

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE PRÉSENTÉ À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

Par
MOUSSA SINARE

MÉTALLOGÉNIE DU GISEMENT AURIFÈRE DE YAHOU, CEINTURE
BIRIMIENNE DE HOUNDÉ, BURKINA FASO

JANVIER 2013

RÉSUMÉ

Le présent projet d'étude a été financé par SEMAFO Inc. et la Fondation SEMAFO. Son but principal est : 1) établir les processus de formation du gisement aurifère de Yaho à travers sa caractérisation pétrographique, structurale et métallogénique ; 2) établir des bases de comparaison avec certains gisements aurifères proximaux et 3) proposer des guides d'exploration afin de rendre l'exploration minière plus efficace.

Le gisement aurifère de Yaho est localisé au sein des roches vertes de la ceinture birimienne de Houndé, à environ 320 km à l'ouest de Ouagadougou, la capitale du Burkina Faso. Ses ressources mesurées et indiquées sont évaluées à 724 000 onces - Au. Sa découverte en 2011, à proximité des gisements aurifères en exploitation de Wona et de Nyafé et ceux en développement de Fobiri et de Fofina, confirme que le secteur possède un grand potentiel minier.

Un contrôle lithologique est clairement établi à Yaho pour la minéralisation aurifère. En effet, les wackes lithiques, intercalés par des niveaux conglomératiques, encaissent l'essentiel des teneurs notables en Au. Ils sont limités sur les bordures est et ouest par les pélites stériles. On retrouve aussi des volcanites mafiques, des dykes felsiques à phénocristaux de feldspath et de quartz et un pluton de granite dans la zone d'étude. Les différents clastes identifiés au sein des bandes conglomératiques polygéniques et dans les wackes lithiques indiquent la présence de roches sédimentaires et volcaniques felsiques dans la zone source. Cet assemblage lithologique caractérise un environnement volcano-sédimentaire et plutonique. Yaho est interprété comme étant une séquence sédimentaire clastique intercalée au sein des roches volcaniques mafiques à intermédiaires birimiennes et non un faciès type Tarkwaïen.

Une différence notable est observée entre les spectres en terres rares des clastes de PQF et l'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz, dénotant ainsi l'absence d'une relation génétique entre eux. Le bassin de Yaho a donc été formé par un apport externe, continu ou ponctuel, de produits d'érosion. Les données de la géochimie sur roche totale montrent une source mafique pour les pélites et une source mixte à dominance felsique pour les wackes lithiques. Les différentes intrusions présentent les caractéristiques de granitoïdes d'îles-en-arc volcaniques et sont des témoins indirects d'un contexte tectonique d'une zone de subduction.

Les gisements aurifères de Yaho et de Wona sont localisés sur un même couloir de déformation ductile-cassant orienté NNE au nord et NNW au sud. Les structures observées sur le terrain sont compatibles avec deux déformations superposées D1 et D2 qui impriment le grain tectonique globalement N340. La D1

serait principalement le résultat d'une déformation coaxiale tandis que la D2 serait liée à une déformation dominante non-coaxiale. Cette dernière produit une zone de cisaillement qui est reconnue à l'échelle de la ceinture comme la principale structure hôte des minéralisations aurifères. La D3 est un mouvement compressif N-S qui génère le clivage de crénulation ($Sp+1 = N270$) particulièrement bien développé dans les pélites.

Yaho est un gisement aurifère orogénique à sulfures et magnétites disséminés. Il présente des similarités avec certains gisements d'or connus au Burkina Faso et en Afrique de l'ouest. Les sulfures sont en étroite relation avec les veines et veinules à gangue silicatée, les zones silicifiées et/ou micacées. Ceci témoigne ainsi du caractère hydrothermal de la minéralisation. Sur la base de la texture, trois types de pyrite (Py1, Py2 et Py3) et deux types d'arsénopyrite (AsPy1 et AsPy2) ont été distingués. Cependant, la géochimie de leurs éléments traces ne permet pas d'assigner une signature particulière à chaque type. La magnétite est essentiellement localisée dans les niveaux conglomératiques où les teneurs en Au sont rarement élevées.

L'or libre n'a pas été observé à Yaho. Les analyses au LA-ICP-MS indiquent qu'il est sous forme "invisible" ou sub-microscopique, incorporé dans la structure cristalline des sulfures, notamment l'arsénopyrite, ou en inclusions.

La similarité des caractéristiques gîtologiques des gisements de Yaho et de Wona, conforte l'interprétation d'une source commune pour leurs fluides minéralisateurs. Cependant, les sulfures de Fobiri et Fofina montrent un enrichissement en métaux de base par rapport à ceux de Yaho.

À l'image de la plupart des gisements d'or du Birimien, un contrôle structural est reconnu à Yaho. Cependant, l'ensemble lithologique wackes lithiques – conglomérats polygéniques a joué un rôle capital pour la circulation et le piégeage des fluides hydrothermaux de par sa porosité et sa perméabilité. Ces paramètres physiques des roches constituent un important guide pour l'exploration à l'échelle du secteur.

REMERCIEMENTS

Ce projet d'étude a été rendu possible grâce à l'implication et à l'engagement de nombreuses personnes morales et physiques en l'occurrence SEMAFO Inc. et la Fondation SEMAFO.

Mon premier remerciement s'adresse à M. Michel Crevier, Vice-président Exploration et géologie minière chez SEMAFO, qui m'a offert cette grande opportunité d'aller de l'avant. Je suis très reconnaissant envers M. Damien Gaboury pour son soutien et la qualité de l'encadrement dont j'ai bénéficiés. Je dis un GRAND MERCI à Richard Roy, David Lalonde, Dofinta Bondé, Apollinaire Sawadogo qui ont toujours manifesté un intérêt pour ce projet et œuvré pour son aboutissement. Aussi, le soutien de Faustin Yaméogo et Lacina Ouédraogo a été très apprécié. Denis Boisvert et Jérôme Augustin ont pleinement participé à ce projet de par leurs commentaires, suggestions et critiques ; merci pour avoir partagé une partie de vos connaissances avec moi. Toutes mes appréciations envers Messieurs Réal Daigneault, Pierre A. Cousineau et Michel Jébrak pour avoir accepté de faire partie du comité d'évaluation. Je remercie Denis Côté, Agathe Tremblay et l'ensemble du corps enseignant et administratif des Sciences de la Terre pour les enseignements, leur disponibilité et leur aide si précieuse.

Chacun des membres de la formidable équipe d'exploration de Mana Minéral S.A m'a soutenu et encouragé à sa façon. Ce fut une importante source de motivation.

Mon séjour au Québec fut agréable grâce aux merveilleuses personnes que j'ai rencontrées, en l'occurrence Dominique, Sam, Charley, Géraldine, Paméla, Clifford, Matthias, Lucas, Sarah, Julien, Sandra, Daphné, Levin, Kaissa, Marie-Lucia, Thérèse, Jean-Marie, les amis du Bac et tous les autres que je n'oublie pas.

Mon épouse Mariam et mes enfants Nouridine et Malika m'ont accompagné dans cette aventure mais en la vivant d'une autre façon. Je vous dédie ce travail.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	i
REMERCIEMENTS.....	iii
TABLE DES MATIÈRES.....	iv
LISTE DES FIGURES.....	ix
LISTE DES TABLEAUX.....	xiv
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	xv
AVANT-PROPOS.....	xvii

CHAPITRE 1 - INTRODUCTION.....	1
1. PROBLÉMATIQUE GÉNÉRALE.....	1
1.1. LES PALÉOPLACERS AURIFÈRES DU PRÉCAMBRIEN.....	1
1.1.1 Le Bassin du Witwatersrand.....	4
1.1.2. Le Tarkwaïen.....	8
1.1.3. Le bouclier guyanais.....	12
1.2. SYNTHÈSE.....	16
2. CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL ET PROBLÉMATIQUES LOCALES.....	17
2.1. GÉOLOGIE RÉGIONALE.....	17
2.2. PROBLÉMATIQUES LOCALES DU GISEMENT DE YAHO.....	21
3. CADRE DE L'ÉTUDE.....	23
3.1. CONTEXTE DU PROJET D'ÉTUDE.....	23
3.2. OBJECTIFS.....	24
3.3. MÉTHODOLOGIE.....	25

CHAPITRE 2- DESCRIPTION DES UNITÉS GÉOLOGIQUES

LOCALES.....	36
1. INTRODUCTION.....	36
2. CADRE GÉOLOGIQUE.....	36
2.1. CONSTITUTION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE LOCALE.....	36
2.2. UNITÉS STRATIGRAPHIQUES.....	38
2.2.1. Unités lithostratigraphiques.....	38
2.2.2. Unités lithodémiques.....	39
2.3. CADRE STRUCTURAL.....	39
3. PÉTROGRAPHIE.....	40
3.1. LES WACKES LITHIQUES.....	41
3.2. LES CONGLOMÉRATS POLYGÉNIQUES.....	43
3.2.1. Les différents types de clastes.....	44
3.2.1.1. Les clastes de schiste.....	44
3.2.1.2. Les clastes de wacke.....	46
3.2.1.3. Les clastes de rhyolite.....	47
3.2.1.4. Les clastes de quartzite.....	47
3.2.1.5. Les clastes à phénocristaux de quartz et feldspath.....	48
3.2.1.6. Les clastes de pélite noire.....	49
3.2.2. La matrice.....	49
3.3. LES PÉLITES.....	49
3.3.1. Les pélites <i>sensu stricto</i>	50
3.3.2. Les pélites noires.....	51
3.3.3. Les wackes.....	52
3.4. L'INTRUSION FELSIQUE.....	53
4. CONCLUSION.....	54

CHAPITRE 3 – GÉOCHIMIE	76
1. INTRODUCTION	76
2. GÉOCHIMIE DES CLASTES LITHIQUES	78
2.1. MÉTHODOLOGIE DU LA-ICP-MS	81
2.2. VALIDATION DES DONNÉES ANALYTIQUES	82
2.3. RÉSULTATS	83
3. GÉOCHIMIE SUR ROCHE TOTALE	86
3.1. MÉTHODOLOGIE D'ANALYSE	87
3.2. RÉSULTATS	87
4. DISCUSSION	90
5. CONCLUSION	98
 CHAPITRE 4 – ANALYSE STRUCTURALE	 114
1. INTRODUCTION	114
2. DESCRIPTION DES DIFFÉRENTS ÉLÉMENTS STRUCTURAUX	115
2.1. LE LITAGE S0	115
2.2. LA SCHISTOSITÉ PRINCIPALE Sp	116
2.3. LE CLIVAGE DE CRÉNULATION Sp+1	117
2.4. AUTRES STRUCTURES	118
3. SYNTHÈSE	119
4. DISCUSSION	120
5. CONCLUSION	122
 CHAPITRE 5 – TYPOLOGIE DES MINÉRALISATIONS	 132
1. INTRODUCTION	132

2. DISTRIBUTION SPATIALE ET STYLES DES MINÉRALISATIONS.....	133
2.1. DISTRIBUTION SPATIALE.....	133
2.2. STYLE DES MINÉRALISATIONS ET ALTÉRATIONS.....	134
2.2.1. Les veines et veinules à gangue silicatée.....	134
2.2.2. Les zones silicifiées.....	135
2.2.3. Les zones micacées.....	136
3. GÉOCHIMIE DES SULFURES ET MAGNÉTITES.....	137
3.1. GÉNÉRALITÉS.....	137
3.2. LES PYRITES.....	139
3.2.1. Description.....	139
3.2.2. Signature géochimique.....	141
3.3. LES ARSÉNOPYRITES.....	144
3.3.1. Description.....	144
3.3.2. Signature géochimique.....	145
3.4. LES MAGNÉTITES.....	147
3.4.1. Description.....	147
3.4.2. Signature géochimique.....	148
4. ÉVOLUTION CHRONOLOGIQUE DU GISEMENT AURIFÈRE DE YAHOU.....	150
5. DISCUSSION.....	153
6. CONCLUSION.....	155

CHAPITRE 6 – DISCUSSION GÉNÉRALE.....	193
1. INTRODUCTION.....	193
2. YAHOU : BIRIMIEN OU TARKWAIEN ?.....	193
3. IDENTITÉ MÉTALLOGÉNIQUE DU GISEMENT DE YAHOU.....	198

3.1. RELATIONS MINÉRALISATIONS - DÉFORMATION – ALTÉRATION...	198
3.2. STYLE GÎTOLOGIQUE DE YAHU.....	199
4. IMPLICATIONS POUR L'EXPLORATION.....	202
 CHAPITRE 7 – CONCLUSION GÉNÉRALE	208
 RÉFÉRENCES.....	212
 ANNEXE 1 : RÉCAPITULATIF DES DESCRIPTIONS PÉTROGRAPHIQUES DES LAMES MINCES.....	225
ANNEXE 2 : DONNÉES ANALYTIQUES DU LA-ICP-MS DES DIFFÉRENTS CLASTES LITHIQUES.....	234
ANNEXE 3 : RÉSULTATS ANALYTIQUES DE LA GÉOCHIMIE ROCHE TOTALE.....	240
ANNEXE 4 : MINIMA, MAXIMA, MOYENNES ET DIFFÉRENTS RATIOS DES ANALYSES GÉOCHIMIQUES SUR ROCHE TOTALE.....	246
ANNEXE 5 : RÉSULTATS ANALYTIQUES DES SULFURES ET MAGNÉTITES AU LA-ICP-MS.....	251

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1. Représentation schématique des niveaux crustaux de déposition d'or pour les types de gisement aurifère communément reconnus.....	29
Figure 1.2. Carte géologique simplifiée et principales unités stratigraphiques et âges du bassin Witwatersrand.....	30
Figure 1.3. Colonne schématique des unités lithostratigraphiques au Ghana et leurs relations spatiale et temporelle.....	31
Figure 1.4. Carte géologique simplifiée du craton de Léo-Man.....	32
Figure 1.5. Carte géologique et structurale simplifiée du Burkina Faso au 1/1000000 ^{ème}	33
Figure 1.6. Carte géologique des propriétés minières Sud de Mana Minéral S.A avec localisation des gisements d'or de Wona, Nyafé, Fobiri, Fofina et Yaho.....	34
Figure 2.1. Carte lithologique du secteur d'étude.....	56
Figure 2.2. Description lithologique des sondages carottés avec la distribution spatiale des lames minces polies.....	57
Figure 2.3. Photographies macroscopiques et microscopiques de wackes lithiques.....	58
Figure 2.4. Microphotographies de wackes lithiques.....	59
Figure 2.5. Microphotographies de wackes lithiques.....	60
Figure 2.6. Illustrations macroscopique et microscopique du S0 dans un wacke lithique.....	61
Figure 2.7. Photographies de conglomérats polygéniques.....	62
Figure 2.8. Photographies macroscopiques et microscopiques de clastes de schiste et de wacke.....	63
Figure 2.9. Microphotographies de clastes de schiste.....	64
Figure 2.10. Photographies microscopiques et macroscopiques de clastes de schiste et de wacke.....	65
Figure 2.11. Photographies macroscopiques et microscopiques de clastes de wacke et de schiste.....	66

Figure 2.12. Photographies macroscopiques et microscopiques d'un conglomérat polygénique.....	67
Figure 2.13. Photographies macroscopique et microscopique d'un conglomérat à galets de rhyolite, de schiste et de wacke.....	68
Figure 2.14. Photographies macroscopique et microscopique de clastes de quartzite et de schiste.....	69
Figure 2.15. Photographies macroscopique et microscopique d'un conglomérat polygénique.....	70
Figure 2.16. Photographies macroscopiques et microscopiques de claste de pélite noire et de pélites (lithologie).....	71
Figure 2.17. Photographies macroscopique et microscopique d'une pélite.....	72
Figure 2.18. Photographies macroscopiques et microscopiques de pélites noires et de wackes.....	73
Figure 2.19. Photographies macroscopiques et microscopiques de l'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz.....	74
Figure 3.1. Localisation spatiale des échantillons de clastes lithiques analysés au LA-ICP-MS.....	100
Figure 3.2. Principes d'analyses au LA-ICP-MS et de traitement des données acquises.....	101
Figure 3.3. Erreurs relatives des étalons GSD et GSE calculées.....	102
Figure 3.4. Spectres des terres rares normalisées des clastes de IFQ, de schistes et de wackes.....	103
Figure 3.5. Spectres des terres rares normalisées des clastes de PQF, de rhyolites et des différents types de clastes.....	104
Figure 3.6. Localisation spatiale des échantillons analysés en roche totale sur la projection verticale des forages carottés.....	105
Figure 3.7. Spectres des terres rares normalisées des sédiments de Yaho.....	106
Figure 3.8. Spectres des terres rares normalisées des intrusions de Yaho et de Wona.....	107
Figure 3.9. Diagrammes de classification pétrographique et de discrimination tectonique des intrusions et sédiments du secteur de Yaho.....	108

Figure 3.10. Diagrammes de discrimination du contexte des sédiments et des affinités magmatiques des intrusions de Yaho et de Wona.....	109
Figure 3.11. Diagramme de discrimination du cadre tectonique de mise en place des intrusions de Yaho et de Wona.....	110
Figure 3.12. Diagrammes des éléments à affinité felsique et mafique normalisés au EPC des pélites et wackes lithiques de Yaho.....	111
Figure 3.13. Spectres comparatifs des terres rares des pélites (analyses en roche totale) et des clastes de schistes (analyses au LA-ICP-MS).....	112
Figure 4.1. Photographies macroscopiques illustrant le S_0 et le S_p dans les pélites.....	124
Figure 4.2. Projections stéréographiques des mesures structurales de Yaho....	125
Figure 4.3. Photographies macroscopique et microscopique illustrant l'allongement des clastes, la S_p et la S_{p+1}	126
Figure 4.4. Photographies microscopique et macroscopique illustrant la S_p et la S_{p+1} dans les pélites.....	127
Figure 4.5. Photographies macroscopiques et microscopiques illustrant des clastes allongés, des sigmoïdes et des queues de recristallisation.....	128
Figure 4.6. Coupe géologique de la section A-B de la figure 2.1.....	129
Figure 4.7. Modèle schématique de l'évolution lithostructurale du secteur de Yaho.....	130
Figure 5.1. Carte géologique agrandie de Yaho avec les valeurs Au superposées le long des forages carottés.....	157
Figure 5.2. Distribution de la minéralisation aurifère à Yaho vue sur deux sections.....	158
Figure 5.3. Photographies macroscopiques et microscopiques de veinules à QZ-CB concordantes et discordantes.....	159
Figure 5.4. Photographies macroscopiques et microscopiques de veinules à QZ+Ox concordantes et discordantes.....	160
Figure 5.5. Photographies macroscopiques et microscopiques de veinules et veines de QZ+Ox en discordance.....	161
Figure 5.6. Photographies macroscopiques de wackes lithiques affectés par l'altération hydrothermale et recoupés par des veinules à QZ-CB.....	162

Figure 5.7. Photographies macroscopique et microscopique de SIM avec des reliquats de roche.....	163
Figure 5.8. Photographies macroscopique et microscopique de sulfures présents dans la matrice séricitisée du wacke lithique.....	164
Figure 5.9. Erreurs relatives mesurées sur les étalons PS1 et GSD.....	165
Figure 5.10. Photographies microscopiques et macroscopiques de pyrites associées à la matrice micacée d'un wacke lithique.....	166
Figure 5.11. Photographies macroscopique et microscopique de pyrites contenues dans un claste de quartzite.....	167
Figure 5.12. Photographies macroscopique et microscopique de pyrites contenues dans un claste de wacke.....	168
Figure 5.13. Photographies macroscopique et microscopique de sulfures contenus dans une veinule en DIS et dans la matrice d'un wacke lithique.....	169
Figure 5.14. Microphotographies illustrant le phénomène d'agglomération de cristaux de pyrites.....	170
Figure 5.15. Microphotographies des différents types de pyrites identifiés à Yaho sur la base de la texture.....	171
Figure 5.16. Distribution spatiale des échantillons de sulfures analysés au LA-ICP-MS le long des sondages carottés.....	172
Figure 5.17. Synthèse des signatures géochimiques des différentes pyrites de Yaho.....	173
Figure 5.18. Diagramme binaire Au/As des pyrites de Yaho et signaux analytiques du LA-ICP-MS de quelques éléments chimiques d'une pyrite analysée.....	174
Figure 5.19. Signaux analytiques du LA-ICP-MS de quelques éléments chimiques d'une pyrite analysée et microphotographie de cristaux d'arsénopyrite.....	175
Figure 5.20. Microphotographies illustrant le phénomène de substitution entre pyrite et arsénopyrite.....	176
Figure 5.21. Microphotographies illustrant les deux types d'arsénopyrite à Yaho.....	177
Figure 5.22. Synthèse des signatures géochimiques des différentes arsénopyrites de Yaho.....	178

Figure 5.23. Signaux analytiques du LA-ICP-MS de quelques éléments chimiques de deux arsénopyrites.....	179
Figure 5.24. Carte géologique agrandie de Yaho avec localisation spatiale des échantillons de magnétites analysées au LA-ICP-MS.....	180
Figure 5.25. Photographies macroscopiques de cristaux et de lamines de magnétite dans des conglomérats polygéniques.....	181
Figure 5.26. Microphotographies de magnétite en association spatiale avec l'hématite et /ou la pyrite.....	182
Figure 5.27. Synthèse des signatures géochimiques des magnétites contenues dans les clastes et dans la matrice des conglomérats.....	183
Figure 5.28. Comparaison des signatures géochimiques des différentes pyrites et magnétites de Yaho.....	184
Figure 5.29. Comparaison des signatures géochimiques des pyrites de Wona et de Yaho.....	185
Figure 5.30. Comparaison des signatures géochimiques des pyrites de Yaho et de Fobiri.....	186
Figure 5.31. Comparaison des signatures géochimiques des pyrites de Yaho et de Fofina.....	187
Figure 5.32. Comparaison des signatures géochimiques des arsénopyrites de Yaho et de Fobiri.....	188
Figure 5.33. Comparaison des signatures géochimiques des arsénopyrites de Yaho et de Fofina.....	189
Figure 5.34. Comparaison des signatures géochimiques des arsénopyrites de Yaho et de Wona.....	190
Figure 5.35. Comparaison des signatures géochimiques des magnétites de Wona et de Yaho.....	191

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1. Éléments de comparaison entre les bassins sédimentaires de Witwatersrand, de Tarkwa et de Jacobina.....	35
Tableau 2.1. Informations générales sur les sondages étudiés et affleurements du secteur d'étude.....	75
Tableau 3.1. Concentrations (ppm) et incertitudes des différents étalons utilisés.....	113
Tableau 4.1. Quelques mesures structurales levées dans le secteur de Yaho....	131
Tableau 5.1. Caractéristiques des trois types de veines et veinules à gangue silicatée de Yaho.....	192
Tableau 6.1. Éléments de comparaison entre le Tarkwaien du Ghana, le Tarkwaien du sillon de Houndé et les sédiments clastiques de Yaho.....	205
Tableau 6.2. Comparaison des caractéristiques gîtologiques de Yaho et de quelques gisements aurifères du craton Ouest Africain.....	206

LISTE DES ABRÉVIATIONS

E : est	PL : plagioclase
W : ouest	SE : séricite
N : nord	AsPy : arsénopyrite
S : sud	LP : lumière polarisée
Ga : milliard d'années	LN : lumière naturelle
km : kilomètre	LR : lumière réfléchie
% : pourcent	S0 : litage
Ma : million d'années	DIS : discordance
m : mètre	CON : concordance
RC : circulation inversée	ml : millilitre
Au : or	Mt : magnétite
MORB : basalte des rides médio-océaniques	CHL : chlorite
µm : micron	Hm : hématite
Sp : schistosité principale	D : diamètre
PQF : phénocristaux de quartz et de feldspaths	FP : feldspaths
V/VLE: veine/veinule	WDC : Wona Drilling Core
CB: carbonates	MRC : Mana Reverse Circulation
SU : sulfures	Hz : hertz
QZ : quartz	mJ : mégajoule
Mono : monocristallin	g/t : gramme/tonne
Poly : polygénique	Py : pyrite
MI : micas	ppm : partie par million
EPC : Croûte paléoproterozoïque	dcm : décimètre

PAAS : Post Archean Australian Shales

Ox : oxydes / oxydé

SI : silicification / silicifié

SIM : silicification massive

CPS : coup par seconde

IFQ : Intrusion felsique à phénocristaux de feldspaths et de quartz

± : plus ou moins

mm : millimètre

s : seconde

D1, D2, D3 : déformation 1, 2, 3

min : minimum

max : maximum

moy : moyenne

< : inférieur

> : supérieur

AVANT – PROPOS

Le présent projet a été initié et financé par SEMAFO Inc. et la Fondation SEMAFO, en collaboration avec le LAMEQ de l'UQAC. Plus précisément, il vise une étude métallogénique du gisement aurifère de Yaho découvert en 2011 par les travaux d'exploration de Mana Minéral S.A. Ce dernier est encaissé dans des roches sédimentaires clastiques au sein du sillon de Houndé qui est une ceinture de roches vertes d'âge paléoproterozoïque.

