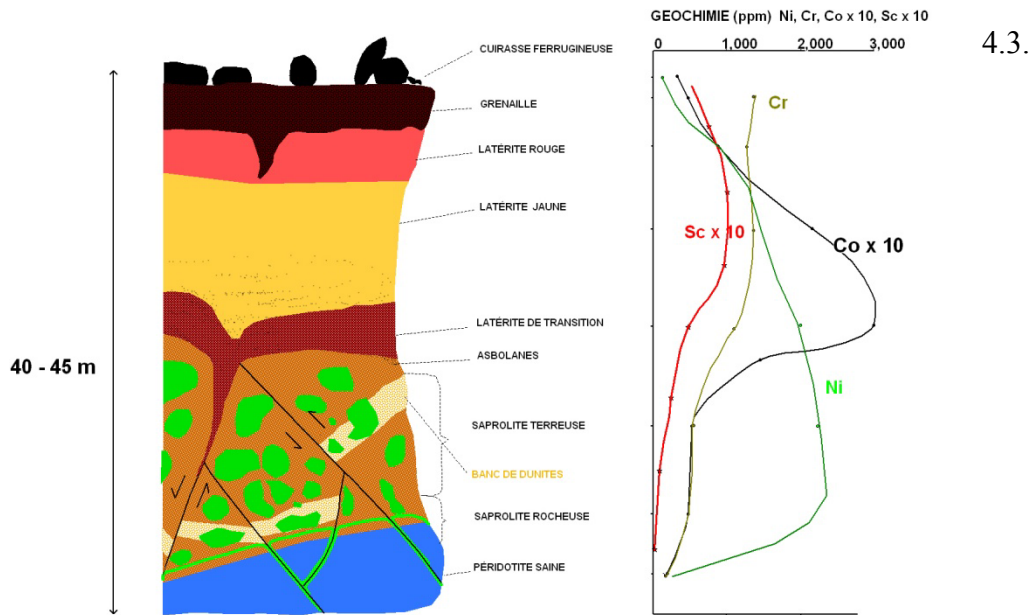


Figure 4.3: Profil d'altération latéritique schématique typique développé sur l'assemblage harzburgites/dunités du massif du Koniambo, montrant la concentration du Ni, Co, Cr et Sc.

4.3 Scandium

Le scandium est un élément trace sous le numéro atomique 21 du tableau périodique des éléments, il tient son du nom du mot latin « scandia » (scandinavie). Il a été découvert par Lars Fredrick Nilson en 1879.

Le scandium est un des éléments le plus dispersés dans la croûte terrestre et se retrouve concentré dans seulement quelques environnements géologiques bien définis. Le scandium se retrouve rarement sous forme minérale spécifique, par contre il apparaît en solution solide dans plus de 100 minéraux (Hocquard, 2003) particulièrement dans les wolframite-columbite, cassitérite, béryl, grenat, muscovite et minéraux phosphatés. Dans la plupart des minéraux hôtes, le scandium se retrouve qu'en traces, sans concentration économiquement exploitable, il est donc récupéré économiquement en sous-produit d'autres substances.

La production mondiale annuelle est limitée à 600 kilogrammes. Selon l'U.S. Geological Survey (USGS 2007), la majeure partie de la production de scandium provient de Chine et des pays de l'ex-URSS sous forme de produits dérivés des gisements d'étain et de phosphate. Aux États-Unis, le scandium est un produit dérivé de la lixiviation des minerais d'uranium.

Les gisements latéritiques riches en nickel sont des environnements propices pour la concentration en scandium (Metallica Mining, 2002). En 1998, le groupe minier Weda Bay a annoncé avoir obtenu des taux d'extraction du scandium de l'ordre de 87 % via un procédé hydrométallurgique (lixiviation à l'acide, haute pression) à partir des minerais latéritiques du dépôt de Weda Bay en Indonésie (Halmahera). La paragenèse du scandium dans les gisements latéritiques est cependant très peu documentée.

En 1999, Xstrata Nickel a analysé une série d'échantillons pour déterminer la teneur

en platinoïdes et en scandium de trois profils latéritiques complets du massif du Koniambo. Ces analyses (Annexe IV) ont révélé des teneurs négligeables pour les platinoïdes, mais des teneurs de l'ordre de 50 g/t en scandium pour la presque totalité des faciès latéritiques analysés (Tableau 4.3).

Tableau 4 1: Résultats d'analyses par ICP-MS pour le Sc, Pt et Pd (teneur de coupure à 20 g/t Sc) effectuées au laboratoire de Lakefield, Canada, pour les échantillons de trois sondages, totalisant 120 échantillons.

Sondage	Intervalle	Scandium	Platinum	Palladium
E4445	0.00 – 46,2m	54,3 g/t	nd	nd
Y5580	0.00 – 23,0m	57,9 g/t	nd	nd
S4520	0.00 – 37,9m	45,5 g/t	nd	nd

nd: non détecté

Plus récemment, les travaux de Amalric, G., sous la direction de Vasconcelos, P., Colin, F., et Audet, M.A. (2003), sur le comportement du scandium dans les horizons latéritiques du massif du Koniambo ont permis d'identifier certains niveaux d'enrichissement dans les phases minéralogiques des altérites. Les résultats de cette étude ont démontré que les concentrations de scandium varient de 7 ppm dans le protore harzburgitique à 75 ppm dans les horizons de latérite « jaune » (Latérite en place).

La Figure 4.4 présente le profil géochimique du scandium en fonction des horizons d'altérites pour deux sondages (E4825, E4535, Annexe V). On observe que le scandium se comporte comme un élément relativement immobile dans un environnement d'altération latéritique et par conséquent se concentre dans les horizons résiduels augmentant ainsi sa teneur en fonction de l'intensité de la latéritisation subie par le protore. Cette apparence d'immobilité du scandium est observable pour l'ensemble du profil latéritique à l'exception des faciès d'altération ultime que sont les latérites « rouges » (latérites remaniées, avec cristallisation

marquée des limonites en goethite). Dans les latérites « rouges », la teneur du Sc décroît, ou du moins stagne, ce qui contraste avec le concept d'immobilité généralement accepté (Brown *et al.*, 2002).

Des corrélations entre le Sc versus Fe, Cr₂O₃, Ni et Co ont été par ailleurs recherchées sur 296 échantillons provenant de 4 sondages. Tel que prévu, nous observons une corrélation très forte avec le Fe et ce sur l'ensemble du profil (Fig. 4.5). Il est intéressant de noter une bonne corrélation entre le Sc et le Cr₂O₃ et le Co pour les teneurs inférieures à 2 % Cr₂O₃ et à 0.12 % Co, tandis qu'il n'y a pas de corrélation avec le Ni. La Figure 4.6 représente les concentrations de scandium dans les minéraux du protore (26,5 ppm dans le pyroxène, 5,4 ppm dans la calcite, 5,1 ppm pour la chromite et 2,4 ppm pour l'olivine). Malheureusement, les investigations pétrographiques au microscope à balayage électronique (MEB) équipé avec un système EDS (electron dispersive system) n'ont pas permis d'identifier des phases minéralogiques riches en scandium. Ces phases, si elles existent, ont sûrement des teneurs moyennes sous les limites de détection des appareils. Seul le balayage X-Ray (X-ray scanning) par EDS semble avoir détecté la présence de scandium associé aux pyroxènes. Cependant, ces données sont encore imprécises, car il se pourrait qu'il y ait des interférences entre les pics de calcium K β et ceux du scandium K α . Ces observations nous portent à croire qu'il n'y a pas de phase minéralogique riche en scandium, du type phosphate ou hydroxyde de scandium dans les profils latéritiques. Dans les latérites, les analyses par ICP-MS ont révélé des concentrations en scandium allant de 96 ppm dans les oxydes de manganèse (probablement dans la série lithiophorite-asbolane), 70 ppm dans les goethites à 40 ppm dans les garniérites. Il semble que le scandium soit un élément trace associé aux minéraux communs du profil d'altération.

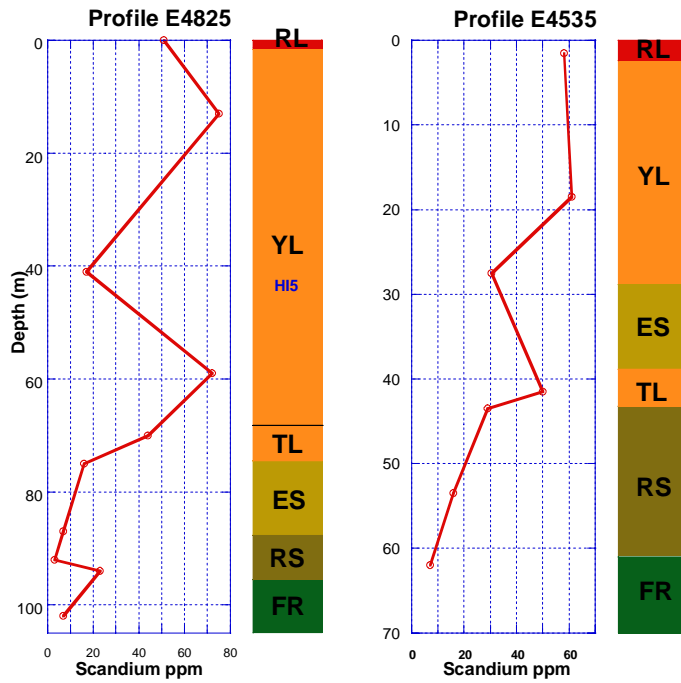
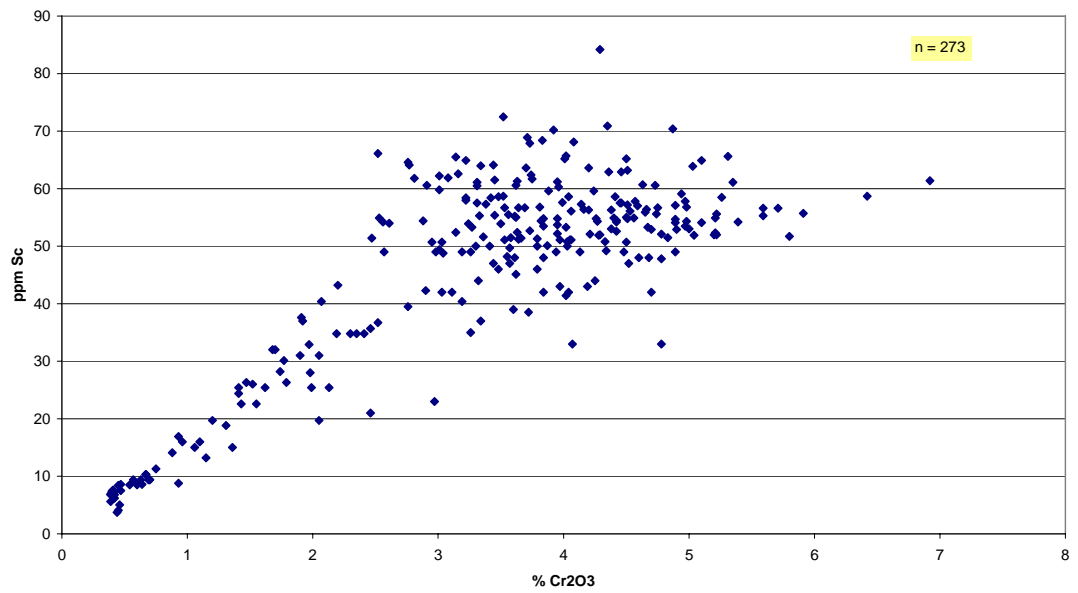
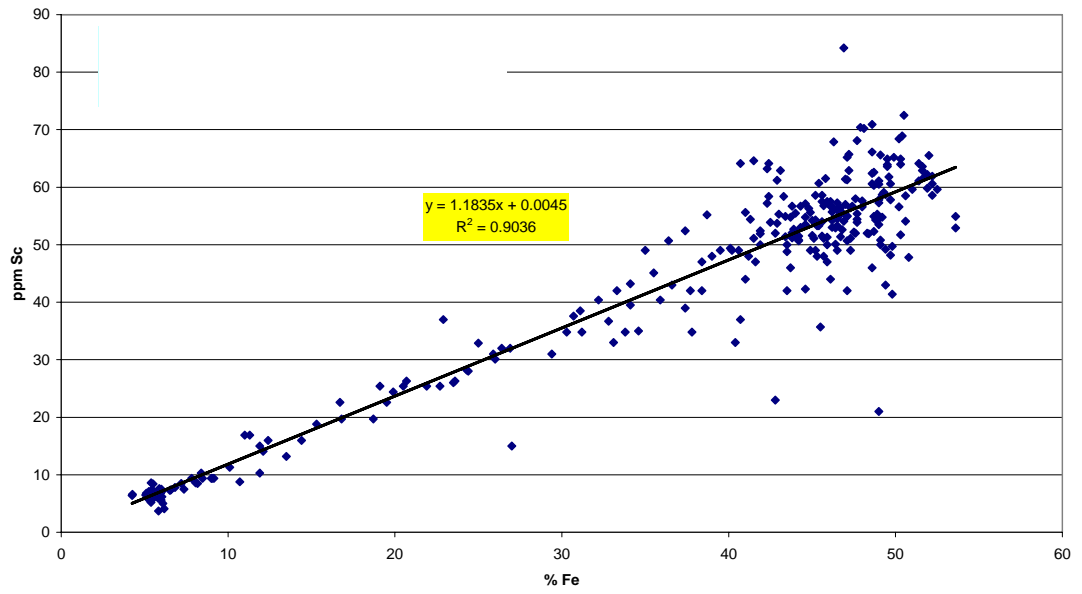


Figure 4.4: Profils géochimiques de distribution du scandium en fonction des types d'altérites pour deux sondages (Annexe IV, ICP-MS, Almaric, 2002) (RL : Latérite rouge, YL ; Latérite jaune, TL ; Latérite de transition, ES ; Saprolite terreuse, RS ; Saprolite rocheuse, FR ; Roche saine).



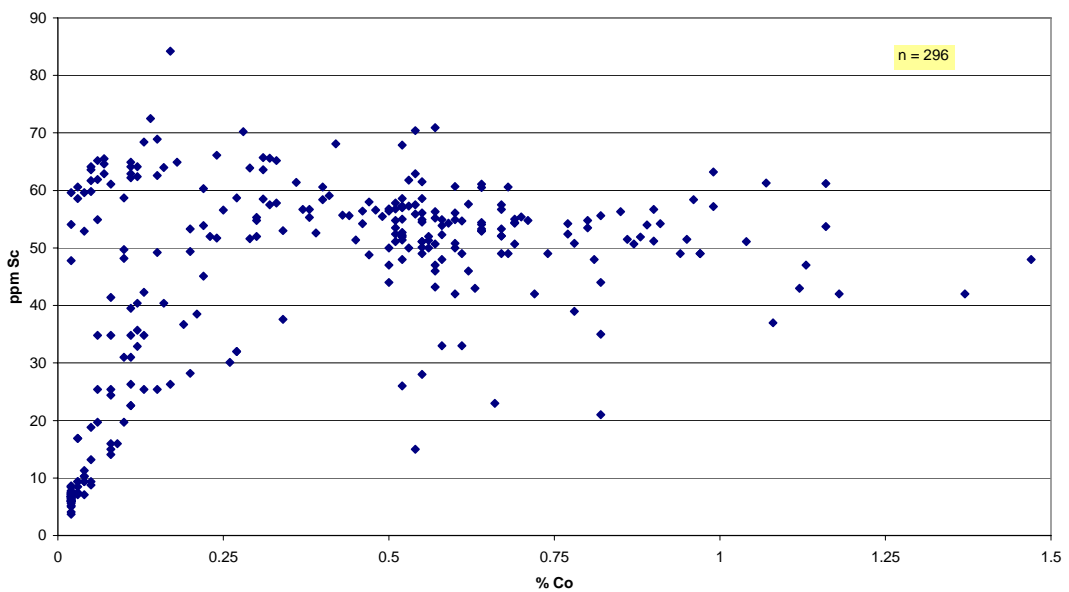
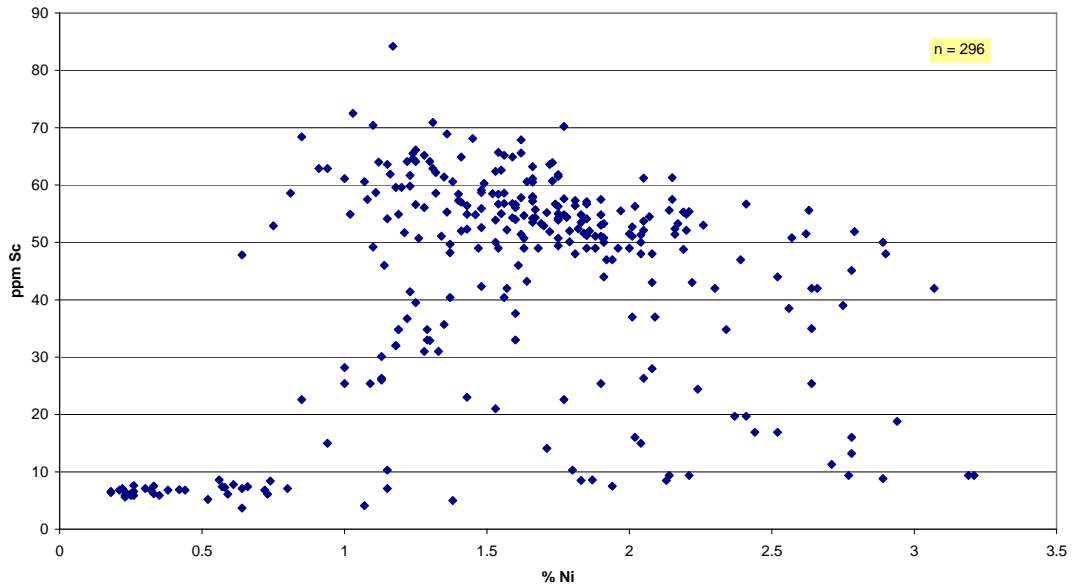


Figure 4.5: Corrélations entre le Sc versus Fe, Cr₂O₃, Ni et Co pour 296 échantillons provenant de 4 sondages réalisés sur le massif du Koniambo. Analyses effectuées par INAA (Instrumental Neutron Activation Analysis) au laboratoire de Lakefield, Lakefield, Ontario, Canada.

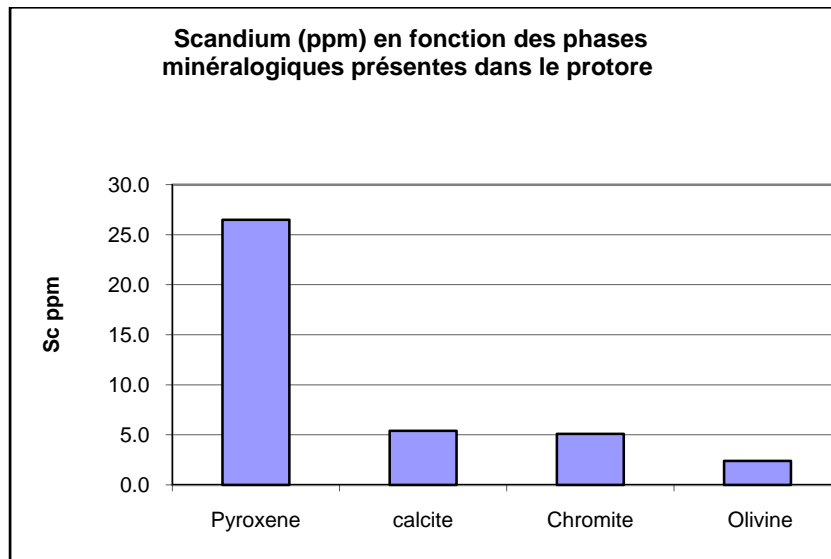


Figure 4.6: Concentration en scandium dans les minéraux du protore (péridotite).

4.4 Conclusions

La présence de garniérite dans des saprolites est synonyme d'un enrichissement exceptionnel en nickel via les processus de latéritisation. Les analyses chimiques d'échantillons représentatifs des divers horizons du profil d'altération latéritique du massif du Koniambo effectuées dans le cadre des diverses opérations d'exploration menées pour définir la ressource économique des profils latéritiques ont démontré que ceux-ci sont non seulement riches en nickel et cobalt, mais aussi en scandium. Les profils d'altération latéritique dérivés de roche ultramafique possèdent des enrichissements en scandium variant de 10 ppm à plus de 70 ppm (1,5 à 2,0 onces par tonnes), ce qui en fait un des environnements géologiques les plus riches en scandium connus. L'étude de M. Gregory Almaric en 2003 sur le comportement du scandium dans les faciès latéritiques du massif du Koniambo a permis d'identifier certains niveaux d'enrichissement dans les phases minéralogiques des altérites. Les

concentrations en scandium varient de 7 ppm dans le protore harzburgitique à 75 ppm dans les horizons latéritiques. Nous observons une corrélation très forte entre le scandium et le fer sur l'ensemble du profil et une bonne corrélation entre le Sc et le Cr_2O_3 et le Co pour les teneurs inférieures à 2 % Cr_2O_3 et à 0.12 % Co, tandis qu'il n'y a pas de corrélation avec le Ni. Cependant, aucune phase minéralogique riche en scandium n'a été identifiée. Par contre, la corrélation positive observée entre le scandium et le fer suggère une association possible entre le scandium et les oxyhydroxydes ferriques particulièrement la goethite. Il semblerait que le scandium soit un élément trace associé aux minéraux communs du profil d'altération.

Des travaux additionnels sont donc nécessaires afin de mieux comprendre la géochimie du scandium au sein des profils d'altérations dérivés des péridotites.

Chapitre V

Koniambo Lateritic Ni-Co Deposits From Geological Modelling to Mineral Resource Classification: A case study

**Marc-Antoine Audet
Andrew F. Ross**

Orebody Modelling and Strategic Mine Planning Uncertainty and Risk Management Perth Western Australia

Publié en 2004 dans; Orebody Modelling and Strategic Mine Planning, Uncertainty and Risk management, Proceeding, Editors R. Dimitrakopoulos S. Ramazan, Perth, 404.

Re-publié en deuxième édition en Novembre 2007;
AusIMM, Orebody Modelling and Strategic Mine Planning, Spectrum 14 - Second Edition. <http://www.shop.ausimm.com.au/bookdetails.php?BookID=346>

Résumé

Des méthodologies traditionnelles d'estimations tridimensionnelles de ressources minérales ont été adaptées à l'évaluation et à la classification du potentiel économique du dépôt latéritique riche en nickel et en cobalt du Koniambo en Nouvelle-Calédonie. L'estimation judicieuse de cette ressource minérale étant primordiale au bon déroulement de l'étude de faisabilité bancaire du projet.

Le modèle géologique (3D) tridimensionnel ainsi créé joue un rôle primordial dans la transformation des ressources minérales en réserves minières ainsi que pour la génération des futurs plans miniers d'exploitation à long terme, et ce, en fonction d'un certain nombre d'options de traitement du minerai. Pour ce faire, il était important que l'information contenue dans le modèle tridimensionnel soit représentative des caractéristiques physiques et chimiques des matériaux d'origines. Un certain nombre de logiciels disponibles sur le marché ont été utilisés pour satisfaire les exigences de l'étude.

Les séquences limonitiques et saprolitiques du profil latéritique du Koniambo présentent des assemblages géologiques hétérogènes et complexes. Pour préserver cette complexité d'assemblage intrinsèque au profil, nous intégrons au modèle l'ensemble de l'information provenant de la cartographie de surface de la distribution des divers faciès ainsi que les données structurales prélevées au sein d'anciens sites d'exploitation. Conséquemment, le modèle intègre le concept des horizons géologiques et des domaines géomorphologiques de surface. La majeure partie des données géologiques et d'analyses chimiques provient des sondages carottés verticaux forés à de mailles triangulaires variant entre 320 m et 80 m. A ces données s'ajoutent les informations provenant d'une campagne de sondage en circulation inverse, effectuée dans certains secteurs du dépôt sur une maille serrée de 40 m. Le projet a aussi bénéficié des informations provenant d'une campagne de

sondage effectuée à une maille de 5 m d'intervalle dans le cadre de la planification du test minier effectué en 2003.

La méthodologie d'estimation des ressources minérales proposée dans cet article met en œuvre les principes de géostatistique tels que le kriging pour l'interpolation des blocs en milieu déridé (unwrinkling) ainsi que le concept de changement de support afin d'adapter le modèle à la sélectivité minière. Enfin, nous proposons une méthode de classification des ressources minières en fonction des risques associés à la variabilité dans la distribution de la teneur en nickel ainsi que de l'épaisseur des séquences minéralisées. Le principe de simulation conditionnelle est employé pour l'évaluation de ces risques.

Selon les normes prescrites par le Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum (CIM), la ressource minérale mesurée et indiquée combinée est estimée à 75.6 millions de tonnes titrant à 2.47 % en nickel et 0.059 % en cobalt, celle-ci établie à une teneur de coupure de 2.0 % en nickel. Une ressource minérale inférée additionnelle de 83 millions de tonnes titrant à 2.5 % en nickel et 0.07 % en cobalt a été également estimée.

Abstract

Traditional methods were adapted to estimate and classify the Koniambo nickel-cobalt laterite resources in Nouvelle-Calédonie, for use in a feasibility study. As the resultant three-dimensional (3D) model is the basis for establishing the mining reserve and production schedule for a number of processing options, it was important that the model retained information for diverse material types, multi-elements and major oxide grades. Software tools from a number of vendors were used as no single system either suited the requirements at site, or provided full capability for all steps.

The laterite includes typical limonite and garnierite deposits in a highly complex geological succession of altered or weathered facies.

The geological interpretation was developed from surface mapping and incorporated structural data from former small-scale open pits. The bulk of geological and assay data came from vertical core drilling on triangular patterns ranging from 320 m to 80 m, supplemented by air-core and reverse circulation drilling on a tight pattern of 40 m. One area selected for trial mining was drilled at 5 m spacings and this provided an opportunity to reconcile local estimates with the prediction from wider-spaced data.

The model integrates the concept of geological horizons and geomorphic domaining to create a parent 3D block model. Estimation was conducted in unwrinkled space using Ordinary Kriging. The non-linear method of Uniform Conditioning was used to adjust the parent 3D model to reflect the proposed mining selectivity. Conditional Simulation was used to assess the risk associated with ore continuity and formed the basis for resource classification.

Based on standards described by the Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum (CIM), a combined Measured and Indicated mineral resource was established at 75.6 million tonnes grading 2.47% nickel and 0.059% cobalt at a 2.0% nickel cut-off. An additional Inferred mineral resource of 83 million tonnes grading 2.5% nickel and 0.07% cobalt was also estimated.

5.1 Introduction

Falconbridge Limited and société Minière du Sud Pacifique (SMSP) are addressing the feasibility of producing 60,000 tonnes of nickel per annum as ferronickel from saprolitic ores developed on the ridges of the Koniambo Ultramafic Massif, Nouvelle-Calédonie (Fig. 5.1).

An overview of the process, from developing the geological model to a three-dimensional (3D) resource block model for use in mine planning, and Mineral Resource classification is presented in this paper.

The Koniambo deposits are typical wet laterites and include a range of magnesium saprolite and limonitic lithologies or facies, and hence diverse chemistry. The plant specifications require that the resource model captures sufficient information to allow the mine planners to address issues such as: blending, stockpiling, dilution and also identification of material types suitable for upgrading. The project required the resource modellers to retain comprehensive facies information for materials handling as well as estimates for Ni Co Fe MgO SiO₂ Al₂O₃ Cr₂O₃ LOI and density.

Important constraints in the proposed plant are ratios of SiO₂/MgO and Ni/Fe/Co limits, as well as overall Ni grade. A typical feature of the profile is the occurrence of fresh rock boulders that would normally be regarded as a source of dilution. Simple screening of garnierite feed is normally carried out in nearby operations to reject such low-grade harzburgite boulders. One interesting aspect of Koniambo morphology, however, is the recognition of similarly sized, often well-mineralised boulders of dunite (“hardcore”) that require an alternative beneficiation route, or else this feed would be similarly rejected. These aspects are indicative of the additional information that the resource model sought to capture.

The geological interpretation, assisted by geomorphic and chemical domaining

criteria were key aspects of the resource estimates. These were addressed using geological modelling procedures defined by the Falconbridge/SMSP project team. The block model used established methods to address the strong vertical chemical trends, undulating profiles and proposed unit of mining selection. These methods included the unwrinkling transformation, Ordinary Kriging (OK), and Uniform Conditioning (UC). Conditional Simulation (CS) was used to quantify the resource risk and formed the basis of the mineral resource classification.



Figure 5. 1: Location of the Koniambo deposit in Nouvelle-Calédonie.

5.2 Regional setting and history

The micro continent of Nouvelle-Calédonie is a patchwork of continental terranes and ophiolites formed during three main periods;

- Permian to late Jurassic: plutonic and volcano-sedimentary terranes were formed in intra-oceanic arc settings; these were obducted onto the “pre-Permian” metamorphic terrane and finally accreted to the east Gondwana margin in late Jurassic times.
- Late Cretaceous and Palaeocene: the continuing break-up of the Gondwana margin resulted in the lifting of oceanic plateaus, which finally reached the Eocene subduction zone of the Loyalty basin.
- Eocene: the subduction was blocked, ophiolitic rocks were obducted in the late Eocene, and several intra-oceanic thrusts occurred. During the Upper Eocene, ophiolitic ultramafic bodies were emplaced by westward thrusting over Eocene basalts and Mesozoic sediments. These peridotitic masses were composed of weakly serpentinized dunites and olivine-rich harzburgites.

Ultramafic formations are exposed over a total area of about 7,000 km² in Nouvelle-Calédonie, with the southern massif alone covering an area of 5,500 km². A belt of smaller ultramafic massifs extends along the west coast of the island as a series of isolated bodies and the Koniambo Massif is one of these.

Nouvelle-Calédonie is the world’s third largest nickel producer after Russia and Canada. Approximately 25 percent of the world’s known reserves and resources of nickel are found in Nouvelle-Calédonie as laterites. The term laterite is commonly used to describe a process of natural weathering that results in the enrichment of trace elements, in this case nickel within the host ultramafic rock.

Lateritization of the serpentinized harzburgite bodies occurred during the Tertiary period, and the residual laterite profiles are preserved over plateaux/amphitheatres, as elevated terraces and on ridges and spurs.

To date, mining activities on the island have focused on the lower, nickel silicate portion of the profile (i.e. the magnesian-rich saprolite zone). There has been only

limited production from the upper nickel oxide portion of the profile (i.e. the limonitic zone), and this material is exported mainly to the QNI plant in Queensland, Australia (<2 million wet tonnes/year). Significant limonitic deposits covering extensive areas within the southern massif have yet to be exploited (eg Goro and Prony deposits).

Mining on the Koniambo Massif has occurred intermittently since high-grade ore was extracted in the late 1880's to support the newly established Société Le Nickel (SLN) smelter located first at Thio on the East coast and then relocated to Nouméa in 1930. Since the 1960's, the ability of the Koniambo deposit to support a world-scale operation has awaited the right combination of technological development, favourable political circumstances and market demand.

The Koniambo Massif is a typical ophiolite body that measures 20 km long by 5 km wide, of which approximately 21 km² is known to contain significant high grade nickel laterite mineralisation. The Falconbridge-SMSP project is subdivided into 9 sectors; however in the current study three of these were selected for their large resource potential amenable to pyrometallurgical processing. The mineral resource estimation methods presented in this paper were applied to the three sectors: Bilboquet, Manguen and Centre (Fig. 5.2).

The Koniambo massif rises from a narrow coastal plain to 940 m above sea level thereby providing a spectacular mountain backdrop for the Northern Province capital of Koné, located 270 km north-west of Nouméa.

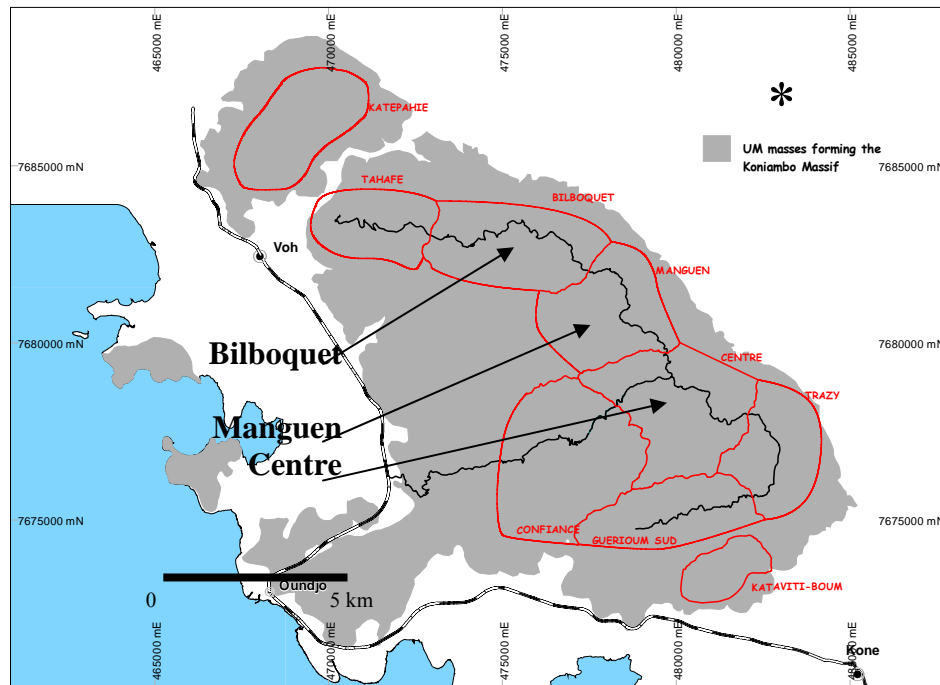


Figure 5.2: The Koniambo Massif is subdivided into nine sectors. Three form the resource base for the feasibility study.

5.3 The weathering profile

Where fully developed, the lateritic profile or succession consists of a thin iron rich ferricrete surface cap overlying limonite, followed at depth by a transition zone leading to a layer of saprolite. The grades of nickel, cobalt, iron, and various oxide constituents vary with depth. The ferricrete and limonite cover occurs mainly over the north-west trending axial ridge of the Massif, with smaller patches covering several isolated terraces to the west. The limonite cover averages 20 m thick, and ore-grade saprolite is often exposed at surface as a result of erosion.

The weathering process of the harzburgite and dunite rocks at Koniambo consists of a progressive dissolution of magnesia and silica, while other elements such as iron, nickel, cobalt, and aluminium remain in the decomposed lateritic material. With

time, the relative concentration of the remnant elements increases. Saprolitic material derived from harzburgite exhibits extensive to complete replacement of primary Fe-Mg silicates (primarily olivine) by Fe oxyhydroxides, nontronite and Fe oxyhydroxides, or amorphous silicates, quartz/chalcedony and Fe oxyhydroxides.

The weathering process commences along joints and fractures that exist within the near surface of the Massif. As the alteration process continues, the weathered product, which progressively replaces the fresh rock until it has completely disappeared, surrounds boulders of jointed/fractured ultramafic material. This describes the initial formation of the saprolite. The overlying limonite is formed after considerable leaching of the silica and magnesia from the saprolite. The alteration profile is thus divided over time into two primary groups consisting of an uppermost limonitic zone composed of remnant iron hydroxide, and a lowermost saprolitic zone in which the silica and magnesia are the main constituents.

A schematic lateritic profile developed over the Koniambo serpentized harzburgite/dunite is presented in Figure 5.3.

The Koniambo deposits contain all of the features of classical humid nickel laterites (Brand et al 1996). One important aspect affecting beneficiation is the pervasive alteration of dunite sills. The altered variants are often boulder-like and contain significant nickel grades, in direct contrast to boulders of fresh harzburgite that serve to dilute saprolite ore. The main difference is manifested in the harzburgite which develops a “boulder” texture with typical onion-skin and core of fresh material, while the dunite is weathered pervasively without developing onion-skin texture.

5.4 Construction of the geological model

The geological interpretation was compiled from surface mapping, including litho-

structural information from abandoned pits, as well as data from vertical core and reverse circulation drilling. Borehole patterns are triangular or quincunx, and range in spacing from 320 m to 20 m. One area for trial mining and grade control optimisation was drilled out on patterns of 10 m and 5 m (Manguen M1D).

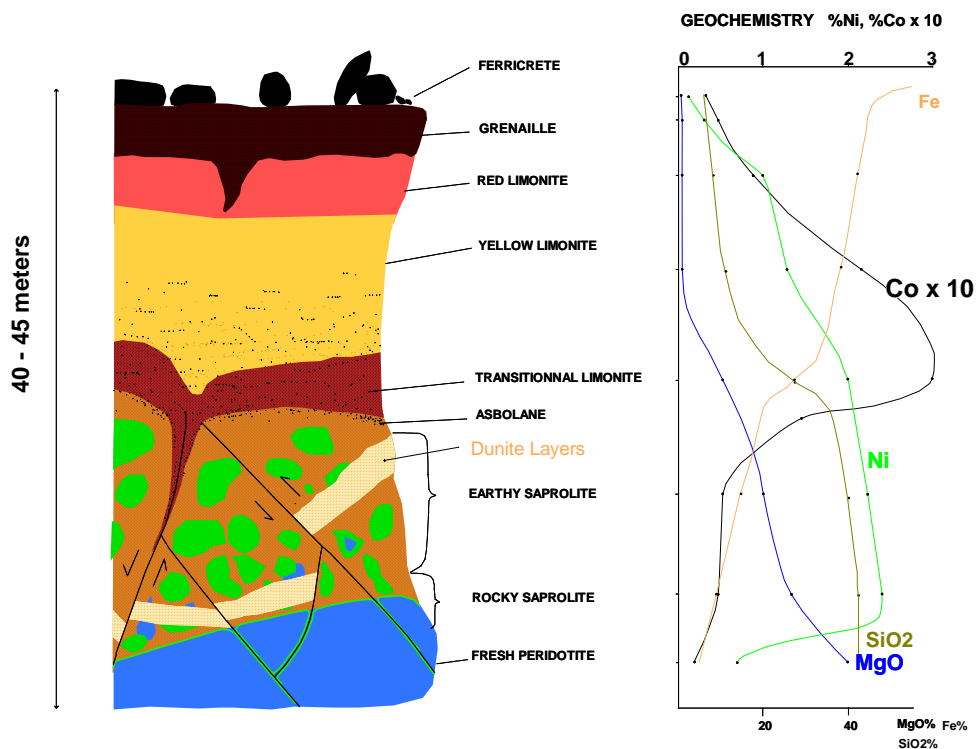


Figure 5. 3: Schematic profile of lateritic facies and chemical trends

The distribution and character of the laterite profile at the Koniambo Massif is typically complex at all scales normally considered for resource evaluation. The massif contains five main limonitic areas, and the thickness of limonitic cover can exceed 40 m to 50 m and occasionally reaches 90 m along major structural breaks. These areas include Tahafe, Bilboquet, Centre, Trazy and to a lesser extent a portion of Confiance area (Fig. 5.2). Outside of these specific sectors, the limonitic cover is generally less than 5 m, and in many locations the saprolitic material crops out. The

lateritic profile is further complicated by the influence of vertical to sub-vertical fault systems and joints. These fault systems acted as preferential weathering conduits, whereby the lateritic profile can locally extend several tens of metres deeper than the less weathered surrounding environment. The complex vertical to sub-vertical fracture systems have resulted in local accumulations of garnierite box-works and sheeted garnierite veins as the expression of high-grade ore.

The geological model sought to preserve the lithologies as alteration-facies within general groupings relative to the idealised complete profile. The model is based on a broad sub-horizontal succession of facies with highly variable thicknesses and frequent disruptions due to vertical structures. It was important to the project team that these geological features were honoured in the resultant block model resource estimate.

It is a common impression often gained from the literature that laterite facies occur as horizons, rather like a “layer-cake”, however, it is the experience at Koniambo that the succession of facies is highly irregular and strongly influenced by structural breaks. The project team intended the geological model to reflect the small-scale facies variability within a given horizon while keeping a broad sub-horizontal succession, but also respecting major trends and faults. The comprehension of the structural deformation pattern is of great importance in understanding the ore variability and distribution. Field mapping showed that the succession of geological facies and therefore the chemical composition is highly variable over very short distances.

5.4.1 Alteration facies, rock codes and horizons

A series of “rock codes” is based on visual description of alteration. The original set of codes identified in excess of fifty lithologies to accommodate primary lithotype, degree of serpentinisation, and degree of weathering.

After confirmatory geochemical analysis these rock codes were applied to the smallest

logged unit in each borehole (Table 5.1). Individual units in each borehole were grouped to create facies nomenclature that conformed to the succession model, from limonite at surface to rocky saprolite at depth. The “rock code” allowed the categorization of facies into five major groups or “Horizons” (Limonite, Transition, Upper and Lower Saprolite, and Bedrock).

Chemical characterisation and subsequent geological rationalisation permitted the grouping of the original rock codes into four main alteration facies (limonite, earthy, rocky, and fresh rock facies) within each horizon. The four-facies coding was carried through to statistical and variogram analyses and to the estimation phase. The condensed codes also included the identification of dunite protoliths in the Lower Saprolite Horizon.

Table 5.1: Criteria used to classify rock types

Horizon	Rock code	Criteria 1	Criteria 2
Limonite	100	<ul style="list-style-type: none"> Ferricrete (GR), Red limonite (LR), Yellow limonite (LJ) facies 	< 5% MgO, > 40% Fe
Transition	200	<ul style="list-style-type: none"> Transitional limonite (LT) 	5-15% MgO, 30-40% Fe
Upper Saprolite	300	<ul style="list-style-type: none"> Strongly weathered saprolite, regardless of protore (harzburgite or dunite) Can include minor horizons of LR, LJ, breccia and some rocky inclusions 	15-30% MgO, 10-25% Fe
Lower Saprolite	400	<p><u>Boulder type</u></p> <ul style="list-style-type: none"> Dominantly harzburgite with several inclusions of ‘fresh’ material ranging in thickness from 0.10-1.0/1.5 m Onion ring alteration texture. Can include minor horizons of LR, LJ, breccia and earthy material <p><u>Hardcore type</u></p> <p>Dominantly dunitic material</p> <ul style="list-style-type: none"> May include harzburgite intervals 	> 30% MgO, 6-10% Fe
Bed rock	500	<ul style="list-style-type: none"> Un-weathered material, regardless of protore (harzburgite or dunite) 	< 6% Fe, Ni < 0.4%, MgO > SiO ₂

5.4.2 Geological domaining

The designation of “Domain” was introduced to identify specific areas showing geological similarity.

The drainage and erosion patterns create numerous geological regions with comparable weathering features and lateritic facies. The project team considered that these geomorphic attributes can be used to classify the underlying succession of lateritic facies. The edges of the regions were reasonably interpreted to represent structural breaks. The “Domain” type takes into account the:

- Layering succession based on degree of weathering;
- Homogeneity and continuity of lateritic assemblage of a given area; and
- Geomorphology, structural deformation and faulting.

Domains were first interpreted from borehole maps and then validated in the field. Mapped domain limits were constrained overall by a global geological envelope that encompassed all plateaux and ridges where the topographic slopes were less than 30°. Figure 6.4 shows several geological domains created in the Manguen sector.

Six domain types were inferred for the Koniambo deposit from the combination of lateritic facies. These are:

- LTS: Natural succession of Limonite, Transition and Saprolite;
- LS: Natural succession of Limonite and Saprolite, no Transition material;
- LB: Limonite only developed on Basement;
- S: Saprolitic material only;
- L10S: Limonite and Saprolite, Limonite thickness greater than 10 m, and
- B: Basement of “Fresh Rock”

A conceptual representation of these domain types is presented in Figure 5.5

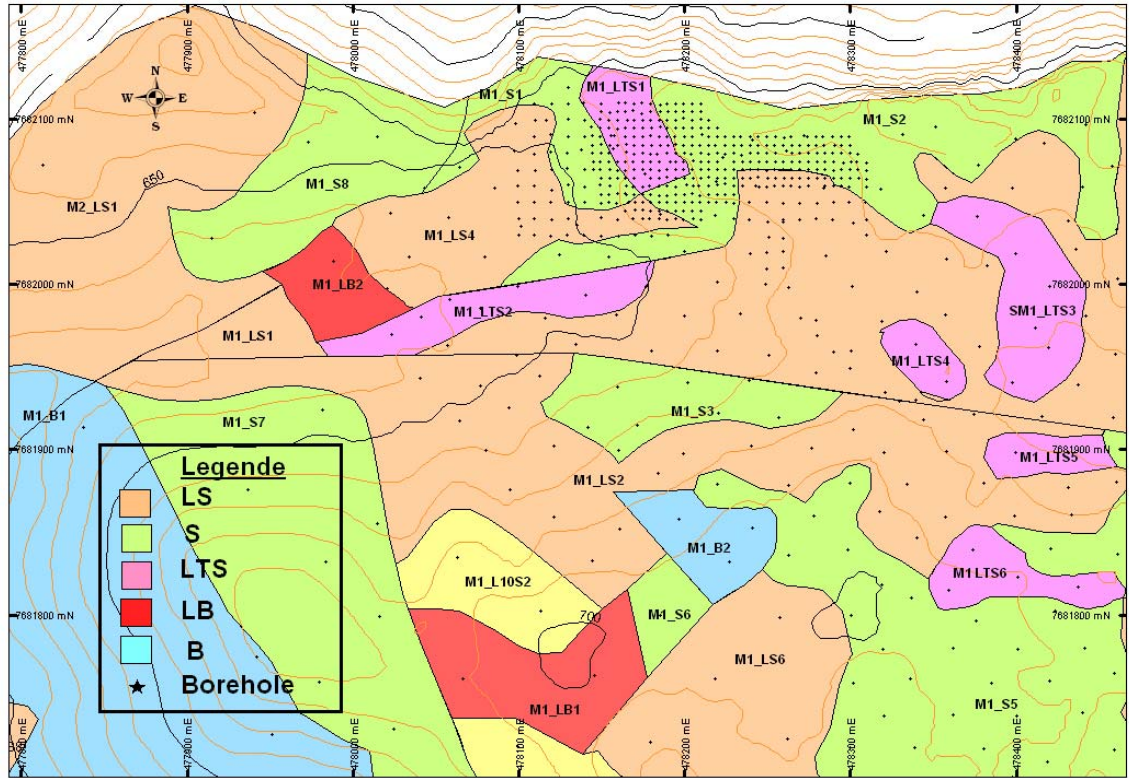


Figure 5.4: Domain boundaries may be interpreted as faults from photo-geological evidence and also reflect changes in topography such as ridges and valleys (gullies). Each Domain represents a homogeneous grouping of lateritic facies. In this case Zone and Domain names are indicated; M1_LS3 means the third domain LS in the Zone M1, Manguen sector. Domain type “L10S” is not shown in this figure.

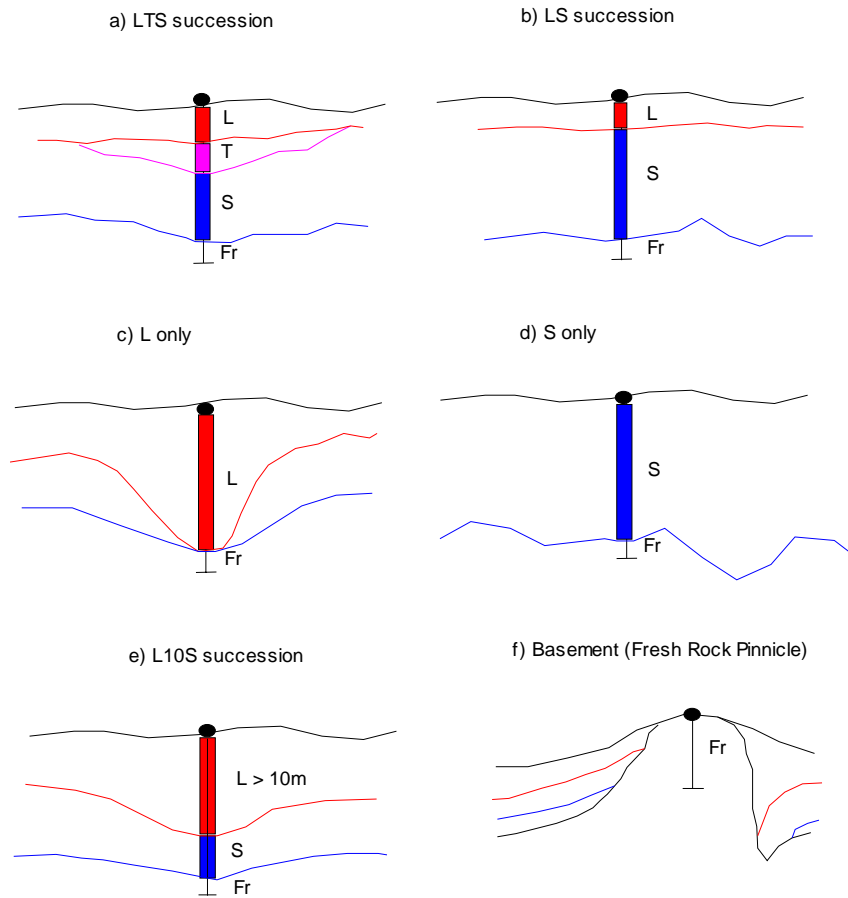


Figure 5.5: Conceptual profiles of six possible groupings of lateritic facies, used to define geological Domains. L: Limonite, T: Transitional, S: Saprolite, Fr: Bedrock.

5.4.3 Generation of horizon surfaces

From more than one hundred years of experience, miners in Nouvelle-Calédonie have learned that the base of saprolite is highly variable, with stepped relief, pinnacles and troughs. Information from boreholes alone may suggest to the inexperienced that the base of saprolite is relatively smooth, thus leading to an unrealistic local interpretation. To overcome this problem, the base of the saprolite was modelled separately in each domain using Laplace gridding methods in Gemcom™ software.

A unique bedrock surface was created for each domain, and when assembled together, these surfaces created steps and troughs at domain boundaries that mimic faults and pinnacles. One possible configuration of the base of the profile is then created.

Surface wireframes of the three overlying horizons (base of Upper Saprolite, base of Transition and the base of the Limonite) were then interpolated using inverse distance squared weighting methods applied to horizon thicknesses. The base of each horizon was generated in sequence by deducting gridded horizon thicknesses from the topographic surface or alternatively, the horizon surface that lay above.

All surfaces were trimmed to the topographic surface. In addition, the base of the limonite horizon model was further controlled by the mapped position of the limonite.

5.4.4 Geological block model fill

The rock type block model was constructed by filling blocks of 20 m x 20 m x 2 m dimension between the surface topography and horizon surfaces on a priority basis, leading to the unique assignment of each model block with primary horizon codes. The 50% “in-out” coding rule was applied such that a minimum volume of 50% was required to assign a horizon code to the block model prototype. An example of the horizon rock type model prototype is shown in Figure 5.6.

The horizon surfaces became redundant following the coding of the rock type model.

A new set of horizon surfaces was required to control the next step: unwrinkling of composites and discretised points within each block.

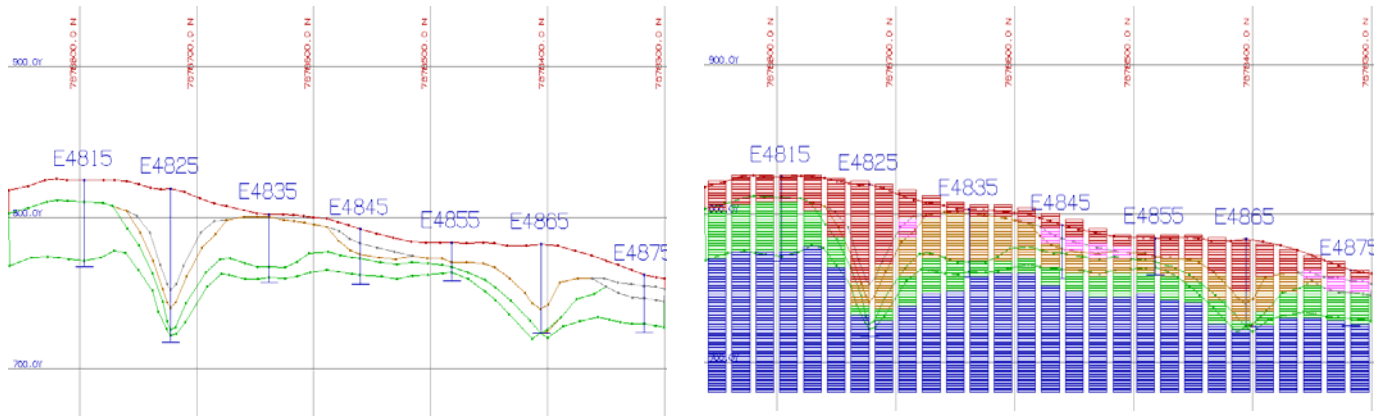


Figure 5.6: Interpretation of horizons and ensuing block model for a section at Centre sector. Red: Limonite; Cyan: Transition; Brown: Upper saprolite; Green: Lower Saprolite and Blue: Bed rock.

5.5 Unwrinkling technique

It was decided early on that unwrinkling of the Koniambo laterite deposits was an appropriate method to improve grade connectivity and interpolation during the estimation process. In undulating terrains, interpolation efficiency is compromised in normal coordinate space due to the variability of horizon boundaries, wide spacing of boreholes and plethora of structural domains (Murphy et al 2002). Unwrinkling is a Gemcom™ term to describe a method of unfolding whereby only the Z-coordinate of spatially located data is moved, to effect a flattening of a geological horizon (Hammer 2000). In the case of the Koniambo study, the transformation was applied to both composites and discretised points within each block.

The inputs required for unwrinkling of points are: a pair of bounding surfaces defining each horizon, a constant thickness parameter for each horizon and a mid-level elevation to define the new transform. Figure 5.7 shows the general concept behind the unwrinkling. After grade estimation in unwrinkled space, the estimates were back transformed to normal coordinated space ('rewrinkling').

In the case of Koniambo the median thickness of the horizon was used to define the Z dimension of unwrinkled space.

A new set of horizon surfaces was required to properly honour the coded rock type model. This was achieved in the following way. The coded block models were interrogated to identify the blocks at the top and bottom of each horizon. Regularized surface elevation grid (SEG) models were generated for each horizon contact and these became the basis for the triangulation of horizon surfaces used for controlling the unwrinkling of parent blocks, discretised points and composites.

The discretised points in the parent block model were mapped to an equivalent array of points in transformed space. The point estimates were then independently kriged in transformed space using Datamine software. The back transformation was performed using Datamine software because of efficiency reasons, notably the ability to effect the back transformation of all nine estimated variables in one pass.

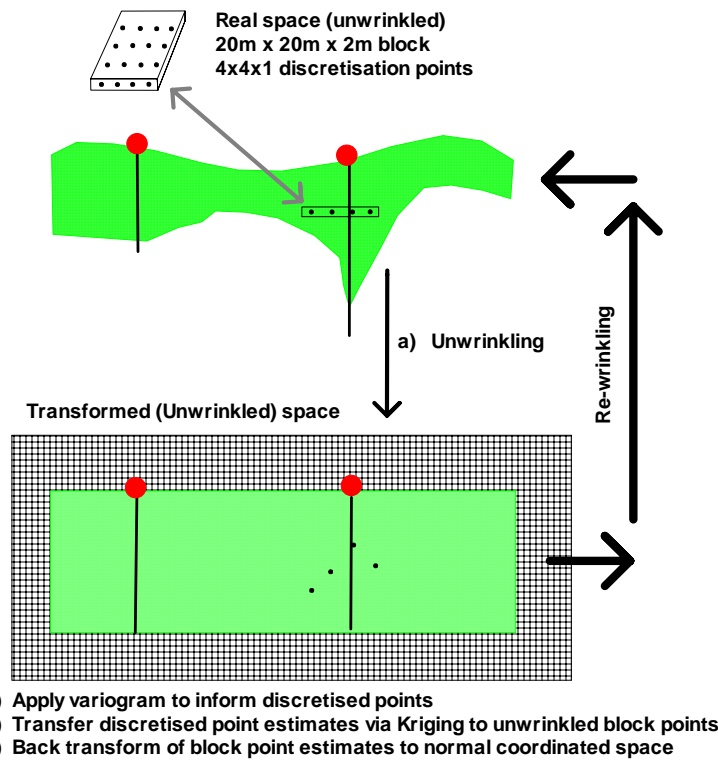


Figure 5.7: Use of the unwrinkling transformation is presented in four steps; a) regular discretised points and composites are transformed into unwrinkled space, b) close spaced nodes are estimated by kriging of unwrinkled composites, c) node estimates are transferred to discretised points, d) grades of discretised points are mapped and averaged to block estimates in normal coordinated space.

5.6 Compositing

A composite interval of 1 m was used for the Laterite and Transition Horizons, as the nominal sampling interval was generally 1 m. The situation in the saprolite was more complex, as the sample lengths are highly variable, with logging and sampling conducted on intervals ranging from 0.10 m to 1 m. The distribution characteristics of sample intervals were analysed, and a nominal compositing interval of 0.5 m was found to be appropriate for the Upper and Lower Saprolite Horizons.

The compositing of grade took both density weighting and length into account.

Each original rock code was assigned a density value based upon a lookup table from a suite of approximately 2,000 determinations.

5.7 Statistical analysis and variography

The project team required the mine planning block model to account for Ni Co Fe MgO Al₂O₃ SiO₂ Cr₂O₃ LOI density and facies proportions.

The geographic distribution of data across three sectors and numerous drainage “divides”, together with the nine variables provided a challenge for the presentation of routine exploratory statistical analyses. In order to investigate the regional trends, the domains were grouped into drainage zones, and zones grouped into “Superzones” (Figure 5.8). Superzones are groups of zones and domains that generally represent ridges or plateaux, and had sufficient statistical mass to allow variography.

It was found that simple box plots provided a useful medium to convey the statistical character of the deposits and to confirm the partitioning of the lithologies into facies and horizon groupings. The average grades and population distribution characteristics were plotted for each Superzone, along with the number of data points that comprise each dataset. An example of composite grade ‘box-and-whisker’ plots is presented in Figure 5.9.

Vertical grade trends and contact permissions to control grade estimates were investigated using graphical contact analysis methods. The intent here was the identification of sudden and significant grade changes across contacts that required the use of hard boundaries for estimation.

Grade trends within horizons were found to be related to distances from contacts and this relationship was preserved in the estimates by transforming data coordinates to unwrinkled space.

Element and oxide correlations were investigated during the statistical analysis. It was found that Ni is not strongly correlated with any of the major oxides or elements. Conversely there are moderate to strong correlations within the group Fe Al₂O₃ Cr₂O₃ and Co (Iron Group). Similarly there are moderate correlations between MgO and SiO₂ (Silica Group).

Variography was used to describe grade continuity for elements and oxides within horizons, facies and by Superzone for each sector. Semivariogram models for one of Fe, Al₂O₃ and Cr₂O₃ were applied to the Iron Group so that correlations could be preserved in the block estimates. Variograms for either MgO or SiO₂ were used for MgO and SiO₂ (Silica Group), as the ratio of these constituents has processing implications. Density was assigned the same semivariogram model as the Iron group. Ni and LOI were modelled independently of any other element.

Continuity of unwrinkled composites was examined using Snowden's Supervisor™ software. By generating and contouring gamma (variability) values at 10° increments in the horizontal plane, and referring to the ranges and sill values in the individual semivariograms, the directions of maximum and intermediate grade continuity were selected.

Traditional semivariograms were calculated for the three orthogonal directions, and spherical models were fitted where possible. Log semivariograms were occasionally used for LOI SiO₂ and MgO for some facies and sectors. Where log semivariograms were used, the nugget and sill parameters were converted to traditional spherical models for estimation purposes.

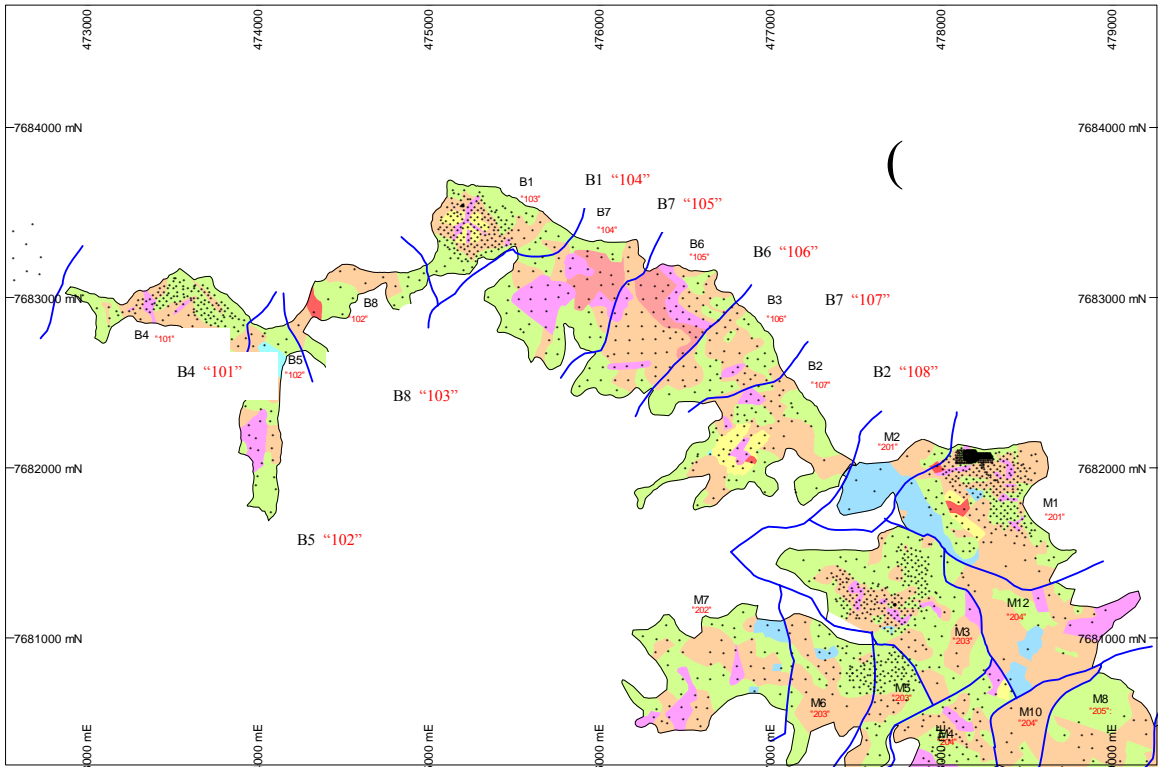


Figure 5.8: The distribution of superzones is shown for the Bilboquet sector and the adjacent Manguen sector. Each superzone (labelled 101 to 107) is formed from several domains thus giving sufficient mass of drill data to permit variography. The distribution of superzones in Manguen and Centre sectors is not shown here.

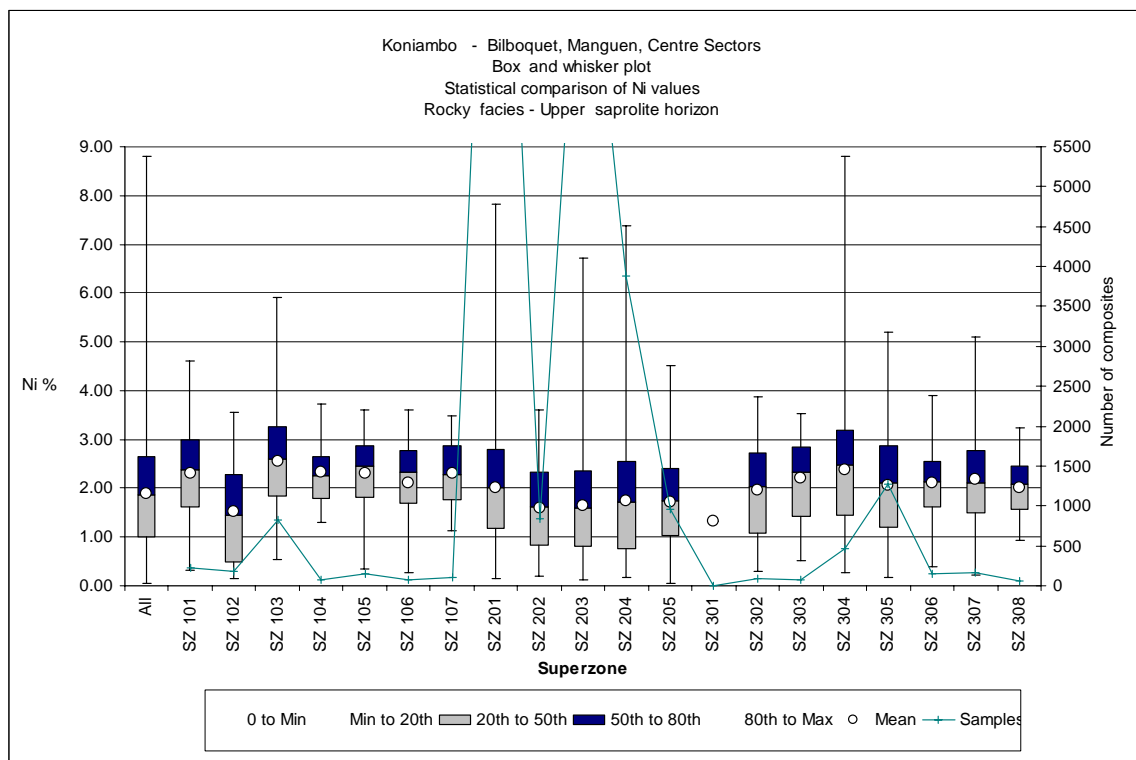


Figure 5.9: Box plot of the distribution of nickel (Ni) for the earthy facies within the superzones. Nickel mean shows little variation from the Northwest (SZ101) to the Southeast (SZ 308). The distribution for the entire population is shown in the first column. Box plots for Ni, Fe, MgO, Al₂O₃, SiO₂, Cr₂O₃ and LOI were generated for each facies within each horizon.

5.8 Estimation method and parameters

The relative variability of the data, expressed by the coefficient of variation (CV) parameter is generally less than 1.0 across limonite, earthy and rocky facies for Ni Fe Al₂O₃ and Cr₂O₃. CV values were generally higher for MgO and SiO₂ in the limonite facies of the Laterite horizon. For the MgO and Co there are restricted areas where CVs are high, notably for MgO in the Transition horizon. Overall, it was found that the variability patterns exhibited for most grades were generally within the range of

expectations for nickel laterites.

The degree of mixing of the individual data populations and their degree of skewness and variability were assessed to identify a suitable estimation method. It was concluded that ordinary kriging (OK) methods would be appropriate in view of the generally low levels of skewness and relative variability.

The optimum kriging configuration was assessed by a study of kriging efficiency ratio (KER) and regression slope (R) (Krige, 1996). The degree of conditional bias imparted by a number of kriging configurations (interpolation ranges and sample constraints) was tested on a block size of 5 m x 5 m x 2 m. This block size represents the volume attributed to points within a 4 x 4 x 1 discretisation of a parent block measuring 20 m x 20 m x 2 m.

The kriging neighbourhood study found that a search strategy of 250 m x 250 m x 8 m and sample constraints of 10 minimum and 50 maximum were appropriate. The minimum number of samples was subsequently reduced to 5 to ensure that most model blocks were informed in areas of sparse drilling. To arrive at this conclusion, the ordinary kriging weights and other parameters from a number of trace blocks were reviewed and assembled from run-file outputs to enable calculation of KER and R. The outputs that were used in calculating KER and R were kriging variance ('KV'), lagrange multiplier ('LM'), and block variance ('BV').

5.9 Recoverable resource estimation

It is planned that the Koniambo deposits will be mined by open pit, and it is expected that Selective Mining Unit ('SMU') dimensions may be in the order of 5 m x 5 m x 4 m (or smaller, down to 5 m x 5 m x 2 m). The bench height is expected to be variable and is anticipated to be between 2 m and 4 m in ore.

Ideally, the block size in a resource model should reflect the selective mining unit (SMU) on which the mine plan will be developed. As described, the parent resource block models for Koniambo were constructed based on panels having dimensions of 20 m x 20 m x 2 m dimensions. Unfortunately, this panel size does not reflect the degree of selectivity envisaged for mining operations at Koniambo. Instead the selection of the minimum parent panel dimension was influenced by: the prevailing borehole spacing, the graphical representation of the horizons, software limitations and computing capacity at site, and the need to avoid the introduction of conditional biases that would have arisen with estimation into a smaller block dimension.

In order to simulate the effect of higher selectivity on the parent panel model and allow a prediction of recoverable resources, a “change of support” was applied.

According to volume-variance relationships, the size of each sample (or block) has a significant impact on the resource estimation, and a relationship exists between this size (or “support”) and the distribution of values. It is generally observed that, as the support of the data increases, the maximum values decrease. Furthermore, averaging values together over larger areas (or panels) has the effect of reducing the variance of the data and of making the distribution more symmetric. Consequently, reducing the support of the data leads to an increase in the standard deviation, the coefficient of variation, and the difference between the mean and the median, while the mean remains unaffected.

A critical aspect of feasibility studies is to evaluate the support of the sample data set and the support intended for the final resource estimates. Since these are different for Koniambo, corrections were applied to the parent 20 m x 20 m x 2 m panel size support. In order to adjust the data distribution such that the variance is reduced without changing the mean value, the “Uniform Conditioning” (UC) mathematical method was applied to the Koniambo Ni estimates. The fact that Ni is generally not correlated with Fe, Co, density and the secondary constituent oxides meant that more

onerous methods involving co-simulations of the other variables were not contemplated.

UC is a technique provided by Isatis™ that uses a change of support concept to provide local tonnage-grade estimates for a given SMU or block size within large panels (Vann and Guibal, 2001). The available literature however is silent on the minimum panel to block ratio required to provide reliable recoverable resources using UC ie how large should the panel to block ratio really be?

At Koniambo the panel size was a practical choice to honour the geological interpretation and thus be acceptable to the project sponsors, and it is not necessarily the optimum volume required by mathematical theory. The reliability of the SMU estimates however was tested in one area selected for a mining trial and bulk sample (Manguen M1D). Here there is close-spaced drilling at intervals of 5 m x 5 m. It was possible to reconcile the SMU estimates that were derived from 20 m panels and 80 m spaced boreholes with 5 m block estimates from the 5 m grade control boreholes.

5.10 Mineral resource classification

Historical practice in Nouvelle-Calédonie has been to use an 80 m borehole grid to delineate reserves. Reserves are often estimated by polygonal methods, or two-dimensional kriging methods, without first estimating in-situ global resources from first principles and application of economic parameters to design optimal pits. Ore is shipped to existing treatment plants. There have been few requirements to identify resources beforehand and to prepare mine plans in support of major capital investment. Thus the familiar stages of mining project feasibility studies have not been a feature of the Nouvelle-Calédonie mining industry. There are very few examples of public reporting of resources and reserves from Nouvelle-Calédonie laterite projects that allow comparison with similar projects in other countries.

At Koniambo, the mineral resources are classified according to the Canadian National Instrument NI 43-101. NI 43-101 uses mineral resource classifications (Inferred,

Indicated and Measured) as described by the Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum (CIM). The classification schemes outlined under these guidelines are not prescriptive and may be based solely on drill spacing pattern and the experience of the resource estimator.

The method adopted for resource classification for the Koniambo deposit is more stringent than required by CIM and is based on risk associated mainly with thickness of ore intercepts at a given cut-off. This approach is viewed as an improvement over the conventional approach as the production risk is also taken into account.

For saprolitic nickel laterite deposits operated at relatively high cut-off grades, grade continuity is very difficult to demonstrate prior to mining. Typically, final mine plans will be based on infill drilling to a 10 m grid. For this type of deposit, the assessment criteria can be less rigorous at the feasibility stage. It is enough to accurately know the probability distribution of ore and waste tonnage and ore grade within specific blocks of ground. It is expected that production areas will be subject to final detailed infill drilling and that there is a choice of mining areas available to the operator.

Conditional Simulation (CS) was used to assess the level of risk associated with the variability of 3 parameters: nickel grade, nickel metal content and thickness of ore. CS is a Monte Carlo – type of simulation approach developed for modelling risk in spatially distributed attributes. The intention is to generate equally probable realisations of the in-situ orebody grade and material type variability (Dimitrakopolous et al., 2002). It was found that nickel grade and nickel metal content were the least variable compared with ore intercepts. Consequently, the resource classification scheme was developed from the risk associated with variability of thickness of ore intercepts, and adjusted in localised areas where geological information was conflicting.

It is not the purpose of this paper to present the detailed method used to calculate

the confidence limits. This is described in Murphy et al., 2004. However, the following steps summarize the process:

- CS on close-spaced nodes: Using the borehole input data and indicator variography models, Snowden computed 100 simulations of ore-thickness and nickel grade using the GSLIB, SISIM programs for sequential indicator simulation (Deutsch and Journel, 1998). The simulations were validated by comparing the input statistics and variography with the simulation outputs. The data histogram and variogram reproduction was found acceptable for both attributes.
- Reblocking: Simulated values were averaged over all nodes present in panels of 100 m x 100 m. Panels should be large enough to be statistically independent and to have a normal distribution of values. It was established that panel dimensions of 100m x 100m should be the minimum necessary to allow independence from simulated nodes located in adjacent panel. Each panel had an associated set of values that formed a frequency distribution (100 averages).
- Calculation of 90 percent confidence level: For samples of size n from a large population, relative 90% confidence limits can be estimated by the product of the standard error of the mean and the standard normal deviate or z -value (1.645) of the confidence limit of interest. The relative errors computed on a panel-by-panel basis do not accommodate the fact that multiple panels will be mined during any mine production period. Because a production schedule is not yet available to allow reblocking or aggregation of panels to reflect actual production periods, it was assumed that a number of panels, n , of similar character (grade and/or depth and/or thickness) would be mined in a given production period. Further, the panels were assumed to be large enough to assume independence between panels.

- For the purposes of this study, the size of the sample n is derived from the ratio of the production period tonnage to the tonnage within each reblocked panel. This formula assumes independence of realisations for each of the panels constituting a production period. The conditional distributions for panels are usually quasi-normal (bell shaped). From normal distribution theory, the 90 percent confidence limits can be estimated by: $\pm 1.645 (sp)$, where sp is the standard deviation for simulated panel average values.

5.10.1 Derivation of Relative Risk

It was assumed that N panels of a similar nature will be mined in a given time period. The 90 percent confidence limits can then be estimated by: $\pm 1.645 (sp)/\sqrt{N}$ whereby $N = (\text{Ore tonnage in time period})/(\text{mean ore tonnage in panel})$

For resource classification purposes, the 90 percent relative confidence limits are of interest: $\pm 1.645 (sp)/[(\sqrt{N})(M_p)]$. M_p is the mean value of all simulations for the panel. The confidence limits are a fraction expressed as a percent. Panels are identified that have relative confidence limits of less than 15 percent. This is done separately for quarterly (625,000 t) and annual (2,500,000 t) periods.

$$\text{Therefore, } 90\% \text{ C.L.} = \frac{1.645 s}{(m) \sqrt{N}} = \frac{1.645 CV}{\sqrt{N}}$$

where C.L.= Confidence Limits

$$N = (\text{Tonnage of Ore Mined in Time Period})/(\text{Tonnage Within "Grid"})$$

CV = Coefficient of Variation

Figures 5.10 and 5.11 show the relative accuracies at 90 percent confidence level defined for annual and quarterly increments. These maps were used to identify the limits for Measured and Indicated resources at 2.0%Ni cut-of-grade, subject to the

following criteria:

- Measured Resources

Measured Resources occur only within areas where drilling was performed on spacings of 56 m and less and where conditional simulation shows that these resources have been estimated within ± 20 percent relative accuracy on tonnage and ± 10 percent relative accuracy on nickel grade at 90 percent confidence on an equivalent quarterly production basis (0.65 Mtpa increments).