La liste des abréviations utilisées dans le présent mémoire ne suit pas une convention établie car certaines sont spécifiques à SEMAFO Inc. et il est difficile de leur trouver des équivalents conventionnels. En exemple, on citera SIM qui signifie « silicification massive ».

Le présent mémoire est structuré en 7 chapitres.

Le premier chapitre commence par une compilation bibliographique sur des gisements aurifères encaissés dans des roches similaires à celles de Yaho. Après un aperçu de la géologie régionale, deux problématiques spécifiques liées au gisement d'or de Yaho ont été abordées. Enfin, le cadre de l'étude définit le contexte du projet, les objectifs poursuivis et les différentes méthodologies utilisées pour les atteindre.

Dans le chapitre 2, l'accent est mis sur une description macroscopique et microscopique des différentes lithologies observées en affleurements et en carottes de forage. L'environnement lithostratigraphique étant très mal défini au sein de la ceinture de Houndé, l'emphasis est portée sur la caractérisation pétrographique des unités sédimentaires dans le but de ressortir leurs paragenèses minérales, leurs structures primaires et secondaires et les minéralisations qui leur sont associées. Il faut noter que plusieurs faciès ont été regroupés dans un même grand ensemble lithologique par souci de cohérence et/ou pour augmenter leur représentativité : sur les sections interprétées à partir

des sondages de type RC, les wackes lithiques et les conglomérats polygéniques forment un seul ensemble du fait de la difficulté de les distinguer à partir des débris de roche. Aussi, sur les cartes géologiques et les descriptions des sondages carottés, les pélites regroupent des pélites *sensu stricto*, des wackes et des pélites noires.

Les caractéristiques géochimiques des différentes unités géologiques et fragments lithiques sont présentées au chapitre 3. Les sources des sédiments ont surtout été discutées dans cette partie du mémoire.

Le chapitre 4 passe en revue les différentes structures observées sur le terrain et en carottes de forage. L'interprétation fait ressortir trois phases de déformation majeures et un modèle de l'évolution lithostructurale du secteur d'étude a été proposé.

Dans le chapitre 5, l'effort est accentué sur la description des différents styles de minéralisation en relation avec l'altération hydrothermale. Différentes familles de pyrite, d'arsénopyrite et de magnétite ont été mises en évidence par les observations microscopiques tandis que les analyses au LA-ICP-MS ont permis leurs caractérisations géochimiques par les éléments traces et d'établir une comparaison avec celles des gisements aurifères de Wona, Fobiri et Fofina.

Le chapitre 6 présente les conclusions des chapitres précédents et les discute au regard de l'état des connaissances dans le craton ouest-africain de manière générale et au Burkina Faso de façon spécifique. Il s'est essentiellement focalisé sur les différents résultats de l'étude permettant de discuter des problématiques spécifiques du projet.

Enfin, le mémoire se termine par le chapitre 7 qui récapitule les résultats obtenus dans les différents chapitres sous forme d'une conclusion générale. Aussi, le bilan des objectifs du projet est fait dans cette section.

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1. PROBLÉMATIQUE GÉNÉRALE

1.1. LES PALÉOPLACERS AURIFÈRES DU PRÉCAMBRIEN

Les gisements d'or primaires et secondaires forment deux types de gisements qui se distinguent par différents paramètres dont essentiellement la source de l'or et les processus géologiques qui contrôlent leur formation; l'un dérive de l'autre par les processus classiques de la sédimentation (dégradation, érosion, transport, dépôt et processus diagénétiques).

Gosselin et Dubé (2005) ont répertorié 452 gisements d'or, tous types confondus, à plus d'un million d'onces (34 tonnes Au) dans le monde. Le nombre élevé et la diversité des gisements aurifères à travers le globe ont poussé plusieurs auteurs à les inventorier afin d'aboutir à des classifications. La classification des gisements aurifères est plus qu'un exercice théorique car elle donne une base essentielle pour l'évaluation des ressources, la désignation des stratégies d'exploration (quel type de gisement recherché, où et comment) et l'évaluation des prospects (Robert et al., 1997).

Plusieurs classifications sont proposées dans la littérature (Groves et al., 1998 ; Kerrich et al., 2000; Goldfarb et al., 2005). Robert et al. (1997) distinguent 16 types de gisements aurifères (figure 1) en fonction de la profondeur crustale de mise en place. Les gisements aurifères primaires (types 2 à 16) de cette classification sont simplement regroupés en trois types (Groves et al., 1998): 1) épithermal (types 2 à 5) en incluant les sulfures massifs volcanogènes riches en or ; 2) porphyrique ± skarn (types 6 à 13) ; et 3) orogénique (types 14 à 16).

La plupart des gisements aurifères de l'Afrique de l'Ouest sont classés dans la catégorie des gisements orogéniques (Goldfarb et al., 2001; Béziat et al., 2008). Ce type de gisement est généralement interprété comme le résultat d'une focalisation de fluides tardifs durant la déformation active et le métamorphisme des terrains volcano-sédimentaires et plutoniques (Groves et al., 1998; Hageman et Cassidy, 2000; Kerrich et al., 2000). Qu'ils soient silicatés ou aqueux, les fluides sont des acteurs majeurs dans la genèse des concentrations minérales (Jébrak et Marcoux, 2008). Le modèle de dévolatilisation métamorphique (Phillips et Powell, 2009) a été proposé en remplacement de celui du continuum (Gebre-Mariam et al., 1995; Groves et al., 1998) qui présentait aucune contrainte quant à la profondeur de formation des gisements orogéniques. Dans ce nouveau modèle génétique, les roches hydratées et carbonatées, particulièrement les roches metabasiques, sont dévolatilisées essentiellement à la transition des faciès schistes verts-amphibolite dans un contexte orogénique. La migration des fluides se fait via les zones de cisaillement et/ou de fracture hydraulique dans les zones de basses pressions.

Selon les mêmes auteurs, de nombreuses caractéristiques géologiques enregistrées dans les gisements orogéniques de nos jours, reflètent des modifications subséquentes superposées sur les produits de ce processus de dévolatilisation métamorphique.

Les placers métallifères anciens (Archéen et Protérozoïque) sont reconnus dans plusieurs régions du monde, dont 1) le Super groupe de Witwatersrand en Afrique du Sud, 2) le Groupe de Tarkwa en Afrique de l'Ouest et 3) les groupes de Roraima en Guyane, Jacobina et Sierra de Carrego au Brésil dans le craton guyanais. Ensemble, ces roches détritiques représentent la plus importante source d'or (30% des réserves mondiales), d'uranium et autres métaux (Mikhailov, 2006). De ce fait, ils ont été sujets à de nombreuses études qui ont focalisé sur leurs corrélation, structure, composition, genèse, géochronologie, relation avec les séquences sous et sus-jacentes et l'origine de l'or. Ce dernier paramètre ayant été pendant longtemps un point de controverse entre les géologues qui s'intéressent à ce type de gisement.

De prime abord, le gisement aurifère de Yaho présente une forte analogie lithologique avec ces paléoplacers anciens. De ce fait, leurs différents contextes sont décrits ci-dessous pour bien situer la problématique du présent projet et aussi à une fin de comparaison.

1.1.1. Le Bassin de Witwatersrand

Le bassin de Witwatersrand, situé au sein du craton Kaapvaal (Afrique du Sud), est la plus grande source aurifère connue: en 1999, les champs aurifères du bassin de Witwatersrand représentaient 35% de l'or mondial (Conradie, 2000). Le bassin est de forme ovale et s'étend sur 320 km de long en direction NE par 160 km de large en direction NW. L'origine de l'or a toujours été discutée depuis la découverte des gisements aurifères du Witwatersrand: un modèle paléoplacer sédimentaire a toujours été défié par les défenseurs d'un modèle hydrothermal en dépit du grand succès de l'application de la sédimentologie dans l'exploration de jour en jour (Frimmel et Minter, 2002). L'or est essentiellement contenu dans les conglomérats monogéniques à galets de veines de quartz ou « *reefs* ».

Le Super groupe de Witwatersrand est divisé en deux sous-groupes : le Groupe de West Rand daté à 2,97-2,91 Ga (les shales étant dominants sur les grès) et celui de Central Rand à 2,89-2,71 Ga (roches silici-clastiques grossières dominantes et shales subordonnés) contenant la majorité des *reefs* (figure 1.2.A et B). L'or dans le bassin de Witwatersrand est miné à partir d'au moins 30 *reefs* qui sont des couches de conglomérats dont l'épaisseur varie du centimètre à quelques mètres; ils sont limités par des surfaces d'érosion à la base et un contact horizontal avec des wackes à quartz ou siltstones au sommet (Simanovich, 2009). La concentration de l'uranium et de l'or près de la base des *reefs* à conglomérat est une caractéristique des gisements du Witwatersrand (Shilo, 2007). Selon Frimmel

et al. (2005), les galets dans les conglomérats métallifères comptent pour 60-70% en volume dont près de 85% de veines de quartz, 12% de chert, 2% de phénocristaux à quartz et 1% de fragments de roches métamorphiques. Ensemble avec la pyrite et l'uraninite, l'or est associé avec les minéraux clastogéniques (zircon et chromite arrondis) qui sont concentrés au niveau des surfaces d'érosion. Le ciment est principalement composé de quartz avec la présence de séricite, chlorite, pyrophyllite, chloritoïde, calcite, dolomite, pyrrhotite, galène, sphalérite, chalcoppyrite, cobaltite, arsénopyrite, chromite, ilménite, grenats, spinelles, monazite, tourmaline, pyrochlore, rutile et cassitérite (Simanovich, 2009). Les corps minéralisés les plus épais représentent des séquences multi-chenaux de conglomérats et arénites à quartz déposés par des flots répétés et des écoulements à stade décroissant (Frimmel et Minter, 2002). Selon les mêmes auteurs, la position microstructurale et la morphologie de l'ensemble des grains d'or du Witwatersrand reflètent une précipitation à partir d'un fluide hydrothermal sans révélation si l'or est venu de l'intérieur ou de l'extérieur des unités sédimentaires. Cependant, les géologues Sud-africains préfèrent la théorie de placer aurifère dans les « reefs » et suivent la loi de contrôle sédimentaire de la minéralisation dans les travaux de prospection (Robb et Robb, 1998) du fait de l'existence d'une bonne corrélation entre les caractéristiques sédimentaires et la distribution de l'or à grande échelle. Les auteurs défendant un modèle paléoplacer de l'or du Witwatersrand (Loen, 1992 ; Minter et al., 1993 ; Kirk et al., 2001) reconnaissent sa redistribution hydrothermale au cours du métamorphisme et l'on

parle maintenant de modèle paléoplacer modifié. Selon ce modèle, la formation des paléoplacers est reliée au transport et à la concentration alluvionnaire mais des solutions hydrothermales et des phases d'hydrocarbures participent à sa redistribution à petite échelle. Par contre, les modèles hydrothermaux (Feather et Koen, 1976 ; Phillips et Law, 1994 ; Barnicoat et al., 1997 ; Gray et al., 1998) proposent une introduction de l'or dans les roches sédimentaires à partir de sources externes via l'infiltration de fluides hydrothermaux post-sédimentaires (Simanovich, 2009), ces derniers pouvant être attribués à des événements géodynamiques variés : volcanisme Ventersdorp (Phillips et al., 1997), métamorphisme régional (Phillips et Meyers, 1989) ou mise en place du complexe igné de Bushveld (Stevens et al., 1997).

Stanistreet et McCarthy (1991) ont suggéré que la sédimentation du bassin de Witwatersrand n'était pas nécessairement un remplissage continu de bassin mais que ces unités bassinales peuvent représenter des restants d'érosion de sédiments empilés qui ont été préalablement déposés dans une variété de cadres tectoniques. Ce point de vue est réfuté par d'autres auteurs (Beukes et Nelson, 1995) qui considèrent le Witwatersrand comme un bassin unique dans lequel tous les sédiments ont été déposés de manière progressive. La géométrie de la surface de dégradation basale, la grosseur des sédiments et l'abondance relative de lithofaciès particuliers reflètent des environnements de dépôt qui vont des cônes d'alluvions proximaux à des dépôts fluviaux tressés en terrasses et deltas en tresse qui se fusionnent avec des environnements littoraux.

L'histoire structurale du bassin de Witwatersrand a été établie en cinq événements tectoniques à l'échelle du bassin par Dankert et Hein (2010).

1) Dépôt du Groupe de West Rand (2985-2902 Ma) et du Groupe de Central Rand (2902-2849 Ma) synchrone au développement des discordances régionales, du basculement des blocs et la formation locale des failles.

2) Synchrone au dépôt du Groupe de Central Rand (et peut être de Ventersdorp Contact Formation), les roches sédimentaires du bassin de Witwatersrand ont été déformées avec le développement d'une ceinture de chevauchement plissée à 2,90-2,72 Ga durant l'évènement Umzawani.

3) Une activité de failles normales et une extension ont accompagné l'emplacement du Groupe de Klipriviersberg à 2,71 Ga dans tous les champs aurifères et culminé dans la formation de grabens et le dépôt du Groupe de Platberg à 2,70 Ga.

4) Un hiatus d'environ 100 Ma marque la transition des séquences du Super groupe de Ventersdorp aux séquences du bassin Transvaal.

5) Subséquent au dépôt du Groupe supérieur de Pretoria, les roches du bassin de Witwatersrand ont été déformées avec le développement d'une ceinture discordante à 2,2-2,0 Ga durant l'évènement Ukubambana. L'or, de source détritique, a été remobilisé suivant les systèmes de chevauchement formés durant cet évènement.

1.1.2. Le Tarkwaien

Le Groupe de Tarkwa ou Tarkwaien est défini dans le craton ouest-africain (Junner et al., 1942, Sestini 1973 et 1976, Sylvain, 1978, Hirdes et al., 1987, Bossière et al., 1996, Kulish et Mikhailov, 2000, Pigois et al., 2003). Il est particulièrement bien connu et étudié au Ghana où il encaisse d'importantes minéralisations aurifères (Tarkwa, Ntronang, Bippo Bin, Damang). Le Tarkwaien est habituellement considéré comme les détritiques des roches birimiennes qui ont été exhumées et érodées durant l'évènement tectono-thermal éburnéen (Bonhomme, 1962, Eisenlohr et Hirdes, 1992). La composition des faciès conglomératiques diffère d'une région à une autre et ceci s'explique par la variabilité de la nature du substratum. En effet, le substratum volcano-sédimentaire du craton ouest-africain présente des caractéristiques pétrographiques et géochimiques qui peuvent différer d'une zone à une autre ; notamment, les différentes aires volcaniques forment des entités indépendantes présentant des caractères volcanologiques et chimiques variés traduisant la diversité de l'évolution magmatique dans le temps et dans l'espace (Milési et al., 1989). Le Tarkwaien recouvrirait le Birimien avec une discordance angulaire et structurale (Milési et al., 1989, Bonkougou, 1994) mais d'autres auteurs (Mikhailov, 2006) attestent l'absence d'un hiatus et d'une discordance substantiels entre ces deux groupes. En outre, les données structurales indiqueraient que les roches birimiennes et tarkwaiennes ont été déformées conjointement durant un seul évènement de

déformation progressive (Eisenlohr et Hirdes, 1992). Il faut souligner que cette controverse demeure jusqu'à présent.

La succession lithostratigraphique du Tarkwaien au Ghana (figure 1.3) a été subdivisée en quatre termes (Milési et al., 1989) qui sont, de bas en haut : 1) la Formation grés-conglomératique de Kawere (250-700 m); 2) la Formation grés-conglomératique de Banket (250-500 m) renfermant les conglomérats à galets de veines de quartz ou « *reefs* » hôtes des minéralisations aurifères ; 3) la Formation de Tarkwa, essentiellement phylliteuse (120-400 m) ; et 4) la Formation de Huni, composée de grès fins (1200 m). Les quatre formations sont recoupées par des dykes de composition diverse (acide à basique) fréquemment hydrothermalisés. Cette stratigraphie générale du Tarkwaien semble être bien établie et reconnue partout au Ghana et les quatre formations se distinguent les unes des autres de par leurs assemblages lithologiques spécifiques. Cependant, les faciès tarkwaiens, mis en évidence ailleurs dans le craton ouest-africain, sont difficilement ou partiellement corrélables avec l'une ou l'autre de ces quatre formations décrites au Ghana du fait qu'ils couvrent des surfaces d'extension réduite, isolées les unes des autres et n'ont pas fait l'objet d'études aussi détaillées, notamment du point de vue sédimentologique (Milési et al., 1989). Les roches tarkwaiennes présentent une caractéristique commune qui est leur environnement de dépôt fluvio-deltaïque (Sestini, 1973, Vinchon, 1989).

Les plus grandes concentrations d'or paléoplacer dans le district Tarkwa-Damang ont été minées à partir du gisement Tarkwa comprenant une succession d'unités paléoplacers empilées, tabulaires (40 à 110 m d'épaisseur) et consistant en une alternance de grès et conglomérats à galets de quartz dominant (Pigois et al., 2003) appartenant uniquement à la Formation de Banket. Les conglomérats aurifères ou « *reefs* » tarkwaiens sont monogéniques et consistent en plus de 90% de galets de « veines » de quartz (sans or) et moins de 10% de galets de schistes et de quartzites. La matrice est principalement composée de grains de quartz et « sable noir » (minéraux lourds) avec des oxydes de Fe-Ti et accessoirement rutile, séricite, chlorite, chloritoïdes, épidote, tourmaline, zircon, grenat, pyrite, chalcopryrite et or (Kesse, 1985).

Les corps économiques (*reefs*) sont habituellement en forme de lentilles (400 m de long x 80 m de large en moyenne) et orientés dans les directions des paléochenaux (Kesse, 1985). Les grains d'or sont typiquement localisés dans les lits deltaïques frontaux à minéraux lourds, dans les petites fractures, sur les limites des galets de quartz et dans du quartz hydrothermal entre les galets de quartz (Pigois et al., 2003). Pour Hirdes et Nunoo (1994), les minéraux lourds, tels que l'hématite, la magnétite, le rutile et le zircon, sont associés avec l'or mais ne sont pas nécessaires pour sa présence.

Un contrôle lithologique est bien évident du fait que les concentrations aurifères soient bien restreintes aux lentilles conglomératiques de Banket (Milési et al.,

1989) mais ces dernières ont été affectées par le métamorphisme au faciès des schistes verts et de nombreux minéraux ont été redistribués et/ou reconstitués, si bien que ces gisements sont plutôt décrits comme des paléoplacers modifiés (Milési et al., 1989, Pigois et al., 2003). Vinchon (1989) interprète la Formation de Banket comme un système fluvatile plus aval et mieux organisé de la succession tarkwaienne considérée comme une mégaséquence positive. L'origine de l'or paléoplacer des roches tarkwaiennes a longtemps été assignée aux zones de cisaillement aurifères du Gold Coast Range (Kesse, 1985, Hirdes et al., 1988) qui encaissent les gisements d'or de grande taille comme Ashanti et Prestea. Par la suite, les études structurales régionales et géochronologiques ont clairement établi que les roches birimiennes et tarkwaiennes ont subi les mêmes événements de déformation et que l'or paléoplacer a été dérivé d'une source aurifère formée avant les gisements aurifères filoniens encaissés dans le Birimien (Milési et al., 1991, Hirdes et Nunoo, 1994, Pigois et al., 2003). La découverte du gisement aurifère filonien de Damang (Ghana), encaissé dans les roches tarkwaiennes, a contribué à une meilleure compréhension de la relation existant entre les systèmes aurifères birimien et tarkwaien. La minéralisation aurifère à Damang est contrôlée par des veines de quartz subhorizontales en extension, des réseaux de fractures en échelon et leurs halos d'altération associés. Parallèlement, le « reef » bréchique du gisement de Tarkwa est reconnu à Damang confirmant ainsi la présence d'or paléoplacer. Le xénotime hydrothermal associé aux veines de quartz aurifères a fourni un âge de 2063 ± 9 Ma (U-Pb *SHRIMP*) pour l'or. Cet âge est similaire à

celui obtenu dans les gisements aurifères encaissés dans les roches birimiennes (particulièrement à Obuasi) et implique que 2063 Ma est l'âge de l'évènement de minéralisation aurifère orogénique globale dans le sud-ouest du Ghana (Pigois et al., 2003). Damang est donc un gisement aurifère filonien épigénétique, orogénique ayant sur-imprimé et sulfuré des paléoplacers d'or à hématite-magnétite de faible teneur dans la séquence sédimentaire tarkwaienne.

D'un point de vue génétique, l'origine tectonique des bassins demeure discutable. Selon Kesse (1985), "il est à croire que les roches tarkwaiennes ont été déposées dans des bassins allongés de rift..." alors qu'une origine de bassin avant-pays a été proposée par d'autres auteurs (Davis et al., 1994; Ledru et al., 1994a).

1.1.3. Le bouclier guyanais

Dans le bouclier guyanais (Amérique du Sud), de nombreuses séquences sédimentaires remplissant des bassins avant-pays, déformées et métamorphisées aux faciès des schistes verts inférieurs, ont été décrites notamment au Suriname et en Guyane française (Milési et al., 1995, Voicu et al., 2001). Des épaisses séquences de roches clastiques terrigènes (formations d'Armina, de Rosebel ou Détritiques Supérieurs) incluent des conglomérats et grès et sont considérées comme les équivalents immatures des roches tarkwaiennes de l'Afrique de l'Ouest (Voicu et al., 2001, Bossière et al., 1996, Ledru et Milési, 1991). Plusieurs gisements et indices d'or ont été décrits dans ces séquences conglomératiques,

révélant ainsi le potentiel aurifère du Suriname et de la Guyane française (Voicu et al., 2001).

La région de Serra de Jacobina (craton São Francisco, Brésil) contient les restants d'un bassin précambrien (Groupe Jacobina) reposant près de la marge est du bloc Gavião qui est un socle gneissique à Tonalite-Trondhjémite-Granodiorite (Teixeira et al., 2001). Le bassin (200 km de long sur 15-25 km de large) a été développé au Paléoprotérozoïque à la limite entre deux blocs archéens contrastés (le bloc Jequié et la ceinture Salvador-Curaçá à l'est et le bloc Gavião à l'ouest) durant une tectonique de mouvements senestres et chevauchants combinés (Ledru et al., 1997).

Les unités lithologiques du bassin sont divisées en 5 formations qui sont, de la base au sommet : 1) la Formation Serra do Córrego consistant en des conglomérats, quartzite et schiste; 2) la Formation Rio do Ouro (plus de 100 km d'extension) composée de métagrès à stratification entrecroisée avec des intercalations de métapélites noires; 3) la Formation Cruz das Almas comprenant des métapélites et quartzites à aluminosilicates; 4) la Formation Serra do Meio faite de quartzite et conglomérat avec intercalations de schistes aluminosilicates; et 5) les phyllites évoluant graduellement en quartzite et conglomérat de la Formation Serra da Paciência.

Dans le district aurifère Jacobina, les gisements d'or sont encaissés dans la Formation Serra do Córrego. L'or est extrait à partir de deux couches minéralisées (conglomérats inférieur et supérieur) séparées par une couche de quartzite

(Teixeira et al., 2001). Le conglomérat est monogénique et est dominé par des galets arrondis de quartz avec d'autres galets de quartzite et d'arkose; la matrice est constituée de quartz, séricite et fuschite avec des grains subordonnés de zircon et chromite (Teixeira et al., 2001). Selon Ledru et al. (1997), les zones avec des teneurs d'or excédant 3 g/t apparaissant dans les « *reefs* » sont caractérisées par une recristallisation ubiquiste de la matrice avec des minéraux néoformés de sulfures, fuschite, rutile, tourmaline et andalousite apparaissant comme des remplissages de vide ou fracture. Une association intime entre les *reefs* aurifères, les zones de cisaillement anastomosées et les veinules de sulfures a été identifiée dans la fosse de João Belo par Milési et al. (1996). Spécifiquement, les particules d'or sont fibreuses ou de forme ovale et sont liées soit aux cristaux de pyrite, soit associées avec des grains de quartz (Mougeot et al., 1996). L'intérêt particulier pour les conglomérats aurifères du bassin Jacobina est accentué par une corrélation or/sulfures qui est inhabituelle pour la période d'oxydation paléoprotérozoïque (Milési et al., 2002).

L'hypothèse d'un modèle de gisement type "paléoplacer modifié" avait été proposé (Gross, 1968, Mascarenhas et al., 1992). Cependant, des auteurs comme White (1961) et Cox (1967) avaient déjà souligné le rôle de la fracturation et du métamorphisme dans le contrôle des concentrations d'or à Jacobina. L'altération hydrothermale, le contrôle structural des corps minéralisés et la formation des indices d'or dans les roches quartzitiques, mafiques et ultramafiques supportent mieux un modèle épigénétique pour l'évènement minéralisateur. Mais au final,

c'est la première hypothèse qui est couramment acceptée (Ledru et al., 1997, Teixeira et al., 2001).

À partir des données structurales et métallogéniques obtenues à l'échelle du bassin, Milési et al. (2002) suggèrent un modèle de bassin caractérisé par des cycles successifs de sédimentation-faille, de chevauchement-érosion (modèle "cannibalisme") qui favorise un modèle paléoplacer et un modèle mésothermal épigénétique relié à une zone de cisaillement. Selon les mêmes auteurs, les conglomérats, avec leurs porosité et perméabilité fissurale, ont agi comme un "réservoir et piège" pour les fluides minéralisateurs pour donner un modèle de "réservoir hydrothermal de cisaillement". Ce dernier concilie le modèle "paléoplacer modifié" et le modèle "épigénétique hydrothermal-métamorphique", tous deux étant actifs durant les périodes successives de l'évolution sédimentaire-tectonométamorphique du bassin avant-pays.

Aussi, le cadre tectonique du Groupe Jacobina est discuté entre un modèle de bassin avant-pays (Ledru et al., 1994a, Ledru et al., 1997) et un modèle de rift intracontinental (Mascarenhas et al., 1992, Teixeira et al., 2001). Basé sur : a) la position du bassin Jacobina entre les blocs majeurs Jequié et Gavião ; b) la zonalité est-ouest des formations sédimentaires ; c) l'absence d'arguments pour un bassin "pull-apart" ; d) la rareté de magmatisme ou volcanisme à grande échelle ; e) la reconstruction cinématique montrant un sur-chevauchement vers l'ouest ; et f) les âges de 1918 ± 13 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite) enregistrés dans la zone de

cisaillement localisée à la base de l'Unité 5, Ledru et al. (1997) ont proposé un modèle de bassin avant-pays développé durant cinq stades correspondant aux cinq unités lithologiques et caractérisé par une progression vers l'ouest des zones sédimentaires entre 2086 et 1918 Ma.

1.2. SYNTHÈSE

Les séquences gréso-conglomératiques des bassins précambriens de Witwatersrand, de Tarkwa, de Rosebel et de Jacobina constituent des grandes réserves d'or mondiales. De prime abord, un contrôle lithologique est la caractéristique principale de ces types de gisements aurifères. Cependant, les études détaillées démontrent la présence d'une activité métamorphique et/ou hydrothermale affectant les différentes unités d'où le terme « paléoplacers modifiés » qui leur est attribué. Des similarités (âge, lithologie) existent entre ces différents bassins aurifères mais des différences sont également notées notamment le style de minéralisation (tableau 1.1). Selon Milési et al. (2002), la prépondérance des oxydes ou des sulfures dans les conglomérats aurifères dépendra de l'étendue des processus de remobilisation versus les processus hydrothermaux-magmatiques, sans tenir compte si l'atmosphère était oxydant ou réducteur ; d'où 1) le modèle des paléoplacers modifiés à oxydes dominants de Tarkwa; 2) le modèle hybride de la Guyane française; et 3) le modèle à sulfures dominants de Jacobina.

Enfin, il est à noter que des formations similaires sont reconnues et décrites ailleurs dans des terrains précambriens : le Super-groupe de Huronien (Canada), le Groupe de Mount Bruce (Ouest Australie), en Suède, Inde, Russie et Ukraine (Mikhailov, 2006). Ces différentes unités grésio-conglomératiques contiennent des minéralisations uranifères mais aussi des minéralisations aurifères, témoignant ainsi de leur énorme potentiel métallifère à travers le monde.

2. CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONALE ET PROBLÉMATIQUES LOCALES

2.1. GÉOLOGIE RÉGIONALE

La dorsale de Man ou Léo (Bessoles, 1977) constitue une entité géologique localisée dans la partie sud du craton ouest-africain. Elle comprend un ensemble archéen à l'ouest (domaine Kenema-Man) et un autre d'âge paléoprotérozoïque à l'est (domaine Baoulé-Mossi). La limite entre les deux domaines est classiquement identifiée par la faille Sassandra en Côte d'Ivoire (figure 1.4).

Le domaine Baoulé-Mossi intéresse la Guinée, le sud du Mali, la Côte d'Ivoire, le Ghana, le Burkina Faso, le Niger et le Nord du Togo (Milési et al., 1989). Kitson (1928) a introduit le terme « Birimien » pour désigner un ensemble de terrains volcano-sédimentaires de la rivière Birim au Ghana. Dès lors, cette notion a été reprise (Junner, 1940) puis généralisée (Bessoles, 1977) pour attribuer l'ensemble des terrains paléoprotérozoïques de l'Afrique de l'Ouest au cycle « birimien ».

Bonhomme (1962) désigne par « Éburnéen », l'ensemble des événements tectoniques, métamorphiques et plutoniques qui affectent les terrains birimiens entre 2200 et 2000 Ma. Les terrains paléoprotérozoïques forment des bassins sédimentaires étroits et des ceintures volcaniques linéaires ou curvilignes correspondant à une période d'accrétion autour de 2,1 Ga (Abouchami et al., 1990, Boher et al., 1992, Taylor et al., 1992) durant l'orogénèse éburnéenne qui prenait place entre 2,1 et 2,0 Ga (Bonhomme, 1962, Liégeois et al., 1991) et était contemporaine avec la mise en place des grands plutons de granitoïdes (Leube et al., 1990, Pons et al., 1995, Naba et al., 2004). Pendant longtemps, la relation stratigraphique entre les unités du Birimien à dominance détritique et volcanoclastique (volcanoclastites dacitiques, turbidites, shales, cherts, carbonates, sédiments riches en manganèse et graphite ; Leube et al., 1990, Roddaz et al., 2007) et celles à dominance volcanique (laves tholéitiques de type MORB et à affinité calco-alkaline) a divisé les auteurs. Les premières représenteraient le Birimien inférieur et les secondes correspondraient au Birimien supérieur pour les uns (Junner, 1940, Ledru et al., 1989, Milési et al., 1992) alors que d'autres proposaient l'inverse (Bassot, 1969, Vidal et al., 1996). Quant à Leube et al. (1990), les roches volcaniques et sédimentaires birimiennes ont été déposées de manière contemporaine comme des équivalents latéraux. De nos jours, la plupart des géologues admettent que les volcanites mafiques de type MORB constituent la base lithostratigraphique dans le système Birimien (Le Metour et al., 2003, Baratoux et al., 2011).

Le « Tarkwaïen » est constitué de roches sédimentaires clastiques provenant de l'érosion des formations birimiennes (Kesse, 1985, Eisenlohr et Hirdes, 1992). Il prendrait place entre 2081 ± 25 Ma et 1968 ± 49 Ma (datations Rb/Sr) (Hirdes et al., 1987). Le débat reste controversé quant à la présence ou non d'une discordance angulaire entre le Birimien et le Tarkwaïen. Pour certains auteurs, son existence est réelle (Bonkougou, 1994, Castaing et al., 2003) alors que d'autres la réfutent (Mikhailov, 2006).

Dans la province paléoprotérozoïque du Ghana, l'évolution structurale du craton ouest-africain est interprétée comme polycyclique. L'orogénèse éburnéenne, avec les périodes de déformation D1 et D2-3, a affecté les roches birimiennes et partiellement celles du Tarkwaïen entre 2,13 et 1,98 Ga (Feybesse et al., 2006). La tectonique chevauchant D1 (2,130 à 2,105 Ga) a provoqué un épaississement crustal à travers un empilement des unités. Les événements D2-3 (2,095 à 1,980 Ga) étaient des périodes de mouvements décrochants. Le pic de l'activité D2 a été accompagné par un cisaillement senestre à inverse-senestre qui a contrôlé la géométrie du bassin tarkwaïen et la mise en place de corps plutoniques et volcaniques. Aussi, les structures D2 ont canalisé et piégé les fluides hydrothermaux aurifères et donc, ont eu un contrôle à différentes échelles sur la distribution de la minéralisation (Feybesse et al., 2006).

Le Burkina Faso fait partie intégrante du domaine Baoulé-Mossi. La carte géologique au 1/1000000^{ème} montre des ceintures de roches vertes birimiennes

orientées NNE-SSW notamment à Loumana, Banfora, Houndé et Boromo (figure 1.5). Vers le nord, les ceintures de Boromo et de Houndé s'infléchissent dans la partie centrale pour former respectivement les ceintures arquées de Goren et de Djibo. À l'est du pays, les ceintures birimiennes sont réduites à l'état de lambeaux au sein des granitoïdes (figure 1.5). L'âge des ceintures volcano-sédimentaires et plutoniques s'étale de 2238 à 2170 Ma (Castaing et al., 2003). Les formations du « Tarkwaïen » constituées de grès arkosiques siliceux et conglomératiques reposent en discordance sur cet ensemble. Le métamorphisme qui affecte ces formations est généralement au faciès des schistes verts, mais localement, des faciès à amphibolite sont identifiés. Les granitoïdes constituent de vastes batholites qui s'organisent en deux ensembles tonalitique et granitique.

Le gisement aurifère de Yaho est localisé dans la ceinture de roches vertes de Houndé. Le Metour et al. (2003) ont répertorié 28 indices et gisements d'or, trois de manganèse, un d'aluminium, un de cuivre et un de diamant au sein de cette ceinture, témoignant ainsi la présence d'un potentiel minier important. La carte géologique de Houndé au 1/200000^{ème} comporte des terrains paléoprotérozoïques appartenant au socle birimien, recouverts en discordance par les roches sédimentaires d'âge néoprotérozoïque du bassin de Taoudéni qui se développe dans le nord-ouest. Le Paléoprotérozoïque comporte des ceintures volcano-sédimentaires et plutoniques métamorphisées à l'Éburnéen et des formations plutoniques (tonalites, granodiorites et granites) intrusives. Quelques volcanites acides intercalées dans les corps volcano-plutoniques ont été datées à 2212 ± 31

Ma, 2176 ± 4 Ma et 2171 ± 7 Ma tandis que les formations plutoniques, intrusives dans les ceintures (granodiorites, tonalites et diorites quartzifères) donnent des âges à 2109 ± 2 Ma et 2097 ± 10 Ma (Le Metour et al., 2003). En discordance sur cet ensemble paléoprotérozoïque, la formation des grès siliceux à galets du Tarkwaïen forme une bande continue dans la partie est de la ceinture de Houndé (Bossière et al., 1996, Le Metour et al., 2003), selon une disposition probable de demi-graben. Sur le plan structural, deux directions de cisaillement ductile senestre orientées NNE-SSW et NNW-SSE caractérisent la ceinture. La couverture sédimentaire néoprotérozoïque du bassin de Taoudéni, discordante sur le socle structuré à l'Éburnéen, est essentiellement composée de formations gréseuses, marines et fluviatiles et d'une formation de siltite, argilite et carbonate franchement marine.

La figure 1.6 montre la localisation spatiale des gisements de Wona, Nyafé, Yaho, Fofina et Fobiri au sud des propriétés minières de Mana Minéral S.A. Le contexte structural est défini par une déformation complexe de plissement, cisaillement et chevauchement (Gaboury, 2011) affectant une variété de roches sédimentaires, volcaniques mafiques à intermédiaires et plutoniques.

2.2. PROBLÉMATIQUES LOCALES DU GISEMENT DE YAHO

Le gisement aurifère de Yaho est localisé au sud-ouest du Burkina Faso, à environ 380 km de Ouagadougou, la capitale. Mis en évidence par les travaux

d'exploration de Mana Minéral S.A (filiale de SEMAFO Inc.), il est encaissé au sein des roches vertes birimiennes du sillon de Houndé (Castaing et al., 2003, Le Metour et al., 2003, Baratoux et al., 2011). Les gisements d'or à ciel ouvert de Wona (Augustin, 2011) et de Nyafé (Béland, 2009), tous deux exploités depuis 2008, et les gisements en développement de Fofina et de Fobiri présageaient une potentialité minière intéressante de la zone. La minéralisation aurifère de Yaho est reconnue sur une extension latérale nord-sud de plus de 1,7 km d'où l'intérêt particulier qui lui est accordé.

La lithologie hôte des valeurs notables en Au est un grès lithique intercalé de conglomérats polygéniques. Des pélites stériles limitent cette formation sur les bordures est et ouest. Une intrusion felsique rose à phénocristaux de feldspath et de quartz recoupe les différentes unités. Les teneurs aurifères à potentiel économique définissent des zones altérées, caractérisées par des sulfures disséminés et par des veines et veinules discordantes à gangue silicatée et sulfurée.

Les roches qui encaissent la minéralisation aurifère à Yaho (sédiments clastiques terrigènes) se différencient de celles des gisements de Wona (volcanoclastites et mélange volcanoclastites-shales à graphite, Augustin, 2011) et de Nyafé (laves mafiques massives ou en coussins à signature de type MORB, Béland, 2009). Cependant, les autres paramètres géologiques tels la pétrographie, la signature géochimique, l'évolution structurale, les altérations et la métallogénie restent

méconnues d'où l'intérêt accordé à ce projet d'étude. Aussi, celui-ci constitue un cadre de comparaison avec les différents gisements et indices apparaissant dans la même zone (rayon d'environ 20 km) d'une part et les gisements d'or connus en Afrique de l'Ouest et dans le monde d'autre part.

En outre, les sédiments détritiques clastiques de Yaho, localisés au sein du sillon birimien de Houndé, soulèvent une interrogation majeure : ces unités représentent-elles des faciès équivalents des roches fluvio-deltaïques tarkwaiennes encaissant de nombreux gisements d'or au Ghana et dont la présence au Burkina Faso a longtemps été un débat controversé, ou font-elles partie du Super-groupe Birimien sous forme d'intercalations dans les roches volcaniques ou volcanoclastiques de nature andésito-basaltique tel que signalé dans d'autres ceintures du Burkina Faso?

3. CADRE DE L'ÉTUDE

3.1. CONTEXTE DU PROJET D'ÉTUDE

Les activités d'exploration de Mana Minéral S.A (filiale de SEMAFO Inc.), concentrées essentiellement autour des mines d'or en exploitation de Wona et de Nyafé, ont mis en évidence plusieurs cibles à haute potentialité aurifère dont Fobiri, Fofina et Yaho. Ainsi, dans un contexte métallogénique favorable qui est celui d'une ceinture de roches vertes d'âge paléoprotérozoïque, une meilleure

connaissance de l'environnement géologique global pourrait contribuer à l'identification de nouvelles zones potentielles.

Le présent projet d'étude s'intéresse plus particulièrement au gisement de Yaho qui a été découvert en 2011, au sud des titres miniers de Mana Minéral S.A, dans la portion centrale de la ceinture birimienne de Houndé (Burkina Faso). Après les études académiques réalisées sur les gisements d'or de Nyafé (Béland 2009), de Wona (Augustin, 2011) et de Fobiri et Fofina (Paulin-Bissonnette, 2012), ce projet constitue une suite logique de la vision de SEMAFO Inc. d'acquérir une meilleure compréhension géologique des différents prospects aurifères. Ceci améliorerait donc l'état des connaissances de son district minier avec pour corollaire une plus grande performance de l'exploration minière.

3.2. OBJECTIFS

Le but dans cette étude est d'établir les processus de formation du gisement d'or de Yaho. Ce projet doit aussi constituer un cadre géologique de comparaison avec les gisements aurifères proximaux de Wona, de Nyafé, de Fobiri et de Fofina et proposer des guides de prospection applicables à la zone d'étude ainsi qu'à d'autres contextes géologiques similaires.

Pour atteindre le but fixé, différents objectifs doivent être nécessairement satisfaits. Ces derniers sont énumérés ci-dessus.

- 1) Décrire les roches sédimentaires encaissantes et leurs altérations.
- 2) Déterminer si les formations géologiques de Yaho sont des sédiments formés dans les séquences du Birimien ou du Tarkwaïen.
- 3) Caractériser les signatures géochimiques des différentes unités lithologiques et déterminer l'origine ou la source des sédiments.
- 4) Définir le cadre des minéralisations.
- 5) Établir une comparaison avec les autres minéralisations aurifères présentes dans le secteur.
- 6) Formuler des vecteurs d'exploration au vu des différents résultats obtenus afin de canaliser les travaux de prospection à plus de succès.

3.3. MÉTHODOLOGIE

L'exécution du projet a nécessité une phase de terrain au Burkina Faso pour la cueillette des informations géologiques et l'échantillonnage, suivie d'une phase de travaux analytiques à l'UQAC.

Les travaux de terrain ont consisté en une description détaillée des forages carottés et de type "RC" et une cartographie détaillée des quelques rares affleurements repérés dans le secteur. Les trois sondages carottés étudiés (WDC301, WDC303 et WDC305) ont surtout été utilisés pour un échantillonnage

aussi complet que possible dans le but de couvrir toutes les informations géologiques présentes. Cette étape est fondamentale et importante dans la mesure qu'elle permet la reconnaissance macroscopique des différentes unités géologiques, des altérations, des différents styles de minéralisations et de mettre en évidence les relations de chronologie relative (objectifs 1, 4 et 5). Des échantillons représentatifs ont été récoltés durant cette phase de terrain. Par la suite, ils ont été utilisés au laboratoire pour la confection de lames minces polies de 30 μm dont l'étude au microscope optique a permis de préciser les paragenèses minérales des roches (objectif 1) et la nature des sulfures et magnétites caractérisant le corps minéralisé ainsi que les relations spatiales existant entre eux (objectif 4). Au vu de la rareté et de la qualité médiocre des affleurements du secteur d'étude, l'esquisse de la carte géologique de la zone d'étude s'est essentiellement appuyée sur les nombreux sondages de type RC réalisés. Par ailleurs, il faut souligner que les débris de roche produits par ce type de sondage ne permettent pas des conditions optimales pour la cueillette des informations géologiques.

Les éléments majeurs, traces et les terres rares ont été analysés sur roche totale et sur certains fragments de roches par LA-ICP-MS. Le traitement de ces données géochimiques a été essentiellement axé sur l'utilisation de différents diagrammes, spectres et ratios dont certains sont reconnus pour leur caractère potentiellement discriminant. L'interprétation de ces derniers a permis de rencontrer l'objectif 3.

Bien que les affleurements soient de qualité moyenne à médiocre du fait de la forte altération météorique, certaines structures telles que la schistosité, les plis, le litage et les clivages de crénulation sont localement préservées et fournissent des informations structurales importantes à lever. Des échantillons orientés suivant la méthode recommandée par Daigneault (1996), ont été prélevés pour la confection de lames minces orientées. Le contexte structural du gisement de Yaho a donc été remplacé grâce à l'interprétation des données recueillies sur le terrain (objectif 4). Cette partie a été aussi un support important pour atteindre l'objectif 2 à travers une discussion autour de la deuxième problématique spécifique posée au paragraphe 2.2.

Les pyrites, arsénopyrites et magnétites ont été analysées par LA-ICP-MS au laboratoire LabMater de l'UQAC et la réduction des résultats analytiques bruts a été faite avec le logiciel IOLITE 2.13. Cette méthode est l'un des meilleurs outils pour analyser les éléments traces à l'échelle du minéral. Ceci a permis de caractériser la signature géochimique des minéraux hôtes de l'or (objectif 4) et de les comparer avec ceux des gisements proximaux (objectif 5).

Enfin, l'objectif 6 a été atteint à travers une synthèse-discussion basée sur tous les résultats obtenus au cours du projet.

La dénomination empruntée pour la description pétrographique des roches sédimentaires est celle de Dott (1964). Cette classification a l'avantage d'être la plus utilisée pour les grès et permet de distinguer trois grandes familles de roches

à savoir les arénites, les wackes et les pélites en fonction de la proportion de la matrice fine (fraction inférieure à 30 μm). Dans la littérature, c'est également la plus utilisée pour décrire les roches sédimentaires en Afrique de l'Ouest. De plus, il est fort probable que la matrice fortement micacée des wackes de Yaho soit le résultat de l'action du métamorphisme et/ou de l'altération hydrothermale sur une matrice originellement sédimentaire. Enfin, il faut noter que toutes les roches sont métamorphisées au faciès des schistes verts mais le préfix méta n'est pas utilisé dans le but d'alléger le texte.

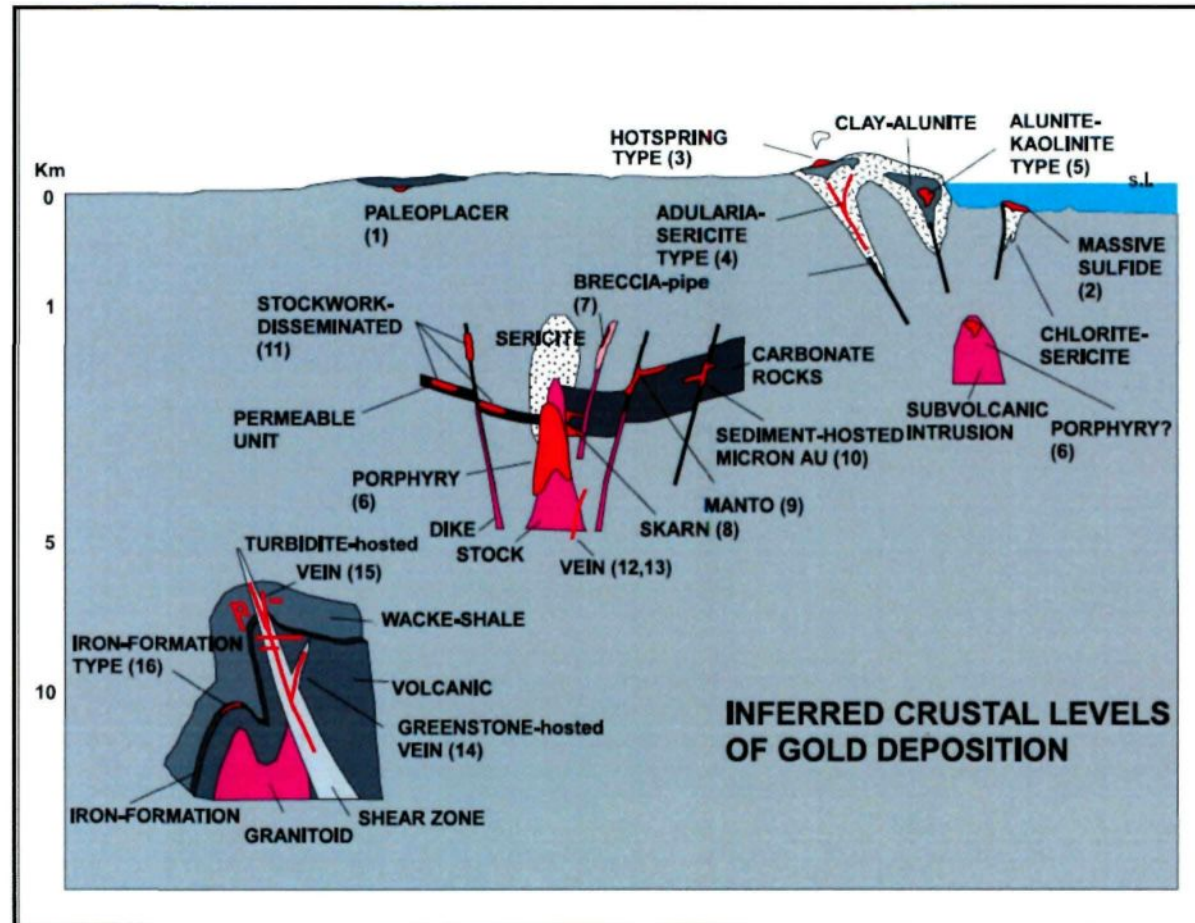


Figure 1.1. Représentation schématique des niveaux crustaux de déposition d'or pour les types de gisement aurifère communément reconnus (modifiée de Robert et al., 1997).