- Indicated Resources

Indicated Resources occur within areas where conditional simulation shows that these resources have been estimated within ± 20 percent relative accuracy on tonnage and ± 10 percent relative accuracy on nickel grade at 90 percent confidence on an equivalent annual production basis (2.5 Mtpa increments).

- Inferred Resources

Inferred Resources occur elsewhere but within 90 m of a borehole.

Figure 5.12 shows the outline defined for Measured resources within the area drilled at a spacing of 56 m and less. It is expected that the risk attached to estimates of ore thickness is influenced by the short-scale variability of mineralised facies and distribution of fresh rock pinnacles. This is indeed indicated in Figure 5.13 where drilling is generally close spaced and would be expected to confer a high confidence in the interpretation, yet the risk is variable. The figure shows that variability in confidence levels for ore tonnages is not solely related to borehole spacing but also, and more importantly, related to local variability of the weathering profile.

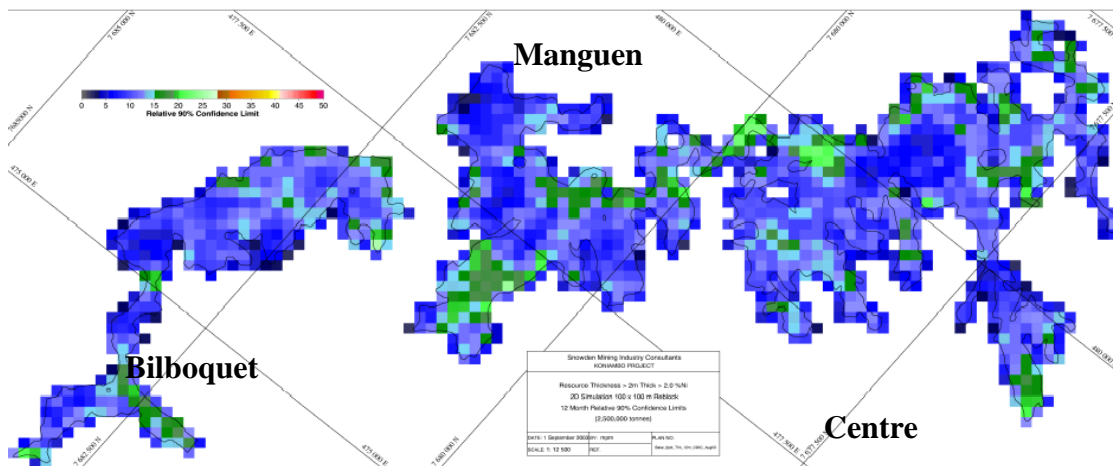


Figure 5.10: Confidence in estimated thickness of ore for annual extraction periods. Colours indicate the relative accuracy at 90 percent confidence level on a yearly basis (2,500,000 T) for panels of 100 m x 100 m. Black and blue panels indicate relative accuracies less than 15 %. These areas represent high confidence, low risk in achieving the planned extraction rate. Drill spacing is generally 80 m or less.

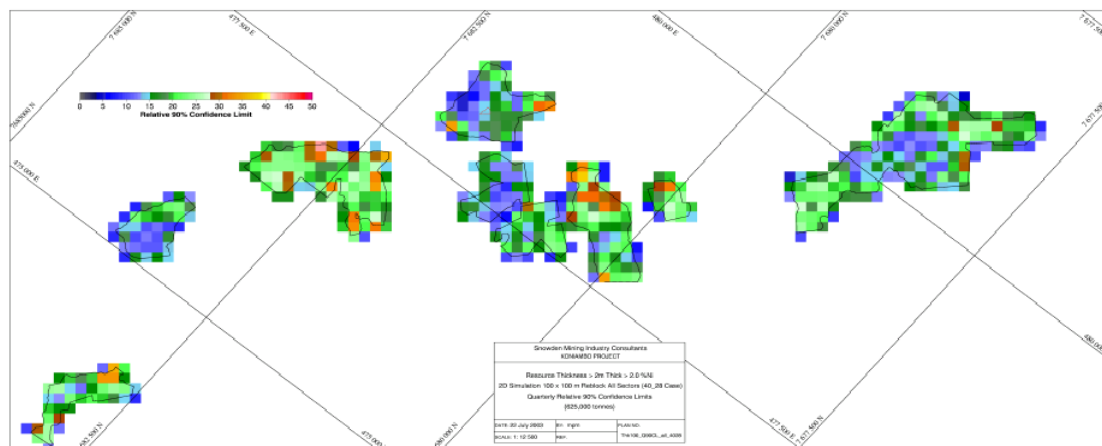


Figure 5.11: Confidence in estimated thickness of ore for quarterly extraction periods. Colours indicate the relative accuracy at 90 percent confidence level on a quarterly basis (625,000 T) for panels of 100 m x 100 m, within the areas of drill spacings of 56 m and less. The areas of high confidence, low risk in achieving the quarterly production schedule are reduced. The map highlights areas requiring infill drilling.

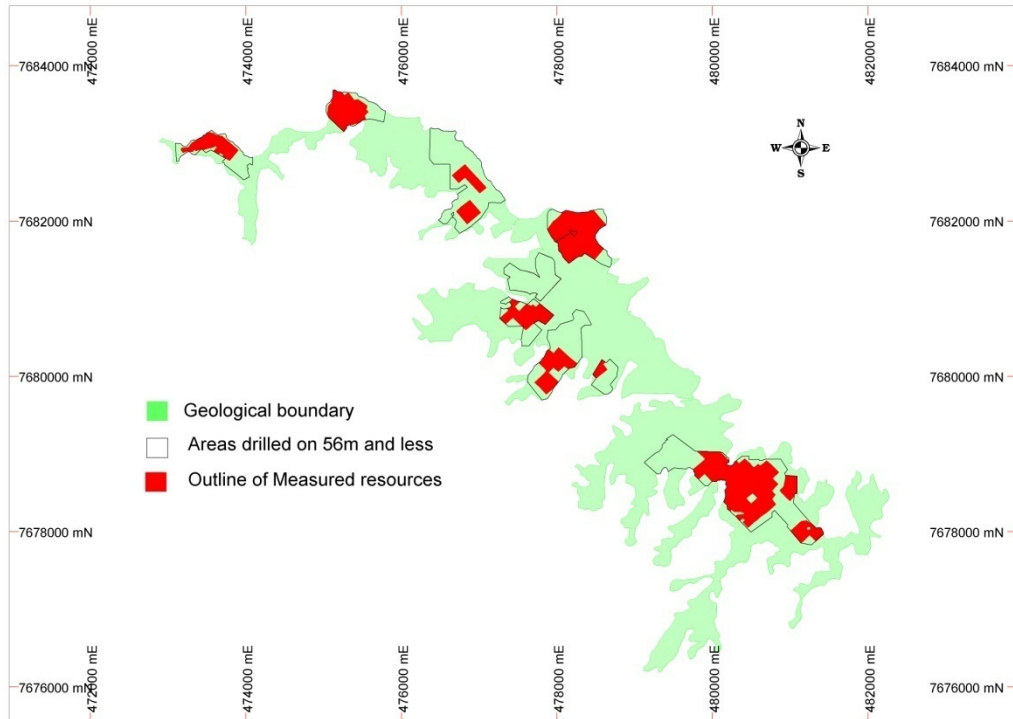


Figure 5.12: Outline of Measured resource in areas where drilling was performed on spacing of 56 m and less.

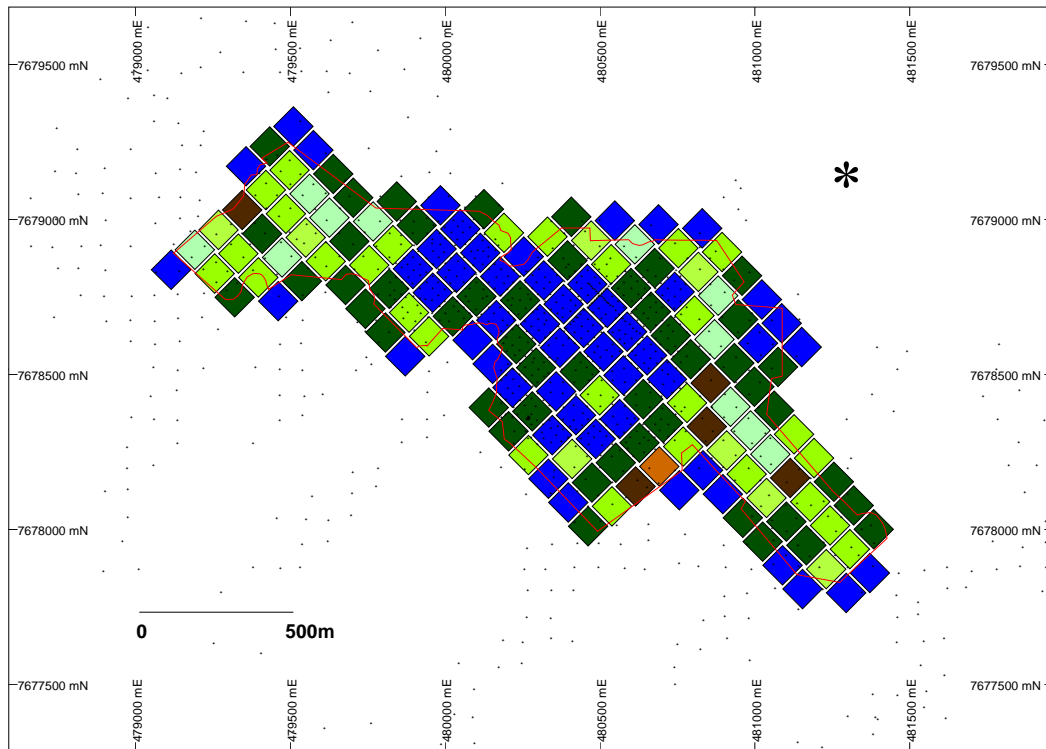


Figure 5.13: Impact of local variability on confidence levels. Boreholes (black crosses) are shown in relation to relative accuracy at 90 percent confidence levels. The basis is a quarterly risk map (625,000 T) for thickness of ore for panels of 100 m x 100 m for the Centre sector. Variability in confidence level depends on borehole spacing and local variability of the profile (ie: frequency of fresh rock pinnacles). For the same borehole density the relative accuracy at 90 percent confidence level can be highly variable (refer to figure 11 for color legend).

5.11 Mineral resource summary

Based on the estimation and classification methods described in this paper, a combined Measured and Indicated mineral resource of 75.6 million tonnes grading 2.47% nickel and 0.059% cobalt at a 2.0% nickel cut of grade is estimated within three sectors at Koniambo. An additional Inferred mineral resource of 83 million tonnes grading 2.5% nickel and 0.07% cobalt was also outlined. Figure 5.14 shows outlines for Measured, Indicated and Inferred resources for the Bilboquet, Manguen and Centre sectors of the Koniambo deposit.

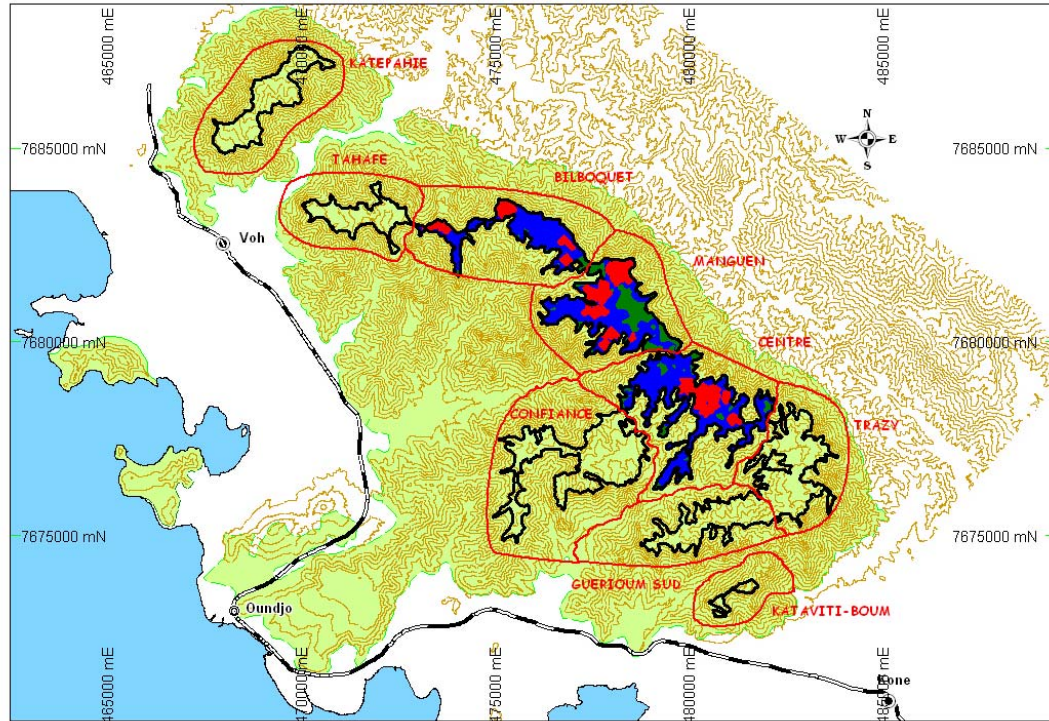


Figure 5.14: Mineral Resource classification outlines for Bilboquet, Manguen and Centre sectors. Red: Measured, blue: Indicated and green: Inferred. Mineral Resources for all other sectors are considered Inferred.

5.12 Conclusions

The scale and complexity of the laterite resources, together with site-specific requirements, meant that software tools from a number of vendors were harnessed to construct the resource estimates and long-term mine planning model at Koniambo. Complex 3D geological and block models were required to allow a number of processing options to be considered.

Considerable effort was applied to the generation of the geological model to best represent the succession of weathered horizons yet still honour the highly irregular bottom contact with the fresh rock. The unwrinkling transformation was then used to unfold data to improve grade connectivity in the kriging of 9 variables, followed by

rewrinkling of discretised point estimates to normal space.

Resource block parent models for the Bilboquet, Manguen and Centre sectors were built using panels with dimensions of 20 m x 20 m x 2 m. In order to estimate the effect of higher selectivity on the parent model, a non-linear Uniform Conditioning (UC) method was applied to volumes of 5 m x 5 m x 4 m.

Mineral Resources for the Koniambo project are reported using a 2.0% Ni cut-off grade, which represents the intended operating cut-off. The Mineral Resource was classified using guidelines consistent with the CIM definitions referred to in National Instrument 43-101 into Measured, Indicated and Inferred resources.

Acknowledgments

We would like to thank all Falconbridge/SMSP/Snowden team members for their continuous support and hard work over a long period since drilling commenced in 1998. Special thanks goes to Tony Douglas from Snowden Mining Industry Consultants for his skill and enduring patience. Dr. D.F. Bongarçon is thanked for his contributions to aspects of Change of Support. Many thanks go to Dr Harry Parker for his review and contribution as principal auditor.

References

Audet, M A and Kohlsmith R, 1998. Koniambo Project, Resource Estimation And Test Drilling Program Pn 950, May-June 1998, Falconbridge Internal Report

Audet, M A and Kohlsmith, R, 2003. Koniambo Project, Geology and Resources Estimations, October 2003, Falconbridge Internal Report.

Brand, N W, Butt, C R M and Elias, M, 1996. Classification and Features of Nickel Laterites, AGSO J. Aust Geol Geophys, 1998, 17(4), 81-88.

Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, 2000. CIM Standards on Mineral Resources and Reserves – Definitions and Guidelines.

Canadian Securities Administrators, 2002. National Instrument 43-101 Standards of disclosure for Mineral Projects

Deutsch, C.V. and Journel (1998). GSLIB Geostatistical Software and User's Guide. Second Edition. Oxford Press. New York.

Gemcom Software International Inc, 1998. Gemcom for Windows User Manual, volume 1 to 3.

Hammer, R, 2000. Gemcom Desktop Edition (Release 4.1) Developer's notes.

Isaaks, E H and Srivastava, R M, 1989. Applied Geostatistics, Oxford University Press, 552p

Krige, D G, 1996. A Practical Analysis of the Effects of Spatial Structure and of Data Available and Accessed, on Conditional Biases in Ordinary Kriging, in Geostatistics Wollongong '96 (Ed: Baafi, E Y and Schofield, N A, Vol2 pp799-810).

Murphy, M, Parker, H, Ross, A and Audet, M A. 2004. Ore-thickness and Nickel Grade Resource Confidence at the Koniambo Nickel Laterite Deposit in New Caledonia – A Conditional Simulation Voyage of Discovery.

Murphy, M, Bloom, L M and Mueller, U A, 2000. Geostatistical Optimisation of Mineral Resource Sampling Costs for a Western Australian Nickel Deposit , in Bayer, U. et al (eds) IAMG 2002 Proceedings of the 8th Annual Conference of the International association for Mathematical Geology, Terra Nostra, Berlin 3, 209 - 214.

Parker, H, 2002. Second Phase Independent Audit, Mineral Resources Development Inc (MRDI), May 2002 Falconbridge Nouvelle-Calédonie SAS internal report.

Snowden Mining Industry Consultants, 2003. Koniambo Project Feasibility Study Resource Estimate, Falconbridge Internal Report

Vann, J and Guibal, D, 2001. Beyond Ordinary Kriging — An Overview of Non-Linear Estimation , in Mineral Resource and Ore Reserve Estimation – The AusIMM Guide to Good Practice (Ed: A C Edwards), pp249–256 (The Australasian Institute of Mining and Metallurgy: Melbourne).

CONCLUSION

Cette étude vient éclaircir et enrichir les caractéristiques pétrologiques et minéralogiques des divers membres constitutifs de la séquence croûte océanique/cortège ultramafique de l'ophiolite de la Nouvelle-Calédonie et offre de nouvelles idées sur l'environnement géodynamique de mise en place de l'ophiolite sur le socle de la Nouvelle-Calédonie.

6.1 Apport pour les domaines minéralogiques et pétrologiques et implications géodynamiques.

Cette étude a permis de consolider les connaissances existantes concernant les caractéristiques minéralogiques et pétrologiques de la séquence volcano-sédimentaire de l'Unité de Poya, en plus de mettre en évidence les gabbros-dolérite de Témala. La position stratigraphique de ces derniers demeure toutefois ambiguë et nécessite de plus amples travaux.

Ainsi dans l'environnement du massif du Koniambo, l'Unité de Poya est constituée de basaltes/gabbros à affinité de BAB et MORB surmonté de tufs calco-alcalin dans la plaine de Vavouto, d'une séquence de gabbros et dolérite à signature de MORB au nord du massif près de Témala, de basaltes et de pyroclastites de type OIB sur la péninsule de Pinjen et enfin de MORB et de boninites dans la plaine des Gaiacs au sud de Pouembout.

Elle nous a également permis d'identifier que la séquence ultramafique du massif du Koniambo est composée de trois grands assemblages lithologiques et structuraux qui surmontent l'Unité de Poya et possèdent une position stratigraphique imposée par les événements tectoniques responsables de l'obduction des séquences de croûte

océanique/manteau lithosphérique sur le socle de la Nouvelle-Calédonie.

Les séquences ultramafiques du Koniambo se distinguent par leurs caractéristiques pétrologiques, minéralogiques et structurales et comprennent trois séquences lithologiques et structurales distinctes :

- a) la séquence basale de Vavouto à harzburgite et dunite qui sont fortement serpentinisées, voire silicifiées incluant le faciès de Vavouto et le faciès à texture zébrée ;
- b) une séquence médiane de dunite à chromite partiellement serpentinisée ;
- c) une suite d'écaillés superposées principalement à harzburgite +/- dunite faiblement serpentinisées dans la partie supérieure du massif et dénommée : séquence harzburgitique sommitale (SHS).

Nos travaux nous ont permis de mieux caractériser les événements géologiques responsables de la diversité minéralogique des péridotites observée au massif du Koniambo.

Les assemblages antigorite/lizardite et chrysotile/magnétite de la séquence de Vavouto seraient préférentiellement associés à un environnement géodynamique particulier dans lequel les interactions eau/roche, les mécanismes de déformation et les transferts de matière sont caractéristiques d'un processus multiphasé d'altération hydrothermale à l'origine des serpentinites silicifiées, des précipitations de giobertite et plus spécifiquement des faciès hydrothermaux de type Vavouto (structure en doigt de gant) et zébré (faciès serpentinisé, silicifié, recoupé de nombreuses veinules de chrysotile avec magnétite abondante). Ainsi, nous suggérons que la séquence péridotitique basale de Vavouto aurait été constituée et altérée très vraisemblablement à faible profondeur dans le coin mantellique supra-subductif au-dessus de la lithosphère plongeante des Loyauté, par l'action combinée des fluides hydriques et

des contraintes subites lors de la remontée des matériaux concernés et de l'obduction des péridotites ; avant d'être reprise et transformée une seconde fois lors des processus d'obduction.

Notre étude suggère que la spécificité des péridotites du massif du Koniambo et des séquences volcaniques sous-jacentes, est le résultat d'au moins trois périodes distinctes de transformations pétrologiques et minéralogiques subies par les protores mantelliques, à savoir :

- iv) une double fusion partielle des péridotites,
 - a. la première probablement à l'origine des basaltes océaniques de type MORB de l'Unité de Poya réalisée du Crétacé supérieur au Paléocène lors de l'ouverture du bassin marginal Sud-Loyauté en réponse à la subduction de la plaque Pacifique sous la marge du Gondwana. Des processus annexes ont alors conduit à la formation d'OIB et de BAB dans le contexte océanique du bassin des Loyauté.
 - b. la seconde contemporaine à l'Éocène de la subduction intra-océanique à vergence ouest de la lithosphère du bassin des Loyauté sous le proto-arc du même nom avec fusion partielle du manteau supra-subductif déjà fortement appauvri en TR et HFS lors des phases précédentes de la fusion à l'origine possible des boninites alors formées en position d'avant-arc.
- v) Des processus multiphasés d'altération hydrothermale à l'origine des serpentinites silicifiées et des précipitations de giobertite de la séquence péridotitique basale de Vavouto, constituée très vraisemblablement à relativement faible profondeur dans le coin mantellique supra-subductif au-dessus de la lithosphère plongeante des Loyauté sous l'action de fluides hydriques, puis lors de la remontée des matériaux concernés et de l'obduction des péridotites ;

- vi) Enfin l'obduction proprement dite avec son cortège de déformations à l'origine de la structuration actuelle du massif du Koniambo et de nouvelles transformations minéralogiques et géochimiques subies en particulier par la partie basale de la séquence ultramafique : semelle serpentineuse, séquence de Vavouto.

Une conclusion majeure se dégage de ce travail, l'ophiolite de la Nouvelle-Calédonie doit dorénavant être considérée comme une ophiolite de type SSZ où les processus d'extension-subduction en contexte de bassin marginal et d'arc ont joué un rôle prépondérant à la constitution des différents faciès mantelliques et volcaniques observés.

6.2 Apport pour le domaine tectonique

Les caractéristiques minéralogiques et structurales des divers membres constitutifs du massif du Koniambo suggèrent un assemblage de fragments ultramafiques distincts d'une nappe ophiolitique en chevauchement complexe.

Nous avons en particulier observé que sur la péninsule de Vavouto, certains de ces fragments ultramafiques sont par endroits surmontés par des écailles de croûte océanique d'affinité BAB. Ainsi, l'enchevêtrement des unités volcaniques et volcano-sédimentaires à polarité normale de l'Unité de Poya à la base, surmonté par les gabbros de Témala et les unités mantelliques au sommet, suggère un assemblage de croûte océanique/séquence ultramafique fortement démembré et constitué d'écailles tectoniques structurellement imbriquée et présentant une disposition apparente inversée, le tout en provenance du bassin marginal Sud-Loyauté. Qui plus est, les études pétrologiques ont démontré que certains membres ont été fortement affectés par leurs passages en milieu supra-subductif (SSZ).

Cette imbrication tectonique des séquences ultramafiques est décrite pour la première

fois en Nouvelle-Calédonie et contraste avec les séquences ultramafiques moins démembrées du sud de l'île qui, elles aussi, présentent des polarités stratigraphiques normales.

L'assemblage des divers membres constitutifs du massif du Koniambo sur le socle calédonien est le résultat de trois grands événements tectoniques majeurs.

Dans un premier temps, l'obduction à l'Éocène supérieur, incluant son passage en milieu supra-subductif de la séquence croûte océanique/nappe ophiolitique sur le bâti calédonien. Un modèle géodynamique suggérant l'imbrication d'écaillés mantelliques au front des nappes obductées pourrait expliquer la configuration d'assemblage des différentes formations géologiques formant le massif du Koniambo. L'étude de la cinématique des failles responsables de l'imbrication des membres de la séquence ophiolitique appuie l'hypothèse de Cluzel *et al.* (2001) voulant que la séquence ophiolitique ait été obductée en provenance du N/NE. Effectivement, nous interprétons que, suite au blocage de la subduction, un premier raccourcissement tectonique en provenance du NE s'amorça, entraînant un mouvement de chevauchement vers le SO. Ce dernier étant responsable de l'assemblage imbriqué suggérant une disposition structurellement inversée des membres de la séquence croûte océanique/ séquence ultramafique.

Nous proposons que sous l'influence d'une deuxième période tectonique importante, l'assemblage imbriqué des membres de la séquence ophiolitique ait été découpé en sept domaines structuraux distincts. Des failles inverses d'orientation NE-SO présentant de forts pendages vers le NO délimitent ces domaines. Notre étude suggère que suite au blocage de la première zone de subduction, une seconde zone de subduction se développa à l'ouest de la ride de Norfolk. Sous l'influence de cette nouvelle zone de subduction, un mouvement vers le SE affecta l'ensemble de la séquence préalablement obductée en découpant le massif du Koniambo en sept domaines

structuraux distincts. L'étude des stries de glissement le long des plans de faille inverse d'orientation NE-SO suggère un mouvement de déformation alors en provenance de l'ouest à ouest-nord-ouest.

La troisième période est caractérisée par la présence au nord et nord-est de la zone d'étude de « l'Accident Tectonique Majeur » (ATM). Cet événement structural est le plus récent, abstraction faite des failles normales présentes principalement sur les versants ouest des massifs du Koniambo et du Katépahie. Cette phase de déformation majeure succède à l'obduction des massifs ultramafiques à l'Éocène supérieur. L'ATM présente un corridor de déformation en transpression présentant des rampes de chevauchement frontales ainsi que de coulissage oblique-dextre, l'ensemble est fortement incliné vers le nord-est. La faille « ATM », est une conséquence d'un raccourcissement tectonique ayant engendré un transport structural provenant globalement du nord contribuant à la remontée des unités géologiques appartenant au socle de la Nouvelle-Calédonie par rapport à la séquence obductée de la partie ouest de l'île.

À ces groupes de failles majeures ductiles, s'ajoutent deux ensembles de failles normales. Ces failles normales traduiraient les effets de l'ajustement isostatique de la ride de Norfolk suite au détachement en profondeur de la nappe subductée et combinés à la surélévation du socle de la Nouvelle-Calédonie, mouvement accentué par le développement de la nouvelle zone de subduction à l'ouest de la Nouvelle-Calédonie. Ces failles normales seraient donc synchrones au mouvement d'obduction de la séquence ultramafique et auraient vraisemblablement poursuivi leur développement après l'obduction.

6.3 Apport dans le domaine économique des profils latéritiques

La composition des profils résiduels dérivés du processus de latéritisation est très variable et fortement dépendante du degré de serpentinitisation de la roche mère. De plus, la composition des serpentines résiduelles est fonction du taux de dissolution de la magnésie et de la silice ainsi que du taux variable d'enrichissement en nickel et en alumine lors du processus de latéritisation des péridotites.

Les travaux d'exploration liés à la définition de la ressource économique des profils d'altérations latéritiques du massif du Koniombo ont démontré que ceux-ci sont non seulement riches en nickel et cobalt, mais aussi en scandium. La connaissance sur la géochimie du scandium dans les gisements latéritiques demeure malheureusement très peu documentée. Les quelques travaux effectués dans cette étude ont permis d'identifier certains niveaux d'enrichissements dans les phases minéralogiques des altérites. Il est observé que les concentrations de scandium varient de 7 ppm dans le protore harzburgitique à plus de 75 ppm dans les horizons limonitiques. Nous observons une corrélation très forte entre le scandium et le fer sur l'ensemble du profil et une bonne corrélation entre le Sc et le Cr_2O_3 et le Co pour les teneurs inférieures à 2 % Cr_2O_3 et à 0.12 % Co, tandis qu'il n'y a pas de corrélation avec le Ni.

Cependant, les investigations pétrographiques effectuées à ce jour n'ont pas permis d'établir de phase minéralogique spécifiquement riche en scandium. Par contre, la corrélation positive observée entre le scandium et le fer suggère une association possible entre le scandium et les oxy-hydroxydes de fer, particulièrement la goëthite. Il semblerait que le scandium soit un élément trace associé aux minéraux communs du profil d'altération. Des travaux additionnels sont donc nécessaires afin de mieux comprendre la géochimie du scandium au sein des profils d'altérations dérivés des péridotites.

Enfin, nous avons publié (Audet et Ross, 2004-2007) un modèle de distribution tridimensionnelle des divers faciès constituant les profils latéritiques du massif du Koniambo. Le modèle ainsi créé joue un rôle essentiel dans la transformation des ressources minérales en réserves minières ainsi que pour la génération des futurs plans miniers d'exploitation à long terme. La méthodologie d'estimation des ressources minérales proposée met en œuvre les principes de géostatistique tels que le kriging pour l'interpolation des blocs en milieu déridé (unwrinkling) ainsi que le concept de changement de support afin d'adapter le modèle à la sélectivité minière. Le principe de simulation conditionnelle est employé pour l'évaluation du niveau de confiance applicable aux ressources et ce, en tenant compte de la variabilité dans la distribution de la teneur en nickel ainsi que de l'épaisseur des séquences minéralisées.

6.4 Perspectives pour des recherches ultérieures

Bien que notre étude apporte une clarification sur les divers membres de l'Unité de Poya, il n'en demeure pas moins que l'assemblage des divers fragments de la nappe ophiolitique (Unité de Poya et la séquence mantellique) soit peu documenté à l'échelle de la Nouvelle-Calédonie et que le modèle géodynamique expliquant la relation entre l'Unité de Poya et la séquence mantellique à l'échelle régionale reste toujours ambiguë.

Dans cette thèse nous proposons que la formation des mélanges tectoniques faisant partie de la séquence de Vavouto se soit accomplie en présence de fluides hydrothermaux aux fronts des masses de péridotite en obduction sur le socle volcano-sédimentaire de l'Unité de Poya. Des travaux additionnels sont souhaitables pour comprendre et mieux cerner cet aspect. Des recherches sur inclusions fluides et des travaux sur l'isotopie de l'oxygène devraient permettre de préciser nos hypothèses. Ces processus sont de toutes évidences essentielles pour la compréhension de

l'évolution géodynamique du complexe ophiolitique de la Nouvelle-Calédonie.

Il serait intéressant d'étudier la distribution et la typologie des minéraux hôtes du scandium dans les profils latéritiques. L'objectif académique consisterait à établir la géochimie du scandium en fonction des profils d'altération. La minéralisation en scandium pourrait s'avérer une valeur ajoutée non négligeable dans le futur.

ANNEXE I

Liste des échantillons prélevés et analysés dans le cadre de cette étude

Echantillons	Description	Sondage	Profondeur	Lame mince	Lame Polie	ICP-MS Lakefield	ICP-MS LGCA	Micro-sonde Tasmanie
Séquences Volcanique et Gabbroïque								
XX-2903	Gabbro/basalt porphyrique	VB5610	29.4m			X	X	
XX-2904	Gabbro/basalt porphyrique	VB5610	35.5m			X	X	
XX-2905	Basalte	VB5610	9.7m			X	X	
XX-2906	Basalte amigdalaires, Pingen	PB 067232	16.5m	X		X	X	
XX-2907	Basalte amigdalaires, Pingen	PB 54256	25.9m	X		X	X	
XX-2908	Gabbro ?, Pingen	PB 070238	24m	X		X	X	
XX-2909	Gabbro ?, Pingen	PB 070238	41.5m	X		X	X	
XX-2910	Diorite, Riviere Coco	Surface		X		X	X	
XX-2913	Boninite, lit rouge vin	Surface		X		X	X	
XX-2914	Boninite lit no 2	Surface		X	X	X	X	
XX-2915	Boninite lit no 3	Surface		X	X	X	X	
XX-2916	Boninite amigdulaire	Surface		X	X	X	X	
XX-2917	Boninite lit no 5	Surface		X	X	X	X	
XX-2918	Boninite grossière, affleurement près de la RT1	Surface		X	X	X	X	
XX-2919	Boninite grain fin, affleurement près de la RT1	Surface		X	X	X	X	
XX-2920	Ferricrete cœur de bloc altéré, Mont Tabounane	Surface				X	X	
XX-2921	Cuirrace silicieuse, Mont Tabounane	Surface				X	X	
XX-2922	Cuirrace superieure, Mont Tabounane	Surface				X	X	
XX-2923	Blocs silicieux, Mont Tabounane	Surface				X	X	
XX-2931	Tuf volcanique	PDB 5	9.6m	X		X		
XX-2932	Tuf volcanique	3639012	33.4m	X		X		
XX-2933	Tuf volcanique	PDB 6	34m	X		X		
XX-2935	Gabbro versant Est	Surface		X		X		
XX-2936	Basalte carriere Koné	Surface		X		X		
XX-2937	Basalte carriere Koné	Surface		X		X		
XX-3101	Basalte porphyrique	GA-302	49m	X		X	X	
XX-3102	Basalte massif	GA-310	19m	X		X	X	
XX-3103	Basalte massif	GA-313	34m	X		X	X	
XX-3105	Basalte massif	GA-314	42m	X		X	X	
XX-3106	Basalte porphyrique	GA-313	21m	X		X	X	
XX-3107	Basalte porphyrique MT	GA-311	19m	X		X	X	
XX-3108	Chert	PB-1		X		X	X	
XX-3109	Basalte massif	PB-1	25m			X	X	
XX-3110	Gabbro fin	VB-5515	16m	X		X	X	
XX-3111	Gabbro	VB-6020	35m	X		X	X	
XX-3112	Gabbro	VB-6009	94m	X		X	X	
XX-3114	Tuf volcanique	Surface		X		X	X	
XX-3566	Gabbro Temala	Surface		X		X		
XX-3567	Gabbro Temala	Surface		X		X		
XX-3568	Gabbro Temala	Surface		X		X		
XX-3569	Gabbro Temala	Surface		X		X		
XX-3570	Gabbro Temala	Surface		X		X		
XX-3571	Gabbro Temala	Surface				X		
XX-3572	Gabbro Temala	Surface		X		X		
XX-3573	Gabbro Temala	Surface		X		X		
XX-3574	Gabbro Temala	Surface		X		X		

Echantillons	Description	SHS bloc	Sondage	Profondeur	Lame mince	Lame Polie	ICP-MS Lakefield	ICP-MS LGCA	Micro-sonde Tasmanie
Séquence Ultramafique									
XX-2901	Faciès Vavouto				X	X		X	X
XX-2902	Faciès Vavouto				X	X			X
XX-2924	Pyroxenite		MAB 12	10m	X			X	
XX-2925	Pyroxenite		MAB 12	7.6m	X	X		X	X
XX-2926	Dunite a Chromite altéré		MAB 13	3.8m	X	X		X	X
XX-2927	Dunite Zébré		MAB 13	10.30m	X	X		X	X
XX-2928	Pyroxenite		MAB 11	25.30m	X			X	
XX-2929	Pyroxenite		MAB 11	39.25m	X			X	
XX-2930	Pyroxenite		MAB 11	53m	X			X	
XX-2934	Harzburgite	1	MAB 15	29m	X	X		X	X
XX-3104	Dunite Vavouto		PB-1	5m	X			X	
XX-3113	Faciès Vavouto		VB-6009	57m	X	X		X	X
XX-3115	Dunite	5	H2240	41m	X			X	
XX-3116	Dunite	1	T0650	74m	X			X	
XX-3117	Dunite	4	X0380	28m	X			X	
XX-3118	Dunite	2	V0430	78m	X	X		X	
XX-3119	Dunite (harzburgite)	4	E2715	32m	X			X	
XX-3120	Dunite	1	T0110	91.5m	X			X	
XX-3121	Harzburgite	1	T0887	18m	X	X		X	X
XX-3122	Harzburgite	1	K0800	35m	X			X	
XX-3123	Harzburgite	2	V0430	55m	X	X		X	
XX-3124	Harzburgite	3	V3141	61m	X	X		X	X
XX-3125	Harzburgite	2	V0490	36m	X	X		X	X
XX-3126	Harzburgite	2	V0851	100m	X	X		X	X
XX-3127	Harzburgite	1	U0240	91.5m	X			X	
XX-3128	Dunite	2	C7810	36m	X	X		X	
XX-3129	Dunite	3	E2210	24m	X			X	
XX-3130	Dunite	4	X0390	19m	X			X	
XX-3131	Harzburgite	4	E2715	36m	X			X	
XX-3132	Harzburgite	4	E2930	16m	X			X	
XX-3133	Harzburgite	4	X0700	50m	X			X	
XX-3134	Harzburgite	5	G2920	61m	X	X		X	X
XX-3135	Harzburgite	5	G2910 1	70m	X	X		X	X
		5	G2910 2	70m	X				
XX-3136	Harzburgite	5	X2090 1	21m	X			X	
		5	X2090 2	21m	X				
XX-3137	Harzburgite	5b	Z0150		X			X	
XX-3138	Harzburgite	5b	Z0115	61m	X	X		X	X
XX-3139	Faciès Zébré				X	X		X	X
XX-3140	Faciès Vavouto				X			X	
XX-3141	Dunite				X	X		X	X
XX-3142	Dunite				X	X		X	X
XX-3143	Faciès Zébré				X			X	
XX-3144	Faciès Vavouto				X			X	
XX-3145	Faciès Zébré				X			X	
XX-3147	Dunite				X			X	
XX-3148	Dunite				X	X			X
XX-3149	Faciès Zébré				X			X	
XX-3150	Faciès Zébré				X	X			X
XX-3772	DZ bloc vert								X
XX-3782	Dz bréchique							X	X
XX-3791	Vavouto peu altéré à séparer (A foncé B clair)							X	X