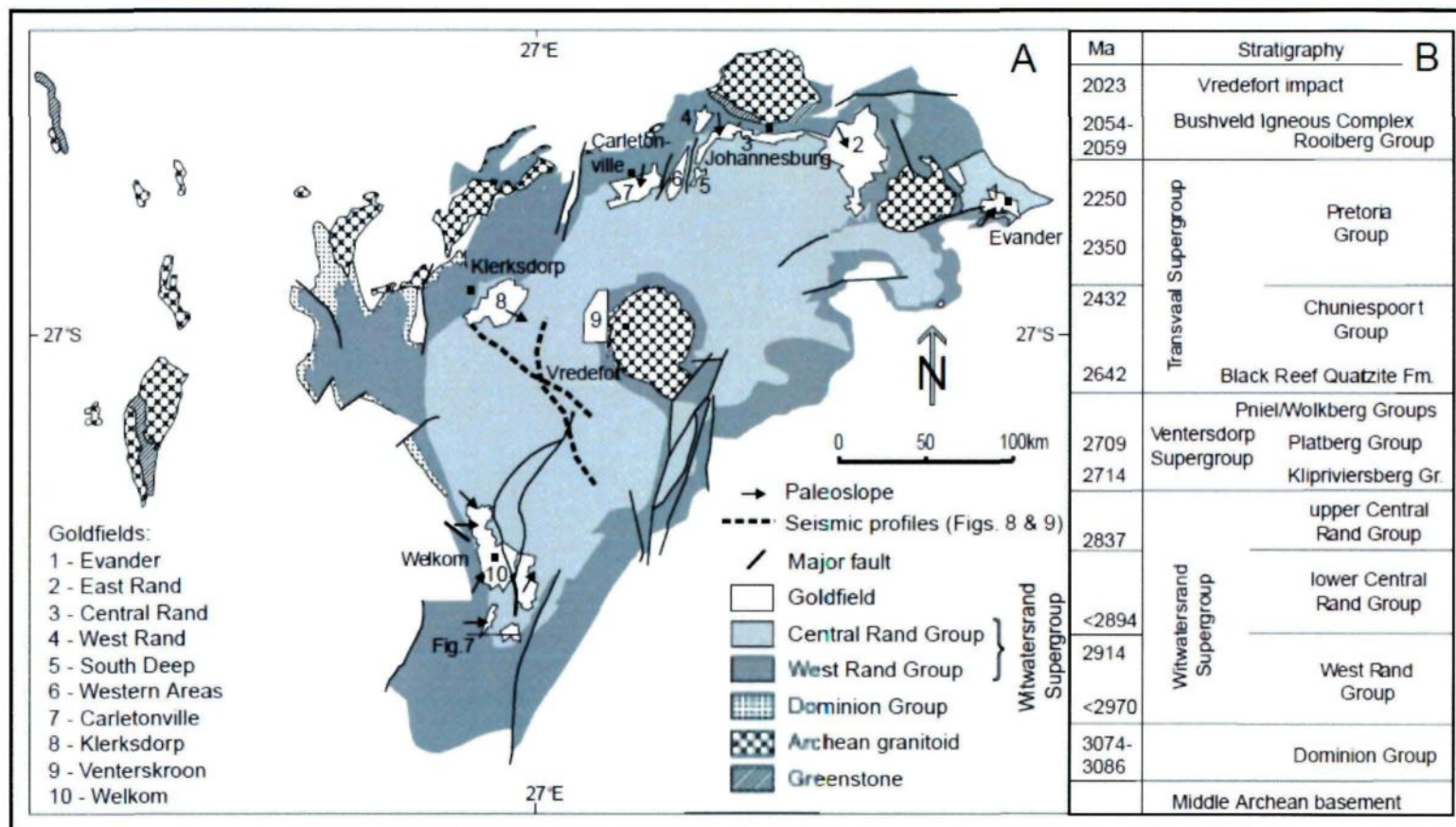


Figure 1.2. A : Carte géologique simplifiée du bassin de Witwatersrand. **B :** Principales unités stratigraphiques et âges (modifiée de Frimmel et Minter, 2002).

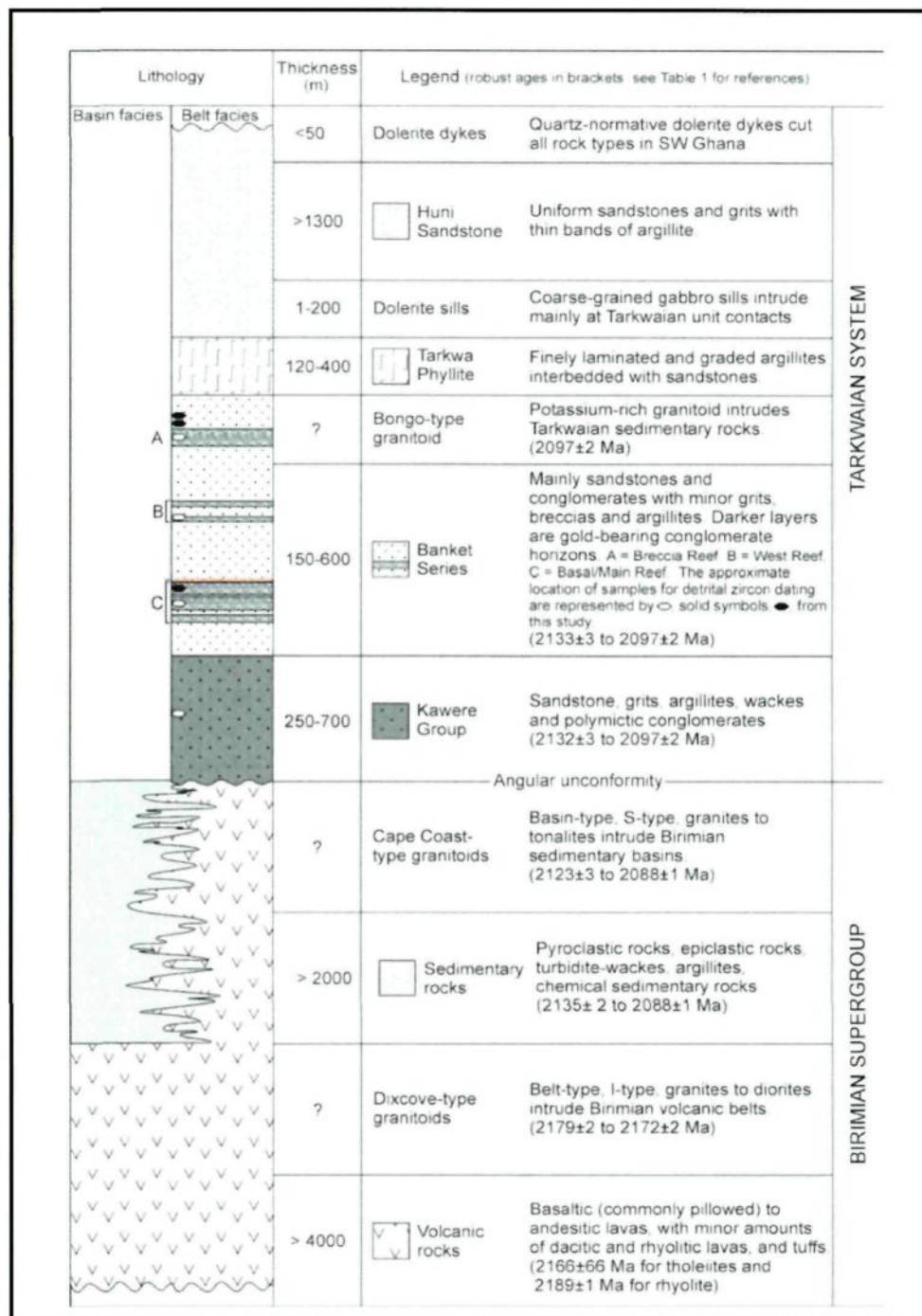


Figure 1.3. Colonne schématique des unités lithostratigraphiques au Ghana (craton ouest-africain) et leurs relations spatiale et temporelle (modifiée de Pigois et al., 2003).

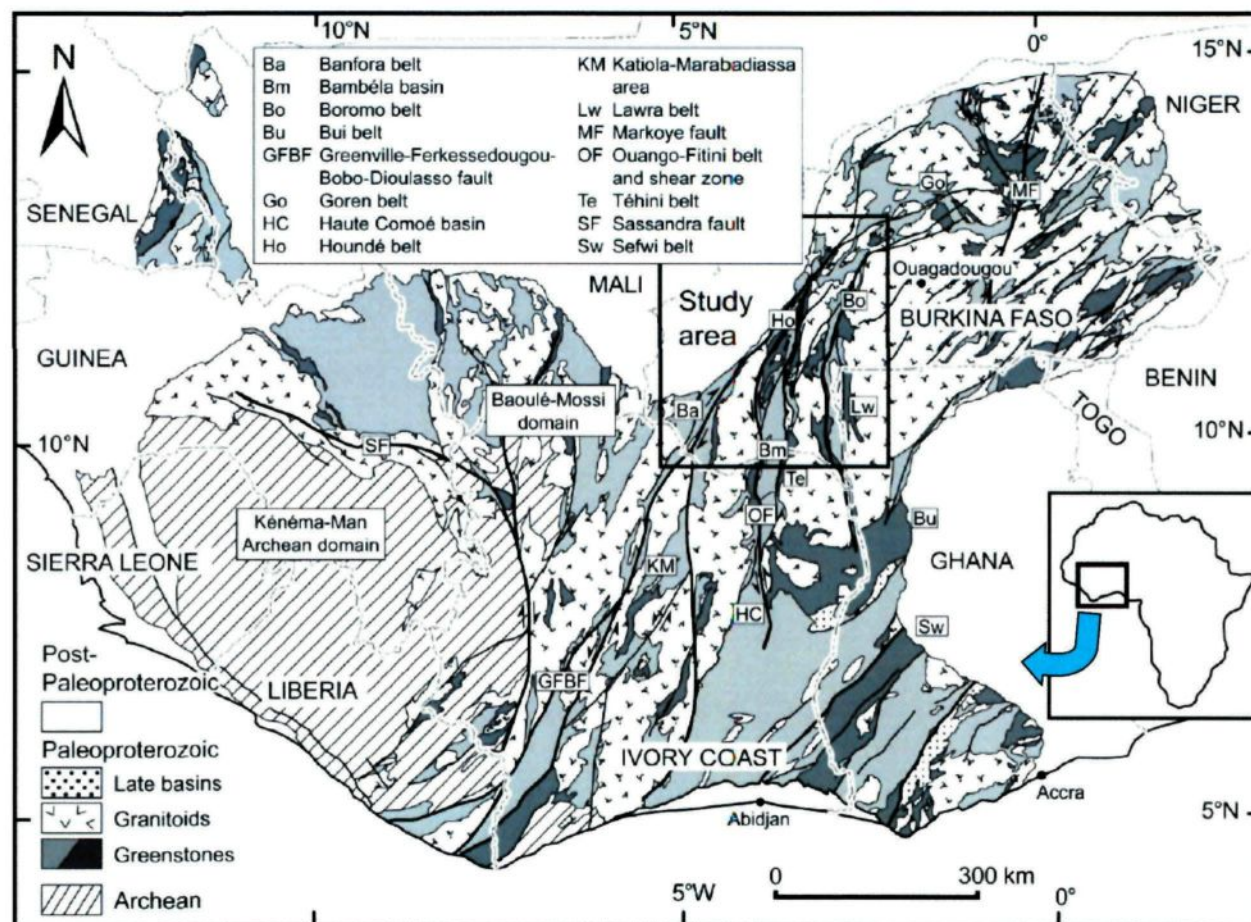


Figure 1.4. Carte géologique simplifiée du craton Leo-Man (modifiée de Baratoux et al., 2011). Les roches vertes paléoproterozoïques sont divisées en : gris clair – volcanoclastiques intermédiaires à acides et volcano-sédiments, gris sombre – laves intermédiaires à mafiques et produits volcaniques.

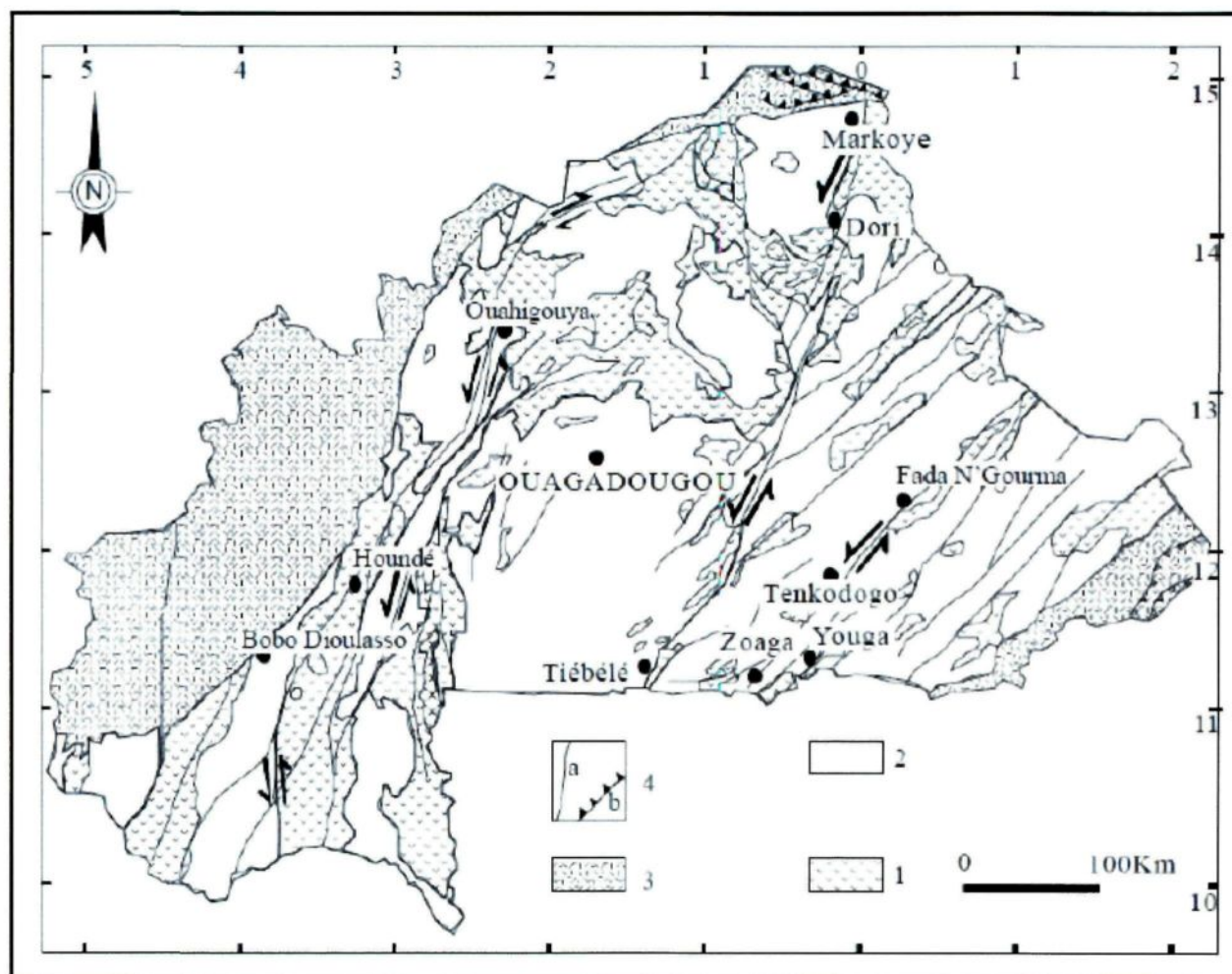


Figure 1.5. Carte géologique et structurale simplifiée du Burkina Faso au 1/10000000^{ème} (modifiée de Casting et al., 2003).
Légende : 1) Ceintures de roches vertes volcano-plutoniques et sédimentaires. 2) Granitoïdes. 3) Couverture sédimentaire Néoprotérozoïque à Phanérozoïque. 4) a) Cisaillement; b) Chevauchement.

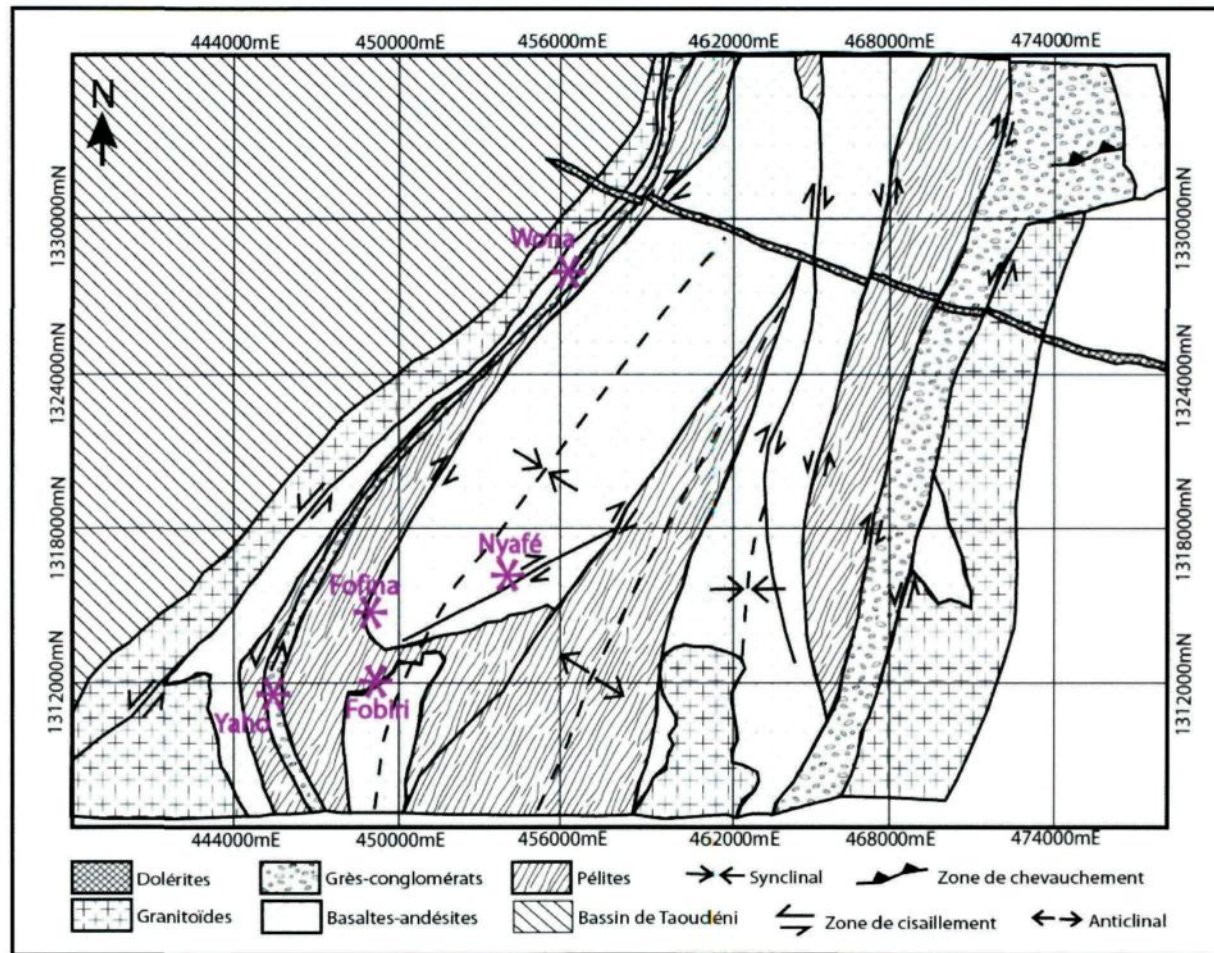


Figure 1.6. Carte géologique du secteur sud des propriétés minières de Mana Minéral S.A avec localisation des gisements de Wona, Nyafé, Fofina, Fobiri et Yaho (source : SEMAFO Inc.).

Tableau 1.1. Éléments de comparaison entre les bassins sédimentaires de Witwatersrand, de Tarkwa et de Jacobina.

	Witwatersrand (Afrique du Sud)	Tarkwa (Afrique de l'Ouest)	Jacobina (Brésil)
Faciès minéralisés	Conglomérats monogéniques à galets de quartz	Conglomérats monogéniques à galets de quartz	Conglomérats à galets de quartz, quartzites et dykes mafiques
Âges	2,97 - 2,71 Ga	2,133 - 2,097 Ga	2,086 - 1,918 Ga
Altérations	Séricite, chlorite, chloritoïdes, calcite, pyrophyllite, dolomite	Silice, séricite, chlorite, chloritoïdes, épidote, tourmaline	Séricite, fuchsite, rutile, tourmaline, aluminosilicates
Oxydes/sulfures	Sulfures dominants	Oxydes dominants	Sulfures dominants
Type de gisement	Paléoplacer modifié	Paléoplacer modifié + orogénique	Paléoplacer modifié
Potentiel en tonnes d'or	38 877 (ressources)	191 (réserves)	50 (exploité)
Évènement tectonique	Orogenèses Umzawani et Ukubambana	Orogenèse Éburnéenne	Évolution tectono-thermale régionale + coulissement à ~ 1,9 Ga
Cadre géodynamique	Bassins avant-pays		
Références	Conradie, 2000; Frimmel et Minter 2002; Simanovich, 2009; Dankert et Hein, 2010	Kesse, 1985; Davis et al., 1994; Oberthür et al., 1998; Pigois et al., 2003	Teixeira et al., 2001; Ledru et al., 1997;

CHAPITRE 2

DESCRIPTION DES UNITÉS GÉOLOGIQUES LOCALES

1. INTRODUCTION

Dans cette section, l'emphase est mise sur la description pétrographique tant au niveau macroscopique que microscopique des différentes unités géologiques observées sur le terrain et en carottes de forage. Une soixantaine de lames minces polies à 30 μm ont été confectionnées à cet effet.

Seuls deux affleurements de dimensions réduites (20 m x 12 m et 9 m x 4 m) ont été repérés dans la zone d'étude. Ceci s'explique par l'effet conjugué de l'érosion et de l'altération météorique très poussées.

2. CADRE GÉOLOGIQUE

2.1. CONSTITUTION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE LOCALE

La carte géologique réalisée (figure 2.1) concerne seulement la zone dont l'information est disponible, c'est-à-dire où des sondages de type RC et carotté ont été réalisés et des affleurements repérés. En outre, la carte géophysique HeliTEM

à haute résolution a été d'un grand support pour la délimitation des contours géologiques dans les zones sans forages, ni affleurements.

Les relations stratigraphiques entre les différentes entités cartographiques restent difficiles à mettre en évidence sur la feuille de Houndé car les relations entre les formations basaltique et andésitique n'apparaissent pas clairement sur le terrain ; la position basale des basaltes, par rapport aux andésites, est arbitraire, mais cohérente avec la succession adoptée dans le nord-est de la Côte d'Ivoire (Le Metour et al., 2003). Selon les mêmes auteurs, la formation des schistes (schistes sériciteux d'origine sédimentaire, grès à grains fins et cherts) dessine des intercalations de lentilles, vraisemblablement en partie d'origine sédimentaire, dans les andésites. Les sédiments gréseux-conglomératiques tarkwaiens apparaissent en position stratigraphique supérieure. Il ressort clairement que le cadre stratigraphique reste très mal défini dans la ceinture de Houndé. En plus, la rareté des affleurements et l'absence de sondages carottés dans la plus grande partie du secteur d'étude n'ont pas permis d'apporter des contributions majeures à l'établissement de ce cadre. Ainsi, la succession des unités stratigraphiques dans la ceinture de Houndé, de la base vers le sommet, pourrait être la suivante (Le Metour et al., 2003) : basaltes, andésites avec intercalations de schistes (sédiments fins et/ou gréseux, cherts), horizons et filons (dykes) de rhyolites et rhyodacites et, enfin, les sédiments tarkwaiens dans la partie sommitale.

2.2. UNITÉS STRATIGRAPHIQUES

2.2.1. Unités lithostratigraphiques

Les **volcanites mafiques** ont été identifiées seulement à partir des débris des sondages de type RC dans la partie ouest du secteur d'étude (figure 2.1). Ce sont des roches fortement chloritisées (teinte verte) avec une texture aphanitique. Ces unités représentent probablement les basaltes de la base stratigraphique (Le Metour et al., 2003). Néanmoins, il pourrait aussi s'agir de volcanites intermédiaires (andésites) car aucune lame mince n'a été confectionnée sur cette unité lithologique.

Les **roches sédimentaires** sont reconnues dans les sondages et en affleurements. Dans le cadre stratigraphique de la ceinture de Houndé, elles représenteraient l'équivalent des schistes intercalés au sein des andésites (Le Metour et al., 2003). Cette unité lithostratigraphique se compose de plusieurs faciès : des wackes lithiques présentant localement des lamines à granulométrie fine (pélites), des conglomérats polygéniques formant des bancs métriques à décamétriques au sein des wackes lithiques et des pélites litées. La déformation est plus prononcée dans les pélites tandis que l'altération hydrothermale est plus manifeste dans les wackes lithiques et conglomérats polygéniques. Les teneurs notables en Au sont encaissées essentiellement dans les wackes lithiques et dans une moindre mesure dans les conglomérats polygéniques. Les pélites constituent les murs stériles du corps minéralisé sur les côtés est et ouest.

2.2.2. Unités lithodémiques

Une **intrusion felsique** recoupe les wackes lithiques et les conglomérats polygéniques (figure 2.2). Elle a été observée en carottes de forage et présente des phénocristaux de feldspath et de quartz dans une mésostase fine de teinte rose.

Un **granite rose** est localisé sur le côté ouest du gisement de Yaho à environ 2 km (figure 2.1). Seulement observé en débris dans les sondages de type RC, la géophysique a été un support important pour sa délimitation spatiale. Aucune déformation, ni altération n'est perceptible dans cette unité.

2.3. CADRE STRUCTURAL

Une déformation polyphasée affecte de manière visible les roches sédimentaires du secteur d'étude. Elle s'exprime en affleurements et en carottes de forage sous forme d'une schistosité principale, d'allongement des galets lithiques, de sigmoïdes et de clivages de crénulation. Des zones de faille de puissance centimétrique à métrique affectent les différentes unités mais semblent provoquer que des décalages mineurs.

3. PÉTROGRAPHIE

La figure 2.2 localise sur les sondages carottés (WDC301, WDC303 et WDC305) les échantillons de lames minces qui seront décrites dans cette partie. Les informations générales sur les sondages et les affleurements cartographiés sont consignées dans le tableau 2.1. On se rapportera à l'annexe 1 pour les récapitulatifs des descriptions pétrographiques détaillées des lames minces étudiées.

Bien que localisés dans le secteur d'étude, les volcanites mafiques et le granite rose ne seront pas décrits dans ce paragraphe. N'ayant pas été recoupées en forages carottés ni observées en cartographie de surface, ces unités n'ont pu être échantillonnées pour confectionner des lames minces. De plus, la taille des débris des sondages de type RC n'a pas permis un échantillonnage représentatif de ces dernières.

L'unité lithostratigraphique de roches sédimentaires se compose de plusieurs lithofaciès (wackes lithiques, conglomérats polygéniques et pélites). Dans cette section, l'emphasis est portée sur la description macroscopique et microscopique de chacun de ces lithofaciès et de l'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz dans le but de caractériser leur paragenèse minéralogique.

3.1. LES WACKES LITHIQUES

Dans le secteur d'étude, cette unité lithologique affleure qu'en une seule station (affleurement 1, figure 2.1) sous la forme d'une petite butte allongée N160 et de dimensions d'environ 20 m x 12 m. En affleurement comme en carottes de forage, on note la présence de clastes conglomératiques lithiques, sub-anguleux à sub-arrondis pouvant atteindre 23 cm de long suivant le grand axe (figure 2.3.A à C). Ceux-ci sont polygéniques (schiste, wacke, rhyolite, quartz, porphyre à quartz et feldspath et pélite noire), relativement peu abondants (moins de 20% de la roche), présentant des formes aplaties et localement sigmoïdes. Aucune auréole ou bordure de trempe n'a été observée autour des différents clastes. Du fait que ces mêmes fragments lithiques sont présents dans les conglomérats polygéniques, leur description pétrographique détaillée sera faite au paragraphe 3.2 qui leur est consacré.

L'observation macroscopique montre une roche de teinte rose (figure 2.3.C) ou gris verdâtre (figure 2.3.D et E). La présence de feldspath potassique en proportion relativement plus élevée (20-30%) justifie la coloration rose locale (figure 2.3.C). Les wackes roses représenteraient donc la roche la plus fraîche ayant subi très peu ou pas d'altération hydrothermale. Les wackes lithiques gris verdâtre sont les plus représentés dans cette entité lithologique. Ce sont ces derniers qui sont essentiellement décrits ici de part leur importance économique. On distingue 30 à 60% de grains grossiers de quartz (jusqu'à 7 mm de diamètre) et des fragments de

roches (< 2 mm) dans une matrice relativement plus abondante (40-70%) et composée de micas verts clairs. On note la présence de sulfures (traces à 8% maximum, dont la taille atteint 2 à 3 mm avec des formes sub-automorphes à automorphes) et localement de magnétite poreuse xénomorphe à automorphe. La déformation est exprimée par une schistosité principale définie par la matrice et un allongement des différents clastes lithiques. En carottes de forage, le contact avec les unités pélitiques environnantes est progressif et localement marqué par des pélites noires. Enfin, on note que le contact entre les galets lithiques et la matrice (wacke) est généralement franc.

Au microscope, la fraction terrigène atteint 95-99% (figure 2.3.F) alors que celle orthochimique (ciment) est de l'ordre de 1-5% et constituée que de silice.

Dans la fraction terrigène, la classe principale (0,062 à 2 mm) varie de 25 à 50% et la classe secondaire (> 2 mm) de 0-4% avec un Dmax de 7 mm. Les minéraux présents dans ces deux classes sont les quartz monocristallins (70-100%, Dmax = 7 mm, Dmoy = 1,5 mm, anguleux à sub-anguleux ; figure 2.3.F) se transformant en quartz polycristallins sous l'effet des contraintes (figure 2.4.A), les plagioclases (0-30%) ± préservés ou complètement altérés en carbonate (figures 2.4.B et 2.5.A) et les grains de quartzite (0-2%, Dmax = 1,5 mm, Dmoy = 1,25 mm) (figures 2.3.F et 2.5.B). S'y ajoutent quelques fragments lithologiques, notamment des schistes à sérécite dont la taille est inférieure à 2 mm. Selon Young (1976), le changement des quartz monocristallins en quartz polycristallins est dû à l'augmentation de la

pression et de la température. Les grains de quartzite sont sub-arrondis et se composent de quartz monocristallins (60-80%), de séricite (pouvant atteindre 20%), de carbonate et localement de quelques plagioclases \pm préservés ou altérés. La matrice ($D < 0,062$ mm) représente la composante la plus abondante (50 à 75%) et est constituée de mica blanc (75-90%), de silt (quartz monocristallin, 5-25%) et rarement de grains entièrement carbonatisés (5% maximum) (figure 2.3.F et 2.4.A). Sa fabrique est définie par l'orientation préférentielle des micas (figure 2.4.B).

Localement, le litage est présent sous la forme d'une intercalation de lamines de pélite noire (figure 2.6.A). Au microscope, on note aussi de minces bandes de mica blanc et de quartz (figure 2.6.B).

Enfin, il faut souligner qu'une corrélation spatiale existe entre les teneurs aurifères et ces unités de wackes lithiques (figure 2.1 et 2.2).

3.2. LES CONGLOMÉRATS POLYGÉNIQUES

Cette unité lithologique a été observée seulement en carotte de forage où elle forme des intercalations métriques à décamétriques dans les wackes lithiques (figure 2.2). Elle se compose de fragments lithiques (80-90%) de nature variée (figure 2.7.A et B) dans une matrice gréseuse relativement peu abondante (10-20%). Les différents galets sont sub-arrondis à sub-anguleux avec des tailles variant de 2 mm à 12 cm maximum. La plupart montre un allongement préférentiel

suivant la schistosité principale de la matrice gréseuse (figure 2.7.A) et des textures jointives modifiées par la déformation structurale qui donnent l'effet d'une imbrication (figure 2.9.B). Cet allongement des clastes se traduit aussi par une réduction apparente du pourcentage de la matrice (figure 2.7.B).

Comparativement aux wackes lithiques et aux pélites, la magnétite est relativement abondante dans cette unité et est, probablement, d'origine hydrothermale.

Le contact fragment-ciment ou fragment-fragment (figure 2.9.A et B) est franc et, généralement, sans auréole ni bordure de trempe. Par ordre décroissant d'abondance, les différentes lithologies identifiées parmi les clastes sont : les schistes (schiste à séricite, schiste à séricite-quartz), les wackes, les rhyolites, les quartzites, les porphyres à quartz et feldspath (PQF) et les pélites noires. Ce sont les mêmes types de clastes qui ont été observés dans les wackes lithiques mais en abondance nettement moindre. Ainsi, dans la suite de ce paragraphe, les descriptions pétrographiques prendront en compte les différents fragments observés dans les deux unités.

3.2.1. Les différents types de clastes

3.2.1.1. Les clastes de schiste

Ce groupe rassemble les fragments dont la minéralogie est dominée par la séricite et/ou le quartz. Dépendamment de la proportion de ces deux minéraux, on distingue soit des schistes à séricite, soit des schistes à séricite et quartz. Ce sont

les fragments les plus nombreux dans les conglomérats polygéniques (environ 40%) mais aussi dans les wackes lithiques. Ils présentent des teintes verdâtres (figure 2.3.C) ou rosâtres (figure 2.8.A) et une texture lépidoblastique (figure 2.8.B). La composition minéralogique est à dominance de séricite (jusqu'à 95% dans les schistes à séricite) (figure 2.8.B) et quartz microcristallin (jusqu'à 75% dans les schistes à quartz et séricite). Les carbonates et oxydes de fer sont présents en proportions variables entre 2% et 15%. Des grains plus grossiers (1-5%) de quartz monocristallin ou polycristallin (figure 2.9.A et B) et de plagioclases altérés en carbonate (figure 2.9.A) ou préservés sont aussi observés. Localement, on rencontre des grains grossiers de quartzite (figure 2.9.B). Des amas de chlorite verte ont été retrouvés, en remplacement d'un minéral ou d'un fragment de roche ferro-magnésien dans un seul claste (figure 2.10.A). La schistosité et le clivage de crénulation sont bien imprimés dans ce type de claste (figure 2.8.B, 2.9.A et 2.9.B) en raison de l'abondance de la séricite qui accommode facilement la déformation. La plupart de ces fragments de schiste présentent des teintes verdâtres et l'observation macroscopique a tendance à les assimiler à des roches volcaniques mafiques altérées. La source probable de ces clastes serait des roches sédimentaires (pélites ou grès pélitiques) qui se seraient transformées en schistes durant le métamorphisme et la déformation. Cette hypothèse est partiellement soutenue par la dominance des clastes d'origine sédimentaire (wacke, quartzite et pélite noire) dans les wackes lithiques et les conglomérats polygéniques.

3.2.1.2. Les clastes de wacke

C'est le deuxième type de fragment le plus abondant (10-20%) après les schistes. Leur identification est relativement facile à l'œil nu du fait de leur texture : grains millimétriques de quartz sub-anguleux à sub-arrondi et feldspaths altérés (teinte beige) dans une matrice fine (figure 2.10.B, 2.11.A et B). Les teintes varient du vert au gris ou beige.

Au microscope, la fraction terrigène (classes principale et secondaire et matrice) représente 95-99% de la roche. La fraction orthochimique varie de 1 à 5% avec comme composition principale la silice.

La classe principale est celle du sable (0,062 à 2 mm) et varie de 15 à 40%. Contrairement aux wackes décrits au paragraphe 3.1, on note une granulométrie plus fine et homogène ($D_{min} = 0,062$ mm et $D_{max} = 1,5$ mm) et l'absence d'une classe secondaire (> 2 mm). On distingue des quartz monocristallins anguleux à sub-anguleux, plus ou moins orientés (figure 2.11.C) localement recristallisés en quartz polycristallins (70 à 100%, $D_{max} = 1,5$ mm et $D_{moy} = 0,5$ mm), des quartzites (figure 2.11.D) sub-arrondis et allongés suivant la schistosité principale (0 à 25%, $D_{max} = 1,25$ mm et $D_{moy} = 0,50$ mm) et des plagioclases \pm préservés (figure 2.11.D) ou partiellement altérés en carbonate (2 à 15%).

La matrice représente 60-80% de la fraction terrigène (figure 2.11.C et D). Elle se compose de mica blanc soulignant la schistosité principale (70-90%), de silt (quartz monocristallin, 10-25%) et rarement d'oxydes de fer et de biotite brune.

3.2.1.3. Les clastes de rhyolite

Les clastes de nature rhyolitique présentent des teintes roses, blanchâtres ou rougeâtres et sont estimés entre 3-5%. Ils présentent une texture microlithique à porphyrique (figure 2.12.A et B, 2.13.A) où l'on observe des yeux de quartz et de feldspath (rares) dans une mésostase fine sans minéraux perceptibles. Certains possèdent tout de même une texture aphanitique.

Au microscope, la texture microlithique est préservée malgré une altération persistante. On observe des phénocristaux de feldspath plus ou moins altéré (2-5%, plagioclase et sanidine) et de quartz (1-3%) dans une mésostase composée de quartz microcristallin (40-60%), de feldspath plus ou moins préservé ou altéré (35%), de carbonate (10-15%) et de séricite (5-10%) (figure 2.12.B et 2.13.B).

On note la présence de nombreuses fractures formant un réseau anastomosé (figure 2.12.A) et principalement remplies de séricite (figure 2.12.B) dans ce type de claste.

3.2.1.4. Les clastes de quartzite

De teinte blanchâtre ou grisâtre (figure 2.3.B, 2.12.A et 2.14.A), ces fragments sont communément observés dans les wackes lithiques. Ils représentent moins de 2% des galets dans les conglomérats polygéniques.

L'observation microscopique montre une texture équigranulaire (figure 2.14.B) à granoblastique. La minéralogie se compose essentiellement de quartz (90-95%,

avec des grains aux limites dentelées et suturées et une recristallisation locale en quartz polygonaux), de carbonate (1-3%) et de séricite (1-2%).

3.2.1.5. Les clastes à phénocristaux de quartz et feldspath (PQF)

De teinte rosâtre, les fragments de PQF représentent environ 1% des clastes dans les conglomérats polygéniques. Ils sont facilement reconnaissables à l'œil nu du fait de leur texture porphyrique grossière à phénocristaux de quartz et de feldspath (figure 2.7.A et 2.15.A).

Les phénocristaux sont des plagioclases (20%), sub-automorphes, préservés ou altérés ou en voie d'altération (figure 2.15.B et C) et du quartz monocristallin (10% maximum), sub-arrondi à sub anguleux avec une taille grossière à moyenne (figure 2.15.C). La mésostase se compose de quartz microcristallin (40%), de séricite en plaquettes (25%) et de carbonate (10%) (figure 2.15.B et C).

En dépit de la différence texturale, la composition minéralogique des clastes de rhyolite est très similaire à celle des PQF. Ces deux types de clastes pourraient partager une même source magmatique.

Visiblement, les clastes de PQF présentent un bon potentiel pour être la source des grains grossiers de quartz et de feldspath identifiés aussi bien dans les wackes lithiques que dans la matrice des conglomérats polygéniques. Cependant une autre source telle qu'un granitoïde est aussi possible.

3.2.1.6. Les clastes de pélite noire

Ils sont les moins nombreux (moins de 1%) mais facilement identifiables de par leur teinte sombre ou noire (figure 2.7.B et 2.15.A). Leur litage primaire est localement préservé (figure 2.16.A) et marqué par une alternance de lamines sombres (pélite noire) et claires (dues à la présence de quartz et séricite). Localement, le quartz peut représenter jusqu'à 15-20% de ce type de claste.

3.2.2. La matrice

La matrice des conglomérats polygéniques est uniforme et de nature gréseuse (figure 2.12.A, 2.15.A et 2.16.A). Relativement peu abondant (10-20%), elle se compose de grains de quartz et de fragments lithiques de la taille du sable (0,062 à 2 mm) avec des minéraux phylliteux.

Les observations macroscopiques et microscopiques montrent une grande similarité texturale, granulométrique et minéralogique entre cette matrice et les wackes décrits au paragraphe 3.1. Ils dérivent clairement d'une même source.

3.3. LES PÉLITES

Cette unité lithologique est reconnue de part et d'autre de l'ensemble wackes lithiques – conglomérats polygéniques (figure 2.1 et 2.2). C'est une unité sédimentaire fine dominée par des pélites de teinte sombre ou verdâtre à beige (pélites *sensu stricto*), intercalée par des rubans de pélites noires et quelques lits de wackes. Bien que cette unité soit déformée et métamorphisée, le litage primaire

S₀ a été préservé localement. Aussi, cette formation a été cartographiée sur la bordure ouest du gisement (figure 2.1, affleurement 2) où elle affleure (9 m x 4 m environ) au flanc d'une colline de latérite. En carottes de forage, la transition avec les wackes lithiques avoisinants est progressive ou diffuse.

3.3.1. Les pélites *sensu stricto*

C'est le faciès le plus représenté dans cette unité lithologique (85-90%). Les teintes sont variables (sombre, vert sombre, vert ou vert beige) dépendamment de la composition minéralogique ou de l'intensité de l'altération. Le caractère sédimentaire s'exprime par la présence d'un litage primaire S₀ préservé malgré le métamorphisme et la déformation persistants (figure 2.16.B à D).

L'organisation minéralogique est faite d'une alternance de lamines ou de lits de teintes, épaisseurs, granulométries et compositions différentes (figure 2.16.B à F, 2.17.A et B). Les lamines beiges à séricite dominante et à granulométrie très fine sont les plus nombreuses. Suivent les lits grossiers et clairs à quartz dominant, les lits sombres à oxydes de fer et/ou matière organique dominants, les lits à carbonate et quartz dominants (figure 2.16.E et F, 2.17.A). Toutes ces différentes lamines sont observées dans la quasi totalité des lames minces confectionnées dans ce faciès. Enfin, quelques rares veinules à chlorite peuvent s'intercaler entre les différentes lamines.

L'observation microscopique montre que la séricite (60-85%) est le minéral dominant. Celle-ci souligne bien la schistosité de flux et la crénulation (figure

2.16.E et 2.17.B). Un clivage de crénulation est régulièrement observé (figure 2.16.B et E). Le quartz (5-10% atteignant localement 60%) est présent soit sous forme de grains monocristallins surdimensionnés ($D_{max} = 1 \text{ mm}$), soit sous forme microcristalline et à texture granoblastique intimement associée aux minéraux phylliteux (figure 2.17.B). Des oxydes de fer (2-5%) soulignent localement la stratification. Des plages de carbonate (3-5%, figure 2.17.B) et quelques rares plagioclases sont aussi observés. La chlorite (2% maximum) est présente dans certaines lames où elle forme des veinules discontinues intercalées dans la schistosité ou le litage. Enfin, des veinules de carbonate-quartz ou quartz-carbonates recoupent la roche ou s'injectent suivant le plan des lamines sédimentaires (figure 2.16.E) ou de la schistosité qui sont sub-parallèles ou parallèles les unes aux autres.

3.3.2. Les pélites noires

Ce sous-faciès tient son nom de par sa couleur (figure 2.18.A). Il a été principalement observé dans le sondage carotté WDC301 où il constitue une transition de quelques mètres de puissance entre les wackes lithiques et les pélites *sensu stricto* (figure 2.2). Le terme « pélites noires » a été préféré du fait de l'absence d'analyses pour déterminer la nature exacte du matériel (graphite ou matière organique ?). On note la présence de veinules boudinées et/ou plissées à quartz-carbonate s'injectant dans la schistosité principale ou le litage (figure

2.18.A). Aussi, les pélites noires sont présentes sous forme de lamines qui sont intercalées dans les pélites *sensu stricto* ou dans les wackes.

3.3.3. Les wackes

C'est un sous-faciès représentant 5-10% de l'unité pélitique. Ils forment des lits décimétriques à métriques en alternance avec les pélites *sensu stricto* et les pélites noires. L'observation à l'œil nu montre des grains de quartz et des minéraux beiges à blanchâtres (feldspath) dans une matrice fine, sombre ou beige (figure 2.18.B et C). Localement, des veinules à carbonate-quartz s'injectent dans les plans de la schistosité principale (figure 2.18.B et D).

La fraction terrigène (96-98%) comprend une classe principale correspondant à celle du sable (25-45%) et une matrice fine (< 2 mm) variant entre 55% et 75%. La fraction orthochimique (ciment) est faible (2-4%) et se compose uniquement de silice.

Ce sous-faciès se compare très bien aux clastes de wackes décrits au paragraphe 3.2.1.2 : grains de quartz monocristallin ou polycristallin, de quartzite et de feldspath plus ou moins préservé ou altéré en carbonate dans une matrice à mica et quartz, granulométrie plus fine et homogène, absence de classe secondaire > 2 mm. Les wackes décrits au paragraphe 3.1 présentent une granulométrie plus grossière de la classe du sable et la présence d'une classe secondaire (> 2 mm) : ces deux paramètres constituent les différences fondamentales avec les wackes décrits dans ce paragraphe.

Ainsi, il est fort probable que certains clastes de wackes dérivent de la partie grossière des pélites (wackes). L'ensemble wackes lithiques – conglomérats polygéniques serait donc une formation partiellement intra-formationnelle du bassin.

3.4. L'INTRUSION FELSIQUE

De teinte rose (figure 2.19.A et B) et de petites puissances (trois mètres au maximum), cette unité est observée seulement en carottes de forage (figure 2.2) où elle recoupe les wackes lithiques et les conglomérats polygéniques avec des contacts nets et francs (figure 2.19.B).

L'observation macroscopique montre une texture microlithique à aphanitique avec quelques phénocristaux de feldspath et de quartz dans une mésostase fine, plus abondante et de teinte rose. Les sulfures sont peu nombreux (1-2%). La déformation, généralement inexistante ou très faible (figure 2.19.A), devient plus perceptible près des contacts.

Au microscope, la texture microlithique est préservée malgré la forte altération. Des phénocristaux de plagioclase et sanidine (3%, partiellement ou complètement transformés) et de quartz (1%) baignent dans une mésostase constituée de feldspath (40%, plagioclase et sanidine), de carbonate (23%, ancien feldspath altéré), de quartz (20%) et de séricite en petites plaquettes interstitielles (12%) (figure 2.19.C à E). S'y ajoutent des sulfures (pyrite et arsénopyrite) disséminés (traces à 1%) (figure 2.19.D).