ANNEXE II

Résultats d'analyses

Laboratoire de Lakefield, Lakefield, Ontario, Canada

N° terrain	Lim. Det.	XX-3101	XX-3102	XX-3103	XX-3105	XX-3106	XX-3107	XX-3109	XX-3110	XX-3111	XX-3112	XX-3114	
Nom		MORB	BAB	BAB	BAB	BAB	BAB	BAB	MORB	MORB	MORB	CA	
Origine		Basalte porphy	Basalte massif	Basalte massif	Basalte massif	Basalte porphy	Basalte Por MT	Basalte massif	Gabbro fin	Gabbro	Gabbro	Tuf	
collecteur		Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	
SiO2	ICP95 %	0.01	45.4	47.24	47.35	48.84	47.66	46.72	48.06	45.48	48.51	47.76	56.95
TiO2	ICP95 %	0.01	1.11	1.72	1.61	1.41	1.68	2.19	1.6	0.98	1.4	1.3	0.7
Al2O3	ICP95 %	0.01	15	13.66	13.04	13.38	13.45	12	13.8	14.75	13.81	13.24	14.37
Fe2O3	ICP95 %	0.01	9.96	10.77	11.28	10.54	10.88	13.14	10.97	9.8	12.98	12.05	10.16
MgO	ICP95 %	0.01	6.65	7.13	6.74	7.5	6.78	6.4	6.8	6.69	6.13	7.04	2.02
MnO	ICP95 %	0.01	0.15	0.23	0.19	0.18	0.18	0.24	0.18	0.16	0.21	0.2	0.21
CaO	ICP95 %	0.01	10.75	11.31	11.44	11.57	10.29	9.58	11.75	11.34	11.55	11.06	0.79
Na2O	ICP95 %	0.01	2.56	2.57	2.7	2.55	2.72	2.8	2.69	2.48	2.44	2.51	3.42
K2O	ICP95 %	0.01	0.1	0.05	0.35	0.05	0.49	0.14	0.08	0.13	0.37	0.1	6.21
P2O5	ICP95 %	0.01	0.12	0.16	0.16	0.13	0.16	0.23	0.16	0.09	0.12	0.12	0.08
Cr2O3	ICP95 %	0.01	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.02	0.04	0.04	0.01	0.03	0.01
Sr	ICP95 ppm	10	141	100	104	83	108	99	131	208	125	174	100
Y	ICP95 ppm	10	20	39	36	33	38	49	34	19	25	25	25
Zr	ICP95 ppm	10	61	108	103	83	108	151	100	51	68	72	136
Nb	ICP95 ppm	10	13	18	14	11	17	22	18	10	16	15	13
Ba	ICP95 ppm	10	30	<10	<10	<10	<10	<10	58	64	28	21	417
Sc	ICP95 ppm	10	33	41	40	39	41	39	39	36	42	41	17
LOI	ICP95 %	0.01	5.7	3.6	3.8	2.8	3.9	4.3	3.7	6.9	2.6	4.2	3
Sum	ICP95 %	0.01	97.57	98.51	98.73	99.01	98.26	97.79	99.88	98.87	100.2	99.65	98.01

N° terrain	Lim. Det.	XX-2903	XX-2904	XX-2905	XX-2906	XX-2907	XX-2908	XX-2909	XX-02913	XX-02914	XX-02915	
Nom		MORB	MORB	MORB	OIB	OIB	OIB	OIB	Boninite	Boninite	Boninite	
Origine		Gabbro ?	Gabbro ?	Basalte	Basalte	Basalte	Gabbro	Gabbro	Gaiac	Gaiac	Gaiac	
collecteur		Vavouto	Vavouto	Vavouto	Pinjen	Pinjen	Pinjen	Pinjen	Pinjen	Pinjen	Pinjen	
SiO2	ICP95 %	0.01	47.63	46.66	49.1	40.79	43.54	46.57	47	50.39	54.6	54.53
TiO2	ICP95 %	0.01	1.86	1.05	1.2	2.44	2.37	2.87	2.89	0.39	0.24	0.22
Al2O3	ICP95 %	0.01	12.25	14.24	13.08	12.41	13.95	14.51	13.9	13.7	9.74	9.21
Fe2O3	ICP95 %	0.01	15.36	10.04	11.59	13.69	12.07	11.65	11.94	4.66	7.73	8.25
MgO	ICP95 %	0.01	6.76	6.99	7.83	6.24	1.67	5.31	4.42	11.98	11.93	13.78
MnO	ICP95 %	0.01	0.24	0.16	0.18	0.21	0.19	0.16	0.2	0.05	0.13	0.14
CaO	ICP95 %	0.01	9.2	9.58	10.04	11.24	12.44	6.8	5.44	1.56	2.92	3.41
Na2O	ICP95 %	0.01	2.28	3.27	2.01	1.64	4.1	4.81	5.58	3.75	1.91	1.43
K2O	ICP95 %	0.01	0.2	0.11	0.16	1.51	1.69	1.11	2.05	0.98	1.23	0.58
P2O5	ICP95 %	0.01	0.17	0.09	0.1	1.04	0.88	0.86	0.93	0.02	0.04	0.03
Cr2O3	ICP95 %	0.01	<0.01	0.06	0.05	<0.01	0.01	0.01	<0.01	0.03	0.16	0.19
Sr	ICP95 ppm	10	130	89	117	925	616	409	286	152	247	122
Y	ICP95 ppm	10	31	20	27	30	28	32	36	12	10	13
Zr	ICP95 ppm	10	94	55	65	220	273	313	363	79	68	61
Nb	ICP95 ppm	10	22	17	16	154	73	76	82	<10	<10	<10
Ba	ICP95 ppm	10	31	19	31	994	291	270	307	32	29	27
Sc	ICP95 ppm	10	41	35	40	15	14	23	23	17	19	23
LOI	ICP95 %	0.01	5.3	7.5	5.6	10.7	7.3	7	5.1	10.3	7.3	7.1
Sum	ICP95 %	0.01	101.3	99.78	100.9	102.2	100.4	101.8	99.58	97.83	97.96	98.89

N° terrain		Lim. Det.	XX-02916	XX-02917	XX-02918	XX-02919
Nom			Boninite	Boninite	Boninite	Boninite
Origine			Gaiac	Gaiac	Gaiac	Gaiac
collecteur			MAA	MAA	MAA	MAA
SiO2	ICP95 %	0.01	54.69	56.46	54.84	54.29
TiO2	ICP95 %	0.01	0.24	0.19	0.08	0.07
Al2O3	ICP95 %	0.01	9.71	10.52	1.45	1.11
Fe2O3	ICP95 %	0.01	7.6	8.31	12.76	13.27
MgO	ICP95 %	0.01	11.87	11.92	25.98	26.19
MnO	ICP95 %	0.01	0.13	0.14	0.24	0.25
CaO	ICP95 %	0.01	3.33	5.05	1.38	1.31
Na2O	ICP95 %	0.01	1.92	2.07	0.18	0.14
K2O	ICP95 %	0.01	0.71	0.56	0.03	0.02
P2O5	ICP95 %	0.01	0.04	0.03	<0.01	<0.01
Cr2O3	ICP95 %	0.01	0.16	0.14	0.18	0.18
Sr	ICP95 ppm	10	113	143	<10	<10
Y	ICP95 ppm	10	<10	<10	<10	<10
Zr	ICP95 ppm	10	67	50	<10	10
Nb	ICP95 ppm	10	<10	<10	<10	<10
Ba	ICP95 ppm	10	35	37	<10	<10
Sc	ICP95 ppm	10	19	26	29	29
LOI	ICP95 %	0.01	7.6	4	2.3	1.9
Sum	ICP95 %	0.01	98.01	99.42	99.41	98.72

N° terrain	Lim. Det.	XX-3101	XX-3102	XX-3103	XX-3105	XX-3106	XX-3107	XX-3109	XX-3110	XX-3111	XX-3112	XX-3114	
		MORB	BAB	BAB	BAB	BAB	BAB	BAB	BAB	MORB	MORB	MORB	CA
		Basalte porphy	Basalte massif	Basalte massif	Basalte massif	Basalte porphy	Basalte Por MT	Basalte massif	Gabbro fin	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Tuf
Nom	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	Vavouto	
Origine	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	
collecteur													
Ba	ICMS90 ppm	0.5	33.2	5.9	9	7.7	10.1	8.5	57.2	61.4	28.7	20.9	402
Cr	ICMS90 ppm	10	318	237	260	332	239	113	259	420	64	200	110
Cu	ICMS90 ppm	5	107	62	62	70	72	41	56	91	171	111	<5
Li	ICMS90 ppm	10	<10	<10	<10	13	<10	<10	12	<10	<10	<10	<10
Ni	ICMS90 ppm	5	96	69	88	77	84	51	63	68	44	52	40
Sc	ICMS90 ppm	5	35	42	42	41	43	40	40	36	44	42	18
Sr	ICMS90 ppm	0.1	149	101	108	89.1	114	102	135	210	135	182	106
V	ICMS90 ppm	5	252	336	336	315	332	395	303	234	323	296	118
Zn	ICMS90 ppm	5	70	82	79	77	85	109	73	54	77	64	32
Zr	ICMS90 ppm	0.5	71.1	118	113	86.6	124	170	113	38	43.6	61.7	156
Ag	ICMS90 ppm	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
As	ICMS90 ppm	30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Be	ICMS90 ppm	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Bi	ICMS90 ppm	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1
Cd	ICMS90 ppm	0.2	<0.2	0.4	0.3	<0.2	0.3	<0.2	0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Ce	ICMS90 ppm	0.1	9.3	10.2	9.5	7.1	9.5	13.5	9.3	6.3	8.2	9.3	54.5
Co	ICMS90 ppm	0.5	40.8	50.2	52.4	38.2	51.9	40.4	36.9	36	42.1	39.9	38.6
Cs	ICMS90 ppm	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.7
Dy	ICMS90 ppm	0.05	4.01	7.47	6.72	5.72	6.99	8.94	6.15	3.24	4.15	4.62	4.76
Er	ICMS90 ppm	0.05	2.39	4.68	4.23	3.89	4.28	5.83	3.88	1.91	2.51	2.81	2.93
Eu	ICMS90 ppm	0.05	1.09	1.55	1.43	1.21	1.44	1.82	1.34	0.88	1.22	1.17	1.21
Ga	ICMS90 ppm	1	15	17	15	14	15	16	14	12	16	14	17
Gd	ICMS90 ppm	0.05	3.43	5.65	5.06	4.52	5.31	6.97	4.77	2.61	3.46	3.84	5.15
Ge	ICMS90 ppm	1	1	2	2	1	1	1	1	1	1	1	2
Hf	ICMS90 ppm	1	2	3	3	2	4	5	3	2	1	2	4
Ho	ICMS90 ppm	0.05	0.8	1.57	1.42	1.28	1.52	1.92	1.29	0.66	0.88	0.96	0.95
In	ICMS90 ppm	0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
La	ICMS90 ppm	0.1	4.1	3.2	3.1	2.5	3.1	4.7	3.3	2.8	3.4	3.8	25.3
Lu	ICMS90 ppm	0.05	0.35	0.72	0.68	0.51	0.66	0.89	0.59	0.31	0.34	0.44	0.36
Mo	ICMS90 ppm	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Nb	ICMS90 ppm	1	3	2	2	3	2	2	2	2	3	3	7
Nd	ICMS90 ppm	0.1	8.6	11.9	11	9	11.2	15.3	10.7	6.2	7.7	8.9	24.3
Pb	ICMS90 ppm	5	94	6	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	14
Pr	ICMS90 ppm	0.05	1.54	1.97	1.81	1.45	1.84	2.54	1.77	1.09	1.37	1.6	5.74
Rb	ICMS90 ppm	0.2	0.9	0.9	9.1	0.3	12.4	2.8	1.3	1.1	2.5	0.9	65.1
Sm	ICMS90 ppm	0.1	2.6	4.2	3.7	3.1	3.9	5.3	3.7	1.9	2.5	2.9	5.1
Sn	ICMS90 ppm	1	<1	1	1	<1	1	2	<1	<1	<1	<1	<1
Ta	ICMS90 ppm	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5
Tb	ICMS90 ppm	0.05	0.59	1.08	1	0.87	1	1.38	0.89	0.48	0.64	0.68	0.82
Th	ICMS90 ppm	0.1	0.4	0.2	0.2	<0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.3	6.9
TI	ICMS90 ppm	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tm	ICMS90 ppm	0.05	0.36	0.7	0.61	0.56	0.64	0.86	0.58	0.3	0.36	0.41	0.42
U	ICMS90 ppm	0.05	0.16	0.08	0.07	<0.05	0.06	0.12	0.09	0.06	0.09	0.1	1.86
W	ICMS90 ppm	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Y	ICMS90 ppm	0.5	19.1	37.2	32.9	29.7	33.9	44.2	29.8	15.5	20.5	22.6	22.1
Yb	ICMS90 ppm	0.1	2.2	4.4	4	3.6	4.4	5.6	3.7	1.8	2.4	2.7	2.8

N° terrain	Lim. Det.	XX-2903	XX-2904	XX-2905	XX-2906	XX-2907	XX-2908	XX-2909	XX-02913	XX-02914	XX-02915	
Nom		MORB	MORB	MORB	OIB	OIB	OIB	OIB				
Origine		Gabbro ?	Gabbro ?	Basalte	Basalte	Basalte	Gabbro	Gabbro	Boninite	Boninite	Boninite	
collecteur		Vavouto	Vavouto	Vavouto	Pinjen	Pinjen	Pinjen	Pinjen	Gaiac	Gaiac	Gaiac	
		MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	
Ba	ICMS90 ppm	0.5	30.6	19	27.8	976	272	251	287	36.1	33	26
Cr	ICMS90 ppm	10	54	344	316	57	91	80	65	197	1110	1220
Cu	ICMS90 ppm	5	155	106	124	68	58	38	25	14	18	23
Li	ICMS90 ppm	10	<10	<10	<10	46	14	41	34	<10	<10	<10
Ni	ICMS90 ppm	5	38	63	90	42	62	25	16	76	309	306
Sc	ICMS90 ppm	5	42	35	40	15	13	30	24	17	21	22
Sr	ICMS90 ppm	0.1	135	99.1	124	951	649	433	299	160	255	135
V	ICMS90 ppm	5	400	240	277	165	129	190	186	84	104	101
Zn	ICMS90 ppm	5	97	62	72	118	175	101	104	34	54	52
Zr	ICMS90 ppm	0.5	88.5	53.9	68.2	259	309	327	404	68	68.3	60.3
Ag	ICMS90 ppm	1	<1	<1	<1	<1	2	2	2	<1	<1	<1
As	ICMS90 ppm	30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Be	ICMS90 ppm	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Bi	ICMS90 ppm	0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cd	ICMS90 ppm	0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.4	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Ce	ICMS90 ppm	0.1	12.6	7.3	8.7	117	72.9	68.2	80.2	9.8	9.8	8.4
Co	ICMS90 ppm	0.5	42.9	36.7	41.3	34.6	40.5	29.1	27	18.5	41.5	46.9
Cs	ICMS90 ppm	0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.5	0.6	0.5	0.8	<0.1	0.9	0.5
Dy	ICMS90 ppm	0.05	5.99	3.53	4.66	6.86	6.59	6.97	7.98	2.06	1.63	2.08
Er	ICMS90 ppm	0.05	3.63	2.23	2.86	2.98	3.04	3.54	3.94	1.36	1.19	1.29
Eu	ICMS90 ppm	0.05	1.5	0.92	1.21	3.45	2.91	3.02	3.38	0.76	0.46	0.73
Ga	ICMS90 ppm	1	17	13	15	18	22	19	20	11	9	8
Gd	ICMS90 ppm	0.05	4.87	2.81	3.87	9.17	8.25	8.79	9.9	2.36	1.49	2.42
Ge	ICMS90 ppm	1	2	1	2	1	1	1	2	<1	1	1
Hf	ICMS90 ppm	1	2	1	2	6	7	7	9	2	2	2
Ho	ICMS90 ppm	0.05	1.28	0.74	0.99	1.15	1.19	1.28	1.48	0.43	0.35	0.42
In	ICMS90 ppm	0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
La	ICMS90 ppm	0.1	5.2	3.2	3.4	69	39.9	36	42	9.4	4.6	8.9
Lu	ICMS90 ppm	0.05	0.63	0.3	0.49	0.36	0.41	0.42	0.44	0.17	0.17	0.2
Mo	ICMS90 ppm	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	3	<2	<2	<2
Nb	ICMS90 ppm	1	4	2	3	119	50	45	57	<1	1	2
Nd	ICMS90 ppm	0.1	11.7	7	9	53.4	40.7	40.8	46.8	11.1	5.4	9.2
Pb	ICMS90 ppm	5	<5	<5	<5	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Pr	ICMS90 ppm	0.05	2.13	1.25	1.47	13.3	9.35	8.91	10.3	2.46	1.27	1.99
Rb	ICMS90 ppm	0.2	1.4	1.2	1.9	43.6	28.9	18.9	52.2	5.3	27.6	14.7
Sm	ICMS90 ppm	0.1	3.7	2.1	3.1	9.8	8.5	8.8	10	2.3	1.4	2
Sn	ICMS90 ppm	1	<1	<1	<1	2	3	3	3	<1	<1	<1
Ta	ICMS90 ppm	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	7	3.2	3.2	4	<0.5	<0.5	<0.5
Tb	ICMS90 ppm	0.05	0.88	0.53	0.72	1.38	1.26	1.34	1.45	0.37	0.27	0.38
Th	ICMS90 ppm	0.1	0.5	0.2	0.3	11.7	4.7	4.1	5.4	0.4	0.5	0.4
Tl	ICMS90 ppm	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tm	ICMS90 ppm	0.05	0.53	0.33	0.41	0.36	0.41	0.46	0.55	0.16	0.15	0.15
U	ICMS90 ppm	0.05	0.13	0.1	0.11	2.71	3.02	1.5	1.31	0.2	0.32	0.27
W	ICMS90 ppm	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Y	ICMS90 ppm	0.5	27.2	17.2	23.2	27.3	28.4	29.5	34.8	11.2	9.4	12.3
Yb	ICMS90 ppm	0.1	3.5	2.1	2.6	2.2	2.5	2.9	3.5	1.2	1.1	1.2

N° terrain	Lim. Det.	XX-02916	XX-02917	XX-02918	XX-02919	
Nom		Boninite		Boninite		
Origine		Gaiac	Gaiac	Gaiac	Gaiac	
collecteur		MAA	MAA	MAA	MAA	
Ba	ICMS90 ppm	0.5	38.6	33.2	4.6	5.1
Cr	ICMS90 ppm	10	1070	949	1200	1240
Cu	ICMS90 ppm	5	17	31	<5	<5
Li	ICMS90 ppm	10	<10	<10	<10	<10
Ni	ICMS90 ppm	5	265	262	393	381
Sc	ICMS90 ppm	5	18	25	29	28
Sr	ICMS90 ppm	0.1	121	159	12.9	4.9
V	ICMS90 ppm	5	92	143	65	71
Zn	ICMS90 ppm	5	45	54	60	67
Zr	ICMS90 ppm	0.5	58	42.7	10.3	8.3
Ag	ICMS90 ppm	1	<1	<1	<1	<1
As	ICMS90 ppm	30	<30	<30	<30	<30
Be	ICMS90 ppm	5	<5	<5	<5	<5
Bi	ICMS90 ppm	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cd	ICMS90 ppm	0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Ce	ICMS90 ppm	0.1	9.5	7.4	1.1	0.9
Co	ICMS90 ppm	0.5	40.5	42.3	79.5	81.8
Cs	ICMS90 ppm	0.1	0.3	0.3	<0.1	<0.1
Dy	ICMS90 ppm	0.05	1.61	1.17	0.29	0.26
Er	ICMS90 ppm	0.05	1.12	0.77	0.24	0.23
Eu	ICMS90 ppm	0.05	0.41	0.32	<0.05	<0.05
Ga	ICMS90 ppm	1	9	9	2	2
Gd	ICMS90 ppm	0.05	1.52	1.15	0.18	0.14
Ge	ICMS90 ppm	1	1	1	2	2
Hf	ICMS90 ppm	1	2	1	<1	<1
Ho	ICMS90 ppm	0.05	0.34	0.23	<0.05	0.06
In	ICMS90 ppm	0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
La	ICMS90 ppm	0.1	4.6	3.5	0.4	0.3
Lu	ICMS90 ppm	0.05	0.16	0.13	<0.05	0.06
Mo	ICMS90 ppm	2	<2	4	<2	<2
Nb	ICMS90 ppm	1	<1	<1	<1	<1
Nd	ICMS90 ppm	0.1	5.3	4.3	0.6	0.5
Pb	ICMS90 ppm	5	<5	<5	<5	<5
Pr	ICMS90 ppm	0.05	1.22	1.01	0.13	0.1
Rb	ICMS90 ppm	0.2	12.2	8.1	0.6	0.4
Sm	ICMS90 ppm	0.1	1.3	1.1	0.1	<0.1
Sn	ICMS90 ppm	1	<1	1	<1	<1
Ta	ICMS90 ppm	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tb	ICMS90 ppm	0.05	0.24	0.19	<0.05	<0.05
Th	ICMS90 ppm	0.1	0.5	0.4	<0.1	<0.1
Tl	ICMS90 ppm	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tm	ICMS90 ppm	0.05	0.14	0.08	<0.05	<0.05
U	ICMS90 ppm	0.05	0.31	0.21	<0.05	<0.05
W	ICMS90 ppm	1	<1	<1	<1	<1
Y	ICMS90 ppm	0.5	8.6	6.4	1.7	1.8
Yb	ICMS90 ppm	0.1	1.1	0.7	0.3	0.3

ANNEXE III (a)

Résultats d'analyses ICP-MS

Centre de Recherche Pétrographiques et Géochimiques
Spectrochimie – Service d'analyses des roches et des Minéraux

CNRS : Centre National de la Recherche Scientifique
Nancy, France

N°Lab. N° terrain	Pouembout 2931	Pouembou 2932	Pouembout 2933	Koné 2936	Koné 2937	4503 3101	4504 3102	4505 3103	"4506R" 3105	"4507" 3106	"4508" 3107	"4509" 3109	3110	"4510" 3111	"4511" 3112	"4512" 3114	3566 Gabbro Témala	3567 Gabbro Témala	
Nom Origine collecteur	CA Tuf Pouembout	CA Tuf Pouembou	CA Tuf Pouembout	MORB Basalt Koné	MORB Basalt Koné	MORB santalte Vavouto	BAB santalte Vavouto	MORB massif Vavouto	MORB santalte Vavouto	MORB massif Vavouto	MORB santalte Vavouto	MORB massif Vavouto	MORB Gabbro fin	MORB Gabbro Vavouto	MORB Gabbro Vavouto	CA Tuf Vavouto			
SiO2	%	65.77	63.99	53.21	47.69	47.93	46.53	47.95	47.96	49.33	48.50	47.78	48.12	46.00	48.41	47.93	58.11	48.29	48.01
TiO2	%	0.75	0.76	0.7	0.92	0.91	1.14	1.75	1.63	1.42	1.71	2.24	1.60	0.99	1.40	1.30	0.71	1.24	1.38
Al2O3	%	15.26	15.46	16.55	14.25	14.46	15.37	13.87	13.21	13.51	13.69	12.27	13.82	14.92	13.78	13.29	14.66	18.66	14.10
Fe2O3	%	5.49	5.71	8.65	10.10	10.03	10.21	10.93	11.43	10.65	11.07	13.44	10.98	9.91	12.95	12.09	10.37	10.54	12.71
FeO	%																		
MnO	%	0.0079	0.093	0.12	0.20	0.17	0.15	0.23	0.19	0.18	0.18	0.25	0.18	0.16	0.21	0.20	0.21	0.16	0.21
MgO	%	1.9	2.08	2.38	8.80	8.8	6.82	7.24	6.83	7.57	6.90	6.54	6.81	6.77	6.12	7.06	2.06	4.70	7.90
CaO	%	2.11	2.8	7.42	12.21	12.64	11.02	11.48	11.59	11.69	10.47	9.80	11.76	11.47	11.53	11.10	0.81	11.28	10.95
Na2O	%	4	3.81	3.32	2.48	2.19	2.62	2.61	2.73	2.58	2.77	2.86	2.69	2.51	2.44	2.52	3.49	3.10	2.61
K2O	%	2.41	2.38	1.13	0.26	0.21	0.10	0.05	0.35	0.05	0.50	0.14	0.08	0.13	0.37	0.10	6.34	0.37	0.22
P2O5	%	0.21	0.2	0.33	0.07	0.082	0.12	0.16	0.16	0.13	0.16	0.24	0.16	0.09	0.12	0.12	0.08	0.09	0.13
Loi+	%	2.75	3.1	6.11	2.94	2.32	5.84	3.65	3.85	2.83	3.97	4.40	3.70	6.98	2.59	4.21	3.06	2.03	2.50
H2O-	%																		
Total	%	100.72	100.38	99.92	99.93	99.73	99.93	99.93	99.93	99.94	99.93	99.95	99.91	99.93	99.92	99.93	99.90	100.47	100.71

MS Grenoble. Analyses Cr, Ni, Co, V par XRF Lyon

Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Pb	Th	U			
ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm			

N°Lab.	3568	3569	3570	3572	3573	3574	PO-100	PO-101
N° terrain	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Amphibolite	Diorite Ouaco
	Témala	Témala	Témala	Témala	Témala	Témala	Pinjen	
Nom	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA	MAA
Origine								
collecteur								
SiO2 %	48.97	48.13	48.38	48.58	48.75	48.79	46.10	70.80
TiO2 %	1.66	1.28	1.30	1.21	1.27	1.21	1.50	0.37
Al2O3 %	11.86	14.00	14.13	17.20	13.95	14.13	18.94	14.80
Fe2O3 %	14.66	12.31	13.02	10.10	12.02	11.83	15.87	3.17
FeO %								
MnO %	0.28	0.20	0.20	0.15	0.20	0.19	0.11	0.05
MgO %	7.12	8.08	7.12	5.50	7.92	8.09	3.02	1.44
CaO %	9.73	11.34	11.65	11.20	11.99	12.57	9.80	2.22
Na2O %	3.08	2.47	2.26	3.16	2.30	2.14	3.91	5.92
K2O %	0.33	0.30	0.13	0.46	0.20	0.13	0.19	0.45
P2O5 %	0.13	0.09	0.10	0.06	0.10	0.11	0.17	0.09
Loi+ %	2.00	2.29	1.97	2.16	1.80	1.73	0.89	1.20
H2O- %								
Total %	99.82	100.50	100.26	99.79	100.49	100.92	100.51	100.49

MS Grenoble. Analyses Cr, Ni, Co, V par XRF Lyon

Sc	ppm								
V	ppm	489.90	361.20	387.10	304.90	340.30	360.60	415.30	23.94
Cr	ppm	15.07	178.20	103.70	38.21	286.30	315.00	14.07	35.80
Co	ppm	48.47	49.50	48.80	39.73	49.23	50.86	32.72	3.80
Ni	ppm	54.65	100.30	84.76	57.13	105.60	112.60	7.03	19.83
Cu	ppm	109.30	193.30	218.30	142.90	150.00	153.50	3.56	3.84
Zn	ppm	100.60	86.91	94.21	77.20	106.30	94.38	57.50	29.37
Rb	ppm	4.528	4.726	1.371	10.870	3.573	1.767	2.639	3.441
Sr	ppm	150.700	186.200	119.100	181.300	125.500	122.300	190.500	129.800
Y	ppm	26.930	21.180	25.180	20.000	21.620	23.330	48.530	16.280
Zr	ppm	62.950	58.940	64.160	87.700	61.850	63.770	100.100	212.200
Nb	ppm	4.101	4.060	3.739	5.239	4.388	4.344	3.234	3.511
Mo	ppm	1.002	0.810	< L.D.	0.658	0.705	1.001	1.250	4.065
Cs	ppm	0.191	0.277	< L.D.	0.823	0.157	< L.D.	2.500	< L.D.
Ba	ppm	124.700	167.400	102.500	53.430	66.640	43.170	15.680	109.100
La	ppm	4.321	3.806	3.929	4.663	4.122	4.361	3.072	11.500
Ce	ppm	11.340	9.815	10.380	11.680	10.500	11.230	9.230	23.370
Pr	ppm	1.729	1.424	1.586	1.642	1.543	1.664	1.596	2.807
Nd	ppm	8.861	7.128	8.192	7.630	7.674	8.405	9.217	11.140
Sm	ppm	2.998	2.292	2.648	2.262	2.509	2.618	3.594	2.469
Eu	ppm	1.142	0.970	1.065	0.970	0.984	1.035	1.417	0.782
Gd	ppm	4.036	3.013	3.592	2.761	3.218	3.437	5.556	2.512
Tb	ppm	0.710	0.547	0.638	0.506	0.566	0.604	1.066	0.408
Dy	ppm	4.690	3.563	4.260	3.265	3.734	3.984	7.423	2.569
Ho	ppm	0.985	0.747	0.905	0.694	0.789	0.846	1.687	0.524
Er	ppm	2.878	2.173	2.618	2.053	2.269	2.416	5.177	1.523
Tm	ppm	0.431	0.327	0.401	0.307	0.345	0.364	0.828	0.245
Yb	ppm	2.862	2.236	2.672	2.153	2.287	2.431	5.723	1.710
Lu	ppm	0.436	0.348	0.414	0.324	0.353	0.376	0.906	0.281
Hf	ppm	1.798	1.613	1.770	2.303	1.720	1.774	2.665	4.940
Ta	ppm	0.332	0.321	0.319	0.429	0.339	0.353	0.257	0.348
W	ppm	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Pb	ppm	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	1.165	< L.D.	< L.D.	2.826
Th	ppm	0.411	0.386	0.389	0.610	0.424	0.436	0.056	1.459
U	ppm	0.112	0.119	0.108	0.170	0.119	0.119	0.045	0.614

ANNEXE III (b)

Roches Ultramafiques

Résultats d'analyses ICP-MS

Centre de Recherche Pétrographiques et Géochimiques
Spectrochimie – Service d'analyses des roches et des Minéraux

CNRS : Centre National de la Recherche Scientifique
Nancy, France

Résultats d'analyses Eléments traces et REE

**Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines
(LGCA-UMR 5025) à l'Université Joseph Fourier de
Grenoble, France**

		Ti 20	2901	2901 (bis)	3104	3104 (bis)	3113	3115	3115 (bis)	3115 (bis)	3116	3116 (bis)	3116 (bis)	3117	3117 (bis)	3118	3118 (bis)	3119	3119 (bis)
CNRS, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy (CRPG), France																			
SiO ₂	%	40.91	41.47		42.69		37.25	35.44			38.67			39.63		35.11		41.07	
TiO ₂	%																		
Al ₂ O ₃	%	1.66			0.63									0.23					
Fe ₂ O ₃	%	7.85	7.75		7.4		6.46	5.02			6.57			7.88		6.02		6.98	
FeO	%																		
MnO	%	0.12	0.1		0.1		0.09	0.07			0.09			0.11		0.08		0.11	
MgO	%	37.09	36.43		31.92		39.77	44.27			40.19			41.94		42.33		36.17	
CaO	%	1.25					0.17							0.3					
Na ₂ O	%																		
K ₂ O	%																		
P ₂ O ₅	%																		
Loi+	%	10.57	13.33		17.11		14.88	13.7			12.74			8.27		15		13.89	
H ₂ O-	%	99.44	99.07		99.84		98.63	98.5			98.26			98.36		98.53		98.23	
Total	%																		

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA-UMR 5025) à l'Université Joseph Fourier de Grenoble.

Sc	ppm							1.801	2.036	2.035	3.188	2.767							
V	ppm							17.323	18.193	18.898	24.644	21.109							
Co	ppm	17.251	108.773	110.133	10.108	96.364	108.085	90.109	91.093	90.055	96.081	91.428							
Cu	ppm							3.197	3.465	3.453	0.866	0.484							
Zn	ppm	39.686	40.706	40.476	32.256	32.795	25.558	17.823	19.676	21.290	35.816	27.422	33.300	28.766	36.849	22.939	22.277	28.348	28.685
Ga	ppm							0.076	0.081	0.089	0.189	0.159							
Rb	ppm	0.116	0.024	0.024	0.045	0.024	0.130	0.015	0.013	0.013	0.021	0.019	0.012	0.095	0.104	0.024	0.011	0.137	0.149
Sr	ppm	1.960	0.641	0.663	0.841	0.283	1.071	0.918	1.012	1.091	1.290	0.503	0.721	0.651	0.842	1.400	0.855	1.006	1.406
Y	ppm	0.987	0.069	0.063	0.366	0.416	0.045	0.005	0.008	0.007	0.032	0.029	0.034	0.032	0.028	0.029	0.034	0.070	0.062
Zr	ppm	0.121	0.102	0.080	0.676	0.797	0.197	0.097	0.119	0.107	0.182	0.141	0.142	0.119	0.170	0.113	0.192	0.312	0.263
Nb	ppm	0.028	0.020	0.018	0.014	0.010	0.012	0.006	0.006	0.007	0.007	0.005	0.014	0.026	0.019	0.025	0.020	0.028	0.032
Cs	ppm	0.009	0.002	0.001	0.004	0.004	0.006	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.004	0.004	0.002	0.001	0.026	0.025
Ba	ppm	0.280	0.490	0.470	0.190	0.181	0.823	0.297	0.326	0.303	0.233	0.115	0.157	0.353	0.338	0.194	0.213	0.367	0.335
La	ppm	0.020	0.056	0.055	0.143	0.139	0.006	0.006	0.007	0.007	0.007	0.006	0.006	0.019	0.017	0.024	0.030	0.099	0.090
Ce	ppm	0.039	0.010	0.007	0.033	0.034	0.015	0.011	0.013	0.014	0.015	0.010	0.014	0.033	0.035	0.043	0.051	0.166	0.156
Pr	ppm	0.004	0.012	0.012	0.035	0.033	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.004	0.004	0.004	0.005	0.013	0.014
Nd	ppm	0.017	0.058	0.055	0.174	0.168	0.011	0.004	0.006	0.005	0.005	0.005	0.005	0.015	0.015	0.016	0.016	0.040	0.039
Sm	ppm	0.011	0.010	0.011	0.041	0.043	0.004	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.004	0.003	0.003	0.004	0.008	0.007
Eu	ppm	0.005	0.002	0.002	0.011	0.012	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002
Gd	ppm	0.042	0.011	0.012	0.044	0.050	0.005	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.003	0.003	0.005	0.005	0.001	0.013	0.009
Tb	ppm	0.012	0.001	0.001	0.004	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001
Dy	ppm	0.099	0.003	0.005	0.018	0.020	0.004	0.000	0.001	0.002	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.005	0.004	0.006	0.007
Ho	ppm	0.029	0.001	0.001	0.006	0.006	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002
Er	ppm	0.101	0.003	0.004	0.021	0.016	0.004	0.002	0.001	0.001	0.005	0.004	0.004	0.004	0.003	0.003	0.002	0.005	0.006
Yb	ppm	0.125	0.005	0.004	0.020	0.020	0.005	0.003	0.002	0.002	0.008	0.008	0.007	0.009	0.009	0.005	0.004	0.009	0.010
Lu	ppm	0.022	0.002	0.001	0.005	0.005	0.001	0.000	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002
Hf	ppm	0.008	0.004	0.003	0.016	0.018	0.006	0.003	0.003	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.002	0.004	0.007	0.005
Ta	ppm	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	-0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001
Pb	ppm	0.090	0.145	0.101	0.123	0.104	0.634	0.061	0.072	0.080	0.225	0.176	0.093	0.065	0.038	0.069	0.057	0.052	0.063
Th	ppm	0.015	0.001	0.003	0.001	0.002	0.008	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.009	0.003	0.003	0.003	0.038	0.042
U	ppm	0.003	0.002	0.001	0.010	0.007	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003	0.000	0.001	0.002	0.002	0.005	0.006	0.011	0.012
Gd	ppm	0.044	0.009	0.008	0.048	0.049	0.004	0.002	0.001	0.001	0.003	0.002	0.001	0.003	0.002	0.004	0.004	0.007	0.006

		3120	3120 (bis)	3121	3122	3122 (bis)	3123	3124	3125	3125 (bis)	3125 (bis)	3126	3126 (bis0)	3127	3127 (bis)	3127 (bis 3127 (bis)	3128	3128 (bis)
CNRS, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy (CRPG), France																		
SiO2	%	39.56		39.94	40.13		39.33	38.93	39.7			38.73		40.18				37.8
TiO2	%																	
Al2O3	%			0.22	0.31		0.26	0.27	0.36					0.25				0.29
Fe2O3	%	6.54		7.37	7.24		7.03	7.35	7.32			7.09		7.37				7.48
FeO	%																	
MnO	%	0.09		0.1	0.11		0.1	0.09	0.11				0.1	0.11				0.1
MgO	%	37.6		39.1	38.89		40.29	38.97	40.44			39.83		39.38				42.04
CaO	%			0.13	0.27		0.24		0.37					0.14				0.26
Na2O	%																	
K2O	%																	
P2O5	%																	
Loi+	%	14.83		11.44	11.57		11.59	12.7	9.96			12.62		10.8				10.55
H2O-	%	98.61		98.31	98.52		98.83	98.31	98.27			98.37		98.22				98.52
Total	%																	

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpes (LGCA-UMR 5025) à l'Université Joseph Fourier de Grenoble.