4. CONCLUSION

Dans le secteur d'étude, les roches sédimentaires cartographiées sont des wackes lithiques, des conglomérats polygéniques et des pélites. Les premiers sont constitués de grains grossiers de quartz et de feldspath dans une matrice à mica blanc, quartz, carbonate et oxyde de fer. En plus, on y distingue des galets de nature différente. Cette unité lithologique encaisse l'essentiel des teneurs notables en Au. Les conglomérats polygéniques forment des bandes métriques à décamétriques intercalées dans les wackes lithiques. Les galets sont d'origine sédimentaire (schiste, wacke, quartzite et pélite noire) et volcanique (rhyolite, PQF). Les pélites représentent une alternance de pélites *sensu stricto*, de pélites noires et de wackes. Elles forment les murs stériles sur les bordures est et ouest du gisement de Yaho dont l'encaissant est l'ensemble wackes lithiques – conglomérats polygéniques.

Enfin, les unités lithodémiques sont l'intrusion felsique rose recoupant les wackes lithiques et les conglomérats polygéniques et un granite rose localisé à l'ouest du gisement et mis en place par intrusion dans les volcanites mafiques.

L'environnement géologique de Yaho est clairement volcano-sédimentaire puisque les unités sédimentaires décrites précédemment s'insèrent dans un empilement stratigraphique qui comprend aussi des volcanites mafiques à intermédiaires ; on y trouve aussi une association avec des roches plutoniques. Si les relations stratigraphiques restent mal définies, on admet, tout de même, que les volcanites mafiques (basaltes) représentent la base lithostratigraphique et sont superposées

par des andésites avec des intercalations de roches sédimentaires. Des horizons de rhyolites et de rhyodacites, puis des sédiments clastiques tarkwaiens complèteraient la colonne stratigraphique (Le Metour et al., 2003) mais n'ont pas été cartographiés dans le secteur d'étude.

Les roches sédimentaires de Yaho pourraient être celles en interstratifications primaires dans les roches andésitiques ou basaltiques (schistes sédimentaires selon Le Metour et al., 2003). Elles sont donc considérées comme une partie intégrante de l'empilement birimien.

La source, le contexte géodynamique, l'environnement de dépôt ainsi que les altérations et le métamorphisme de ces roches sédimentaires seront discutés dans le chapitre 3 en accord avec les données de la géochimie.

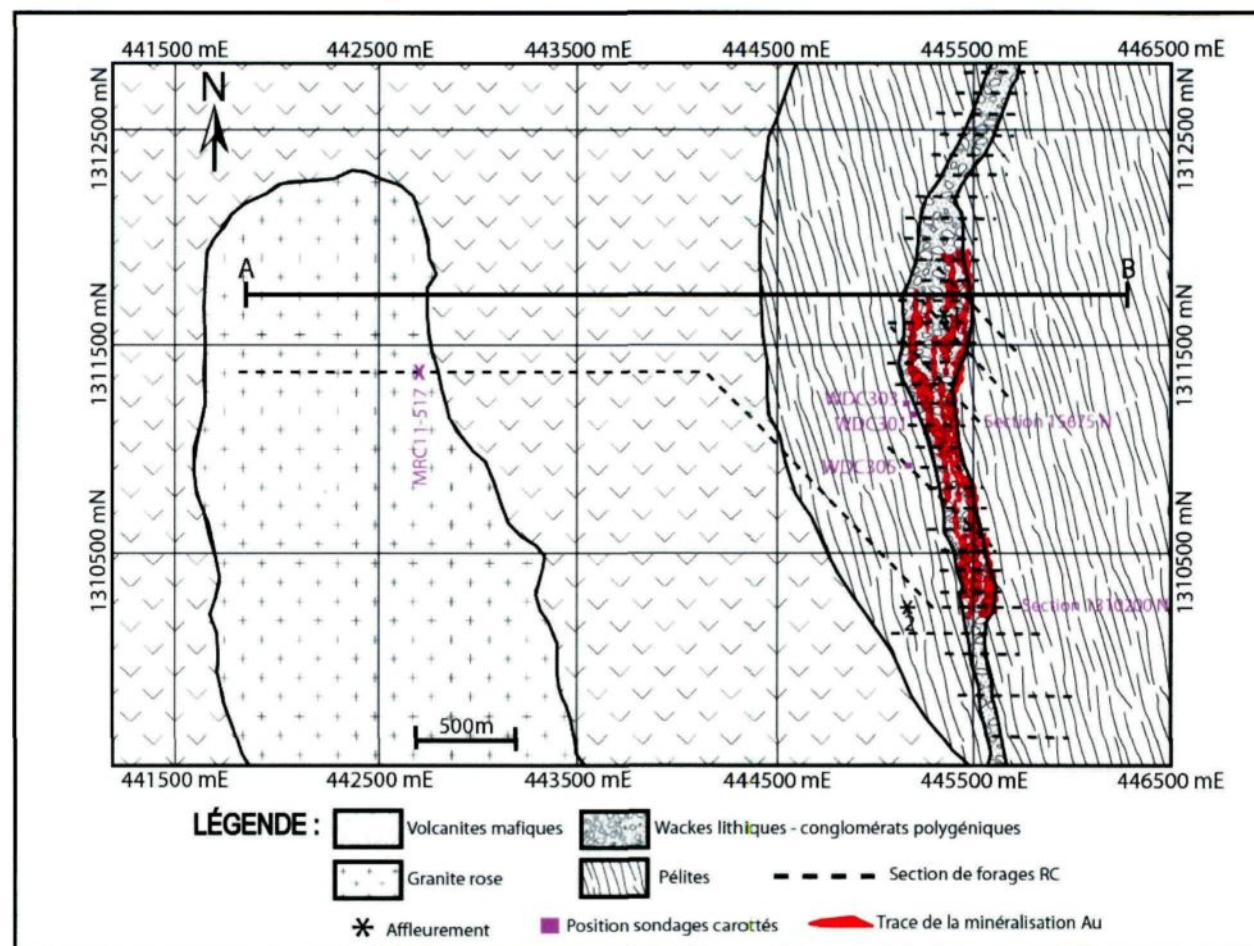


Figure 2.1. Carte lithologique du secteur Yaho à partir des sondages RC, carottés et des deux affleurements (1 et 2) repérés. NB : les wackes lithiques et les conglomérats polygéniques sont regroupés du fait de la difficulté de les distinguer en RC.

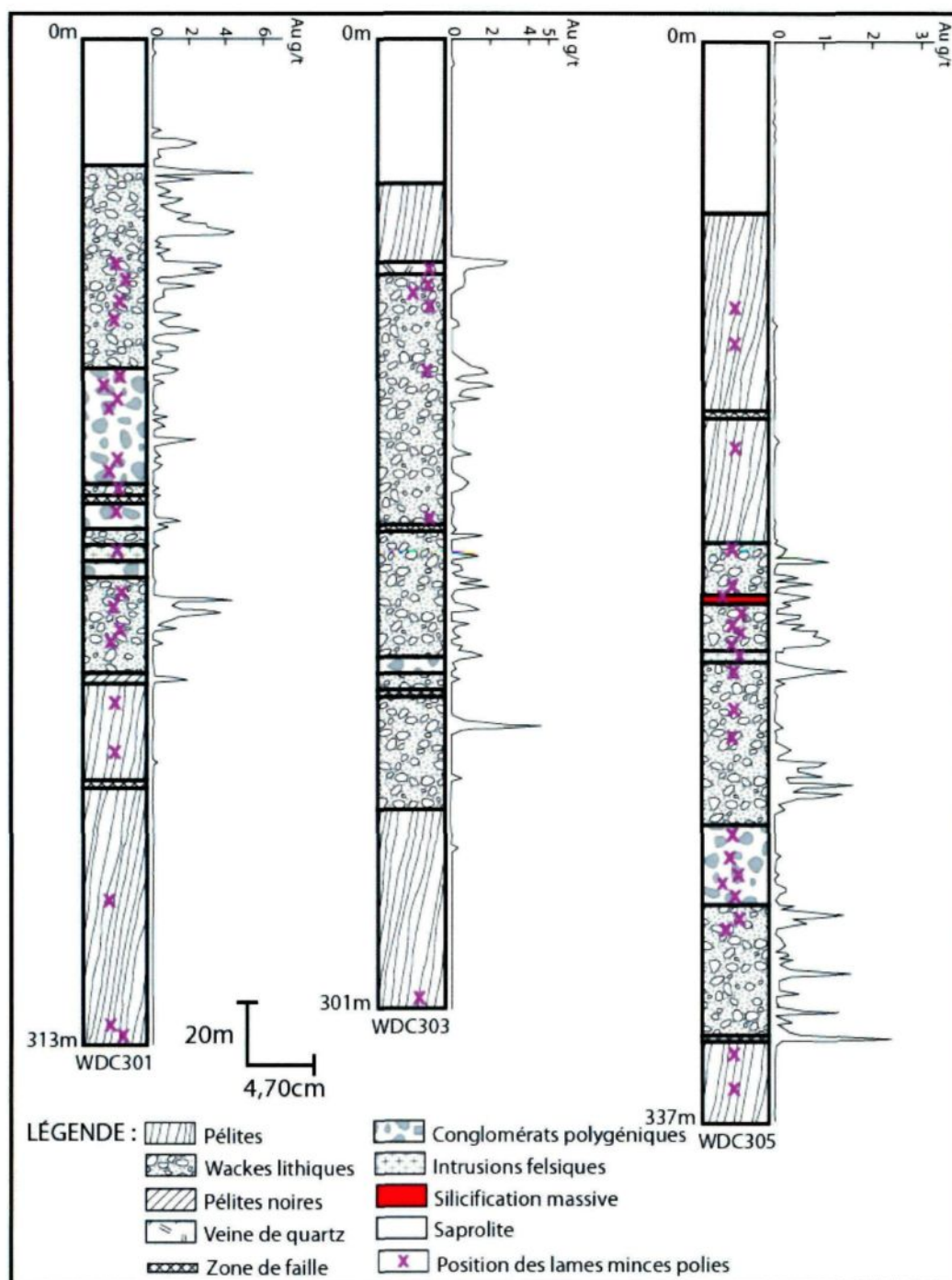


Figure 2.2. Description lithologique détaillée des sondages carottés avec la distribution spatiale des échantillons utilisés pour la confection des lames minces polies.

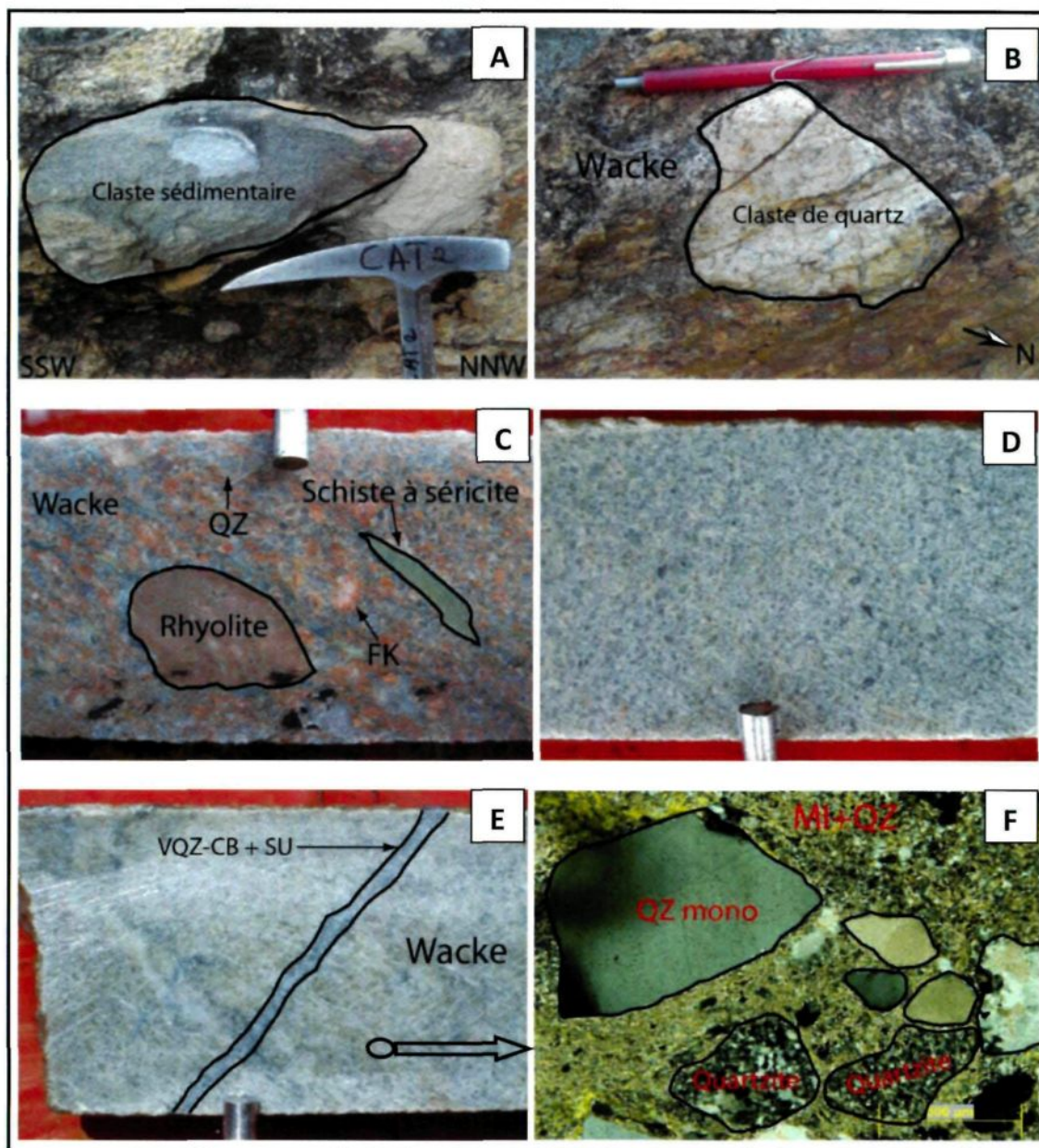


Figure 2.3. **A** et **B** : Clastes respectivement de sédiment (23 cm) et de veine de quartz observés sur l’affleurement 1. **C** : Wacke de teinte rose (peu altéré) riche en feldspath potassique présentant deux clastes de rhyolite (rose) et de schiste à séricite (vert) (301-15). **D** : Wacke gris beige (altéré) à grains de quartz dans une matrice fine (WDC305-246 m). **E** : Wacke altéré (à grains de quartz dans une matrice) recoupé par une veinule à quartz-carbonate (301-2). **F** : Microphotographie (LP) de la figure E montrant la présence de quartz monocristallin et de quartzite dans une matrice à micas blancs et quartz.

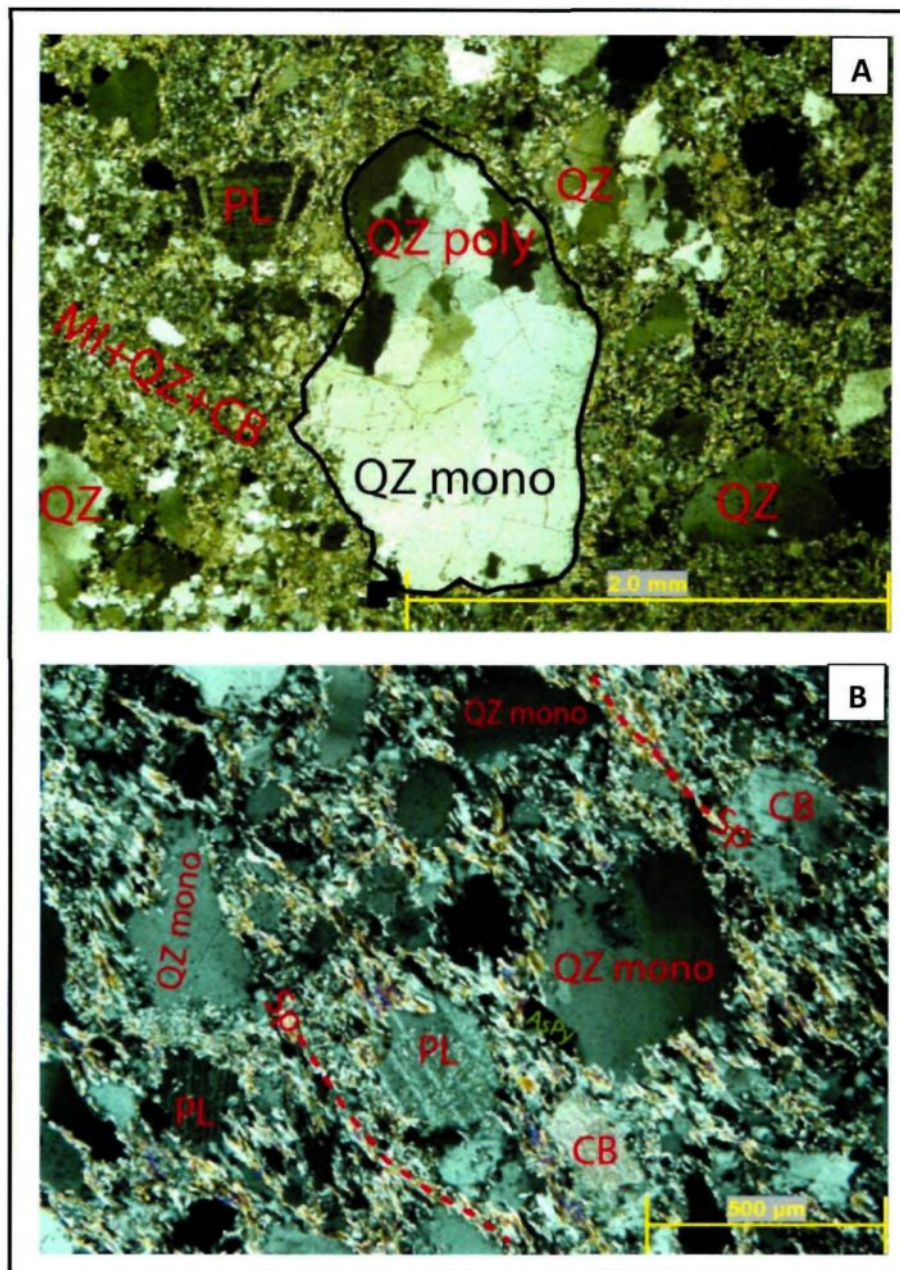


Figure 2.4. A : Microphotographie (LP) de grains grossiers de quartz monocristallin et polycristallin et de plagioclase dans une matrice fine à micas blancs + quartz + carbonate. Notez la recristallisation en sous grains du grain grossier de quartz (au centre) (305-17). **B :** Wacke (LP) présentant des grains grossiers de quartz sub-anguleux, de plagioclase plus ou moins altéré et de carbonate dans une matrice orientée à micas blancs, quartz et carbonate. Les plages grossières de carbonate résulteraient de l'altération complète des plagioclases (305-5).

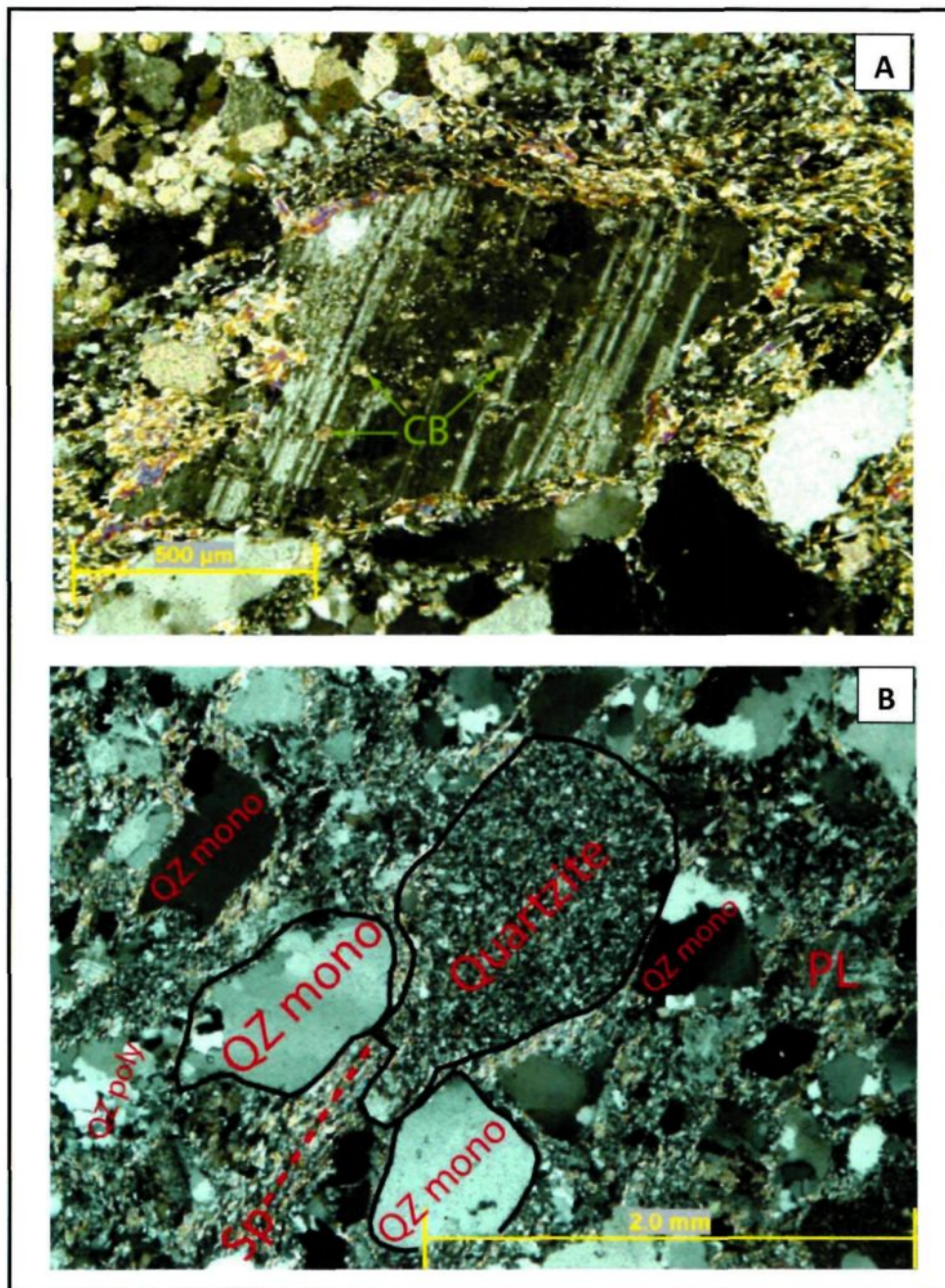


Figure 2.5. **A :** Microphotographie (LP) d'un grain grossier de plagioclase sub-automorphe en voie d'altération (301-16). **B :** Microphotographie (LP) de grains de quartz monocristallin, de quartzite (gros grain au centre) et de plagioclase dans une matrice faiblement orientée, constituée de micas blancs, quartz et carbonate. Le quartzite est à dominance de quartz, micas blancs et rare carbonate (305-8).

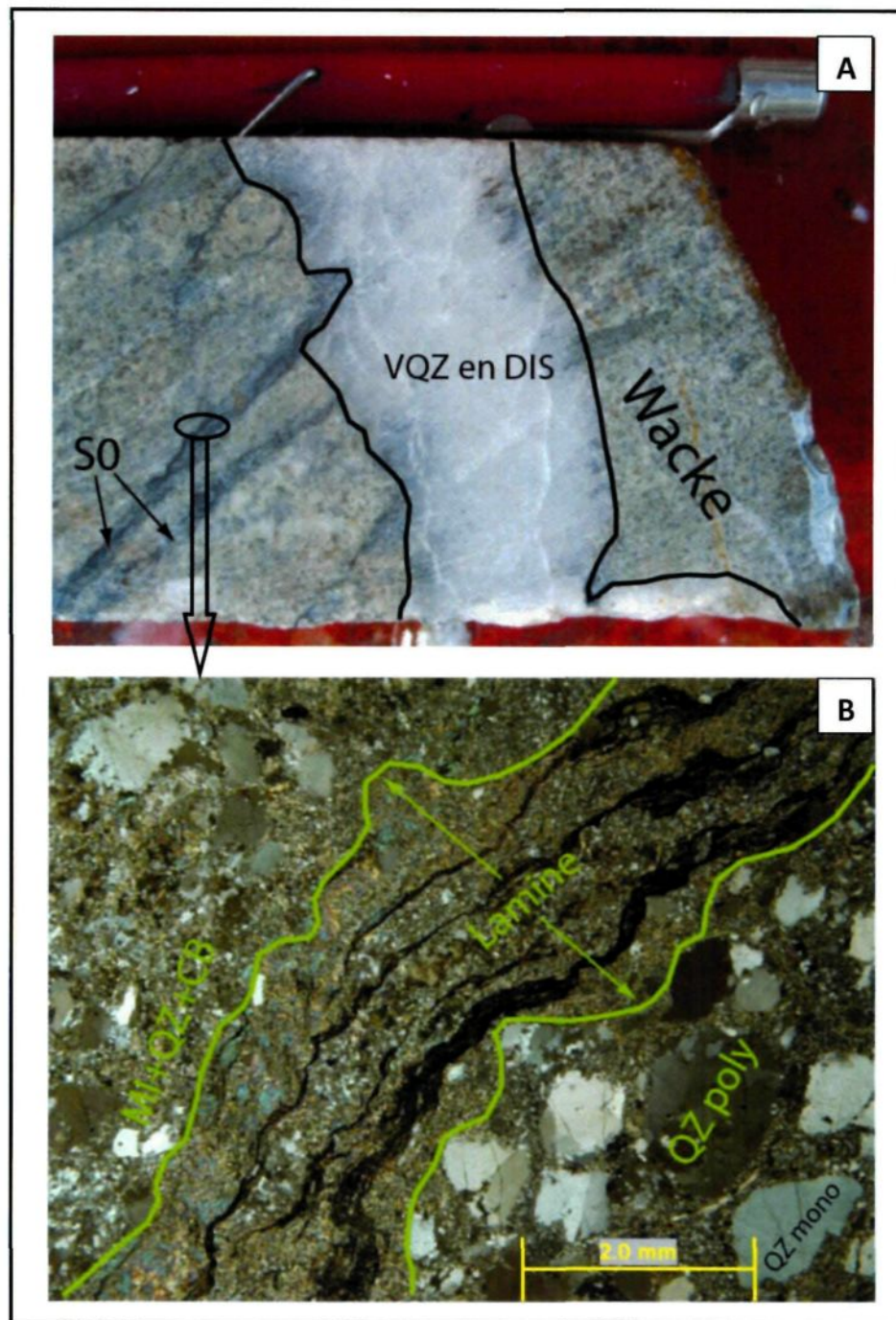


Figure 2.6. A : Wacke intercalé par des lamines de pélites noires soulignant le S_0 et recoupé par une veine de quartz (VQZ) discordante (DIS) (303-4). **B :** Microphotographie (LP) du S_0 de la figure A : en plus des pélites noires (lamines noires), le S_0 montre une composition minéralogique à dominance de séricite, quartz et carbonate.

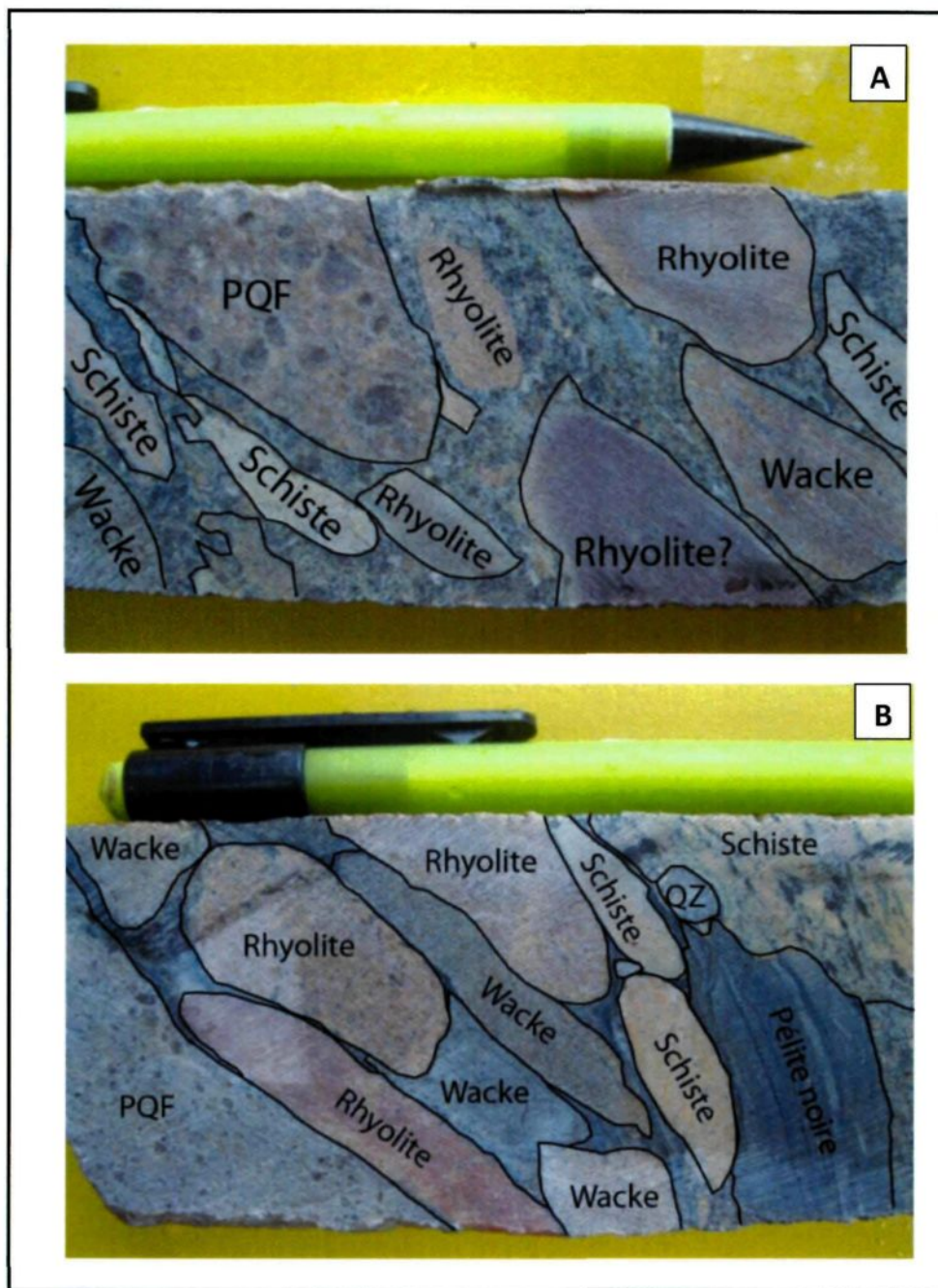


Figure 2.7. A : Conglomérat polygénique montrant des clastes plus ou moins allongés dans une matrice gréseuse. Présence notable d'un fragment grossier de PQF reconnaissable par sa texture porphyrique grossière (305-30). **B :** Conglomérat à plus de 90% de galets polygéniques (WDC305-257 m). On note une interpénétration des fragments les uns dans les autres à travers des contacts concavo-convexes.

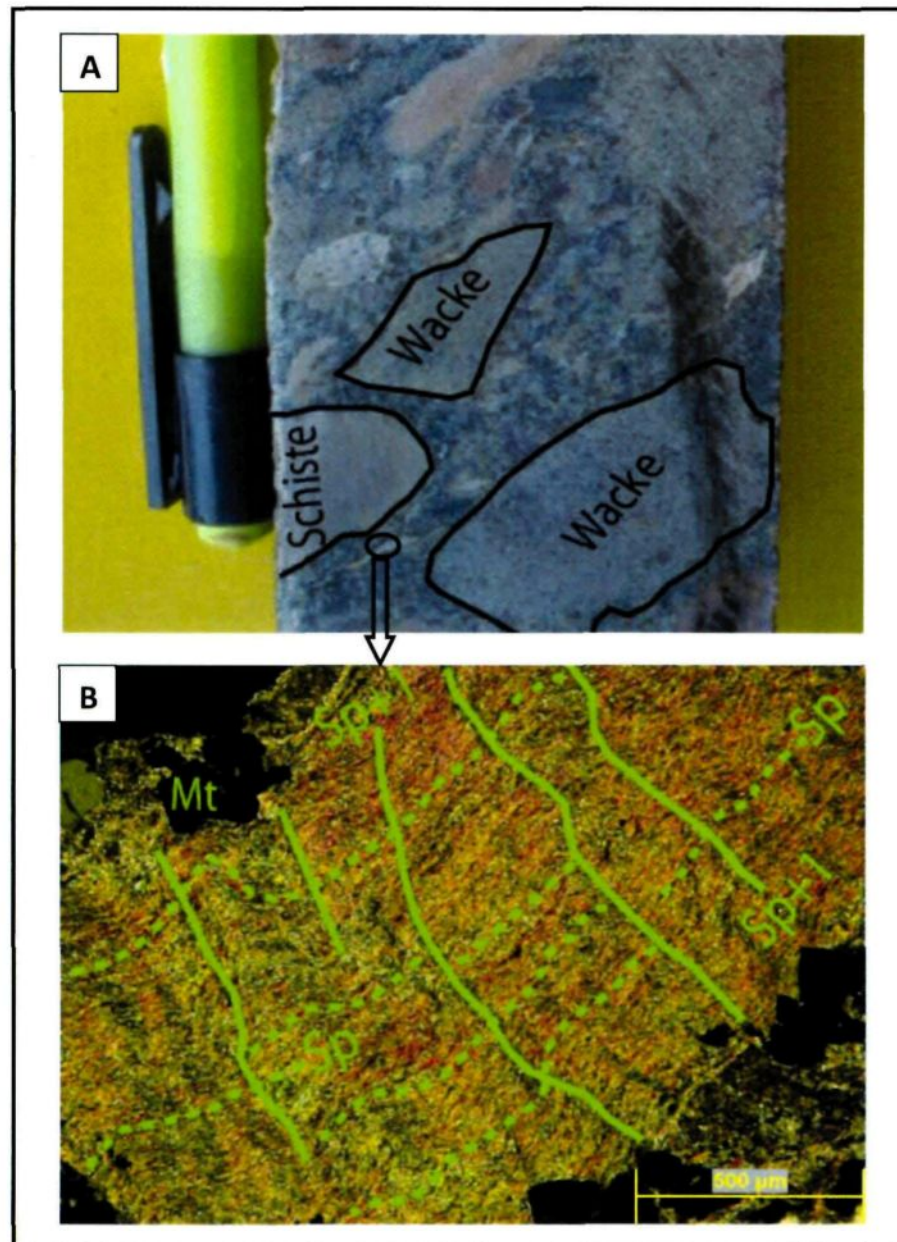


Figure 2.8. **A** : Conglomérat polygénique présentant des galets de schistes et de wackes dans une matrice gréseuse de couleur sombre (305-29). **B** : Microphotographie (LP) d'un claste de schiste de la figure A. Ce dernier est constitué à plus de 95% de séricite et présente une schistosité principale Sp et un clivage de crénulation Sp+1. On note la présence de magnétite.

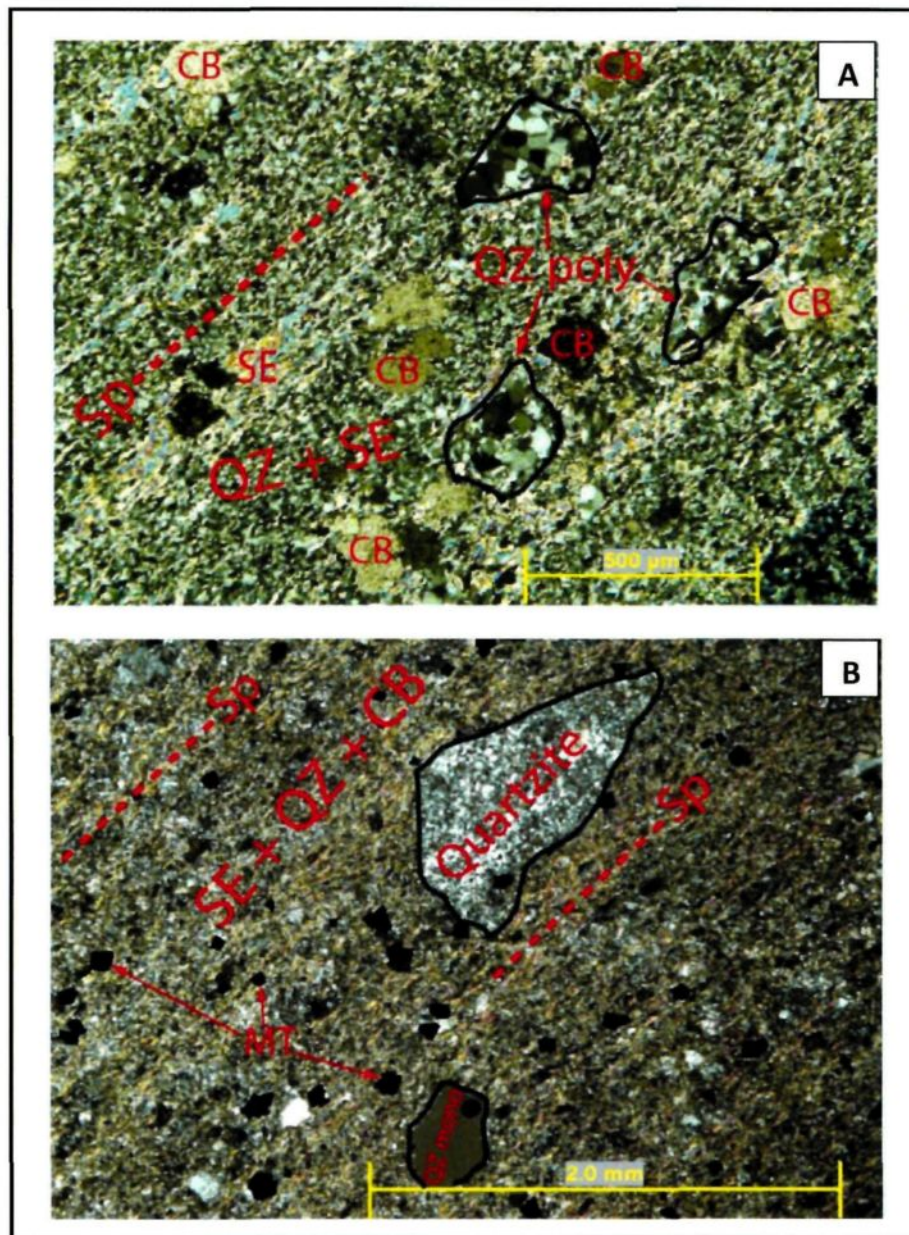


Figure 2.9. Microphotographies (LP) de clastes de schistes à séricite, quartz et carbonate présentant des textures lépidoblastiques. **A** : On observe des grains grossiers de quartz polycristallin et des plages de carbonate (altération probable d'ancien feldspath) (301-20). **B** : On note la présence de grains grossiers de quartz monocristallin, de quartzite et de magnétite (305-23).

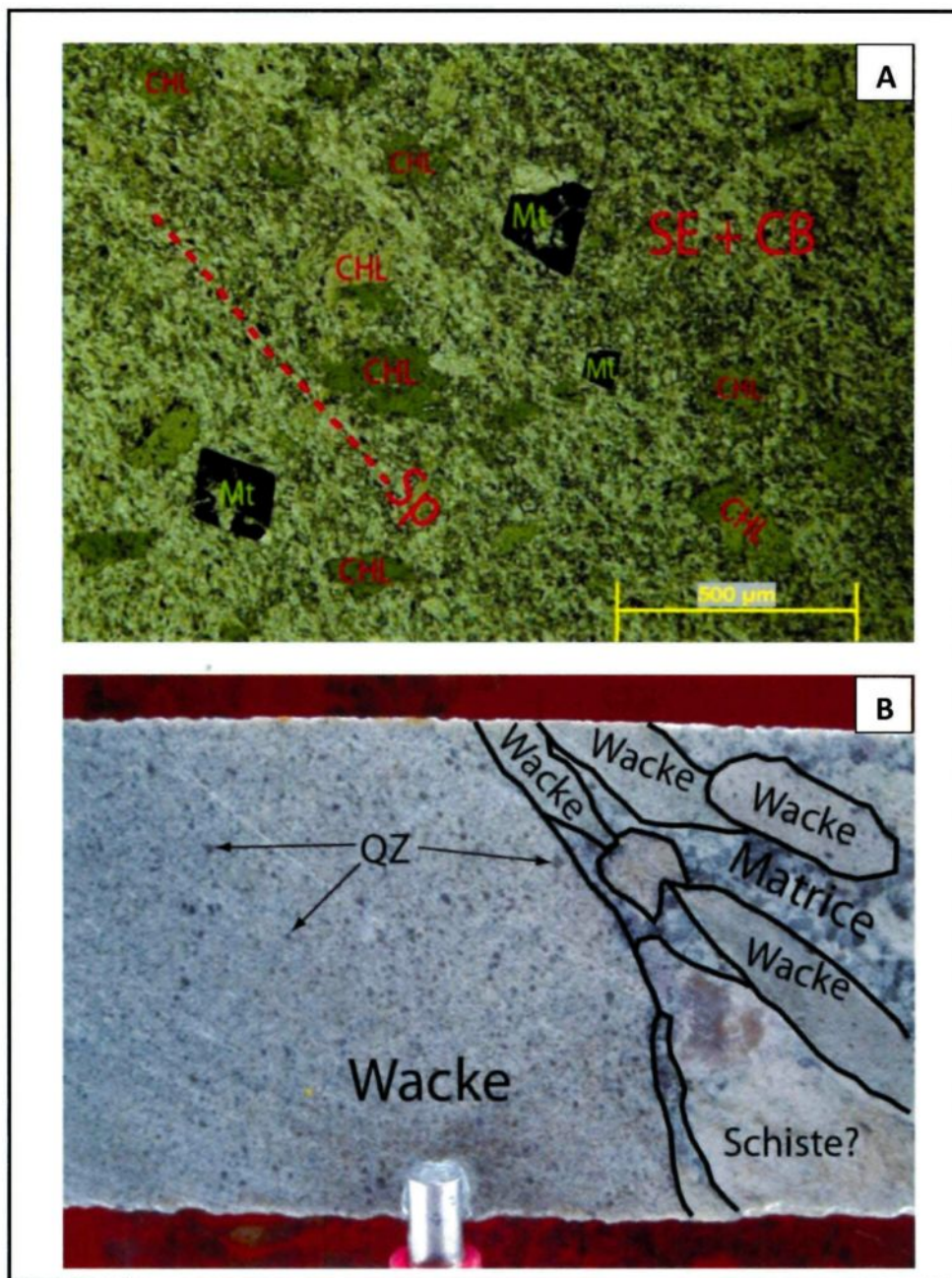


Figure 2.10. A : Microphotographie (LN) d'un claste de schiste à séricite et carbonate avec la présence de porphyroblastes de chlorite verte et de cristaux automorphes de magnétite (305-21). **B :** Conglomérat polygénique montrant essentiellement des clastes de wackes dans une matrice relativement peu abondante. Le plus gros des clastes (wacke) montre des grains millimétriques de quartz dans une matrice fine de teinte beige (301-21).

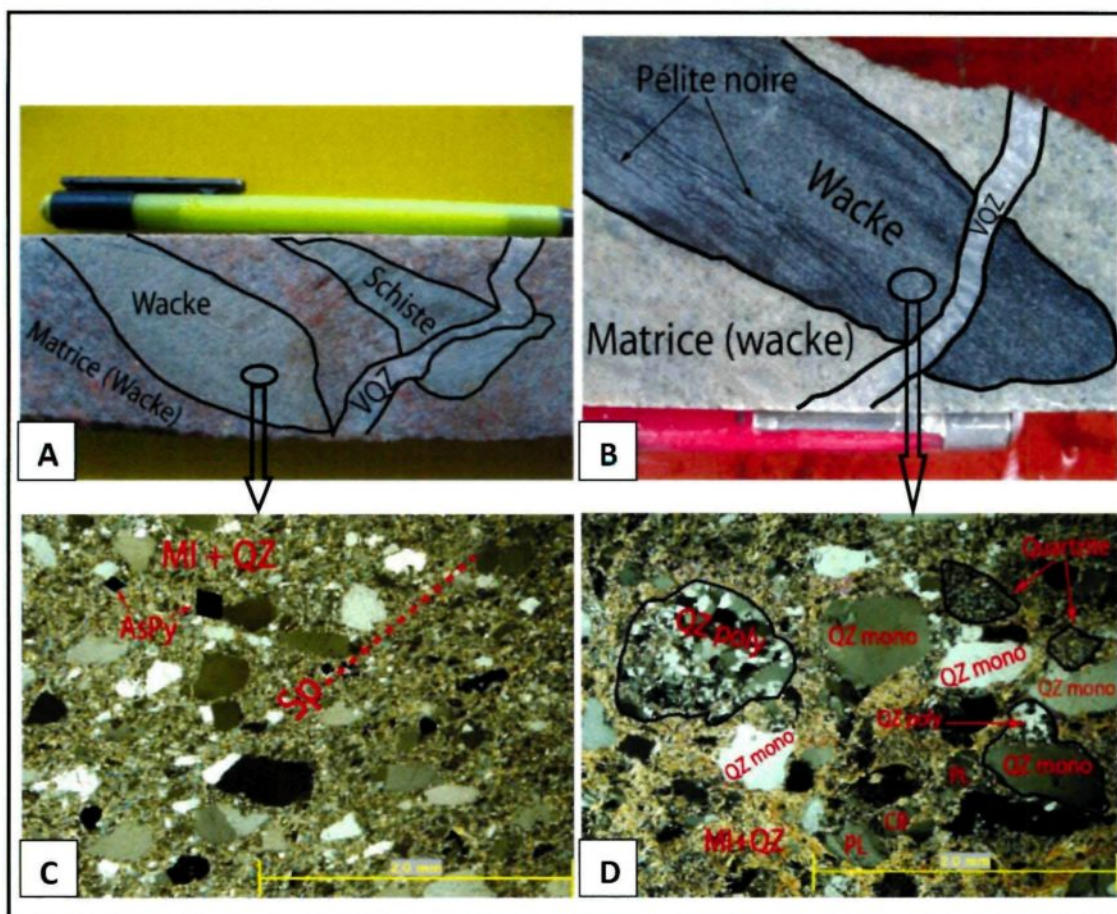


Figure 2.11. **A :** Clastes de schiste et de wacke dans une matrice de wacke rose. Une veinule de quartz - carbonate recoupe le fragment de schiste (305-34). **B :** Veinule de quartz - carbonate recoupant un claste wacke et sa matrice. On note la présence de lamines de pélites noires soulignant le litage primaire S_0 (303-7). **C :** Microphotographie (LP) de la figure A : des grains de quartz monocristallin, sub-anguleux à anguleux baignent dans une matrice fine à micas blancs et quartz. **D :** Microphotographie (LP) du claste de wacke de la figure B : on observe des grains grossiers de quartz monocristallin ou polycristallin, de quartzite et de plagioclase dans une matrice fine constituée de micas blancs et de quartz.