															4.15977	2.981	4.40598	3.0562031				
															42.5346	36.016	40.9882	39.594659				
															88.199	95.157	83.396	97.148	114.517	109.887		
															0.34559	0.358	0.32409	0.4262122				
		27.981	26.098	28.115	32.326	34.530	25.216	23.537	27.602	34.078	27.623	31.075	27.872	30.173	30.861	28.290	33.281	29.750	32.330			
															0.34539	0.292	0.31294	0.3217652				
Sc	ppm																					
V	ppm																					
Co	ppm	4.855	102.591	110.135	105.667	10.286	108.601	118.256	103.775	8.938	106.928	6.573	103.652	88.199	95.157	83.396	97.148	114.517	109.887			
Cu	ppm													0.34559	0.358	0.32409	0.4262122					
Zn	ppm	27.981	26.098	28.115	32.326	34.530	25.216	23.537	27.602	34.078	27.623	31.075	27.872	30.173	30.861	28.290	33.281	29.750	32.330			
Ga	ppm													0.34539	0.292	0.31294	0.3217652					
Rb	ppm	0.049	0.035	0.047	0.050	0.068	0.025	0.049	0.023	0.005	0.020	0.040	0.023	0.070	0.055	0.060	0.050	0.020	0.014			
Sr	ppm	1.377	0.911	0.719	0.960	1.411	0.548	0.593	0.610	0.782	0.618	1.352	0.761	0.971	0.824	0.854	0.917	0.472	0.835			
Y	ppm	0.031	0.034	0.027	0.013	0.011	0.020	0.062	0.007	0.007	0.009	0.056	0.066	0.047	0.047	0.047	0.053	0.014	0.013			
Zr	ppm	0.108	0.138	0.107	0.099	0.069	0.099	0.134	0.087	0.073	0.088	0.217	0.264	0.137	0.164	0.137	0.189	0.074	0.101			
Nb	ppm	0.016	0.015	0.015	0.012	0.015	0.019	0.032	0.020	0.010	0.025	0.023	0.022	0.006	0.003	0.004	0.005	0.017	0.013			
Cs	ppm	0.005	0.006	0.006	0.007	0.007	0.002	0.004	0.002	0.001	0.002	0.004	0.004	0.007	0.006	0.005	0.006	0.001	0.001			
Ba	ppm	0.163	0.180	0.223	0.229	0.193	0.627	0.270	0.314	0.304	0.388	0.198	0.216	0.188	0.274	0.221	0.233	1.516	0.196			
La	ppm	0.022	0.028	0.005	0.018	0.017	0.035	0.087	0.012	0.009	0.011	0.017	0.016	0.012	0.009	0.010	0.010	0.006	0.005			
Ce	ppm	0.041	0.046	0.011	0.036	0.033	0.068	0.165	0.021	0.016	0.019	0.026	0.030	0.019	0.018	0.019	0.020	0.011	0.009			
Pr	ppm	0.004	0.004	0.001	0.004	0.003	0.007	0.016	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003	0.001	0.002	0.003	0.001	0.001			
Nd	ppm	0.016	0.017	0.004	0.012	0.013	0.022	0.048	0.007	0.003	0.004	0.009	0.011	0.008	0.008	0.009	0.009	0.003	0.003			
Sm	ppm	0.002	0.004	0.001	0.004	0.002	0.005	0.011	0.001	0.001	0.002	0.000	0.003	0.006	0.003	0.003	0.003	0.001	0.003			
Eu	ppm	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001			
Gd	ppm	0.002	0.004	0.001	0.003	0.002	0.005	0.013	0.001	0.000	0.002	0.003	0.002	0.004	0.005	0.005	0.006	0.002	0.001			
Tb	ppm	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000			
Dy	ppm	0.003	0.003	0.002	0.001	0.002	0.002	0.011	0.000	0.001	0.001	0.005	0.004	0.006	0.006	0.007	0.007	0.001	0.001			
Ho	ppm	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.000	0.000			
Er	ppm	0.004	0.004	0.004	0.002	0.002	0.003	0.006	0.002	0.001	0.002	0.008	0.008	0.007	0.006	0.007	0.007	0.002	0.002			
Yb	ppm	0.006	0.005	0.005	0.002	0.004	0.005	0.008	0.005	0.005	0.004	0.011	0.011	0.009	0.010	0.009	0.008	0.006	0.006			
Lu	ppm	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002			
Hf	ppm	0.003	0.001	0.003	0.001	0.001	0.004	0.004	0.003	0.002	0.004	0.003	0.007	0.006	0.004	0.004	0.006	0.002	0.000			
Ta	ppm	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000			
Pb	ppm	0.034	0.031	0.064	0.023	0.049	0.073	0.066	0.092	0.011	0.060	0.063	0.032	0.051	0.035	0.049	0.050	1.340	0.037			
Th	ppm	0.004	0.006	0.002	0.002	0.001	0.005	0.009	0.001	0.000	0.002	0.002	0.003	0.000	0.002	0.001	0.001	0.004	0.002			
U	ppm	0.005	0.004	0.002	0.000	0.002	0.005	0.019	0.002	0.001	0.001	0.002	0.003	0.000	-0.001	0.000	0.001	0.001	0.001			
Gd	ppm	0.003	0.003	0.001	0.001	0.003	0.003	0.009	0.000	0.000	0.000	0.004	0.003	0.004	0.003	0.004	0.004	0.000	0.001			

		3129	3129 (bis)	3129 (bis)	3130	3130 (bis)	3131	3132	3133	3133 (bis)	3134	3134 (bis)	3135	3136	3136 (bis)	3136 (bis)	3136 (bis)	3136 (bis)	3137	3138	3138 (bis)
CNRS, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy (CRPG), France																					
SiO2	%	38.29			39.91		40.81	40	39.91		39.57		40.28	39.79					40.83	41.09	
TiO2	%																				
Al2O3	%	0.29					0.54	0.41	0.48		0.37		0.4	0.43					0.51	0.41	
Fe2O3	%	7.7			6.98		7.13	7.39	7.19		7.69		7.71	7.79					7.67	8.22	
FeO	%																				
MnO	%	0.11			0.11		0.1	0.11	0.1		0.11		0.11	0.11					0.11	0.12	
MgO	%	41.98			39.1		40.63	40.85	40.78		40.23		41.02	41.41					42.62	42.48	
CaO	%	0.31			0.52		0.36	0.29	0.23		0.16		0.32	0.31					0.37	0.39	
Na2O	%																				
K2O	%																				
P2O5	%																				
Loi+	%	9.94			12.49		9.78	10.39	10.93		11.91		10.34	10.32					8.44	7.79	
H2O-	%	98.62			99.1		99.33	99.43	99.61		100.03		100.17	100.16					100.55	100.5	
Total	%																				

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA-UMR 5025) à l'Université Joseph Fourier de Grenoble.

Sc	ppm													3.261	1.947	3.075						
V	ppm													41.721	46.585	39.388						
Co	ppm	#####	120.155	8.772	10.477	95.292	108.148	109.173	98.453	10.849	107.365	115.687		9.241	95.638	82.690	93.691	106.444	11.842	111.595		
Cu	ppm														1.674	1.018	0.938					
Zn	ppm	31.286	31.226	34.832	29.331	26.014	27.702	27.703	35.904	39.537	30.602	31.194		36.683	34.787	31.279	32.678	28.489	36.202	33.043		
Ga	ppm														0.426	0.454	0.399					
Rb	ppm	0.019	0.017	0.031	0.039	0.026	0.185	0.040	0.073	0.089	0.072	0.072		0.007	0.017	0.026	0.023	0.037	0.042	0.031		
Sr	ppm	0.677	0.396	1.423	1.406	0.947	0.752	0.609	0.984	1.429	1.114	0.718		0.656	0.485	0.546	0.501	0.949	1.501	1.089		
Y	ppm	0.013	0.012	0.011	0.012	0.008	0.053	0.008	0.178	0.162	0.020	0.018		0.008	0.012	0.008	0.006	0.012	0.019	0.020		
Zr	ppm	0.095	0.091	0.075	0.088	0.096	0.113	0.084	0.227	0.210	0.117	0.145		0.084	0.104	0.074	0.077	0.075	0.086	0.100		
Nb	ppm	0.016	0.042	0.015	0.017	0.015	0.023	0.013	0.022	0.025	0.015	0.014		0.011	0.006	0.008	0.005	0.014	0.019	0.017		
Cs	ppm	0.001	0.001	0.001	0.005	0.005	0.006	0.003	0.007	0.009	0.012	0.008		0.003	0.002	0.004	0.003	0.003	0.004	0.004		
Ba	ppm	0.113	0.155	0.120	0.977	1.003	0.240	0.216	0.238	0.230	1.038	0.982		0.171	0.178	0.150	0.155	0.391	0.214	0.225		
La	ppm	0.009	0.006	0.007	0.013	0.013	0.024	0.003	0.069	0.050	0.011	0.009		0.006	0.005	0.004	0.002	0.004	0.006	0.005		
Ce	ppm	0.013	0.012	0.010	0.021	0.021	0.056	0.006	0.162	0.133	0.022	0.019		0.006	0.009	0.008	0.006	0.009	0.005	0.010		
Pr	ppm	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.007	0.001	0.020	0.018	0.002	0.002		0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001		
Nd	ppm	0.001	0.004	0.002	0.005	0.006	0.029	0.002	0.078	0.079	0.006	0.005		0.004	0.002	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002		
Sm	ppm	0.000	0.002	-0.001	0.001	0.001	0.006	0.002	0.020	0.022	0.002	0.003		0.002	0.002	0.001	0.001	0.003	0.001	0.002		
Eu	ppm	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.003	0.002	0.001	0.000		0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001		
Gd	ppm	0.000	0.002	0.001	0.000	0.002	0.006	0.002	0.028	0.023	0.003	0.001		0.001	0.001	0.000	0.002	0.002	0.000	0.004		
Tb	ppm	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.004	0.003	0.000	0.000		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Dy	ppm	0.002	0.000	0.001	0.002	0.001	0.007	0.001	0.021	0.024	0.002	0.002		0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002		
Ho	ppm	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.004	0.005	0.000	0.001		0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000		
Er	ppm	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003	0.007	0.001	0.013	0.015	0.003	0.003		0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.004	0.002		
Yb	ppm	0.006	0.007	0.006	0.005	0.003	0.009	0.006	0.015	0.014	0.008	0.008		0.007	0.007	0.005	0.006	0.007	0.009	0.010		
Lu	ppm	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002		0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003		
Hf	ppm	0.002	0.002	0.003	0.002	0.001	0.003	0.003	0.004	0.004	0.002	0.004		0.003	0.002	0.003	0.000	0.002	0.001	0.001		
Ta	ppm	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001		
Pb	ppm	0.032	0.062	0.046	0.683	0.643	0.063	0.062	0.101	0.121	0.104	0.099		0.058	0.099	0.105	0.056	0.071	0.037	0.036		
Th	ppm	0.003	0.005	0.001	0.001	0.003	0.008	0.002	0.006	0.007	0.005	0.005		0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002		
U	ppm	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.005	0.002	0.006	0.007	0.002	0.002		0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001		
Gd	ppm	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.006	0.000	0.025	0.022	0.002	0.002		0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000		

3139 3139 (bis) 3140 3140 (bis) 3141 3141 (bis) 3142 3143 3143 (bis) 3144 3144 (bis) 3145 3145 (bis) 3147 3149 3149 (bis) 3149 3149 (bis) 4368 4368 (bis)

CNRS, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy (CRPG), France

SiO2	%	48.02		50.26		39.8		37.37	45.29		40.9		53.04		39.41	42.44				
TiO2	%																			
Al2O3	%					0.32		0.47			0.29				0.23	0.34				
Fe2O3	%	6.75		6.37		7.75		7.91	6.97		6.68		5.11		7.41	7.65				
FeO	%																			
MnO	%	0.07		0.08		0.11		0.11	0.05		0.08		0.11		0.11	0.08				
MgO	%	33.62		32.35		40.61		41.31	34.27		33.7		29.47		41.3	35.82				
CaO	%					0.3		0.24												
Na2O	%																			
K2O	%																			
P2O5	%																			
Loi+	%	12.47		11.41		10.88		11.67	13.32		17.63		11.88		11.09	13.17				
H2O-	%	100.92		100.47		99.77		99.07	99.9		99.28		99.6		99.69	99.5				
Total	%																			

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA-UMR 5025) à l'Université Joseph Fourier de Grenoble.

Sc	ppm														6.428	6.385	6.728			35.113	34.379
V	ppm														48.531	42.461	43.712			103.539	101.578
Co	ppm	2.980	101.348	2.840	98.371	10.197	104.627	110.593	94.525	88.997	79.033	11.101	90.543	4.094	107.225	80.275	92.372	93.397	9.305	66.541	63.988
Cu	ppm														0.961	0.895	1.007			72.201	69.949
Zn	ppm	21.468	19.094	25.476	22.914	34.620	30.518	34.684	26.478	28.109	39.248	43.787	23.379	25.707	27.433	29.337	31.442	33.553	35.190	28.625	25.445
Ga	ppm														0.404	0.330	0.361131			5.702	5.703
Rb	ppm	0.034	0.020	0.030	0.015	0.186	0.180	0.064	0.014	0.013	0.017	0.036	0.021	0.039	0.025	0.028	0.025	0.018	0.006	0.324	0.299
Sr	ppm	1.046	0.697	0.666	0.323	2.492	1.880	1.613	0.708	0.833	0.513	1.015	0.247	0.696	0.356	0.513	0.392	0.413	0.632	41.376	39.963
Y	ppm	0.273	0.302	0.650	0.740	0.021	0.028	0.025	0.096	0.121	0.155	0.149	0.179	0.165	0.040	0.085	0.078	0.080	0.077	2.769	2.702
Zr	ppm	0.103	0.137	0.260	0.278	0.103	0.127	0.069	0.084	0.109	0.092	0.083	0.163	0.135	0.161	0.116	0.115	0.141	0.098	1.125	1.073
Nb	ppm	0.013	0.014	0.019	0.020	0.018	0.017	0.017	0.014	0.017	0.015	0.017	0.012	0.013	0.012	0.013	0.005	0.008	0.011	0.009	0.008
Cs	ppm	0.001	0.001	0.001	0.001	0.035	0.034	0.007	0.001	0.001	0.002	0.004	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.044	0.039
Ba	ppm	0.058	0.071	0.157	0.156	0.778	0.779	0.737	0.071	0.081	0.074	0.055	0.084	0.066	0.232	0.115	0.134	0.108	0.114	7.539	7.373
La	ppm	0.118	0.125	0.201	0.207	0.016	0.017	0.012	0.068	0.075	0.042	0.039	0.161	0.153	0.004	0.071	0.063	0.064	0.063	0.068	0.064
Ce	ppm	0.007	0.009	0.023	0.024	0.029	0.032	0.024	0.008	0.005	0.009	0.006	0.012	0.007	0.009	0.042	0.040	0.037	0.036	0.217	0.224
Pr	ppm	0.030	0.030	0.060	0.062	0.003	0.003	0.004	0.011	0.011	0.011	0.012	0.023	0.022	0.001	0.014	0.012	0.013	0.012	0.045	0.048
Nd	ppm	0.134	0.122	0.243	0.227	0.008	0.008	0.013	0.043	0.047	0.046	0.046	0.097	0.110	0.005	0.067	0.056	0.059	0.060	0.282	0.286
Sm	ppm	0.032	0.039	0.067	0.070	0.002	0.004	0.003	0.011	0.009	0.014	0.011	0.018	0.020	0.002	0.013	0.009	0.010	0.010	0.160	0.159
Eu	ppm	0.010	0.011	0.017	0.016	0.002	0.002	0.001	0.003	0.003	0.003	0.004	0.008	0.008	0.000	0.016	0.016	0.013	0.014	0.096	0.090
Gd	ppm	0.046	0.050	0.073	0.093	0.001	0.005	0.002	0.011	0.012	0.020	0.016	0.022	0.028	0.004	0.011	0.012	0.009	0.012	0.275	0.295
Tb	ppm	0.003	0.003	0.011	0.012	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.002	0.005	0.004	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.064	0.056
Dy	ppm	0.013	0.012	0.070	0.066	0.002	0.002	0.002	0.004	0.005	0.010	0.009	0.025	0.023	0.004	0.006	0.006	0.007	0.004	0.434	0.394
Ho	ppm	0.004	0.004	0.014	0.016	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.003	0.003	0.006	0.006	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.094	0.096
Er	ppm	0.012	0.010	0.045	0.045	0.004	0.002	0.003	0.006	0.004	0.008	0.009	0.020	0.018	0.006	0.005	0.007	0.005	0.004	0.294	0.284
Yb	ppm	0.010	0.009	0.033	0.028	0.007	0.005	0.006	0.007	0.006	0.006	0.008	0.019	0.017	0.011	0.009	0.008	0.008	0.007	0.272	0.265
Lu	ppm	0.002	0.002	0.006	0.007	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.004	0.004	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.041	0.037
Hf	ppm	0.002	0.003	0.005	0.005	0.003	0.001	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.005	0.004	0.002	0.003	0.003	0.047	0.045
Ta	ppm	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Pb	ppm	0.068	0.063	0.095	0.082	0.084	0.071	0.087	0.046	0.025	0.018	0.032	0.044	0.048	0.153	0.322	0.265	0.277	0.234	0.125	0.059
Th	ppm	0.001	0.004	0.001	0.003	0.001	0.003	0.005	0.003	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.003	0.001	0.002	0.001	0.000	0.004	0.005
U	ppm	0.000	0.000	0.003	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000	0.001	0.001	0.002	0.003
Gd	ppm	0.041	0.047	0.071	0.078	0.002	0.004	0.002	0.009	0.009	0.017	0.015	0.031	0.027	0.002	0.011	0.010	0.011	0.008	0.279	0.273

ANNEXE IV

Microsonde électronique Composition chimique des phases minérales

Université de Hobart
Tasmanie
Australie

Formula	P2O5	V2O5	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	CoO	NiO	ZnO	SrO	BaO	Na2O	K2O	Total	Point#	Species	Section	Facies
Olivines																						
7 / 1 .	-0.01	0.01	40.21	0.00	0.00	0.00	32.33	0.01	0.02	5.52	0.01	0.50	0.01	-0.01	0.05	0.05	0.03	78.76	7	olivine	2926	DC
9 / 1 .	0.02	0.00	38.86	0.00	0.00	-0.01	31.20	0.07	0.04	4.47	0.01	0.42	0.01	-0.04	0.04	0.06	0.04	75.24	9	olivine	2926	DC
10 / 1 .	0.01	-0.01	40.98	0.01	-0.02	0.03	35.02	0.10	0.04	5.01	-0.02	0.46	0.03	-0.06	0.04	0.05	0.05	81.84	10	olivine	2926	DC
4 / 1 .	-0.02	0.00	60.07	0.01	0.02	-0.01	21.31	0.10	0.01	3.35	-0.01	0.41	0.01	-0.06	0.02	0.04	0.07	85.41	4	olivine	2926	DC
5 / 1 .	0.01	0.00	41.23	0.01	-0.01	0.01	35.77	0.06	0.03	5.58	0.02	0.48	0.00	-0.04	0.07	0.05	0.03	83.33	5	olivine	2926	DC
8 / 1 .	0.02	0.00	53.72	-0.01	0.02	0.00	26.25	0.11	0.00	4.51	0.01	0.33	0.07	-0.04	0.02	0.21	0.09	85.35	8	olivine	2926	DC
9 / 1 .	0.00	0.00	41.46	0.00	-0.02	-0.01	50.11	0.02	0.10	8.23	0.01	0.39	-0.06	-0.03	0.05	0.01	0.02	100.39	9	olivine	3148	DP
11 / 1 .	0.00	0.00	41.28	0.00	0.01	0.01	50.62	0.03	0.16	8.23	0.02	0.40	-0.02	-0.05	0.09	-0.01	0.01	100.87	11	olivine	3148	DP
17 / 1 .	0.01	-0.01	40.91	-0.02	0.00	0.01	49.86	0.06	0.11	8.29	0.00	0.42	-0.02	-0.06	0.03	0.00	0.01	99.73	17	olivine	3148	DP
18 / 1 .	0.05	0.01	41.08	-0.02	-0.02	0.03	50.13	0.01	0.11	8.30	-0.01	0.40	0.01	-0.06	0.02	0.00	-0.02	100.14	18	olivine	3148	DP
19 / 1 .	-0.05	-0.03	41.20	0.03	0.00	0.01	50.28	0.01	0.14	8.43	-0.02	0.42	0.06	-0.07	0.06	0.03	-0.02	100.66	19	olivine	3148	DP
17 / 1 .	0.00	0.00	36.06	-0.04	0.14	0.00	38.91	0.04	0.06	6.79	0.06	0.24	-0.03	-0.04	0.06	0.00	0.02	82.39	17	olivine	3142	DP
10 / 1 .	-0.02	-0.01	35.57	-0.03	0.00	-0.02	43.10	0.04	0.06	6.71	0.05	0.38	-0.04	-0.04	0.09	0.01	-0.01	86.00	10	olivine	3148	DP
12 / 1 .	0.01	0.00	23.69	-0.01	0.00	0.02	41.37	0.17	0.60	21.01	-0.03	0.35	0.03	-0.02	0.04	-0.01	0.00	87.31	12	olivine	3148	DP
22 / 1 .	0.01	-0.01	32.93	-0.01	0.00	0.02	43.71	0.07	0.10	8.78	0.00	0.26	0.00	-0.02	0.05	0.01	0.01	85.96	22	olivine	3141	DP
24 / 1 .	0.02	-0.02	37.50	0.03	0.00	-0.02	41.18	0.05	0.08	6.06	0.04	0.15	-0.01	-0.04	0.04	0.01	0.01	85.17	24	olivine	3141	DP
28 / 1 .	-0.02	0.01	37.19	0.01	0.01	-0.01	42.46	0.05	0.08	6.20	0.00	0.31	-0.05	-0.05	0.05	0.01	0.01	86.38	28	olivine	3141	DP
30 / 1 .	0.00	-0.01	35.81	0.00	0.01	0.01	42.98	0.05	0.07	6.33	-0.01	0.29	0.00	-0.04	0.06	0.01	0.00	85.64	30	olivine	3141	DP
32 / 1 .	-0.02	0.02	34.51	0.04	0.00	0.02	41.43	0.04	0.08	9.19	0.00	0.33	0.07	-0.01	0.03	0.01	0.00	85.78	32	olivine	3141	DP
30 / 1 .	0.00	0.02	41.30	0.02		0.05	50.45	0.04	0.10	7.34		0.37	0.00		0.01	0.03	0.03	99.78	30	olivine	3113	DV
32 / 1 .	-0.01	-0.06	41.25	0.01			50.45	0.01	0.09	7.33	0.04	0.38			0.02	0.00		99.57	32	olivine	3113	DV
34 / 1 .	0.00	-0.04	41.31	0.00	0.01	0.05	50.78		0.09	7.51	0.01	0.39	0.06		0.02	0.02	0.02	100.26	34	olivine	3113	DV
37 / 1 .	-0.01	-0.02	40.14	-0.03	0.01	0.01	49.74	0.03	0.10	7.24	0.00	0.38	0.00	-0.04	0.02	0.00	0.01	97.69	37	olivine	3113	DV
38 / 1 .	0.00	0.00	40.59	0.00	0.00	0.00	49.81	0.03	0.12	7.31	0.02	0.39	0.03	-0.04	0.04	0.02	-0.01	98.36	38	olivine	3113	DV
58 / 1 .	0.02	0.00	42.92	-0.03	0.99	0.79	36.67	0.01	0.13	4.08	0.06	0.12	0.05	-0.02	0.10	0.00	-0.01	85.95	58	olivine	2902	DV
57 / 1 .	0.02	0.02	43.00	0.01	1.12	0.80	35.02	0.04	0.12	4.15	0.00	0.17	0.05	0.01	0.06	-0.01	0.00	84.58	57	olivine	2902	DV
31 / 1 .	0.00	-0.01	40.15	0.03	0.01	0.00	41.22	0.03	0.04	3.74	0.01	0.29	0.01	-0.04	0.03	0.02	0.01	85.59	31	olivine	3113	DV
33 / 1 .	0.01	-0.02	41.14	-0.04	0.01	0.03	50.48	0.01	0.10	7.60	0.02	0.35	-0.02	-0.05	0.05	0.01	0.01	99.82	33	olivine	3113	DV
35 / 1 .	0.00	0.02	40.85	-0.02	0.01	0.00	39.97	0.03	0.09	5.39	0.02	0.18	-0.08	-0.03	0.04	0.01	0.00	86.62	35	olivine	3113	DV
23 / 1 .	0.02	0.01	42.49	-0.01	0.01	0.05	39.23	0.00	0.00	2.56	0.03	0.57	-0.01	-0.01	0.06	0.06	0.01	85.10	23	olivine	3139	DZ
3 / 1 .	0.01	0.04	44.13	0.01	0.01	0.00	37.41	0.03	0.00	3.80	0.03	0.26	-0.01	-0.03	0.02	0.05	-0.01	85.79	3	olivine	2927	DZ
12 / 1 .	-0.03	0.00	43.85	-0.03	0.01	-0.01	38.39	0.05	0.03	4.00	-0.02	0.29	-0.01	-0.03	0.06	0.02	0.01	86.72	12	olivine	2927	DZ
13 / 1 .	0.01	-0.02	43.15	-0.02	0.00	-0.03	39.14	0.03	0.01	3.10	-0.01	0.29	0.04	-0.01	0.02	0.02	0.00	85.82	13	olivine	2927	DZ
16 / 1 .	0.03	0.00	42.70	0.02	0.01	0.05	37.43	0.04	0.01	4.27	0.04	0.28	-0.01	-0.03	0.03	0.01	0.00	84.92	16	olivine	2927	DZ
17 / 1 .	-0.01	-0.03	42.80	0.02	0.01	0.01	36.16	0.05	0.05	4.88	0.00	0.36	0.00	-0.03	0.06	0.03	0.00	84.43	17	olivine	2927	DZ
20 / 1 .	0.02	-0.02	43.80	-0.01	0.01	-0.01	39.17	0.03	-0.01	3.11	0.01	0.26	-0.03	-0.05	0.07	0.02	0.01	86.51	20	olivine	2927	DZ
21 / 1 .	-0.01	-0.01	43.51	0.02	0.04	0.02	37.80	0.05	0.03	4.85	-0.01	0.30	0.04	-0.01	0.09	0.02	0.00	86.76	21	olivine	2927	DZ
5 / 1 .	0.00	-0.01	42.11	-0.05	0.00	-0.02	36.39	0.05	0.02	4.92	-0.03	0.32	-0.01	-0.04	0.05	0.04	0.01	83.91	5	olivine	2927	DZ
6 / 1 .	0.01	-0.05	42.46	0.01	0.01	0.02	36.68	0.06	0.04	4.94	0.03	0.33	0.03	-0.05	0.08	0.03	-0.01	84.75	6	olivine	2927	DZ
7 / 1 .	0.01	0.01	42.59	0.02	0.00	-0.04	35.98	0.05	0.05	5.16	0.04	0.32	0.06	-0.03	0.07	0.01	0.01	84.38	7	olivine	2927	DZ
24 / 1 .	0.01	-0.03	43.11	0.01	0.01	-0.01	36.96	0.01	0.02	4.89	0.01	0.31	-0.05	-0.11	0.03	0.03	0.02	85.42	24	olivine	2927	DZ

Formula	P2O5	V2O5	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	CoO	NiO	ZnO	SrO	BaO	Na2O	K2O	Total	Point#	Species	Section	Facies	
Olivines																							
10 / 1 .	0.04	-0.02	46.86	0.02	0.10	0.01	37.76	0.04	0.01	4.13	0.04	0.57	0.02	-0.04	0.10	0.12	0.01	89.83	10	olivine	3139	DZ	
19 / 1 .	0.01	0.01	45.64	-0.02	0.01	0.01	38.82	0.01	0.03	3.46	0.01	0.58	0.07	-0.04	0.02	0.12	0.01	88.81	19	olivine	3139	DZ	
20 / 1 .	0.03	-0.04	46.41	0.00	0.03	0.00	39.16	0.03	0.05	3.95	0.01	0.58	0.01	-0.06	0.08	0.13	0.04	90.49	20	olivine	3139	DZ	
2 / 1 .	0.03	-0.01	42.87	0.02	0.00	0.03	37.04	0.03	0.05	4.55	-0.04	0.33	0.04	-0.05	0.03	0.03	0.00	85.03	2	olivine	2927	DZ	
5 / 1 .	0.03	0.00	45.76	0.00	1.13	1.21	36.02	-0.01	0.06	2.66	-0.01	0.22	0.01	-0.03	0.07	0.01	0.01	87.16	5	olivine	3150	DZ	
6 / 1 .	0.00	0.04	46.83	0.03	1.15	1.10	35.08	0.02	0.10	2.40	0.03	0.21	-0.01	-0.07	0.08	0.00	0.01	87.09	6	olivine	3150	DZ	
9 / 1 .	0.02	-0.01	54.43	0.02	0.01	0.03	20.58	0.02	0.01	2.25	0.00	0.30	-0.01	-0.02	0.08	0.06	0.02	77.82	9	olivine	3139	DZ	
13 / 1 .	0.03	0.01	56.89	0.00	0.01	0.00	16.09	0.03	-0.01	2.11	-0.02	0.27	0.01	-0.04	0.07	0.06	0.02	75.60	13	olivine	3139	DZ	
14 / 1 .	0.01	0.03	53.40	-0.01	0.02	0.02	22.23	0.04	0.03	2.32	0.01	0.33	0.02	-0.01	0.05	0.05	0.01	78.55	14	olivine	3139	DZ	
17 / 1 .	0.02	0.03	54.26	0.01	0.02	0.02	15.26	0.12	0.03	2.21	0.02	0.30	-0.03	-0.05	-0.01	0.08	0.03	72.40	17	olivine	3139	DZ	
18 / 1 .	0.01	-0.01	52.27	0.00	-0.01	0.06	17.26	0.01	0.03	2.56	-0.01	0.38	-0.01	-0.03	0.08	0.08	0.02	72.76	18	olivine	3139	DZ	
25 / 1 .	0.00	0.01	70.25	-0.04	0.03	0.02	12.84	0.00	0.00	1.05	0.02	0.26	0.01	-0.03	0.08	0.03	0.00	84.61	25	olivine	3139	DZ	
1 / 1 .	0.03	-0.01	43.21	-0.02	0.01	0.01	37.67	0.06	0.02	3.87	-0.02	0.29	-0.05	-0.02	0.08	0.04	0.01	85.29	1	olivine	2927	DZ	
11 / 1 .	0.00	-0.03	42.26	0.01	0.00	0.00	37.34	0.03	0.07	4.84	0.03	0.35	0.09	-0.01	-0.03	0.01	0.01	85.04	11	olivine	2927	DZ	
14 / 1 .	-0.02	0.01	42.41	0.01	0.00	0.01	37.08	0.03	0.00	4.95	0.01	0.30	0.03	-0.01	0.04	0.02	0.02	84.92	14	olivine	2927	DZ	
15 / 1 .	-0.01	0.02	42.19	-0.02	0.02	-0.02	37.83	0.03	0.05	4.75	0.02	0.35	0.00	-0.03	0.04	0.04	0.01	85.35	15	olivine	2927	DZ	
18 / 1 .	0.02	0.02	42.23	-0.02	-0.02	0.00	37.11	0.06	0.07	4.71	0.00	0.33	0.02	0.01	0.09	0.02	0.01	84.68	18	olivine	2927	DZ	
19 / 1 .	0.00	0.01	42.66	0.02	0.02	0.00	37.76	0.02	0.04	4.64	0.02	0.32	0.03	-0.02	0.08	0.00	0.02	85.66	19	olivine	2927	DZ	
23 / 1 .	0.01	-0.01	42.42	0.00	0.02	0.03	36.89	0.05	0.04	5.00	0.00	0.36	0.00	-0.04	0.06	0.03	0.01	84.90	23	olivine	2927	DZ	
3 / 1 .	0.01	-0.05	46.34	0.03	1.20	1.19	35.80	0.00	0.03	2.38	0.01	0.22	-0.03	-0.02	0.05	0.00	0.01	87.26	3	olivine	3150	DZ	
21 / 1 .	0.02	0.00	41.04	0.00	0.01	0.02	50.57	0.01	0.14	8.33	-0.02	0.40	-0.04	-0.07	0.02	0.01	0.01	100.59	21	olivine	2934	HZ1	
22 / 1 .		0.01	41.05	-0.03	0.00	-0.02	50.14	0.01	0.14	8.31	0.04	0.41	-0.02	-0.05	0.07	0.00	0.00	100.17	22	olivine	2934	HZ1	
25 / 1 .		-0.02	40.86	0.04	0.00	0.08	50.25	0.05	0.11	8.14	-0.01	0.41	0.07	-0.03	0.05	0.00	-0.02	100.06	25	olivine	2934	HZ1	
26 / 1 .	0.00	0.01	41.15	-0.02	0.00	0.00	49.83	0.03	0.10	8.39	0.05	0.40	0.05	-0.05	0.06	0.01	0.00	100.09	26	olivine	2934	HZ1	
31 / 1 .	0.00	0.00	41.45	0.00	0.00	-0.01	50.46	0.02	0.10	8.22	-0.01	0.38	0.02	-0.06	0.04	0.00	0.00	100.70	31	olivine	3121	HZ1	
32 / 1 .	0.02	0.03	41.28	0.00	0.02	0.00	49.97	0.02	0.10	7.99	0.02	0.41	0.02	-0.03	0.13	0.00	-0.02	100.02	32	olivine	3121	HZ1	
33 / 1 .	0.00	0.03	41.18	-0.01	0.02	-0.02	50.64	0.02	0.08	8.09	0.04	0.37	-0.02	-0.05	0.05	0.00	-0.01	100.52	33	olivine	3121	HZ1	
21 / 1 .	0.00	-0.02	41.24	-0.01	0.00	0.00	50.01	0.01	0.14	8.43	0.03	0.33	-0.01	-0.02	0.08	0.01	0.01	100.28	21	olivine	3141	HZ1	
23 / 1 .	0.01	0.00	41.21	0.02	0.01	0.01	49.85	-0.01	0.13	8.39	0.04	0.33	0.10	-0.06	0.03	0.01	0.01	100.16	23	olivine	3141	HZ1	
27 / 1 .		0.00	41.03	0.00	0.01	0.05	49.80	0.00	0.09	8.47	0.04	0.35	-0.04	-0.07	0.11	0.00	0.01	99.97	27	olivine	3141	HZ1	
29 / 1 .	0.01	0.00	41.07	0.02	0.02	0.03	49.87	0.05	0.06	8.56	0.01	0.34	-0.05	-0.05	0.06	0.01	-0.01	100.13	29	olivine	3141	HZ1	
31 / 1 .		0.04	41.35	0.01	-0.01	-0.02	49.84	0.03	0.13	8.69	-0.01	0.34	0.07	-0.02	0.04	0.00	-0.01	100.53	31	olivine	3141	HZ1	
37 / 1 .	0.01	-0.01	41.14	0.00	0.00	0.01	49.41	0.04	0.13	8.43	-0.01	0.28	-0.03	-0.06	0.05	0.01	0.00	99.54	37	olivine	3141	HZ1	
38 / 1 .		0.00	41.05	-0.03	-0.01	-0.04	49.80	0.02	0.15	8.37	0.03	0.34	-0.01	-0.05	0.03	0.00	0.00	99.78	38	olivine	3141	HZ1	
16 / 1 .	0.01	0.00	39.69	0.01	0.01	0.00	48.53	0.02	0.09	8.57	0.05	0.40	-0.04	-0.06	0.11	0.01	0.01	97.51	16	olivine	3142	HZ1	
18 / 1 .	0.00	-0.02	39.86	-0.02	-0.01	0.04	48.20	0.01	0.08	8.26	0.02	0.44	-0.03	-0.05	0.00	0.01	0.00	96.91	18	olivine	3142	HZ1	
24 / 1 .	0.02	-0.01	40.35	-0.02	0.01	0.05	49.05	0.01	0.12	8.56	-0.01	0.43	-0.06	-0.01	0.05	0.01	0.00	98.66	24	olivine	3142	HZ1	
27 / 1 .	0.02	-0.03	40.17	-0.01	-0.01	0.01	49.03	0.02	0.09	8.48	0.02	0.39	0.02	-0.02	0.06	0.00	0.02	98.34	27	olivine	3142	HZ1	
29 / 1 .	0.01	0.01	40.03	0.00	0.01	0.00	48.86	0.03	0.13	8.51	0.00	0.39	0.02	-0.04	0.03	0.00	0.01	98.03	29	olivine	3142	HZ1	
36 / 1 .	0.02	0.02	41.07	0.01	0.00	0.01	50.24	-0.02	0.09	8.30	0.00	0.40	-0.03	-0.05	-0.01	0.00	0.00	100.17	36	olivine	3121	HZ1	
34 / 1 .	-0.02	0.01	35.97	-0.01	0.01	0.00	42.29	0.04	0.05	5.93	-0.03	0.35	0.04	-0.04	0.06	0.01	0.01	84.78	34	olivine	3121	HZ1	

Formula	P2O5	V2O5	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	CoO	NiO	ZnO	SrO	BaO	Na2O	K2O	Total	Point#	Species	Section	Facies	
Olivines																							
35 / 1 .	0.02	0.01	38.68	-0.01	-0.01	0.01	40.51	-0.01	0.04	5.38	0.01	0.35	-0.04	-0.05	0.02	-0.01	0.00	85.03	35	olivine	3121	HZ1	
37 / 1 .	-0.01	-0.01	40.00	0.00	0.00	0.00	48.52	0.05	0.07	8.05	0.04	0.43	-0.04	-0.01	0.03	0.01	-0.01	97.20	37	olivine	3121	HZ1	
38 / 1 .	0.00	0.02	36.79	-0.01	-0.01	0.03	41.01	0.02	0.05	6.33	0.03	0.37	-0.02	-0.04	0.06	0.01	0.00	84.74	38	olivine	3121	HZ1	
6 / 1 .		0.01	41.26	0.01	0.01	0.02	49.83	0.04	0.11	8.05	0.03	0.40	0.05	-0.04	0.09	0.01	-0.01	99.94	6	olivine	3126	HZ2	
9 / 1 .		0.02	40.94	0.01	-0.01	0.00	50.14	0.03	0.09	8.35	0.01	0.41	-0.03	-0.03	0.08	0.02	0.02	100.12	9	olivine	3126	HZ2	
11 / 1 .	0.02	-0.02	41.43	-0.02	-0.01	-0.03	50.57	0.02	0.17	8.17	0.04	0.43	0.02	-0.05	0.03	0.01	-0.01	100.90	11	olivine	3126	HZ2	
13 / 1 .	0.00	0.01	41.22	-0.04	0.01	-0.01	50.23	0.03	0.15	8.05	0.03	0.39	0.00	-0.05	0.03	0.01	0.00	100.15	13	olivine	3126	HZ2	
4 / 1 .	0.00	-0.01	41.27	0.01	0.01	-0.03	49.74	0.01	0.15	8.24	0.02	0.38	0.05	-0.03	0.04	-0.01	-0.01	99.92	4	olivine	3125	HZ2	
7 / 1 .		0.01	41.10	0.00	0.01	-0.04	50.13	0.01	0.14	7.91	0.02	0.41	0.02	-0.03	0.00	0.00	0.01	99.77	7	olivine	3125	HZ2	
9 / 1 .	0.03	0.00	41.10	0.00	0.00	0.01	50.08	0.00	0.09	8.22	-0.01	0.42	-0.02	-0.05	0.07	0.00	0.01	100.02	9	olivine	3125	HZ2	
5 / 1 .	0.00	0.02	35.43	0.01	0.00	0.00	41.72	0.04	0.09	6.16	0.03	0.31	0.02	-0.02	0.08	0.00	-0.01	83.91	5	olivine	3125	HZ2	
8 / 1 .	0.01	0.02	39.41	0.00	0.01	0.02	39.45	0.02	0.06	5.77	0.00	0.33	-0.03	-0.04	0.06	0.01	-0.01	85.16	8	olivine	3125	HZ2	
10 / 1 .	0.03	-0.01	35.27	0.00	-0.01	0.03	42.00	0.05	0.08	6.47	-0.01	0.36	0.01	-0.04	-0.02	0.00	-0.01	84.29	10	olivine	3125	HZ2	
7 / 1 .	0.03	-0.03	38.45	0.02	0.00	0.04	39.11	0.05	0.05	6.60	0.03	0.30	-0.06	0.00	0.08	0.01	0.01	84.77	7	olivine	3126	HZ2	
10 / 1 .	0.01	-0.01	39.23	-0.01	0.01	-0.02	39.58	0.02	0.06	5.94	0.01	0.36	-0.04	-0.03	-0.03	0.01	0.01	85.25	10	olivine	3126	HZ2	
12 / 1 .	0.01	-0.01	40.11	0.01	0.00	0.02	38.99	0.03	0.06	5.56	0.03	0.23	0.02	-0.01	0.04	0.01	0.01	85.13	12	olivine	3126	HZ2	
14 / 1 .	-0.01	-0.01	40.57	0.00	-0.01	0.04	49.65	0.00	0.10	8.12	-0.01	0.39	0.00	-0.06	0.09	0.00	0.03	98.99	14	olivine	3126	HZ2	
16 / 1 .	0.02	0.03	41.20	0.01			49.95	0.01	0.13	7.91	0.02	0.40			0.07	0.02	0.01	99.78	16	olivine	3124	HZ3	
18 / 1 .	0.01	0.03	41.17	0.01	0.01	0.01	49.72	0.00	0.13	8.11	0.01	0.37	0.03		0.03		0.02	99.66	18	olivine	3124	HZ3	
3 / 1 .	0.00	-0.01	40.87	-0.01	0.01	0.02	49.85	-0.01	0.17	8.47	0.02	0.39	-0.02	-0.03	0.05	0.02	0.00	99.88	3	olivine	3138	HZ5	
8 / 1 .	0.02	-0.03	40.85	0.00	0.00	0.00	50.09	0.02	0.11	8.34	0.03	0.41	-0.05	-0.05	0.02	0.01	0.00	99.89	8	olivine	3138	HZ5	
12 / 1 .	-0.03	0.00	41.03	0.02	0.02	0.00	49.85	0.03	0.09	8.36	0.05	0.41	0.07	-0.03	0.01	-0.02	-0.01	99.94	12	olivine	3138	HZ5	
15 / 1 .	0.03	-0.03	41.17	0.01	0.02	0.04	50.54	0.02	0.12	8.02	0.05	0.42	0.01	-0.04	0.03	0.01	0.02	100.50	15	olivine	3135	HZ5	
22 / 1 .	0.01	0.01	41.08	0.01	0.00	0.00	50.19	0.02	0.10	8.33	0.03	0.41	0.04	-0.05	0.05	0.00	0.01	100.30	22	olivine	3135	HZ5	
24 / 1 .	0.01	-0.02	40.95	0.01	0.00	-0.01	49.95	0.02	0.16	8.23	0.04	0.35	0.01	-0.06	0.02	0.00	0.01	99.75	24	olivine	3135	HZ5	
35 / 1 .	0.02	-0.03	41.22	0.05	0.02	0.05	49.92	0.00	0.09	8.47	-0.04	0.40	-0.01	-0.04	0.05	0.00	-0.01	100.30	35	olivine	3134	HZ5	
37 / 1 .	0.01	0.03	41.16	-0.03	0.02	0.01	49.85	0.01	0.12	8.46	0.00	0.41	0.06	-0.04	0.03	0.01	0.01	100.21	37	olivine	3134	HZ5	
41 / 1 .	-0.01	-0.03	41.00	0.01	-0.02	0.01	50.33	0.00	0.09	8.11	0.01	0.43	0.00	-0.02	0.03	0.00	0.00	100.02	41	olivine	3134	HZ5	
43 / 1 .	0.00	0.05	41.00	-0.01	0.02	-0.03	50.07	0.04	0.10	8.20	0.04	0.39	-0.02	-0.03	0.02	0.03	0.04	100.00	43	olivine	3134	HZ5	
45 / 1 .	0.00	0.00	41.03	0.00	-0.01	0.00	50.37	0.02	0.11	8.28	0.04	0.41	0.00	-0.06	0.03	0.02	0.01	100.33	45	olivine	3134	HZ5	
4 / 1 .	0.00	-0.02	38.54	0.01	0.03	-0.02	40.70	0.02	0.12	7.46	-0.02	0.29	0.03	-0.04	0.04	0.03	0.00	87.28	4	olivine	3138	HZ5	
9 / 1 .	-0.01	-0.01	40.78	-0.01	0.01	0.04	50.09	0.02	0.11	8.23	0.00	0.40	-0.02	-0.04	-0.01	-0.01	-0.01	99.68	9	olivine	3138	HZ5	
13 / 1 .	0.00	0.01	41.00	0.02	0.02	0.00	50.33	0.02	0.14	8.49	-0.01	0.39	-0.05	-0.06	0.05	0.01	0.00	100.48	13	olivine	3138	HZ5	
16 / 1 .	0.01	0.00	41.25	-0.01	0.00	0.00	49.91	0.02	0.10	7.87	0.03	0.43	-0.01	-0.07	0.05	0.00	0.01	99.68	16	olivine	3135	HZ5	
23 / 1 .	0.01	-0.01	40.60	-0.01	-0.01	-0.03	49.17	0.02	0.07	8.12	0.03	0.39	0.02	-0.05	0.04	0.00	-0.01	98.48	23	olivine	3135	HZ5	
36 / 1 .	0.00	-0.02	40.70	0.02	0.02	0.03	49.56	0.00	0.12	8.26	0.03	0.38	0.08	-0.04	0.07	0.00	0.02	99.29	36	olivine	3134	HZ5	
38 / 1 .	0.00	0.01	40.77	0.00	0.00	0.04	49.39	0.02	0.12	8.24	-0.02	0.40	-0.02	-0.06	0.04	0.01	0.01	99.07	38	olivine	3134	HZ5	
42 / 1 .	-0.03	-0.02	40.67	0.00	0.04	-0.01	37.94	0.03	0.09	5.58	-0.01	0.42	0.03	-0.07	0.00	0.00	0.00	84.81	42	olivine	3134	HZ5	
44 / 1 .	-0.02	0.01	34.25	0.01	0.01	-0.01	43.17	0.04	0.08	6.82	0.03	0.35	-0.01	-0.03	0.05	0.00	0.00	84.83	44	olivine	3134	HZ5	
46 / 1 .	-0.01	0.02	36.26	0.01	0.00	0.01	41.89	0.01	0.06	7.72	0.03	0.32	-0.02	-0.04	0.04	0.00	0.03	86.41	46	olivine	3134	HZ5	
38 / 1 .	0.02	0.02	40.50	-0.01	0.00	0.02	49.45	0.02	0.10	8.68	0.04	0.33	0.06	-0.04	0.07	-0.01	0.01	99.31	38	olivine	2925	Pyroxénite	
39 / 1 .	0.00	-0.01	42.66	0.02	0.00	0.00	40.58	0.03	0.02	3.00	0.00	0.12	0.06	-0.03	0.08	0.01	0.02	86.60	39	olivine	2925	Pyroxénite	
40 / 1 .	0.02	0.01	42.83	0.01	0.00	0.01	39.63	0.01	0.00	4.03	0.02	0.14	0.03	-0.05	-0.03	-0.01	0.00	86.76	40	olivine	2925	Pyroxénite	
37 / 1 .	-0.01	0.04	43.35	0.01	0.01	0.03	41.94	0.02	0.00	2.69	0.00	0.25	-0.01	-0.04	0.05	0.00	0.01	88.42	37	olivine	2925	Pyroxénite	

Formula	P2O5	V2O5	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	CoO	NiO	ZnO	SrO	BaO	Na2O	K2O	Total	Point#	Species	Section	Facies
Pyroxène																						
20 / 1.	0.00	-0.01	60.83	0.01	0.62	0.14	30.85	0.03	0.02	1.68	0.03	0.21	-0.01	-0.09	0.04	0.28	0.03	94.79	20	pyroxène	3124	HZ3
21 / 1.	0.00	0.03	44.34	0.01	0.35	0.14	37.20	0.04	0.10	5.49	0.02	0.25	0.03	-0.07	0.01	0.01	0.01	88.02	21	pyroxène	3124	HZ3
22 / 1.	-0.01	-0.02	44.28	0.00	0.32	0.07	37.48	0.02	0.06	5.57	0.04	0.28	0.01	-0.01	0.03	0.01	0.00	88.16	22	pyroxène	3124	HZ3
23 / 1.	0.02	-0.03	44.08	0.01	0.31	0.04	36.75	0.01	0.05	5.84	0.02	0.22	0.02	-0.05	0.07	0.01	0.01	87.46	23	pyroxène	3124	HZ3
24 / 1.	0.00	0.01	46.33	-0.01	0.20	0.08	34.09	3.96	0.07	4.06	0.03	0.08	-0.05	-0.05	0.10	0.21	0.05	89.27	24	pyroxène	3124	HZ3
6 / 1.	-0.02	0.01	56.56	-0.05	1.65	0.53	34.90	0.67	0.12	5.56	0.02	0.08	0.06	-0.06	-0.01	0.01	0.00	100.15	6	Pyroxène	3138	HZ5
7 / 1.	0.00	-0.01	56.78	0.00	1.64	0.46	34.67	0.67	0.12	5.34	0.02	0.07	0.01	-0.07	0.05	0.02	0.02	99.88	7	Pyroxène	3138	HZ5
10 / 1.	-0.03	-0.02	56.19	-0.01	1.87	0.64	33.85	1.26	0.15	5.17	0.01	0.07	0.03	-0.06	0.06	0.01	0.01	99.30	10	Pyroxène	3138	HZ5
11 / 1.	0.00	0.02	56.37	-0.03	1.97	0.71	34.17	0.79	0.13	5.47	0.01	0.10	0.05	-0.05	0.05	-0.01	-0.01	99.85	11	Pyroxène	3138	HZ5
14 / 1.	0.02	0.04	56.03	0.04	1.94	0.62	34.08	0.70	0.13	5.30	0.01	0.11	0.05	-0.08	0.04	0.01	0.01	99.09	14	Pyroxène	3138	HZ5
15 / 1.	-0.04	0.02	55.82	-0.01	1.85	0.62	34.00	0.75	0.13	5.30	0.03	0.09	0.00	-0.04	0.05	0.00	0.00	98.66	15	Pyroxène	3138	HZ5
12 / 1.	-0.01	0.00	56.92	0.00	1.98	0.65	33.70	1.72	0.12	5.12	0.02	0.09	0.06	-0.05	0.04	0.02	0.00	100.45	12	pyroxène	3135	HZ5
13 / 1.	0.00	-0.01	56.51	0.02	2.11	0.75	34.35	0.92	0.14	5.16	0.05	0.09	-0.03	-0.08	0.06	0.02	0.01	100.19	13	pyroxène	3135	HZ5
14 / 1.	0.01	-0.01	56.62	-0.01	1.98	0.67	34.67	0.90	0.13	5.15	0.03	0.09	-0.08	-0.03	0.10	0.02	0.00	100.37	14	pyroxène	3135	HZ5
17 / 1.	0.02	-0.02	56.71	0.00	1.84	0.58	34.40	1.07	0.14	5.29	0.00	0.09	0.03	-0.06	0.02	0.01	0.00	100.19	17	pyroxène	3135	HZ5
18 / 1.	-0.02	-0.01	56.90	0.01	2.05	0.71	34.74	0.74	0.12	5.29	-0.01	0.11	0.02	-0.06	0.07	0.01	-0.02	100.77	18	pyroxène	3135	HZ5
19 / 1.	-0.01	0.00	56.67	-0.01	2.01	0.66	33.30	2.35	0.14	4.94	0.01	0.10	0.08	-0.06	-0.02	0.00	0.01	100.26	19	pyroxène	3135	HZ5
39 / 1.	-0.02	0.04	56.41	-0.01	2.11	0.74	34.07	1.37	0.09	5.31	0.00	0.12	0.03	-0.03	0.09	0.01	-0.01	100.39	39	pyroxène	3134	HZ5
40 / 1.	0.02	0.00	56.42	-0.01	1.97	0.63	34.05	1.52	0.13	5.09	0.02	0.08	0.01	-0.04	0.10	0.00	-0.01	100.04	40	pyroxène	3134	HZ5
47 / 1.	-0.02	0.03	56.35	0.03	2.04	0.69	34.79	0.71	0.16	5.34	-0.05	0.09	-0.03	-0.08	0.07	0.00	-0.02	100.31	47	pyroxène	3134	HZ5
27 / 1.	0.03	0.03	54.45	0.00	1.94	0.81	24.83	14.56	0.08	3.01	-0.02	0.05	0.01	-0.06	0.06	0.06	0.01	99.94	27	pyroxène	3135	HZ5
42 / 1.	-0.01	0.02	56.99	0.03	0.37	0.33	35.00	0.24	0.07	5.30	0.02	0.07	-0.05	-0.04	0.04	0.02	-0.02	98.50	42	Pyroxène	2925	Pyroxénite
43 / 1.	0.00	-0.01	57.76	-0.01	0.37	0.28	35.30	0.24	0.11	5.49	0.02	0.09	0.04	-0.03	0.07	0.02	-0.01	99.80	43	Pyroxène	2925	Pyroxénite
44 / 1.	0.00	-0.04	57.33	0.01	0.42	0.34	35.40	0.22	0.09	5.61	0.06	0.09	0.01	-0.05	0.04	0.03	-0.02	99.65	44	Pyroxène	2925	Pyroxénite
45 / 1.	0.02	0.01	57.49	0.02	0.31	0.28	35.36	0.24	0.12	5.20	0.03	0.07	0.04	0.01	0.02	0.02	0.00	99.24	45	Pyroxène	2925	Pyroxénite
48 / 1.	-0.01	0.01	57.55	0.04	0.44	0.29	34.92	0.34	0.06	5.33	0.03	0.09	0.00	-0.07	0.02	0.05	0.00	99.19	48	Pyroxène	2925	Pyroxénite
47 / 1.	-0.02	0.01	48.56	-0.01	0.26	0.03	37.86	0.13	0.06	4.63	0.01	0.03	0.04	-0.04	0.03	0.05	0.04	91.73	47	Pyroxène	2925	Pyroxénite
Magnetite																						
2 / 1.	0.01	0.03	1.05	0.04	0.02	0.91	0.54	0.01	0.06	86.76	0.01	0.05	-0.02	0.01	0.10	0.01	0.01	89.63	2	Magnetite	3139	DZ
25 / 1.	0.02	0.01	0.17	0.00	0.00	0.03	0.29	0.03	0.44	89.98	-0.05	0.16	0.04	-0.02	0.08	0.03	0.01	91.30	25	Magnetite	2927	DZ
26 / 1.	-0.03	0.02	0.13	-0.01	-0.01	-0.02	2.14	-0.01	3.98	82.88	-0.04	0.01	0.05	-0.01	0.07	0.02	0.01	89.30	26	Magnetite	2927	DZ
30 / 1.	0.02	0.05	1.30	0.02	0.00	0.03	1.17	0.00	0.08	85.80	0.04	0.85	-0.05	-0.02	0.09	0.00	0.01	89.46	30	Magnetite	2927	DZ
31 / 1.	0.03	0.00	0.03	-0.01	0.01	0.03	0.32	0.02	0.14	90.31	0.05	0.29	0.01	-0.01	0.09	0.02	-0.03	91.35	31	Magnetite	2927	DZ
Serpentine																						
5 / 1.	0.01	0.03	39.46		0.22		36.81	0.03	0.05	6.28		0.03					0.01	82.92	5	Serpentine	3142	DP
6 / 1.	0.04	0.01	39.00		0.14	0.02	37.30	0.05	0.11	6.20	0.03	0.16	0.02		0.06		0.02	83.16	6	Serpentine	3142	DP
7 / 1.			39.40		0.15		38.00	0.03	0.06	5.90		0.27			0.04	0.01		83.85	7	Serpentine	3142	DP
13 / 1.	0.01		40.42		0.00	0.02	49.27		0.12	8.39	0.01	0.42	0.02		0.06	0.01	0.01	98.76	13	Serpentine	3142	DP
19 / 1.			56.17	0.01	1.51	0.52	33.68	0.85	0.15	5.49	0.04	0.08			0.09	0.02	0.02	98.63	19	Serpentine	3142	DP
28 / 1.			39.55	0.01	0.01	0.00	37.51	0.04	0.09	5.84		0.43			0.06	0.00	0.01	83.54	28	Serpentine	3142	DP
33 / 1.			39.19		0.04	0.01	40.52	0.04	0.11	5.00	0.04	0.16			0.07			85.17	33	Serpentine	3141	DP
34 / 1.			43.38	0.01	0.12	0.03	40.58	0.02	0.02	3.27		0.13			0.01	0.00	0.02	87.60	34	Serpentine	3141	DP
39 / 1.	0.05	0.04	34.73				41.89	0.09	0.13	6.82	0.03	0.38	0.00		0.01	0.01	0.01	84.19	39	Serpentine	3113	DV

Formula	P2O5	V2O5	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	CoO	NiO	ZnO	SrO	BaO	Na2O	K2O	Total	Point#	Species	Section	Facies
Serpentine																						
5 / 1 .	0.03	0.00	45.76	0.00	1.13	1.21	36.02		0.06	2.66		0.22	0.01		0.07	0.01	0.01	87.16	5	Serpentine	3150	DZ
6 / 1 .	0.00	0.04	46.83	0.03	1.15	1.10	35.08	0.02	0.10	2.40	0.03	0.21			0.08		0.01	87.09	6	Serpentine	3150	DZ
9 / 1 .	0.02	-0.01	54.43	0.02	0.01	0.03	20.58	0.02	0.01	2.25		0.30			0.08	0.06	0.02	77.82	9	Serpentine	3139	DZ
13 / 1 .	0.03	0.01	56.89		0.01	0.00	16.09	0.03		2.11		0.27	0.01		0.07	0.06	0.02	75.60	13	Serpentine	3139	DZ
14 / 1 .	0.01	0.03	53.40		0.02	0.02	22.23	0.04	0.03	2.32	0.01	0.33	0.02		0.05	0.05	0.01	78.55	14	Serpentine	3139	DZ
17 / 1 .	0.02	0.03	54.26	0.01	0.02	0.02	15.26	0.12	0.03	2.21	0.02	0.30			-0.01	0.08	0.03	72.40	17	Serpentine	3139	DZ
18 / 1 .	0.01	-0.01	52.27	0.00		0.06	17.26	0.01	0.03	2.56		0.38			0.08	0.08	0.02	72.76	18	Serpentine	3139	DZ
25 / 1 .	0.00	0.01	70.25		0.03	0.02	12.84	0.00	0.00	1.05	0.02	0.26	0.01		0.08	0.03	0.00	84.61	25	Serpentine	3139	DZ
1 / 1 .	0.03	-0.01	43.21		0.01	0.01	37.67	0.06	0.02	3.87		0.29			0.08	0.04	0.01	85.29	1	Serpentine	2927	DZ
11 / 1 .	0.00	-0.03	42.26	0.01	0.00	0.00	37.34	0.03	0.07	4.84	0.03	0.35	0.09		-0.03	0.01	0.01	85.04	11	Serpentine	2927	DZ
14 / 1 .	-0.02	0.01	42.41	0.01		0.01	37.08	0.03	0.00	4.95	0.01	0.30	0.03		0.04	0.02	0.02	84.92	14	Serpentine	2927	DZ
15 / 1 .	-0.01	0.02	42.19		0.02		37.83	0.03	0.05	4.75	0.02	0.35	0.00		0.04	0.04	0.01	85.35	15	Serpentine	2927	DZ
18 / 1 .	0.02	0.02	42.23			0.00	37.11	0.06	0.07	4.71		0.33	0.02		0.09	0.02	0.01	84.68	18	Serpentine	2927	DZ
19 / 1 .	0.00	0.01	42.66	0.02	0.02		37.76	0.02	0.04	4.64	0.02	0.32	0.03		0.08	0.00	0.02	85.66	19	Serpentine	2927	DZ
23 / 1 .	0.01	-0.01	42.42		0.02	0.03	36.89	0.05	0.04	5.00		0.36			0.06	0.03	0.01	84.90	23	Serpentine	2927	DZ
3 / 1 .	0.01	-0.05	46.34	0.03	1.20	1.19	35.80	0.00	0.03	2.38	0.01	0.22			0.05		0.01	87.26	3	Serpentine	3150	DZ
6 / 1 .	0.00	0.00	43.02	-0.01	0.02	-0.01	38.44	0.03	0.03	1.71	0.02	0.18	0.03	-0.06	0.04	0.04	0.02	83.59	6	Serpentine	2926	DC
40 / 1 .			40.54		0.00	0.01	40.70	0.04	0.05	4.06		0.32			0.08	0.04	0.02	85.85	40	Serpentine	3113	DV
41 / 1 .			37.07		0.00		41.03	0.11	0.11	6.15	0.04	0.28			0.07	0.13	0.06	85.05	41	Serpentine	3113	DV
7 / 1 .	0.01	0.03	91.66	0.04	0.01		0.13		0.02	0.21		0.02		-0.05	0.07	0.02	0.00	92.21	7	Serpentine	3139	DZ
16 / 1 .			91.44	0.02	0.01		0.04	0.02	0.02	0.10		0.01		-0.05	0.04	0.01	0.00	91.70	16	Serpentine	3139	DZ
8 / 1 .	0.02	0.04	44.50	0.02	0.01		40.31	0.01		2.21	0.01	0.07	0.00	-0.03	0.03	0.02	0.00	87.25	8	Serpentine	2927	DZ
9 / 1 .	0.01	0.01	44.01	0.02	0.02		39.68	0.02	0.03	2.45	0.02	0.07		-0.03	0.05	0.02	0.01	86.43	9	Serpentine	2927	DZ
10 / 1 .	0.00		43.87	0.02	0.01	0.02	39.22	0.04	0.02	2.97		0.23		-0.01	0.06	0.02		86.48	10	Serpentine	2927	DZ
27 / 1 .			44.63		0.04	0.05	35.41	0.10	0.08	4.19	0.05	0.12	0.02	-0.02	0.09	0.06	0.04	84.89	27	Serpentine	2927	DZ
28 / 1 .	0.01		44.55		0.02	0.04	39.38	0.02	0.03	1.52	0.00	0.11	0.02	-0.05	0.12	0.02	0.02	85.86	28	Serpentine	2927	DZ
29 / 1 .	0.03		44.81		0.01		39.89	0.05		2.11	0.03	0.12		-0.05	0.06	0.01	0.00	87.12	29	Serpentine	2927	DZ
1 / 1 .	0.02		45.00	0.01	0.32	0.05	40.05		0.06	1.17	0.03	0.14		-0.05	0.04	0.04	0.01	86.94	1	Serpentine	3150	DZ
2 / 1 .	0.01		44.81	0.00	0.26	0.02	39.81	0.01	0.09	1.16	0.00	0.12		-0.03	0.12	0.02	0.02	86.44	2	Serpentine	3150	DZ
8 / 1 .	0.01	0.01	39.42	0.01	0.01	0.00	40.05	-0.01	0.04	5.43	0.00	0.38	-0.05	-0.03	0.04	0.00	0.00	85.40	8	Serpentine	3126	HZ2
25 / 1 .	-0.01	-0.03	38.47	0.01	0.03	0.00	40.15	0.02	0.08	6.75	0.00	0.42	0.04	-0.03	0.03	0.02	0.02	86.04	25	Serpentine	3135	HZ5
26 / 1 .	0.01	-0.02	37.30	0.02	0.02	0.01	41.15	0.02	0.05	5.91	-0.02	0.32	0.03	-0.04	0.06	0.00	0.00	84.88	26	Serpentine	3135	HZ5
36 / 1 .	0.00	-0.02	45.94	0.00	0.40	0.33	35.49	0.07	0.12	5.74	-0.01	0.07	0.03	-0.07	0.08	0.03	0.06	88.36	36	Serpentine	2925	Pyroxèneite
46 / 1 .	-0.02	0.03	57.48	-0.03	0.38	0.03	31.19	0.03	-0.02	2.59	-0.02	0.01	-0.02	-0.02	0.08	0.12	0.02	91.94	46	Serpentine	2925	Pyroxèneite
Chrysotile																						
4 / 1 .	0.02	0.01	41.30	0.00	0.00	0.03	28.41	-0.01	0.01	2.00	0.00	0.23	0.00	0.00	0.08	0.05	0.02	72.17	4	Chrysotile	3139	DZ
5 / 1 .	0.01	0.02	41.77	0.00	0.02	0.01	31.72	-0.01	0.03	2.10	0.02	0.25	0.05	-0.04	0.06	0.06	0.02	76.14	5	Chrysotile	3139	DZ
6 / 1 .	0.00	-0.02	45.00	0.01	-0.01	0.00	35.77	0.01	0.05	2.24	0.02	0.23	0.06	0.00	0.06	0.06	0.00	83.52	6	Chrysotile	3139	DZ
8 / 1 .	0.01	0.02	85.18	-0.01	0.00	0.00	0.21	0.00	-0.03	0.27	-0.01	-0.01	0.04	-0.09	0.06	-0.01	-0.04	85.80	8	Chrysotile	3139	DZ
56 / 1 .	0.02	0.01	44.81	-0.01	0.20	0.03	33.92	0.00	0.08	2.44	0.01	0.13	-0.04	-0.02	0.07	0.03	0.01	81.78	56	Chrysotile	2902	DV
7 / 1 .	0.02	0.02	44.49	0.01	0.30	0.04	39.41	-0.02	0.04	1.30	0.00	0.18	-0.01	-0.04	0.04	0.03	0.01	85.88	7	Chrysotile	3150	DZ

Formula	P2O5	V2O5	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	CoO	NiO	ZnO	SrO	BaO	Na2O	K2O	Total	Point#	Species	Section	Facies
Chromite																						
1 / 1 .	-0.01	0.07	0.06	0.06	6.81	59.08	8.41	0.00	0.31	17.98	0.03	0.02	0.13	0.07	0.10	0.01	-0.02	93.15	1	Cr	2926	DC
8 / 1 .	0.02	0.07	0.02	0.05	13.21	58.40	11.21	-0.02	0.27	15.92	0.03	0.03	0.19	0.05	0.16	-0.01	-0.01	99.63	8	Cr	3148	DP
13 / 1 .	0.01	0.07	0.04	0.06	13.12	58.79	11.52	0.00	0.32	15.28	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.02	0.00	99.53	13	Cr	3148	DP
16 / 1 .	0.00	0.10	0.01	0.03	12.97	58.49	11.19	0.00	0.35	16.30	0.03	0.05	0.13	0.03	0.04	0.00	0.00	99.71	16	Cr	3148	DP
20 / 1 .	-0.01	0.09	0.00	0.01	12.69	58.78	10.46	0.02	0.36	17.26	0.10	0.04	0.24	0.02	0.12	0.00	0.00	100.19	20	Cr	3148	DP
54 / 1 .	0.01	0.06	0.07		16.70	54.22	12.24		0.27	15.35	0.11	0.06	0.08	0.94	0.06		0.01	100.19	54	Cr	2902	DV
55 / 1 .	0.03	0.12	0.02	0.03	16.39	54.74	12.38		0.28	14.89	0.03	0.06	0.10	0.95	0.10			100.11	55	Cr	2902	DV
42 / 1 .	0.01	0.07	0.03	0.06	11.12	59.84	11.75	0.02	0.27	15.02	0.04	0.05	0.07	0.03	0.05	0.02	0.02	98.47	42	Cr	3113	DV
1 / 1 .		0.06	0.01	0.05	5.76	67.41	11.78	0.00	0.26	14.36	0.08	0.03	0.13	1.17	0.05	0.01		101.16	1	Cr	3139	DZ
3 / 1 .				0.06	4.93	67.15	10.68	0.01	0.36	15.75	0.06	0.06	0.18	1.06	0.09	0.02	0.00	100.42	3	Cr	3139	DZ
15 / 1 .	0.02	0.00	0.06	0.03	5.71	66.68	11.61	0.01	0.35	14.59	0.02	0.04	0.09	1.14	0.04	0.03	0.00	100.43	15	Cr	3139	DZ
27 / 1 .		0.04	0.03	0.07	6.15	65.64	11.57	0.01	0.29	14.46	0.07	0.05	0.15	1.07	0.10	0.02		99.73	27	Cr	3139	DZ
28 / 1 .	0.02	0.04	0.03	0.08	5.71	66.64	11.27		0.26	15.17	0.05	0.00	0.03	1.12	0.03			100.46	28	Cr	3139	DZ
4 / 1 .	0.01	0.07	0.02	0.09	11.59	57.71	9.71		0.37	19.27	0.08	0.05	0.25	0.91	0.07	0.02		100.23	4	Cr	2927	DZ
4 / 1 .		0.05	0.07	0.03	21.41	49.67	13.40	0.00	0.25	14.35	0.02	0.10	0.11	0.03	0.01	0.03	0.01	99.55	4	Cr	3150	DZ
1 / 1 .	0.02	0.02	0.03	0.01	22.08	47.61	11.81		0.32	16.47	0.12	0.08	0.23	0.01	0.08	0.03	0.02	98.95	1	Cr	3142	HZ1
11 / 1 .		0.08	0.05	0.07	22.37	47.21	12.50	0.03	0.27	15.17	0.08	0.06	0.18	0.04	0.07	0.01		98.19	11	Cr	3142	HZ1
12 / 1 .		0.07	0.06	0.05	22.40	46.48	12.12	0.00	0.32	15.66	0.07	0.08	0.23	0.03		0.00	0.01	97.58	12	Cr	3142	HZ1
14 / 1 .		0.04	0.02	0.03	22.42	46.60	12.04		0.29	15.76	0.08	0.08	0.14	0.04	0.12	0.01		97.68	14	Cr	3142	HZ1
25 / 1 .		0.05	0.04	0.00	25.37	43.63	12.08	0.00	0.28	16.93	0.11	0.05	0.27	0.03	0.06	0.02	0.02	98.92	25	Cr	3141	HZ1
26 / 1 .	0.01	0.05	0.02	0.03	24.82	45.06	12.52	0.02	0.26	16.45	0.07	0.03	0.28	0.05	0.02	0.01		99.71	26	Cr	3141	HZ1
35 / 1 .	0.00	0.05	0.03	0.03	23.80	47.23	14.07	0.01	0.25	13.60	0.08	0.07	0.17	0.06	0.08	0.01		99.55	35	Cr	3141	HZ1
36 / 1 .		0.05	0.04	0.00	24.01	46.59	13.29	0.01	0.28	14.64	0.06	0.09	0.16	0.02	0.03	0.03	0.03	99.34	36	Cr	3141	HZ1
28 / 1 .		0.06	0.04		17.56	53.19	11.56	0.00	0.36	15.99	0.09	0.00	0.18	0.02	0.05	0.01	0.03	99.13	28	Cr	3121	HZ1
42 / 1 .		0.05		0.01	17.52	53.51	12.12	0.01	0.29	15.25	0.04	0.06	0.15	0.05		0.01	0.00	99.06	42	Cr	3121	HZ1
31 / 1 .	0.01	0.05	0.04		24.41	46.06	13.06	0.01	0.23	14.80	0.06	0.06	0.21	0.06	0.06	0.00		99.11	31	Cr	2934	HZ1
1 / 1 .	-0.02	0.09	0.35	0.12	7.08	62.50	7.93	-0.02	0.42	20.60	0.08	0.02	0.25	0.01	0.09	0.08	0.01	99.61	1	Cr	3126	HZ2
2 / 1 .	0.00	0.09	0.03	0.13	8.15	63.13	10.55	0.00	0.29	16.89	0.02	0.05	0.15	0.05	0.07	0.01	0.01	99.62	2	Cr	3126	HZ2
3 / 1 .	0.01	0.06	0.03	0.11	7.84	63.03	9.27	0.02	0.35	18.49	0.07	0.01	0.14	0.02	0.06	0.02	-0.01	99.53	3	Cr	3126	HZ2
4 / 1 .	-0.05	0.12	0.09	0.11	7.84	62.21	8.06	0.02	0.40	20.50	0.06	0.02	0.17	0.07	0.06	0.05	-0.01	99.79	4	Cr	3126	HZ2
1 / 1 .		0.04	0.04	0.01	22.56	46.58	12.30	0.01	0.28	16.60	0.06	0.04	0.24	0.05	0.13	0.02	0.02	98.96	1	Cr	3125	HZ2
2 / 1 .		0.06	0.04	0.00	22.71	46.85	12.15	0.00	0.28	16.31	0.05	0.05	0.27	0.06	0.12	0.00	0.03	98.98	2	Cr	3125	HZ2
3 / 1 .		0.07	0.05	0.00	22.76	47.08	12.77		0.30	15.41	0.05	0.05	0.25	0.03	0.07			98.88	3	Cr	3125	HZ2
13 / 1 .	0.01	0.08	0.05	0.02	15.46	55.62	11.87	0.01	0.31	15.52	0.07	0.06	0.18	0.05	0.05	0.00	0.00	99.37	13	Cr	3124	HZ3
15 / 1 .	-0.01	0.13	0.06	0.01	15.33	55.58	11.77	-0.01	0.28	15.60	0.09	0.04	0.18	0.04	0.11	0.02	0.01	99.25	15	Cr	3124	HZ3
33 / 1 .	0.02	0.07	0.02		27.50	42.45	13.52		0.23	15.47	0.09	0.07	0.21	0.03	0.07			99.75	33	Cr	3134	HZ5
34 / 1 .		0.02	0.02	0.01	27.65	42.11	13.52	0.00	0.25	15.36	0.05	0.07	0.13	0.02	0.06	0.02		99.31	34	Cr	3134	HZ5
11 / 1 .	0.02	0.03	0.02	0.01	26.21	44.20	13.57		0.26	14.95	0.03	0.08	0.15	0.04	0.04	0.00		99.60	11	Cr	3135	HZ5
20 / 1 .		0.04	0.10		26.20	44.23	13.73		0.21	14.90	0.02	0.09	0.14	0.05	0.11	0.02	0.00	99.84	20	Cr	3135	HZ5
21 / 1 .		0.04	0.01	0.01	26.85	43.05	13.12		0.28	15.52	0.04	0.05	0.14	0.02	0.05		0.02	99.19	21	Cr	3135	HZ5
32 / 1 .	-0.01	0.02	0.13	0.06	8.13	57.86	9.20	0.01	0.34	18.17	0.08	0.04	0.02	0.90	0.10	0.03	-0.02	95.08	32	Cr	2925	Pyroxénite
33 / 1 .	0.03	0.01	0.05	0.09	8.41	59.25	8.91	0.00	0.35	18.17	0.05	0.04	0.14	0.88	0.13	0.02	0.00	96.53	33	Cr	2925	Pyroxénite
34 / 1 .	0.02	0.03	0.04	0.10	10.26	59.39	10.33	0.01	0.32	17.38	0.08	0.00	0.09	0.86	0.05	0.00	0.01	98.99	34	Cr	2925	Pyroxénite
35 / 1 .	-0.03	0.06	0.04	0.14	8.45	60.20	8.74	-0.01	0.30	19.52	0.08	0.04	0.12	0.98	0.08	0.01	-0.03	98.76	35	Cr	2925	Pyroxénite
57 / 1 .	-0.02	0.09	0.03	-0.01	16.77	52.99	12.46	0.02	0.24	15.02	0.06	0.07	0.09	0.73	0.01	0.01	-0.01	98.60	57	Cr	2928	Pyroxénite
58 / 1 .	-0.01	0.07	0.06	0.01	17.67	51.20	12.67	0.00	0.26	15.22	0.02	0.09	0.09	0.69	0.05	0.02	0.00	98.11	58	Cr	2928	Pyroxénite

ANNEXE V

Sc versus Fe, Cr₂O₃, Ni et Co 296 échantillons provenant de 4 sondages

Laboratoire de Lakefield, Lakefield, Ontario, Canada
Analyses par INAA technique

Sample_ID	% Ni	% Co	% Fe	ppm Sc	% Cr2O3	Faciès
11541	0.26	0.02	5.88	7.6	0.41	DH11
11542	0.23	0.02	5.99	5.6	0.39	DI1
11543	0.32	0.02	5.95	6.8	0.42	DI1
11544	2.14	0.03	8.47	9.4	0.63	DI3
4605	0.64	0.02	5.83	3.7	0.44	DN2
4604	1.07	0.02	6.17	4.1	0.45	DN3
4606	1.15	0.04	11.9	10.3	0.67	DN4
4597	0.42	0.02	5.61	6.9	0.39	HI1
4599	0.64	0.02	5.25	7.1	0.41	HI1
4608	0.25	0.02	5.52	5.9	0	HI1
4612	0.3	0.02	6.03	7.1	0	HI1
4614	0.35	0.02	5.18	5.9	0	HI1
4615	0.23	0.02	5.07	6.5	0	HI1
4616	0.26	0.02	5.8	6.6	0	HI1
4619	0.23	0.02	5.31	5.9	0	HI1
4621	0.25	0.02	5.58	6.2	0	HI1
7055	0.72	0.02	5.74	6.8	0.41	HI1
7056	1.15	0.04	5.78	7.1	0.41	HI1
7058	0.44	0.02	5.6	6.8	0.39	HI1
7065	0.66	0.02	5.47	7.4	0.4	HI1
7067	0.8	0.02	5.37	7.1	0.4	HI1
7072	0.18	0.02	4.25	6.4	0	HI1
7073	0.21	0.02	5.1	6.8	0	HI1
7074	0.18	0.02	4.27	6.6	0	HI1
11534	0.56	0.02	5.4	8.6	0.47	HI1
11537	0.33	0.02	6.03	6.2	0.42	HI1
11546	0.22	0.03	5.37	7.1	0	HI1
4596	1.94	0.03	7.35	7.5	0.47	HI2
4609	0.26	0.02	5.82	5.9	0	HI2
4617	0.33	0.02	6.01	7.5	0	HI2
7054	2.21	0.03	7.82	9.4	0.57	HI2
11536	0.74	0.02	5.51	8.4	0.45	HI2
11545	0.73	0.02	5.82	6.1	0	HI2
4610	0.59	0.02	5.45	6.1	0	HI3
4618	0.57	0.02	6.57	7.4	0	HI3
7057	1.8	0.04	8.4	10.3	0.67	HI3
4560	3.21	0.04	9	9.4	0.7	HI4
4594	2.77	0.05	9.15	9.4	0.69	HI4
4595	2.71	0.04	10.1	11.3	0.75	HI4
4598	2.13	0.02	7.19	8.5	0.54	HI4
4600	1.83	0.03	8.18	8.5	0.6	HI4
4613	0.61	0.02	6.82	7.8	0	HI4
4557	2.41	0.1	18.7	19.7	2.05	HI5
4558	2.89	0.05	10.7	8.8	0.93	HI5
4559	2.78	0.05	13.5	13.2	1.15	HI5
4593	2.78	0.08	14.4	16	1.1	HI5
7068	2.64	0.06	21.9	25.4	1.62	HI5
7069	2.24	0.08	19.9	24.4	1.41	HI5
7071	0.38	0.02	5.26	6.8	0	HI5
11533	1.77	0.11	19.5	22.6	1.43	HI5
11535	1.71	0.08	12.1	14.1	0.88	HI5
11538	2.04	0.08	11.9	15	1.06	HI5
11539	1.9	0.13	20.5	25.4	2.13	HI5
4602	1.38	0.02	6.1	5	0.46	HN3
4607	0.52	0.02	5.38	5.2	0	HN3
4611	0.58	0.02	6.51	7.3	0	HN4
4552	2.94	0.05	15.3	18.8	1.31	HN5
7070	2.37	0.06	16.8	19.7	1.2	HN5
4570	1.66	0.99	42.3	57.2	4.51	LJ

Sample_ID	% Ni	% Co	% Fe	ppm Sc	% Cr2O3	Faciès
4571	1.63	0.61	46.5	49	4.89	LJ
4572	1.66	0.64	49	61.1	3.31	LJ
4578	1.66	0.51	49	53.5	4.97	LJ
4583	1.43	0.58	48.7	52.3	5.21	LJ
4584	2.05	1.16	42.9	53.7	3.95	LJ
4585	1.91	0.6	49.1	50	4.03	LJ
4494	1.16	0.06	52.2	61.9	3.08	LJ
4495	1.24	0.07	52	65.5	3.14	LJ
4496	1.36	0.15	50.4	68.9	3.71	LJ
4497	1.23	0.05	51.7	61.7	3.75	LJ
4498	1.49	0.22	48.7	60.3	3.96	LJ
4499	1.75	0.2	40.1	49.4	3.01	LJ
4568	1.59	0.18	50.3	64.9	5.1	LJ
4569	1.62	0.32	49.1	65.6	5.31	LJ
4570	1.66	0.99	42.3	63.2	4.51	LJ
4571	1.63	0.61	46.5	54.7	4.89	LJ
4572	1.66	0.64	49	60.5	3.31	LJ
4573	1.64	0.4	49.7	60.6	4.73	LJ
4574	1.21	0.24	50.3	51.7	5.8	LJ
4575	1.25	0.25	50.2	56.6	5.59	LJ
4576	1.11	0.27	49.2	58.7	6.42	LJ
4577	1.52	0.31	50.6	58.5	5.26	LJ
4578	1.66	0.51	49	57.8	4.97	LJ
4579	1.62	0.33	49.7	57.8	4.57	LJ
4581	1.48	0.41	49.3	59.1	4.94	LJ
4582	1.66	0.46	48.9	54.2	4.42	LJ
4583	1.43	0.58	48.7	54.9	5.21	LJ
4584	2.05	1.16	42.9	61.2	3.95	LJ
4585	1.91	0.6	49.1	50.8	4.03	LJ
4589	1.6	0.48	48	56.6	5.71	LJ
6882	1.36	0.3	48.9	55.3	3.33	LJ
6883	1.48	0.1	49.4	58.7	3.52	LJ
6884	1.41	0.11	49.5	64.9	3.22	LJ
6885	1.45	0.42	47.7	68.1	4.08	LJ
6886	1.53	0.12	48.6	62.4	3.74	LJ
6887	1.55	0.15	48.7	62.6	3.16	LJ
6888	1.56	0.33	47.1	65.2	4.01	LJ
6889	1.54	0.31	47.2	65.7	4.02	LJ
6890	1.75	0.55	45.8	61.5	3.45	LJ
6891	1.78	0.64	41.3	54.4	2.88	LJ
6892	1.74	0.38	44.3	56.7	3.69	LJ
6893	1.54	0.4	43.3	58.4	3.42	LJ
6894	1.17	0.17	46.9	84.2	4.29	LJ
6895	1.48	0.39	46.8	52.6	4.42	LJ
6896	1.56	0.55	45.6	58.6	4.41	LJ
6897	1.43	0.46	46.7	56.4	4.66	LJ
11501	1	0.08	51.4	61.1	5.35	LJ
11503	0.85	0.13	50.2	68.4	3.83	LJ
11509	1.48	0.13	44.6	42.3	2.9	LJ
11510	1.35	0.12	45.5	35.7	2.46	LJ
11529	1.56	0.12	32.2	40.4	2.07	LJ
11504	1.03	0.14	50.5	72.5	3.52	LJR
11505	1.12	0.16	50.3	64	3.34	LJR
11508	1.77	0.28	48.1	70.2	3.92	LJR
4487	0.64	0.02	50.8	47.8	4.78	LR
4488	0.81	0.03	52.2	58.6	4.04	LR
4489	1.07	0.03	52.2	60.6	3.62	LR
4490	1.15	0.02	50.6	54.1	5.1	LR
4491	1.18	0.02	51	59.6	4.24	LR

Sample_ID	% Ni	% Co	% Fe	ppm Sc	% Cr2O3	Faciès
4493	0.94	0.07	51.6	62.9	4.46	LR
6878	1.1	0.15	49.4	49.2	4.34	LR
6879	1.23	0.08	49.8	41.4	4.02	LR
6880	1.37	0.1	49.7	48.2	3.55	LR
11045	0.75	0.04	53.6	52.9	4.9	LR
11048	1.22	0.05	51.4	64.1	3.44	LR
11512	1.19	0.06	33.8	34.8	2.35	LR
11513	1.25	0.11	34.1	39.5	2.76	LR
11046	1.2	0.04	52.5	59.6	3.88	LRJ
11047	1.23	0.05	51.9	59.8	3.01	LRJ
11049	1.25	0.24	48.6	66.1	2.52	LRJ
11050	1.28	0.06	49.9	65.2	4.5	LRJ
11502	1.19	0.06	53.6	54.9	2.53	LRJ
11506	1.32	0.11	51.9	62.2	3.01	LRJ
11507	1.35	0.36	47	61.4	6.92	LRJ
11511	1.29	0.08	37.8	34.8	2.19	LRJ
4564	2.04	0.56	45.9	50	3.79	LT
4586	1.75	0.69	47.1	50.7	4.5	LT
4587	1.85	0.9	43.8	51.2	3.64	LT
4588	1.83	0.8	44.6	53.5	3.84	LT
4553	2.34	0.11	30.3	34.8	2.41	LT
4554	2.17	0.2	45.4	53.3	4.02	LT
4555	1.41	0.23	48.3	52	5.22	LT
4556	1.86	0.3	47.6	52	5.2	LT
4562	2.19	0.47	43.5	48.8	3.04	LT
4563	2.16	0.45	46.7	51.4	3.66	LT
4564	2.04	0.56	45.9	51.3	3.79	LT
4565	1.67	0.43	46.2	55.7	5.91	LT
4566	1.73	0.29	49.5	63.9	5.03	LT
4567	1.72	0.31	49.5	63.6	4.2	LT
4586	1.75	0.69	47.1	55	4.5	LT
4587	1.85	0.9	43.8	56.7	3.64	LT
4588	1.83	0.8	44.6	54.8	3.84	LT
4590	2.41	0.37	47.4	56.7	4.75	LT
4591	2.26	0.34	44.3	53	5	LT
4592	2.05	0.11	23.6	26.3	1.79	LT
6898	1.84	0.29	45	51.6	3.36	LT
6899	1.97	0.49	44	55.5	3.56	LT
7051	1.9	0.3	43.7	54.8	4.26	LT
7052	2.16	0.77	41.9	52.4	3.63	LT
7053	2.89	0.5	41.9	50	3.3	LT
7059	2.9	0.52	39	48	4.68	LT
7061	2.79	0.88	41.9	51.9	5.04	LT
7062	2.19	0.38	43	55.3	5.59	LT
7063	2.63	0.44	41	55.6	4.74	LT
7064	2.78	0.22	35.5	45.1	3.62	LT
7066	2.56	0.21	31.1	38.5	3.72	LT
11514	1.19	0.13	31.2	34.8	2.3	LT
11515	1.53	0.22	42.5	53.9	3.5	LT
11516	1.37	0.16	35.9	40.4	3.19	LT
11519	1	0.2	24.3	28.2	1.74	LT
11521	1.18	0.27	26.4	32	1.68	LT
11522	1.64	0.57	34.1	43.2	2.2	LT
11523	1.6	0.34	30.7	37.6	1.91	LT
11524	2.02	0.09	12.4	16	0.96	LT
11525	1.13	0.17	20.7	26.3	1.47	LT
11526	1	0.15	19.1	25.4	1.41	LT
11527	0.85	0.11	16.7	22.6	1.55	LT
11528	1.3	0.12	25	32.9	1.97	LT
11530	1.28	0.11	29.4	31	2.05	LT

Sample_ID	% Ni	% Co	% Fe	ppm Sc	% Cr2O3	Faciès
11531	1.09	0.08	22.7	25.4	1.99	LT
11532	1.33	0.1	25.9	31	1.9	LT
11517	1.22	0.19	32.8	36.7	2.52	LTJ
11518	1.13	0.26	26	30.1	1.77	LTJ
51	1.59	0.5	46.1	56.8	3.81	
52	1.55	0.52	46.6	55	3.62	
54	1.54	0.67	46.1	56.7	3.53	
67	1.43	0.66	42.8	23	2.97	
68	2.01	1.08	40.7	37	3.34	
88	2.09	2.08	22.9	37	1.92	
89	2.14	0.82	44.9	55.6	5.22	
90	2.2	0.67	44	52.1	4.21	
91	2.05	0.67	43.8	52.1	4.78	
97	2.22	1.12	36.6	43	4.19	
224	1.75	0.53	49.6	61.8	2.81	
225	1.38	0.68	48.6	60.6	2.91	
341	1.47	0.55	45.2	49	3.26	
344	1.26	0.87	36.4	50.7	3.03	
345	1.69	0.64	45.3	53.3	3.27	
346	1.63	0.57	44.2	50.7	2.95	
1010	1.53	0.82	49	21	2.46	
1011	0.94	0.54	27	15	1.36	
1018	1.13	0.52	23.5	26	1.52	
496	1.57	0.52	47.5	52.2	3.95	
2009	1.71	0.57	38.7	55.2	3.61	
1442	1.91	0.5	46.1	44	4.25	
1633	1.85	0.64	46.9	54.1	4.89	
1634	2.57	0.78	44.2	50.8	4.33	
1192	1.02	0.6	47.1	54.9	4.56	
598	1.92	0.5	45.9	47	4.52	
1309	1.82	0.51	37.4	52.4	3.14	
1311	1.85	0.52	44.6	57.1	4.89	
1314	1.88	0.67	39.5	49	3.19	
1315	1.96	0.68	44.9	49	4.13	
1703	1.1	0.54	47.9	70.4	4.87	
1709	1.91	0.67	46.5	53.3	4.67	
1711	1.9	0.55	41.5	51.1	4.06	
2518	1.79	0.55	46.4	50.1	3.87	
2519	1.81	0.58	45.7	48	4.6	
3028	1.53	0.53	43.5	50	3.41	
2782	2.64	0.82	34.6	35	3.26	
816	2	0.97	40.2	49	4.48	
817	2.39	1.13	41.6	47	3.57	
818	2.3	0.72	33.3	42	3.03	
3094	2.2	0.55	43.4	54.9	4.4	
919	1.75	0.77	46.2	54.2	2.56	
920	1.75	0.58	47.7	53.9	3.24	
921	1.81	0.5	47.3	56.4	4.16	
922	1.73	0.6	45.4	60.7	4.63	
923	1.75	0.85	44.8	56.3	4.2	
924	1.56	0.51	45.7	56.8	4.98	
925	1.79	0.56	42.8	52	4.29	
5315	1.68	0.94	47.3	49	2.57	
5316	2.21	0.7	47.7	55.4	3.45	
5211	1.28	0.6	46.5	56.1	4.53	
5213	1.72	0.52	48.4	51.9	4.28	
5090	1.78	0.69	47.7	54.4	3.82	
5091	2.15	1.07	47.1	61.3	3.63	
5094	1.6	0.55	46.5	56.1	4.06	

Sample_ID	% Ni	% Co	% Fe	ppm Sc	% Cr2O3	Faciès
5216	1.88	1.04	45.1	51.1	4.05	
5217	1.59	0.69	45.2	54.3	4.98	
5259	1.41	0.52	47	57	4.59	
5131	2.01	0.55	45.7	51.1	3.53	
5132	2.15	0.67	45.6	57.5	4.45	
5133	1.57	0.6	47.1	42	4.7	
5135	3.07	1.37	43.5	42	3.84	
5136	2.62	0.86	44.2	51.5	4.83	
4954	1.6	0.89	45.6	54	2.61	
4962	1.77	0.62	48	57.6	3.99	
4963	1.7	0.64	46.4	52.9	4.7	
5589	1.4	0.52	49	57.3	4.14	
1547	1.34	0.51	47.3	51.1	3.97	
1497	1.62	0.52	43.4	51.4	2.47	
1507	1.94	0.57	38.4	47	3.44	
1508	2.08	0.55	24.4	28	1.98	
4012	0.91	0.54	47.2	62.9	4.36	
4013	1.4	0.96	42.4	58.4	3.22	
4804	1.54	0.97	35	49	2.98	
4805	2.04	0.81	45.3	48	3.84	
4806	1.67	0.59	48.8	54.3	4.27	
4812	1.6	0.61	40.4	33	4.07	
4303	1.62	0.52	46.3	67.9	3.73	
4304	1.32	0.52	45.2	58.6	3.48	
3520	1.61	0.62	43.7	46	3.48	
3725	1.77	0.71	46.5	54.8	4.51	
3726	1.75	0.91	45	54.2	5.39	
3727	1.85	0.74	40.6	49	3.94	
3282	1.9	0.64	46.2	53	4.38	
4168	1.81	0.53	46.5	57.3	3.38	
4171	2.07	0.55	46.5	54.5	4.42	
3424	2	0.95	45.6	51.5	3.58	
3425	2.08	1.47	41.2	48	3.61	
3426	2.02	0.57	46.3	56.3	4.38	
4075	1.46	0.51	49.2	54.8	3.95	
4524	1.31	0.57	48.6	70.9	4.35	
4462	1.14	0.57	48.6	46	3.79	
2828	2.01	0.52	43.9	52.7	3.73	
4666	1.08	0.32	45.9	57.5	3.31	
4669	1.66	0.47	47.6	58	3.22	
4224	1.29	0.58	33.1	33	4.78	
4845	1.9	0.54	46.1	57.5	4.46	
4908	2.52	0.82	41	44	3.32	
4909	2.66	1.18	38.4	42	4.04	
4910	2.75	0.78	37.4	39	3.6	
1704	1.48	0.54	46.7	55.9	4.65	
1757	2.08	0.63	49.4	43	3.97	
4500	1.31	0.11	43.1	62.9	0	
4561	3.19	0.04	9.04	9.4	0.7	
4580	1.3	0.11	42.4	64.1	2.77	
4601	1.87	0.02	8.06	8.6	0.64	
4620	2.52	0.03	11.3	16.9	0	
6881	1.37	0.1	49.8	49.7	3.57	
6900	1.25	0.12	40.7	64.1	0	
7060	1.24	0.07	41.5	64.6	2.76	
11520	1.18	0.27	26.9	32	1.7	
11540	2.44	0.03	11	16.9	0.93	

ANNEXE VI

Analyses géochimiques ICP-MS pour le nickel, cobalt, chrome et scandium pour les sondages E4535, E4825

Université de Brisbane

ICP-MS whole rock trace element analysis (ppb)

Drill Hole E4535

Sample	NC-587	NC577	NC-565	NC-563	NC-498	NC-492	NC-480
Weathering Facies	HI1	HI3	HI5	LT	YL-HI5	YL	RL
Depth (m)	62	54	44	42	28	19	2
Li 7	717	738	599	417	678	2,083	94
Be 9	2	2	5	21	2	40	34
Sc 45	6,687	15,644	29,068	49,944	30,489	61,417	58,252
Ti 49	3,945	4,820	6,549	26,730	31,060	113,102	333,643
V 51	19,037	41,474	60,309	160,670	82,857	119,725	215,037
Cr 53	2,532,043	6,443,212	8,198,029	39,333,837	11,147,692	15,423,762	27,771,359
Co 59	107,926	199,715	1,099,702	2,961,235	1,680,777	1,271,720	436,978
Ni 60	2,211,735	23,731,299	37,917,072	32,179,712	40,743,822	14,897,643	5,066,482
Cu 63	2,354	6,300	10,648	15,388	24,181	37,396	31,995
Zn 66	39,613	79,183	499,486	663,934	350,327	325,199	286,809
Ga 71	513	1,118	1,451	3,685	2,860	4,393	5,788
Rb 85	52	127	166	1,285	453	951	1,564
Sr 86	391	1,109	1,208	6,004	3,654	3,759	5,682
Y 89	10	26	87	217	848	1,194	412
Zr 90	367	144	74	60	54	2,586	8,995
Nb 93	15	3	7	10	3	79	627
Sn 120	63	36	15	100	-3	1	179
Cs 133	4	16	27	36	48	1	1
Ba 137	54	1,596	2,225	2,748	13,227	11,844	542
La 139	3.5	16.6	98.2	158.4	892	735	210
Ce 140	2.7	4.2	18.5	39.4	11	11,837	599
Pr 141	1.0	3.6	21.1	8.2	95	173	48
Nd 146	4.4	14.1	78.1	33.5	321	612	175
Sm 149	4.9	5.0	17.4	8.2	43	172	44
Eu 151	1.2	1.1	4.2	2.5	10	40	10
Tb 159	0.1	0.5	2.0	1.9	7	24	10
Gd 160	0.8	3.0	15.6	12.4	58	124	40
Dy 161	2.7	3.0	14.2	11.7	43	123	63
Ho 165	1.1	0.8	3.1	4.4	14	24	15
Er 167	4.6	4.8	10.6	21.4	56	80	48
Yb 172	9.0	17.2	29.3	74.8	119	126	67
Lu 175	2.5	4.7	7.6	19.6	30	29	11
Hf 178	10.4	4.8	2.3	4.4	1	68	244
Ta 181	1.4	0.2	1.2	1.2	0	6	48
W 184	56.2	7.9	1,073.6	23.0	26	25	85
Tl 205	0.6	2.8	10.4	32.3	31	51	112
Pb 206	23	32	53	112	24	413	1,149
Pb 207	24	33	62	122	33	419	1,142
Pb 208	23	33	58	116	28	420	1,145
Th 232	1.2	1.8	4.6	3.9	2.6	138.0	746
U 238	110.3	1.7	8.2	10.8	0.9	59.6	321
Nb/Ta	11.01	13.13	5.96	8.71	8.15	12.17	13.06
Zr/Hf	35.32	30.12	32.84	13.66	40.41	38.14	36.89
Y/Ho	9.18	34.16	28.51	49.25	62.41	49.66	27.49

ICP-MS whole rock trace element analysis (ppb)

Drill Hole E4825

Sample	NC-33	NC-47	NC-075	NC-94	NC-105	NC-110	NC-123	NC-128	NC-129	NC-136
Weathering Facie:	RL	YL	YL	YL	TL	DN5	DN3	DN2	HI5	HI1
Depth (m)	0	13	41	59	70	75	87	92	94	102
Li 7	1,673	7,167	2,677	664	1,207	407	968	526	1,696	784
Be 9	43	46	18	130	277	2	4	2	2	1
Sc 45	50,623	74,909	16,957	72,261	44,428	16,167	7,406	2,973	23,428	6,685
Ti 49	312,338	48,490	41,115	29,842	14,235	7,741	23,328	41,318	69,648	6,078
V 51	188,552	159,463	44,755	178,389	96,741	40,340	14,062	11,609	46,423	18,441
Cr 53	26,053,037	12,072,779	7,800,247	23,603,697	14,189,042	7,350,486	1,950,536	3,187,140	6,925,127	2,669,184
Co 59	1,044,302	2,908,948	201,125	1,904,996	2,061,043	1,136,134	355,580	1,113,172	976,515	109,105
Ni 60	6,470,935	16,700,910	5,381,969	22,602,661	23,623,885	55,973,395	45,370,265	30,955,767	26,586,986	2,232,933
Cu 63	34,311	37,770	17,825	23,296	21,029	12,126	3,870	1,101	8,199	808
Zn 66	246,590	185,869	210,881	551,505	290,823	1,242,439	95,718	541,465	557,912	40,884
Ga 71	6,057	4,491	1,544	4,204	3,059	1,102	633	315	1,780	516
Rb 85	1,626	475	1,051	2,078	1,239	332	464	153	175	115
Sr 86	8,675	2,446	12,073	7,994	4,979	3,247	4,342	1,016	2,382	401
Y 89	750	637	1,826	179	384	40	50	34	69	15
Zr 90	6,055	55	537	217	-2	182	437	340	112	97
Nb 93	428	5	15	6	4	4	10	8	11	10
Sn 120	98	52	-2	75	9	-3	96	173	153	25
Cs 133	1.6	2	6	3	15	168	376	8	27	5
Ba 137	20,394	20,100	53,518	488	647	299	633	15,041	2,612	126
La 139	886	732	4,907.0	12.0	109.8	18.3	57.9	11.4	257.2	6.5
Ce 140	2,069	59	27.7	10.1	5.2	11.9	41.2	16.7	40.2	10.0
Pr 141	218	359	745.0	2.0	1.2	1.5	6.2	2.3	4.1	2.2
Nd 146	840	1,401	2,802.2	6.2	2.2	8.7	21.6	5.6	14.4	6.3
Sm 149	172	335	482.8	4.1	1.8	4.4	6.9	3.6	5.2	5.0
Eu 151	47	88	127.2	1.6	0.8	1.0	2.0	0.8	1.0	1.3
Tb 159	26	42	64.2	1.1	0.5	0.6	0.7	0.1	0.6	0.4
Gd 160	162	235	408.7	5.3	1.6	1.7	4.4	2.0	2.9	1.4
Dy 161	155	233	358.1	5.2	4.5	1.9	6.2	2.3	5.5	4.6
Ho 165	35	48	76.0	1.7	1.3	0.9	1.6	0.9	1.7	1.5
Er 167	112	152	236.2	12.6	10.3	6.0	7.0	4.5	10.3	4.0
Yb 172	207	314	390.5	51.1	41.3	21.3	18.6	7.7	29.1	11.6
Lu 175	45	58	80.9	13.8	10.1	6.5	4.5	1.9	7.4	2.9
Hf 178	176	3	17.7	6.8	0.8	4.5	10.2	8.4	3.5	3.7
Ta 181	29	1	8.7	0.7	0.4	0.6	2.4	0.4	2.3	0.8
W 184	178	63	466.1	24.0	37.9	3,161.0	568.9	12.1	5,257.5	2.8
Tl 205	141	10	9.5	6.5	7.4	0.8	10.5	0.8	4.9	1.0
Pb 206	854	145	64	72	44	106	179	141	198	20
Pb 207	848	149	76	81	49	107	193	159	213	25
Pb 208	852	150	72	74	48	108	188	150	209	22
Th 232	235	16.3	4.3	8.2	1.3	1.9	6.0	2.6	4.5	2.1
U 238	116	15.4	1.8	96.7	0.5	0.6	1.7	7.1	1.4	1.0
<hr/>										
Nb/Ta		6.03	1.66	9.01	9.49	6.71	4.19	19.25	4.68	12.23
Zr/Hf		21.31	30.32	32.07	-2.12	40.87	42.71	40.42	31.83	26.01
Y/Ho		13.19	24.01	102.96	284.65	43.71	32.07	37.12	40.76	10.28

ANNEXE VII

Rapport d'analyses géochronologiques sur des échantillons provenant de Nouvelle-Calédonie – mars 2006

Jean David, GEOTOP-UQAM-McGill

Rapport d'analyses géochronologiques sur des échantillons provenant de Nouvelle-Calédonie – mars 2006

Jean David, GEOTOP-UQAM-McGill

Trois échantillons ont été traités afin d'en récupérer des zircons et d'établir l'âge de mise en place par la technique de datation du géochronomètre U-Pb. L'échantillon de volcanite altérée n'a permis de trouver qu'un seul cristal et par conséquent n'a pas fait l'objet d'analyse isotopique. Les deux autres échantillons; un dyke de diorite, identifié 05NCAL1, et un échantillon de tonalite de granulométrie moyenne, identifié 05NCAL3, ont permis de récupérer une quantité suffisante de zircons pour qu'il soit possible d'effectuer le travail de datation.

RÉSULTATS

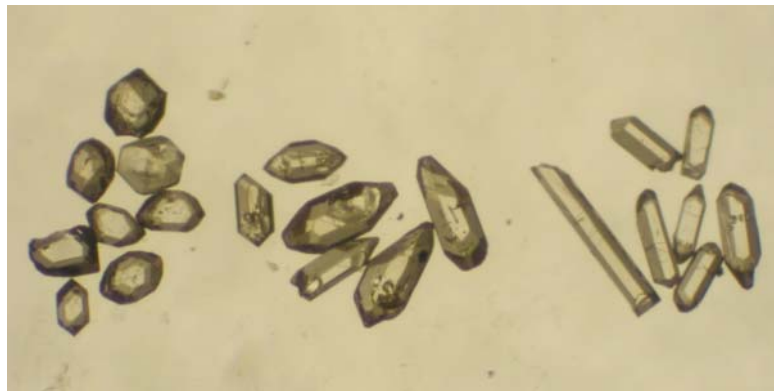
Échantillon #1 Le traitement de l'échantillon 05NCAL1 a permis de récupérer près d'une centaine de fragments de zircon de petite dimension avec quelques grains pouvant atteindre près de 170 μm de longueur (Figure 1). Ils proviennent d'une population homogène de cristaux incolores, idiomorphes et prismatiques, d'allongement variable (1:4) et présentent des sections hexagonales. Les terminaisons asymétriques sont caractérisées par des faces cristallines multiples et allongées. Les zircons contiennent rarement des inclusions et pratiquement aucune micro-fissure.



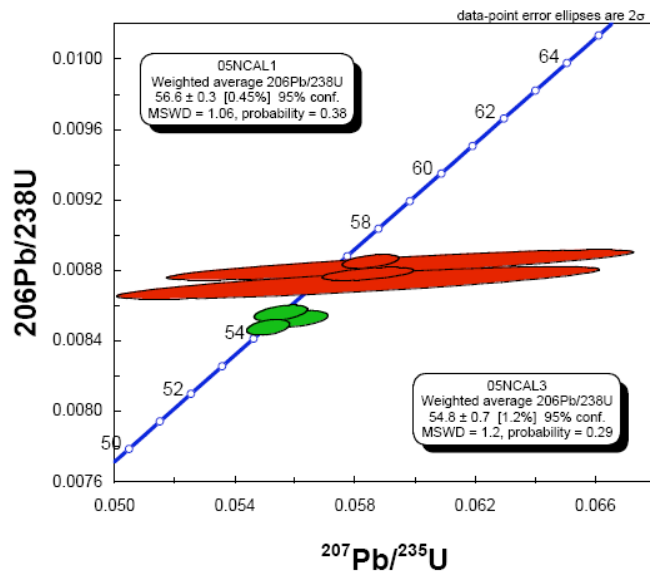
Les 3 premières fractions analytiques de cet échantillon étaient constitués de ca. 20 μg de matériel et ont produit des signaux de faible intensité ce qui explique les incertitudes plus importantes obtenues sur ces analyses. Malgré cela, les 5 analyses

ont produit des résultats cohérents avec des rapports Th/U de ca. 0.55 et des rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ qui représentent des âges variant entre 55.1 Ma et 56.9 Ma. Ces âges sont considérés comme étant identiques en tenant compte des incertitudes sur les mesures. La moyenne pondérée de 56.6 ± 0.3 Ma est interprétée comme l'âge de cristallisation.

Échantillon #2 Les zircons de la tonalite 05NCAL3 diffèrent quelques peu de ceux retrouvés dans le dyke. Il s'agit d'une population de cristaux idiomorphes et incolores dans laquelle on identifie trois morphologies distinctes : des cristaux équidimensionnels, des cristaux trappus de plus grandes tailles, pouvant contenir quelques inclusions et ayant des faces cristallines plus complexes, et finalement des cristaux prismatiques ayant des allongements variables.



Trois fractions respectivement constituées de 13 fragments de zircon trappus, 20 prismatiques et 31 équidimensionnels ont été analysées. Les résultats analytiques diffèrent de ceux de l'échantillon précédent avec des rapports Th/U plus faibles sont de ca. 0.36. Les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sont plus jeunes et varient entre 54.5 Ma et 55.0 Ma. La moyenne pondérée calculée à partir de ces 3 âges est de 54.8 ± 7 Ma et représente l'âge de cristallisation de la tonalite. Considérant la différence d'âge obtenue entre les deux échantillons il est difficile de conclure définitivement s'ils représentent des événements magmatiques distincts.



MÉTHODOLOGIE

Récupération des minéraux lourds et sélection des zircons Les échantillons sont préalablement nettoyés sous l'eau et avec une brosse pour éviter toute contamination. Tous les appareils sont rigoureusement nettoyés encore une fois afin d'éviter une contamination des poudres d'un échantillon précédemment traité. L'échantillon est réduit à l'aide d'un broyeur à machoire puis d'un pulvérisateur à disques pour obtenir une poudre ayant la granulométrie d'un sable fin à très fin. Une première étape de concentration des minéraux lourds est effectuée en utilisant une table à secousse de type Wilfley. La fraction la plus lourde, après avoir été asséchée, est tamisée pour n'en conserver que le matériel inférieur à 200 μm . La deuxième étape est effectuée en utilisant une liqueur dense à base d'iodure de méthylène ($d= 3.3$). Finalement les minéraux lourds sont séparés en fonction de leur susceptibilité magnétique en utilisant un séparateur isodynamique Frantz. Les zircons se caractérisant par des propriétés diamagnétiques sont examinés à la loupe binoculaire et sélectionnés sur la base de leur qualité (absence de micro-fractures, d'évidences d'altération et d'inclusions) pour ensuite être classés en fonction de critères typologiques: morphologie, développement des faces cristallines et couleur.

Analyse par dilution isotopique et spectrométrie de masse à ionisation thermique (ID-TIMS) Les analyses effectuées par mise en solution du zircon exigent que les surfaces des zircons sélectionnés soient préalablement enlevées par abrasion dans une chambre à pression d'air (Krogh, 1982) afin de retirer la portion métamicté

souvent affectée par une perte en Pb. Après avoir nettoyé les zircons à l'acide nitrique (HNO₃ 4N) dans un bain ultrasonique, les cristaux choisis sont placés dans des capsules en téflon dans lesquelles on ajoute de l'acide fluorhydrique concentré (HF) et quelques milligrammes d'un étalon isotopique de ²⁰⁵Pb et ²³³⁻²³⁵U, pour être mis au four à 220°C. Les produits de décomposition sont traités avec de l'acide chlorhydrique (HCl) pour assurer une dissolution complète. Les solutions sont subséquemment purifiées pour le plomb et l'uranium grâce à l'utilisation de colonnes chromatographiques utilisant des résines d'échange anionique en mode chlorhydrique. Cette méthode présentée par Krogh (1973) a été modifiée pour des capsules de dissolution et des colonnes de taille réduite afin de minimiser la contamination.

Le plomb et l'uranium, pour être ionisés, sont déposés sur un même filament de rhénium dans un mélange de gel de silice et d'acide phosphorique. Les analyses #1-3 sont effectuées en mode dynamique en utilisant le détecteur analogique Daly d'un spectromètre de masse VG Sector. Les facteurs de correction, prenant en considération à la fois la discrimination thermique des masses et celle du détecteur, sont de 0,29 %/AMU pour le plomb et 0,35 %/AMU pour l'uranium. Ces corrections sont déterminées grâce à l'analyse répétée d'une solution standard de plomb (NIST SRM981) et des isotopes ²³³U-²³⁵U contenus dans l'étalon isotopique. Les analyses #4-8 ont été effectuées sur le compteur d'ions Daly d'un spectromètre de masse VG Sector 54. Les corrections pour la discrimination thermique des masses et celle du détecteur sont de 0.14%/AMU et 0.1%/AMU respectivement pour le Pb et l'U. Une correction de 11.5 nanosecondes pour le temps-mort du détecteur a été déterminée en utilisant l'étalon d'uranium NIST SRMU500.

Pour des données représentant des âges mésozoïque et cénozoïque, les âges calculés avec le système ²⁰⁶Pb/²³⁸U sont plus précis et fiables que ceux calculés à partir des rapports ²⁰⁷Pb/²³⁵U et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb (e.g. Parrish and Noble 2003). Par contre les âges ²⁰⁶Pb/²³⁸U peuvent être sensibles au rajeunissement induit par les phénomènes de perte de Pb. L'analyse de plusieurs fractions ou de plusieurs grains permet d'établir une cohérence des résultats en fonction de la limite des erreurs. Les âges ²⁰⁶Pb/²³⁸U sont calculés en forçant une droite horizontale par les données ce qui correspond à faire la moyenne pondérée des âges ²⁰⁶Pb/²³⁸U. La validité statistique du calcul de la moyenne s'exprime par un indice de probabilité qui devrait normalement être de ca. 0.50. On considère qu'une valeur de 0.10-0.15 est statistiquement acceptable (cf Ludwig 2003 pour une discussion sur ces considérations). Les incertitudes sur les rapports sont présentées à 1 sigma (intervalle de confiance de 65%) alors que les incertitudes sur les âges sont présentées à 2 sigma (intervalle de confiance de 95%).

TABLEAU DES RÉSULTATS

RÉSULTATS

Age (Ma)																				
#	Description	Poids	U	Pbrad Pbcom Th/U			Pb/Pb	Pb/U	±	Pb/U	±	Pb/Pb	±	Pb/U	±	Pb/U	±	Pb/Pb	±	Disc.
(mg)	(ppm)	(ppm)		(pg)			206/204	1_	207/235	1_	207/206	1_	206/238	2_	207/235	2_	207/206	2_	%	
							206/238	%		%		%								
#1. 05NCAL1 dyke																				
1	3 sp cls	0.015	56	0.52	5.2	0.54	213	0.00884	0.39	0.0595	5.34	0.04883	5.01	56.7	0.4	58.7	6.1	139.4	235.1	59.6
2	2 sp cls	0.026	84	0.75	5.5	0.51	278	0.00874	0.42	0.0581	5.65	0.04822	5.31	56.1	0.5	57.4	6.3	109.9	250.5	49.2
3	4 sp cls	0.022	49	0.39	7.6	0.46	101	0.00858	2.13	0.0319	30.00	0.02698	29.00	55.1	2.3	31.9	18.8	-1498.0	1927	104
4	12 sp cls	0.101	43	0.41	15.2	0.55	174	0.00886	0.18	0.0585	0.66	0.04788	0.59	56.9	0.2	57.7	0.7	93.2	28.1	39.2
5	16 sp cls	0.096	40	0.37	13.2	0.61	243	0.00879	0.18	0.0584	1.06	0.04824	0.98	56.4	0.2	57.7	1.2	110.9	46.3	49.3
#2. 05NCAL1 tonalite																				
6	13 equid cls	0.124	69	0.59	5.6	0.36	819	0.00854	0.23	0.0560	0.84	0.04751	0.79	54.8	0.2	55.3	0.9	74.9	37.4	27.0
7	20 sp cls fced	0.107	52	0.45	9.0	0.40	535	0.00857	0.22	0.0555	0.66	0.04703	0.59	55.0	0.2	54.9	0.7	50.7	28.1	-8.5
8	31 lp cls	0.155	60	0.51	4.8	0.34	1039	0.00849	0.21	0.0551	0.53	0.04708	0.48	54.5	0.2	54.5	0.6	53.1	23	-3

RÉFÉRENCES

Krogh, T.E. 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37: 485-494.

Krogh, T.E. 1982. Improved accuracy of U-Pb ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46: 637-649.

Parrish, R.R. and Noble, S.R. 2003. Zircon U-Th-Pb Geochronology by Isotope Dilution – Thermal Ionization Mass Spectrometry (ID-TIMS). In *Zircon*, J.M.Hanchar and P.W.O. Hoskin eds., *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53: 180-213.

Ludwig, K.R. 2003. *Isoplot 3.0, A geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronological Center, Special Publication No.4.

RÉFÉRENCES

Aitchison, J.C., Clarke, G., Meffre, S. & Cluzel, D. 1995. Eocene arc-continent collision in New Caledonia and implication for regional southwest Pacific tectonic evolution, *Geology*, February 1995, v**23**: no. 2: 161-164.

Aitchison, J.C., Ireland, T. R., Clarke, G. L., Cluzel, D., Davis, A.M., & Meffre, S. 1998. Regional implications of U/Pb SHRIMP age constraints on the tectonic evolution of New Caledonia. *Tectonophysics*, Vol **299**, Issue 4, 30, 333-343.

Ali, J. R. & Aitchison, J.C. 2000. Significance of palaeomagnetic data from the oceanic Poya Terrane, New Caledonia, for SW Pacific tectonic models, *Earth Planet. Sci. Let.* **177**, 153-161.

Allan, J. F. & Dick, H. J. B. 1996. Cr-rich spinel as a tracer for melt migration and melt-wall interaction in the mantle : Hess Deep, Leg 147, Mével, G., K. M. *et al.*, Proceeding of the ocean Drilling Program, Scientific Results, 147, College Station, TX: Ocean Drilling Program, 157-172.

Amalric, G. 2002. Geochemical and mineralogical behaviour of Scandium in the Koniambo Nickel-Cobalt rich deposit, New-Caledonia. Bachelor thesis, University of Queensland, Department of Earth Sciences, November 2002.

Andreani, M. 2003. Les microstructures de déformation des serpentines et la partition sismique-asismique: exemple de la Californie. Thèse de doctorat, L.G.I.T., U. Joseph-Fourier - Grenoble I, 244.

Arai, S. & Matsukage, K. 1996. Petrology of the gabbro-troctolite-peridotite complex from Hess Deep, Equatorial Pacific: implication for mantle-melt interaction within the oceanic lithosphere. In, Hess Deep, Leg 147, Mével, G., K. M. *et al.*, Proceeding of the ocean Drilling Program, Scientific Results, 147, College Station, TX: Ocean Drilling Program, 135-155

Audet, M. A, & Ross, F. A. 2004. Koniambo Lateritic Ni-Co deposits from Geological Modelling to Mineral Resource Classification: A case study. In *Orebody Modelling and Strategic Mine Planning, Uncertainty and Risk management*, Proceeding, Editors R. Dimitrakopoulos S. Ramazan, Perth, 404.

Avias, J. 1949. Note préliminaire sur quelques observations et interprétations nouvelles concernant les péridotites et les serpentines de Nouvelle-Calédonie (secteur centrale).

Avec application à la discussion du problème de la genèse de ces roches : C.R. Somm. S.G.F., 5^e sér., t.**19**, 439-452.

Avias, J. 1955. Relations minéralogiques et géochimiques entre les serpentines et les péridotites de Nouvelle-Calédonie, leurs inclusions, leurs enclaves, les roches encaissantes : Coll. Int. CNRS, **68**, « Les échanges de matières au cours de la genèse des roches grenues acides et basiques » Nancy, Science de la Terre, 473-480.

Avias, J. 1969. Note sur les facteurs contrôlant la genèse et la destruction des gftes de nickel de la Nouvelle-Calédonie. Importance des facteurs hydrologiques et hydrogéologiques. C.R.Acad. Sc.Paris. **268**, 244-246.

Baldwin, S. L., Rawling, T., & Fitzgerald, P.G. 1999. Thermochronology of the northern high P/T terrane of New Caledonia implications for mid-tertiary plate boundary processes in the SW Pacific. Penrose Conference, Abstract Volume, 25-31.

Barrat J.-A., Keller, F., Amosse, J., Taylor, R.N., Nesbitt, R.W. & Hirata, T., 1996. Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. Geostandard Newsletter, **20**, 133–139.

Bartoli, P.A. 2005. Un regard nouveau sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie
Note de cours. Université de Nouvelle-Calédonie.

Beaumont, C., Ellis, S. & Pfiffner, O. A., 1999. Dynamics of Sediment subduction-accretion at convergent margins: Short-term modes, long-term deformation, and tectonic implication. Journal of Geophysical Research. Vol. **104**, N° B8, 17,573-17,601, paper number 1999JB900136.

Beaumont, C., Kamp, P. J.J., Hamiton, J. & Fullsack, P. 1996. The continental collision zone, South Island, New-Zealand: Comparison of Geodynamical models and observations. Journal of Geophysical Research, Vol **101**, N° B2, 3,333 to 3,359, paper number 95JB02401.

Beccaluva L., Coltorti M., Premti I., Saccani E., Siena F. & Zeda O. 1994. Mid-ocean ridge and suprasubduction affinities in the ophiolitic belts from Albania. In Beccaluva L. (ed.). Albanian ophiolites: State of the art and perspectives. *Ofioliti* **19**, 77–96.

Beccaluva, L., Coltorti, M., Saccani, E. & Siena, F. 2004. Magma generation and crustal accretion as evidenced by suprasubduction ophiolites of the Albanide–Hellenide Subpelagonian zone, The Island Arc **14**, 551–563.

Berlake, M. 1992. Les maladies liées à l'amiante aspects épidémiologiques. Conférence : Contact avec l'Amiante continuité des points de vue, Novembre 1992.

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

Besset, F. 1978. Localisation et répartitions successives du nickel au cours de l'altération latéritique des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Thèse Doct. 3eme cycle Montpellier, 129.

Bisch, D.L. & Brinley, G.W. 1978. Deweylites, mixtures of poorly crystalline hydrous serpentine and talc-like minerals, *Mineralogical magazine*, vol. **42**, 75-79.

Black, P.M., 1993. Tectonism, magmatism and sedimentary basin development, Paleozoic to Paleogene, New Caledonia. *Geol. Soc. Malaysia Bull.* **33**, 331-341.

Boudier, F. & Nicolas, A. 1985. Harzburgite and Lherzolite sub-types in ophiolitic and oceanic environments, *Earth Planet. Sci. Lett.* **76**, 84-92.

Boudier, F., Nicholas, A. & Ildefonse, B. 1996. Magma chambers in the Oman Ophiolite: fed from the top and the bottom. *Earth Planet. Sci. Lett.* **144**, 239– 250.

Boudier, F. & Nicholas, A. 1995. Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite. *J. Petrol.* **36**, 777– 796.

Boutelier, D., Chemenda, A. & Burg, J.P. 2003. Subduction versus accretion of intra-oceanic volcanic arcs: insight from thermo-mechanical analogue experiments. *Earth and Planetary Science Letters* **212**, 31-45

Bortolotti, V., Kodra, A., Marroni, M., Mustafa, F., Pandolfi, L., Principi, G. & Saccani, E., 1996. Geology and petrology of ophiolitic sequences in the Mirdita region (Northern Albania). *Ophioliti* **21**, 3–20.

Brothers, R.N. & Blake, M.C., 1972. Tertiary plate tectonics and high pressure metamorphism in New Caledonia. *Tectonophysics* **17**, 359-391.

Brown D. J., Helmke P. A. & Clayton M. K. 2002. Robust Geochemical indices for redox and weathering on a granitic laterite landscape in central Uganda. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. **67**, No. 15, 2711-2723.

Caillere, S. 1936. Composition minéralogique des minerais silicatés de nickel_ (nouméite et garniérite) C.R.VIIe, Congr. Intern. Mines, Métall. Géol. Appl., Sect., Géol. Appl. 197-205.

Caillere, S. 1936. Les antigorites nickelifères de Nouvelle-Calédonie. Bull., Soc.Fr.Minéral., **59**, 286-298.

Cameron, W. E. 1989. Contrasting boninite-tholeiite associations from New Caledonia. In: Crawford, A.J. (Ed.), Boninites. Unwin, Hyman, London, 314– 338.

Caruso, L. J. & Chernosky, J. V. 1979. The stability of lizardite. Canadian Mineralogist **17**, 757-769.

Carroué, J.P. 1972. Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à l'échelle du 1/50 000 et notice explicative, feuille Goyeta-Pana, B.R.G.M., Paris.

Carroué, J.P. 1972. Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à l'échelle du 1/50 000 et notice explicative, feuille Pouembout, B.R.G.M., Paris.

Carroué, J.P. 1972. Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à l'échelle du 1/50 000 et notice explicative, feuille Voh-Ouaco, B.R.G.M., Paris.

Cassard, D. 1980. Structure et origine des Gisements de Chromite du Massif du Sud (Ophiolite de Nouvelle-Calédonie) Guide de prospection. Thèse de doctorat présenté à l'Institut des Sciences de la nature de l'Université de Nantes.

Ceuleneer, G., Nicolas, A. & Boudier, F. 1988. Mantle flow patterns at an oceanic spreading centre: The Oman peridotite record, Tectonophysics, **151**, 1–26.

Challis, G. A. & Guillon, J.H. 1971. Etude comparative à la microsonde électronique du clinopyroxène des basaltes et des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Possibilité d'une origine commune de ces roches. Bull. B.R.G.M. sect. 4, N° **2**, 39-45.

Chemenda, A.I., Hurpin, D., Tang, J.C., Stephan, J.F. & Buffet, G. 2001. Impact of arc-continent collision on the conditions of burial and exhumation of UHP/LT rocks: experimental and numerical modelling. Tectonophysics, **342**, 137-161

Chernosky, J. V. J. 1973. An experimental investigation of the serpentine and chlorite group minerals in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. Unpublished PhD thesis, M.I.T.

Chernosky, J. V. J., Berman, R. G. & Bryndzia, L. T. 1988. Stability, phase relations, and thermodynamic properties of chlorite and serpentine group minerals. *Reviews in Mineralogy* **19**. Mineralogical Society of America, 295-346.

Chetelat, De. E. 1947. La genèse et l'évolution des gisements de nickel de la Nouvelle-Calédonie. *Bull.Soc.Geol.Fr.* (5) XVIII 105-160.

Cluzel, D., Clarke, G. & Aitchison, J. 1995. Northern New Caledonia high-pressure metamorphic core complex. From continental subduction to extension exhumation. PACRIM 1995.

Cluzel, D., Clarke G., Aitchison J., Meffre S. & Picard, C. 1994. Point de vue sur l'évolution tectonique et géodynamique de la Nouvelle-Calédonie (Pacifique, France, Académie des Sciences de Paris, t. **319**, série II, 683 - 690.

Cluzel,D., Picard C., Aitchison J.C., Laporte, C., Meffre, S. & Parat, F. 1997. La nappe de Poya (ex-Formation des basalts) de Nouvelle-Calédonie (Pacifique sud-ouest), un plateau océanique Campanien-Paléocène supérieur obducté à l'Éocène supérieur, C. R. Acad. Sci. Paris **324**, 443-451.

Cluzel, D., Aitchison J., Black, P.M. & Picard C. 1999. Origin and fate of Southwest Pacific marginal basins; an appraisal from New Caledonia. In: Baldwin, L., Lister, G. S. (Eds), *Penrose Conference, Mid-Cretaceous to recent plate boundary processes in the Southwest Pacific*, Abstr. Vol., **77-79**.

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

Cluzel, D., Meffre, S., Maurizot, P. & Crawford, A.J. 2006. Earliest Eocene (53 Ma) convergence in the Southwest Pacific: evidence from pre-obduction dikes in the ophiolite of New Caledonia. *Terra Nova*, **18** (6). 395-402. ISSN 1365-3121.

Collot, J.Y., Malahoff, A., Recy, J., Latham, G. Missegue, F. 1987. Overthrust Emplacement of the New Caledonia ophiolite: Geophysical Evidence, *Tectonics*, volume 6, no 3, 215-232.

Coudray, J. & Gonord, H. 1966. Extension de la paléosurface d'émersion intra-éocène dans les régions nord-ouest du bassin de Nouméa. *C.R. Soc. Geol. Fr.*, 105-107.

Coudray, J. 1977. Recherche sur le quaternaire marin de la Nouvelle-Calédonie. Contribution à l'étude des récifs coralliens et des éolianites associées à la reconstruction

de l'histoire climatique et structurale. Bull. Ass. Fr. et Quat. 1 (50), 331-340

Crawford A. J., Falloon T. J. & Green D. H. 1989. Classification petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford, A.J. (Eds.) Boninites and related rocks. London: Unwin Hyman, 1-49.

Davis, W. M. 1925. Les cotes et les recifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. Ann. Geogr., vol. **34**.

Dick, H. J. B. & Bullen, T. 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotite and spatially associated lavas; Contrib., Mineral. Petrol., **86**, 54-74.

Dilek, V., Furnes, H., Shallo, M. & Mortensen, J.K. 2001. Structure, petrology and geochronology of the Albanian ophiolites and their tectonic evolution within the Neotethyan orogenic belt. J. Conf. Abstr. (EUG X1) **6**, 321.

Dimo, A., Verge'Ly, P. & Monie, P. 1999. Genesis of metamorphic rocks in the Albanian ophiolites. J. Conf. Abstr. 4, 406 EUG 10, Strasbourg.

Dodony, I., Posfai, M. & Busek, P. R. 2002. Revised structure models for antigorite: an HRTEM study. American Mineralogist **87**, 1443-1457.

Dubacq, B. 2005. Caractérisation pétrogéochimique des serpentines de l'unité de Vavouto, massif du Koniambo, Nouvelle-Calédonie, Master Recherche option Terre Solide sous direction de C. Picard et AudeT M.A., L.G.C.A, Grenoble et Falconbridge Nouvelle-Calédonie SAS.

Einaudi, F., M., Godard, P., Pezard, J.-J., Cochene, C., Coulon, T., Brewer & Harvey, P. 2003. Magmatic cycles and formation of the upper oceanic crust at spreading centers: Geochemical study of a continuous extrusive section in the Oman ophiolite, Geochem. Geophys. Geosyst., **4**(6), 8608, doi:10.1029/2002GC000362.

Eissen, J.P., Crawford, A.J., Cotton, J., Meffre, S., Bellon, H. & Delaune, M. 1998. Geochemistry and Tectonic significance of basalts in the Poya Terrane, New Caledonia, Tectonophysics, international journal of geotectonics and the geology and physics of the interior of the Earth, volume **284**, 203-219.

Elmes, P. 1991. Mineral Fibres and Health, eds. D. Linddell, K Millen. CRC Press.

Ely, J.C. & Neal, C. R. 2003. Using platinum-group elements to investigate the origin of the Ontong Java Plateau, SW Pacific, Chemical Geology **196**, pp. 235-257.

- Espirat, J. J. 1963. Etude géologique des régions de la Nouvelle-Calédonie septentrionale (extrémité nord et versant est), Thèse doct. Etat, Toulouse, 217.
- Evans, B. W., Johannes, W., Oterdoom, H. & Trommsdorf, V. 1976. Stability of chrysotile and antigorite in the serpentine multisystem. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **56**, 79-93.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J. & O’Nions, R.K. 1978. Rare earth abundance in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **42**, 1,199-1,212.
- Fitzherbert, J. A., Clarke, G. L., Marmo, B. & Powell, R. 2004. The origin and P-T evolution of peridotites and serpentinites of NE New-Caledonia : prograde interaction between continental margin and the mantle wedge. *J. metamorphic Geol.* Vol: **22**, 327-344.
- Fryer, P. & Fryer, G. J. 1987. Origin of non-volcanic seamounts in a forearc environment. In: *Seamounts. Islands and atolls* (edited by Keating, B., Fryer, P. & Batiza, R.) **43**. A.G.U. Geophysical Monograph, 61-69.
- Garnier J. 1867. Note sur la garniérite. *C.R. Académie des Sciences Fr .* Vol. **86**, 684-686.
- Glasser, E. 1903-04. Rapport à M. Le Ministre des Colonies sur les richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie : *Ann. Mines, 10è sér.*, **5**, p. 53-67.
- Godard, M., Dautria, J-M. & Perrin, M. 2003. Geochemical variability of the Oman ophiolite lavas: Relationship with spatial distribution and paleomagnetic directions. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(6), 8609, doi :10.1029/2002 GC000452.
- Golightly, J.P. 1979. Nickeliferous laterites: a general description. *International Laterite Symposium. A.I.M.E. New Orleans*, 3-23.
- Gonord, H. 1977. Recherches sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie ; sa place dans l’ensemble structural du Pacifique sud-ouest. Thèse de Doct. État.
- Grant Mackie, J.A. 1966. Déterminations de fossiles de la cote ouest de la Nouvelle-Calédonie. Note inédite, Université d’Auckland, Nouvelle-Zélande.
- Gregory, R. T. 1984. Melt percolation beneath a spreading ridge : Evidence from the Semail peridotite, Oman, in *ophiolites and Oceanic Lithosphere*, edited by S. J. Lippard, A. W. Shelton, and I. G. Gass, *Geol., Soc., London, Spec., Publ.*, **13**, 55-62.

- Griselin, M. 2001. Geochemical and Isotopic Study of the Xigaze and Luobusa Ophiolite Massifs, PhD these Université Vrije, Netherland Research School of Sedimentary Geology (NSG) publication N° 20010902.
- Gruau, G., Griffiths, J.B. & Lécuyer, C. 1998. The origin of U-shaped rare earth patterns in ophiolite peridotites: Assessing the role of secondary alteration and melt/rock reaction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. **62**, No. 21/22, 3545-3560.
- Guillon, J.M. 1975. Les massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie. Type d'appareil ultrabasique stratiforme de chaîne récente. *Mem. ORSTOM*, n° **76**, 120.
- Hall, R. 1997. Cenozoic tectonics of SE Asia and Australasia In: Indonesian Petroleum Association, Proceeding of the Petroleum Systems of SE Asia and Australasia Conference, May 1997.
- Harris, R. & Long, T. 2000. The Timor ophiolite, Indonesia: Model or Myth? Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program, *America Special Paper* **349**, 321-330.
- Hocquard, C. 2003. Le scandium – Economie et gîtologie, Rapport BRGM-RP-52460-FR, 65.
- Hoeck, V., Koller, F., Meisel, T., Onuzi, K., Gjata, K. & Kneringer, E. 2002. The South Albanian ophiolites: MOR versus SSZ ophiolites. *Lithos* **65**, 143–164.
- Ionov, D.A., Ashchepkov, I. & Jagoutz, E. 2005. The provenance of fertile off-craton lithospheric mantle: Sr Nd isotope and chemical compositions of garnet and spine peridotite xenoliths from Vitrim, Siberia. *Chemical Geology*, **217**, 41-75.
- Jenner G.A., Dunning, G.R., Malpas, J., Brown, M. & Brace, T. 1991. Bay of Islands and Little Port complexes, revisited: age, geochemical and isotopic evidence confirm supra-subduction zone origin. *Can. J. Earth Sci.* **28**, 135– 162.
- Johannes, W. 1968. Experimental investigation of the reaction forsterite + H₂O = serpentine + brucite. *contributions to Mineralogy and Petrology* **19**, 309-315.
- Jones, G. & Robertson, A.H.F. 1991. Tectono-stratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos Ophiolite and related units, Northwestern Greece. *J. Geol. Soc. London* **148**, 267– 288.
- Juteau, T. & Maury, R. 1999. Géologie de la croûte océanique, Pétrologie et dynamique

- Endogènes, Edition Dunod, Masson, 367.
- Karig, D. A. 1971. Origin and development of Marginal Basins in the western Pacific. *J. Geophys. Res.*, USA
- Karamata, S., Majer, V. & Pamic, J., 1980. The ophiolite of Yugoslavia. In: Rocci, G. (Eds.) *Tethian Ophiolite. Ofioliti (Firenze)* 1, 170-189.
- Kinzler, R. J. & Grove, T. L. 1992. Primary magmas of midocean ridge basalts, 1, Experiments and methods, *J. Geophys. Res.*, **97**, 6885–6906.
- Koons, P. O. 1994. Three-dimensional critical wedges: Tectonics and topography in oblique collisional orogens. *Journal of Geophysical Research*, Vol **99**, N° B6, 12,301-12,315, paper number 94JB00611.
- Kostopoulos, D. 1989. Geochemistry and tectonic setting of the Pindos Ophiolite, northwest Greece. Unpublished PhD thesis, University of Newcastle-upon-Tyne, UK.
- Lagabrielle, Y., Maurizot, P., Lafoy, Y., Cabioch, G., Pelletier, B., Regnier, M., Wabete, I. & Calmant, S. 2005. Post-Eocene extensional tectonics in southern New Caledonia (SW Pacific) : Insights from onshore fault analysis and offshore data. *Tectonophysics, international journal of geotectonics and the geology and physics of the interior of the Earth*, volume **403**, 1-28.
- Latham, M. 1986. Altération et pédogenèse sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie, Genèse et évolution des accumulations de fer et de silice en relation avec les formations du modelé. ORSTOM, 331.
- Leguéré, J, 1976. Des corrélations entre la tectonique cassante et l'altération supergène des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Thèse de 3eme cycle, Montpellier
- Lippard, S.J., Shelton, A.W. & Gass, I.G. 1986. The Ophiolite of Northern Oman. *Mem. Geol. Soc. Lond.* **11**, 178.
- Llorca, S. M. & Monchoux, P. 1991. Supergene Cobalt Minerals From New Caledonia, *Canadian Mineralogist*, vol. **29**, 149-161.
- Llorca, S. M. 1993. Metallogeny of supergene cobalt mineralization, New-Caledonia, *Australian journal of Earth Sciences* **40**, 377-385.
- Manceau, A., Calas, G. & Decarreau, A. 1985. Nickel-Bearing Clay Minerals : I Optical Spectroscopic Study Of Nickel Chemistry. *Clay Minerals* volume **20**, 367-

387.

Manceau, A., Llorca, S. & Calas, G. 1987. Crystal Chemistry Of Cobalt And Nickel In Lithiophorite And Asbolane From New Caledonia, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol **51**, 105-113, Pergamon Journal Ltd.

Maurizot P., Paris J.P. & Feignier D. 1985. Paléogéographie de part et d'autre de l'accident ouest calédonien durant la période Crétacé supérieur-Paléocène : autochtonie de la formation des basaltes de la côte ouest, *Géologie de la France*, n^o. **1**, 53-60.

Meffre, S. 1995. The developpement of arc-related ophiolites and sedimentary sequences in New Caledonia. PhD Thesis Univ. of Sydney, 236.

Meffre, S. & Crawford, A. J. 2001. Collision tectonics in the New Hebrides arc (Vanuatu). *Island Arc* **10** (1), 33–50.

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

Moutte, J. 1979. Le Massif de Tiébaghi, Nouvelle-Calédonie, et ses gîtes de Chromite, Thèse présentée à l'École Nationale supérieure des Mines de Paris, 156.

Moore, E.M. 1969. Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of northern Greece. *Spec. Pap.—Geol. Soc. Am.*, 118.

Nahon, D. 2008. L'épuisement de la terre, l'enjeu du XXI^e siècle. Odile Jacob science editeur, Paris, 235.

Nahon, D. 2003. Altérations dans la zone tropicale. Signification à travers les mécanismes anciens et/ou encore actuels. *C. R. Geoscience* **335**, 1109–1119

Nicolas, A. 1989. Structures of Ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht (Pays-Bas), 367.

Nicolas, A., Boudier, F. & Ildefonse, B. 1994. Evidence from the Oman ophiolite for active mantle upwelling beneath a fastspreading ridge. *Nature* **370**, 51–53.

Nicolas, A. & Boudier, F. 1999. Slow spread accretion and mantle denudation in the Mirdita ophiolite (Albania). *J. Geophys. Res.*, 15155– 15167.

Nicolas, A., & Jackson, E. D. 1972. Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la méditerranée : implications géotectoniques. *Bull. Suisse*

Mineral. Pétrol., **53**, 385-401.

Nicolas, A. & Prinzhofer, A. 1983. Cumulative or residual origin for the Transition Zone in ophiolites: structural evidence. *J.Petrol.*, **24**, 188-206.

O'hanley, D. S. & Wicks, F. J. 1995. Conditions of formations of lizardite, chrysotile and antigorite, Cassiar, British Columbia. *Canadian Mineralogist* **33**, 753-773.

Ohnenstetter D. & Brown J. 1992. Overgrowth Textures, Disequilibrium Zoning, and Cooling History of a Glassy Four-Pyroxene, *Journal of Petrology*. **33**, 231-271.

Ohnenstetter, D. & Brown, W.L. 1996. Compositional variation and primary water contents of differentiated interstitial and included glasses in boninites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **123**, n°2, 117-137.

Orloff, O. 1968. Etude Géologique et Géomorphologique des massifs d'Ultrabasites, Thèse présentée à l'Université de Montpellier.

Pamic', J. 1997. The northwesternmost outcrops of the Dinaridic ophiolites: a case study of Mt. Kalnik (North Croatia). *Acta Geol. Hung.* **40** (1), 37-56.

Pamic', J. & Tomljenovic', B. 2002. Ophiolites of the central and northwestern Dinarides. *Lithos* **65**, 113– 142.

Paquette J.L. & Cluzel, D. 2007. U-Pb zircon dating of post-obduction volcanic-arc granitoids and a granulite-facies xenolith from New Caledonia. Inference on Southwest Pacific geodynamic models. *International Journal of Earth Sciences*, Volume 96, Number 4, 613-622.

Paris J.P., Andreieff P. & Coudray J. 1979. Sur l'âge Éocène supérieur de la mise en place de la nappe ophiolitique de Nouvelle-Calédonie déduit d'observations nouvelles sur la série de Népoui. *C.R.Acad.Sci,F_ Série I*, 288 pp.1659-1661. PARIS J.r. (1981) Géologie de la Nouvelle-Calédonie. Mémoire du B.R.G.M. N° 113. Orléans.

Paris J. P. 1981. Géologie de la Nouvelle-Calédonie. Un essai de synthèse. Mémoire du BRGM n° 113, 278.

Pearce, J.A. 1980. Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. *Proc. Int. Ophiolite Symp.*, Cyprus 1979. Institute of Mining and Metallurgy, 261-272.

Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active

continental margins. In: Hawkesworth C.J. and Norry M.J. (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, 230-249.

Pearce, J.A., Van Der Laan, S.H., Arculus, R.J., Murton B.J., Ishii, T., Peate D.W., & Parkinson, I.J. 1992. Boninite and Harzburgite from leg 125 (Bonin-Mariane forarc): a case study of magma genesis during the initial stages of subduction. Dans Fryer P., Pearce J.A. *et al.*, *Proc. ODP Sci. Res.*, **125**, 623-659.

Pelatan, L. 1892. Les mines de la Nouvelle-Calédonie. Esquisse Géologique. Mines de Charbon : Génie Civil, Paris, t. **19**, 351-439.

Pelletier, B. 1972. Etude générale de la localisation du nickel dans les minerais silicatés de Nouvelle-Calédonie (1) : les faciès d'altération de la harzburgite "normale" de Népoui -(65 p) Minemet Recherche-SLN . Rapport interne.

Pelletier, B. 1974. Etude générale de la localisation du nickel dans les minerais silicatés de Nouvelle-Calédonie (2) : les faciès d'altération de la harzburgite "verte" de Poro, caractérisation minéralogique des garniérites et de certains faciès terreux. Minemet Recherche-SLN, Rapport interne.

Pelletier, B, & Lave, M. 1976. Etude de la localisation du nickel dans les minerais silicatés de Nouvelle-Calédonie (3): les minerais de la Tiébaghi, Minemet Recherche-SLN, Rapport interne.

Pelletier, B. 1983. Localisation du Nickel dans les minerais garniéritiques de Nouvelle-Calédonie. Société Métallurgique le Nickel, Service Géologique, Nouméa – rapport interne, 10.

Pelletier, B. 1984. Les serpentines des Minerais de Nickel de Nouvelle-Calédonie – Document non publié. Société Métallurgique le Nickel, Service Géologique, Nouméa 20.

Pelletier, B. 1996. Serpentine in nickel silicate ore from New Caledonia. Nickel Conference, Kalgoorlie, Western Australia, 197-206.

Pelletier, B. 2003. Les minerais de nickel de Nouvelle-Calédonie – Bulletin de l'Union Française des Géologues, **138**, 30-38.

Pelletier, B., Lagabrielle, Y., Benoit, M., Cabioch, G., Calmant, S., Garel, E. & Guivel, C. 2001. Newly identified segment of the Pacific-Australia plate boundary along the North Fiji transform zone. *Earth and Planetary Science Letters* **193**, 347-358

Picard, M., 1995. Ouverture de bassins marginaux dans le Pacifique sud-ouest. Paléovolcanisme et reconstitution des environnements géodynamiques. Extrémité nord de la Nouvelle-Calédonie mem. DEA Géodynamisme des marges océaniques et des chaînes de montagnes, Univ. Grenoble.

Picard, M. 1999. L'Archipel Calédonien, 300 millions d'années pour assembler les pièces d'un puzzle géologique, Centre de documentation pédagogique, Nouvelle-Calédonie.

Piroutet, 1917. Etude stratigraphique sur la Nouvelle-Calédonie. Thèse Doctorat Etat, Macon, 313.

Podvin, P. 1983. Remobilisations Chimiques successives dans les Tectonites Ophiolitiques et leurs Gisements de chromite. Exemple du massif Humboldt (Nouvelle-Calédonie), Thèse présentée à l'Ecole Nationale supérieure des Mines de Paris.

Postras, S. 2007. Structural geology of the Mont Katépahie, New-Caledonia, Thesis presented as partial requirement for Master Degree in Earth science, Université du Québec à Montréal (UQAM).

Poncelet G., Jacobs P., Delannay F., Genet M., Gerard P. & Herillon A. 1979. Etude préliminaire sur la localisation du nickel dans une garniérite naturelle. Bull.Minéral.Fr., **102**, 379-385.

Prinzhofer, A. 1981. Structure et pétrologie d'un cortège ophiolitique : le Massif du Sud (Nouvelle-Calédonie). La transition manteau-croûte en milieu océanique. Thèse Docteur Ingénieur, Univ. École Nationale des Mines de Paris.

Python, M. & Ceuleneer, G. 2003. Nature and distribution of Dykes and related melt migration structure in the mantle section of the Oman ophiolite, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **4**(7), 8612, doi :10.1029/2002 GC000354.

Pysklywec, R. N., Beaumont, C. & Fullsack, P. 2002. Lithospheric deformation during the early stages of continental collision: Numerical experiments and comparison with South Island, New-Zealand. *Journal of Geophysical Research*, Vol **107**, N° B7, 10.1029/2001JB000252.

Rassios, A., Beccaluva, L., Bortolotti, V. & Moores, E.M. 1983. The Vourinos ophiolite complex. *Ofioliti* **8**, 275– 292.

Ratcliff, J. T., Bercovici, D., Schubert, G. & Kroenke, L. W. 1998. Mantle plume

heads and the initiation of plate tectonic reorganizations, *Earth and Planetary Science Letters* **156**, 195-207.

Regnier, M. , Van De Beuque, S., Baldassari, C. & Tribot Laspiere, G. 1999. La sismicité du sud de la Nouvelle-Calédonie: Implications structurales, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **329**, 134-148.

Renard, F., Gratier, J.P., Ortoleva, E., Brosse, E. & Bazin, B. 1998. Self-organization during reactive fluid in a porous medium. *Geophysical Research letters*, vol. **25**, no. 3, 385-388.

Robertson, A.H.F. & Karamata, S. 1994. The role of subduction–accretion processes in the tectonic evolution of the Mesozoic Tethys in Serbia. *Tectonophysics* **234**, 73–94.

Robertson, A. & Shallo, M. 2000. Mesozoic–Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context. *Tectonophysics* **316**, 197-214.

Robertson, A. 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos* **65**, 1-67.

Routhier, P. 1953. Étude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d’Arama, *Mém. Soc. géol. France, Nouvelle Série* **32** (67) 1–127.

Saccani, E.. & Photiades, A. 2004. Mid-ocean ridge and supra-subduction affinities in the Pindos ophiolites (Greece): implications for magma genesis in a forearc setting. *Lithos* **73**, 229-253.

Sakai, R., Kusakabe, M., Noto, M. & Ishii, T. 1990. Origin of water responsible for serpentinisation of the Izu-Bonin-Ogazawara-Mariana forearc seamounts in view of hydrogen and oxygen isotope ratios. *Earth and Planetary Science Letters* **40**, 231-242.

Sameshima, T., Paris J.-P., Philippa M. Black R. F. & Heming I, 1983. Clinoenstatite-bearing lava from Nepoui, New Caledonia, *American Mineralogist*, **68**, 1,076-1,082.

Sdrolias, M., Muller, R. D. & Gaina, C. 2003. A geodynamic framework for petroleum exploration in the SW Pacific.

Searle, M.P. & Cox, J. 1999. Tectonic setting, origin and obduction of the Oman ophiolite. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **111**, 104–122.

Shallo, M., Kodra, A. & Gjata, K. 1990. Geotectonics of the Albanian ophiolites. In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds.), *Ophiolites Oceanic Crustal Analogues*. Proc. Symp, 'Troodos 87' Geol. Surv. Dept., Cyprus, 265–270.

Smith, A.G., Hynes, A.J., Menzies, M., Nisbet, E.G., Price, I., Welland, M.J. & Ferrie`Re, J. 1975. The stratigraphy of the Othris Mountains, Eastern Central Greece: a deformed Mesozoic Continental Margin Sequence. *Eclogae Geol. Helv.* **68**, 463–481.

Sun, S.S. & McDonough, W.I., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.D. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins 42*. Geological Society of London Special Publication, 313-345.

Takazawa, E., T. & Okayasu, K. S., 2003. Geochemistry and origin of the basal Lherzolites from the northern Oman ophiolite (northern Fizh block), *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(2), 1021, doi :10.1029/2001 GC000232.

Tarduno, J.A. & Sagar, W.W. 1995. Polar standstill of the mid-Cretaceous Pacific plate and its geodynamic implications, *Science* **269** 956–959.

The Chrysotile Institute, 1999. Guidelines for a regulation on the Safe and Responsible use of chrysotile asbestos.

The Asbestos Institute (TAI), Quebec Asbestos Mining Association (QAMA) & Instituto Mexicano de Fibro-Industrias A.C. (IMFI), 1994, *Safe use of Chrysotile Asbestos, A manual on Preventive and Control measures*.

Tremblay, A., Meshi, A., Pagé, P. & Bédard, J.H. 2006. Comparisons between southern Québec and albanian ophiolites : implications for the depositional and tectonic evolution of Iapetan oceanic crust. Geological society of America NE meeting, Harrisburg, Penn.

Trescases, J.J. 1975. L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation es gisements nickélicifères de Nouvelle Calédonie. *Mem. ORSTOM*, 78, 359.

Trescases, J.J. 1979. Remplacement progressif des silicates par les hydroxides de fer et de nickel dans les profils d'altération tropicale des roches ultrabasiques. Accumulation résiduelle et épigénie. *Sci. Geol. Bull.* **32**, 181-188.

Ulrich, M., Picard C., Audet M-A, Guillot, S. & Dubacq, B. 2007. Petrology and

Geochemistry of the Peridotites and Serpentinities from the New Caledonia Island : Serpentinization and Hydrothermal Transformations. Poster presented at the Conference on Serpentine in Grenoble, France, 10-12 october 2007.

Ulrich, M. Thèse de Doctorat en cours. Péridotites, Serpentinities et amiante environnementale en Nouvelle-Calédonie. Directeurs : C. Picard & S. Guillot - Date de Soutenance : Janvier 2010.

Van Keken, P. E., Hauri, E. H. & Ballentine, C., 2002. Mantle Mixing: The Generation , Preservation, and Destruction of chemical Heterogeneity. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, vol **30**, 493-525

Walcott, R. I. 1998. Modes of oblique compression: Late Cenozoic tectonics of the South Island of New-Zealand. *Reviews of Geophysics*, vol **36**, 1-26, paper number 97RC03084.

Waschbusch, P., Batt, G. & Beaumont, C. 1998. Subduction zone retreat and recent tectonics of the South Island of New-Zealand. *Tectonics*, vol **17**, No: 2, 267-284.

Wicks, F. J. 1979. Minéralogie, Chimie et Cristallographie de l'amianté chrysotile, Cours intensif sur les techniques de détermination Minéralogique de l'amianté. Association Minéralogique du Canada, editeur R.L. Ledoux, Québec.

Wicks, F. J. & Whittaker, E. J. W. 1975. A reappraisal of the structures of the serpentine minerals. *Canadian Mineralogist* **13**, 227-243.

Wicks, F. J. & Plant, A. G. 1979. Electron microprobe and X-ray microbeam studies of serpentine minerals. *Canadian Mineralogist* **17**, 785-830.

Wicks, F. J. & O'Hanley, D. S. 1988. Serpentine minerals: structures and petrology. In: hydrous phyllosilicates (edited by Bailey, S.). *Reviews in Mineralogy* **19**. Mineralogical Society of America, 91-167.

WEB REFERENCES:

-www.metallicaminal.com.au 2002. Kokomo scandium project report.

-<http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/scandium> : Hedrick J. B. US