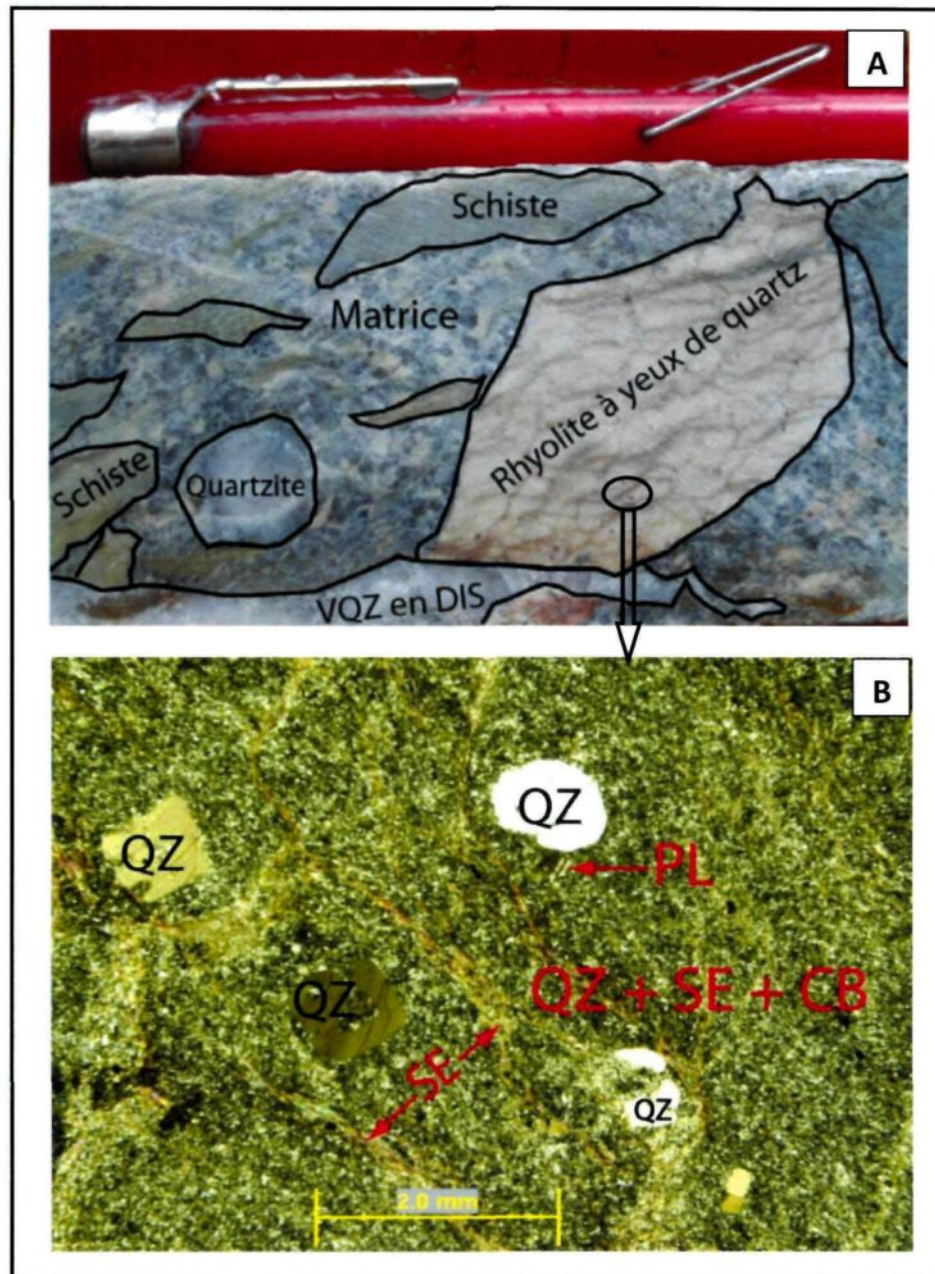


Figure 2.12. A : Conglomérat polygénique avec notamment un gros claste (teinte rose) de rhyolite à yeux de quartz, affecté par un réseau de fractures anastomosées (301-12). **B :** Microphotographie (LP) du claste rhyolitique de la figure A : texture microlithique à phénocristaux de quartz et de plagioclase dans une mésostase à quartz, séricite et carbonate. Les fractures sont remplies par la séricite principalement.

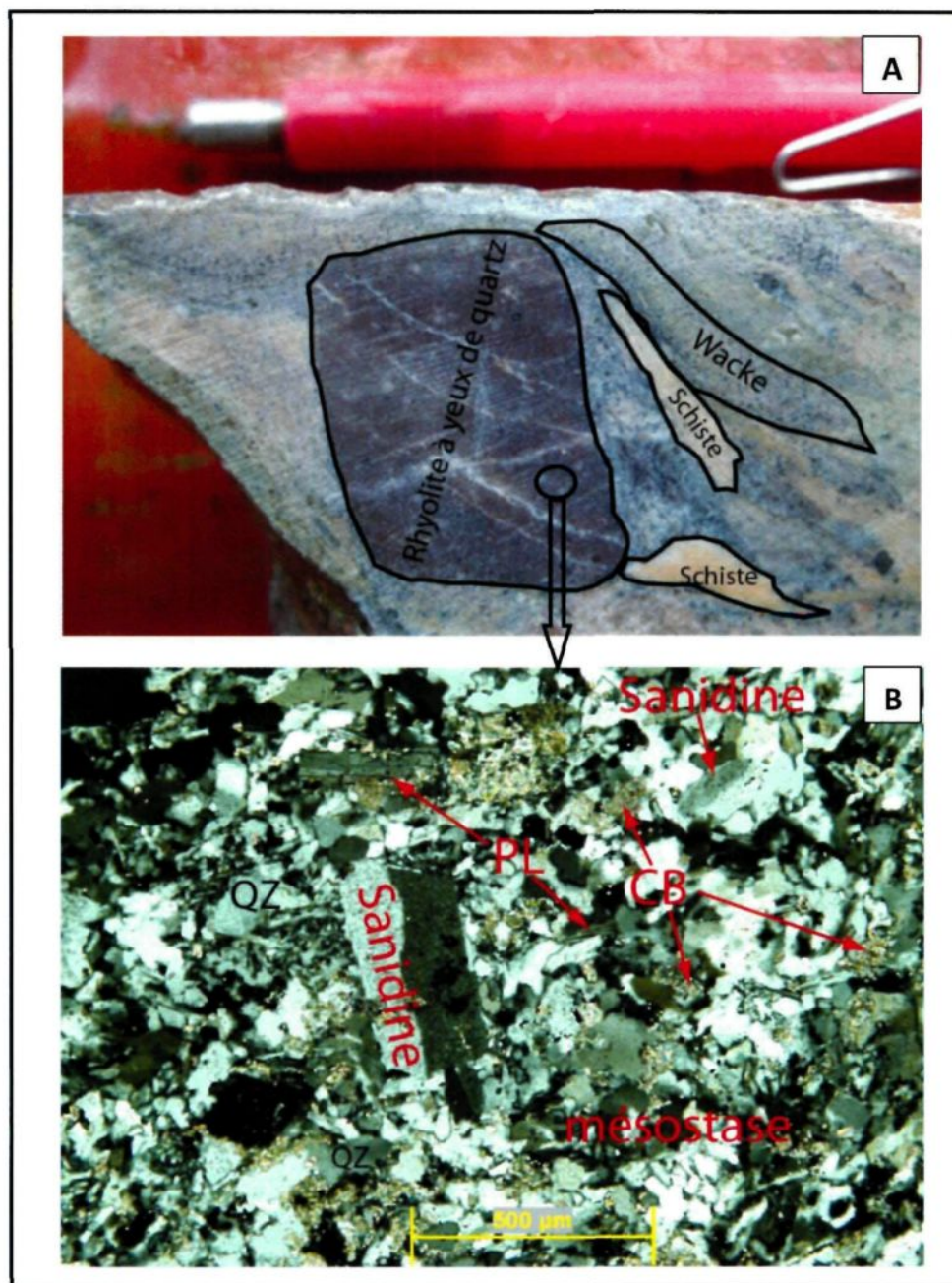


Figure 2.13. **A :** Conglomérat polygénique avec particulièrement un gros galet sub-arrondi de rhyolite (teinte rougeâtre) à yeux de quartz (301-14). **B :** Microphotographie (LP) du claste rhyolitique de la figure A : phénocristaux de sanidine et de plagioclase dans une mésostase à quartz, carbonate, feldspath et séricite.

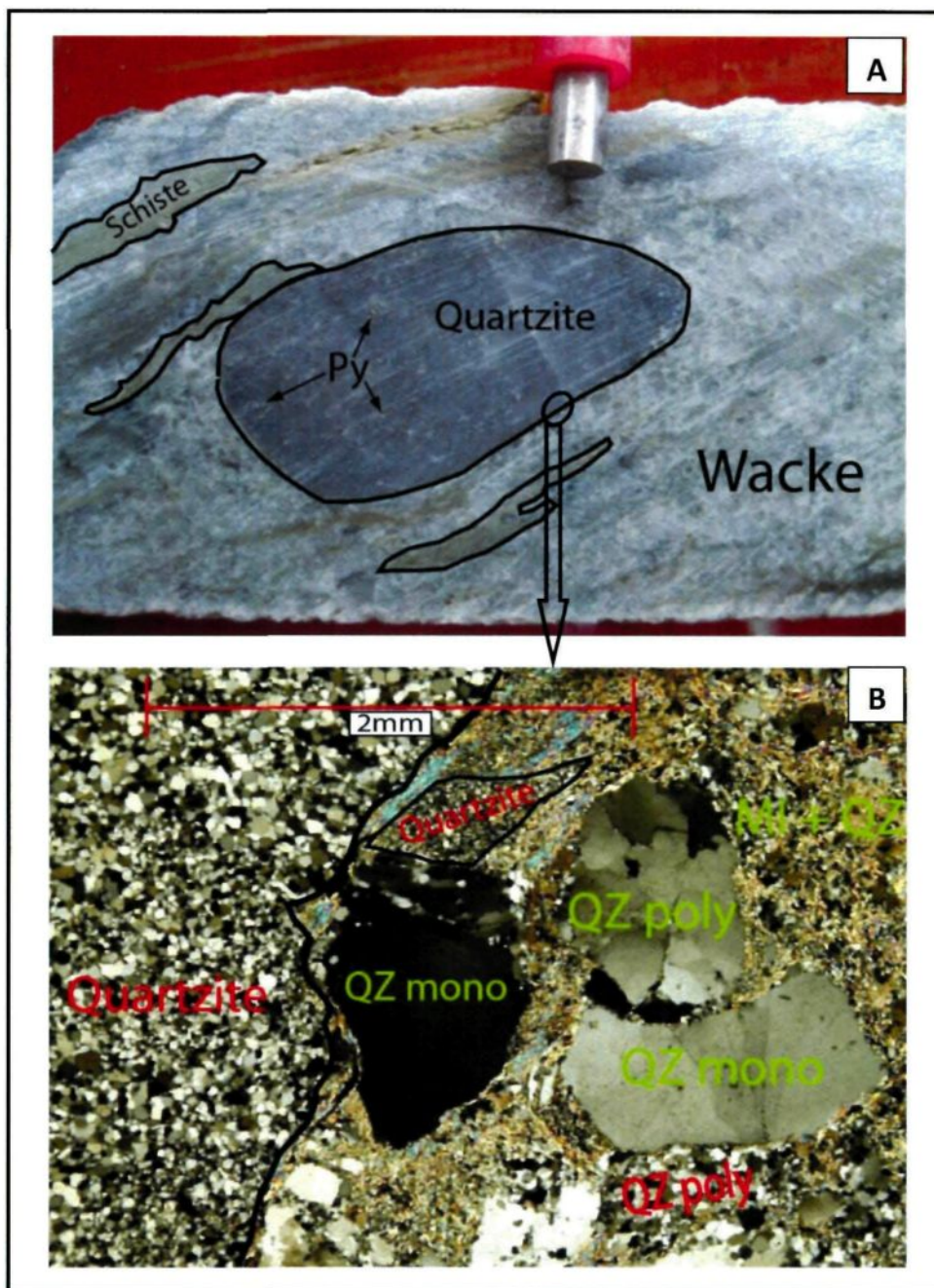


Figure 2.14. **A :** Wacke avec des clastes de quartzite (grisâtre, sub-arrondie et contenant des cristaux de pyrite) et de schistes plus ou moins allongés (301-7). **B :** Microphotographie (LP) du contact entre le claste de quartzite et la matrice de la figure A : le claste montre des cristaux de quartz polygonaux avec des points triples. On note un contact net et franc sans auréole et la présence d'un fragment de quartzite dans le wacke.

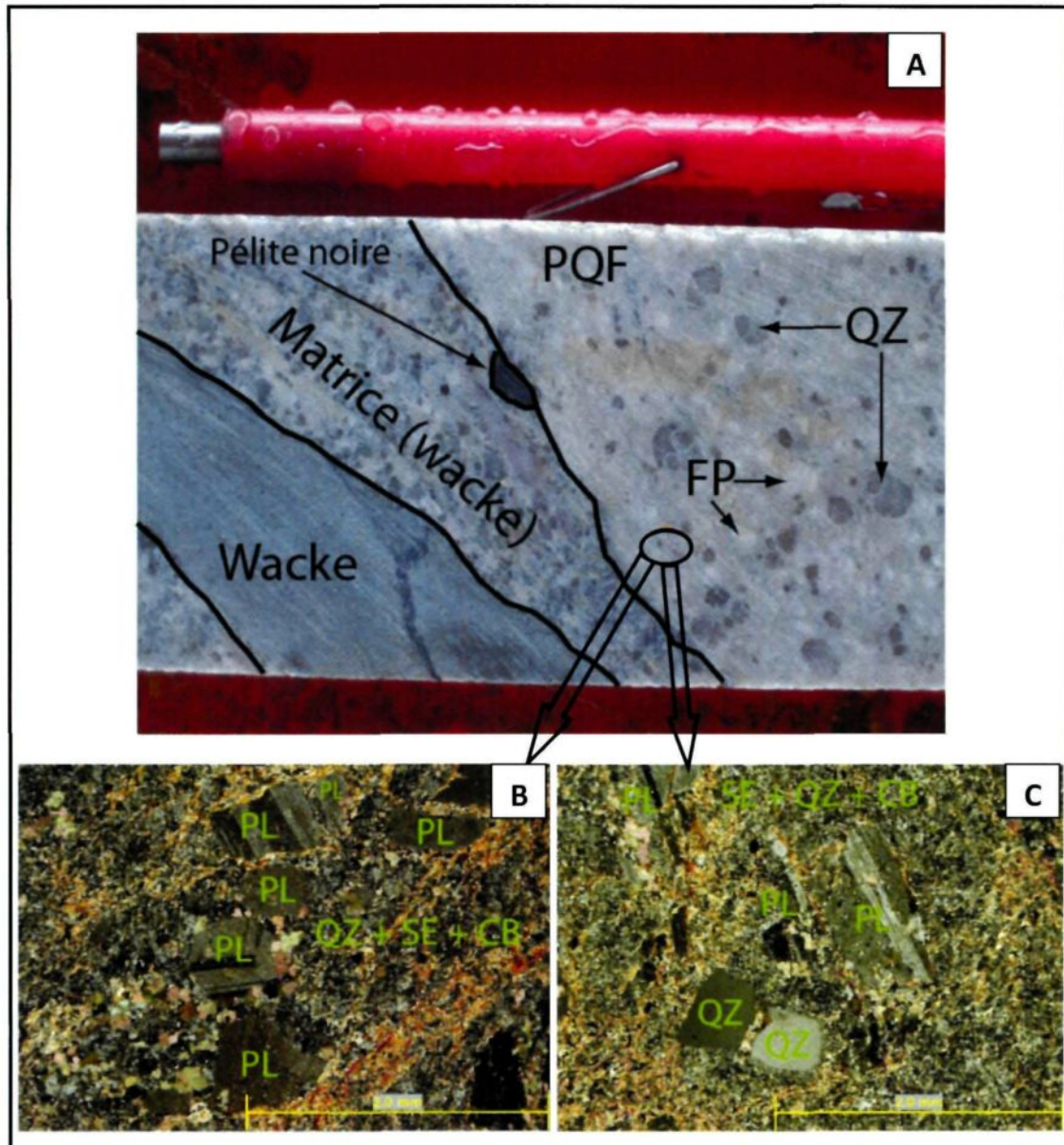


Figure 2.15. **A :** Conglomérat à galets de PQF, de wacke et de pélite noire dans une matrice gréseuse (wacke). Le PQF montre une texture porphyrique grossière à phénocristaux de quartz et de feldspath dans une mésostase fine (301-20). **B et C :** Microphotographies (LP) du claste de PQF de la figure A : phénocristaux de plagioclase plus ou moins préservé ou altéré et de quartz dans une mésostase fortement altérée à quartz, séricite et carbonate.

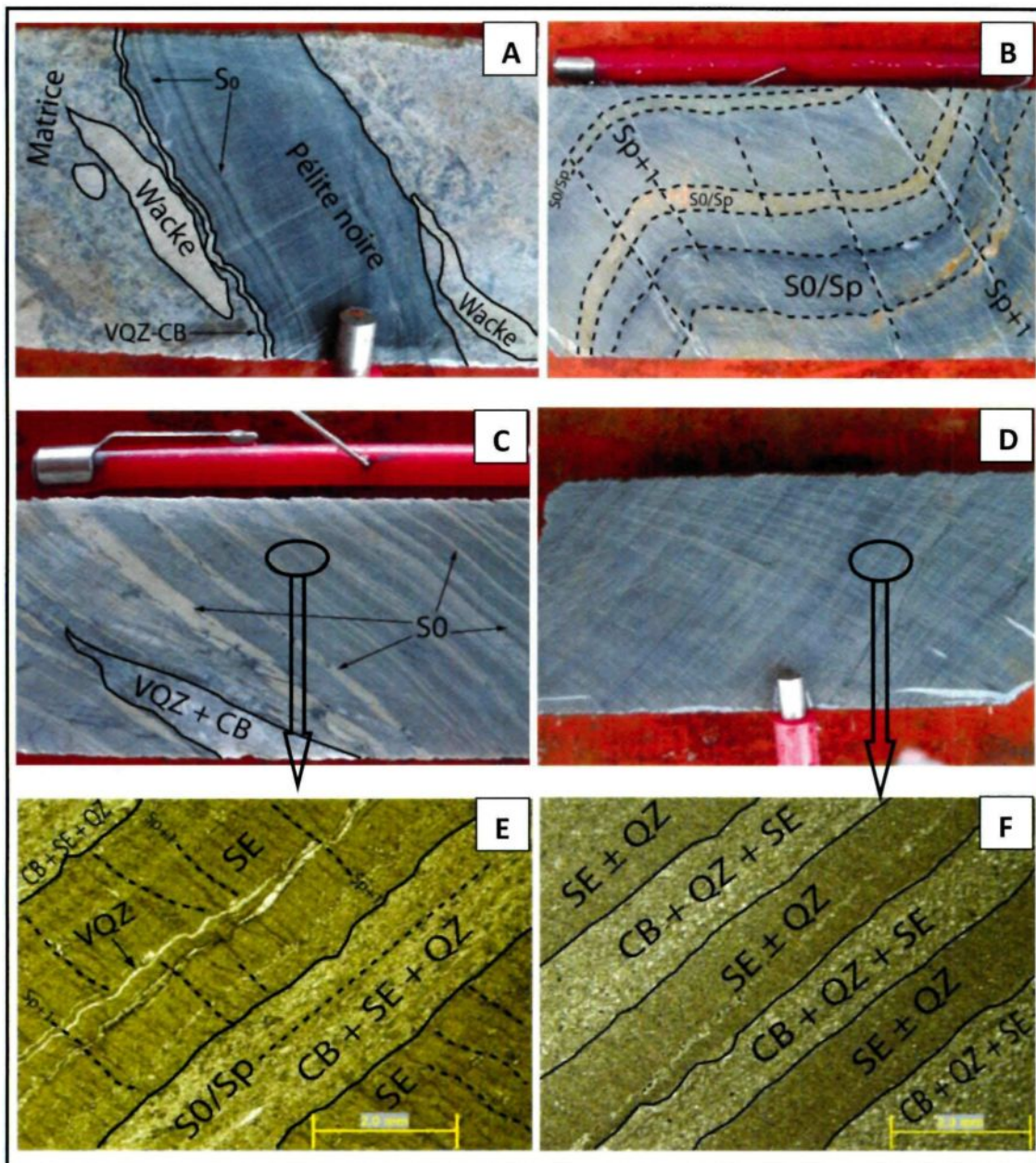


Figure 2.16. **A :** Claste de pélite noire avec le litage primaire S_0 préservé (WDC305-264 m). **B :** Pélite montrant un litage S_0 plissé et crénelé et un clivage de crénelation $Sp+1$ souligné par des veinules de calcite. S_0 et Sp sont parallèles (WDC303-60,50 m). **C et D :** Alternance de lamines beiges et sombres (S_0) observée dans des pélites (respectivement 301-23 et 305-1). **E et F :** Microphotographies des figures C (LP) et D (LN) respectives. La minéralogie à séricite, carbonate et quartz est organisée en une alternance de lits (S_0) de composition, granulométrie et épaisseur différentes.

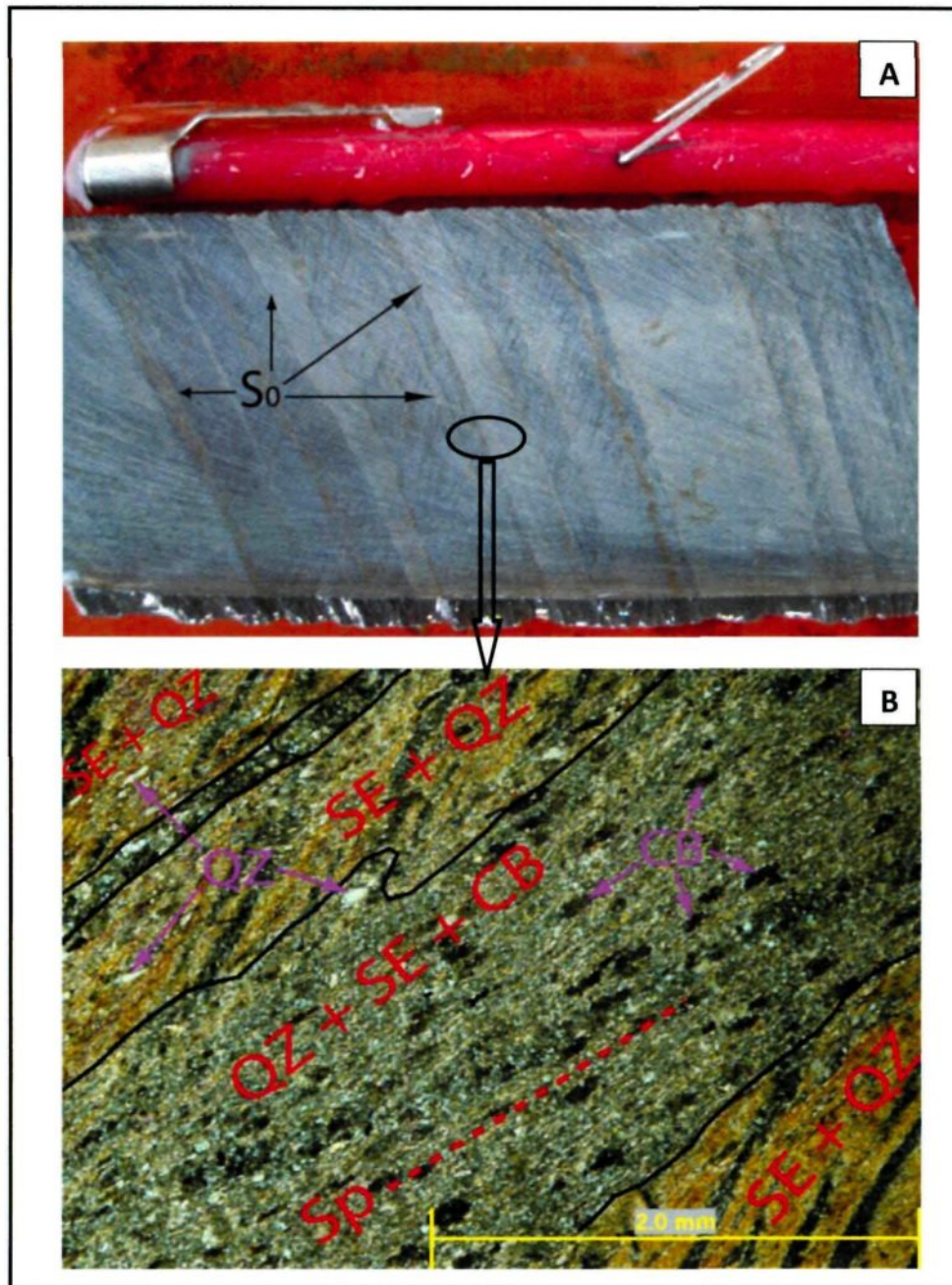


Figure 2.17. A : Pélite litée : les rubans beiges correspondent à des carbonates ferrifères altérés sous l'effet des conditions atmosphériques (305-16). **B :** Microphotographie (LP) de la figure A. La séricite constitue le minéral dominant dans les rubans beiges alors le quartz et le carbonate sont prépondérants dans les rubans clairs à granulométrie plus grossière.

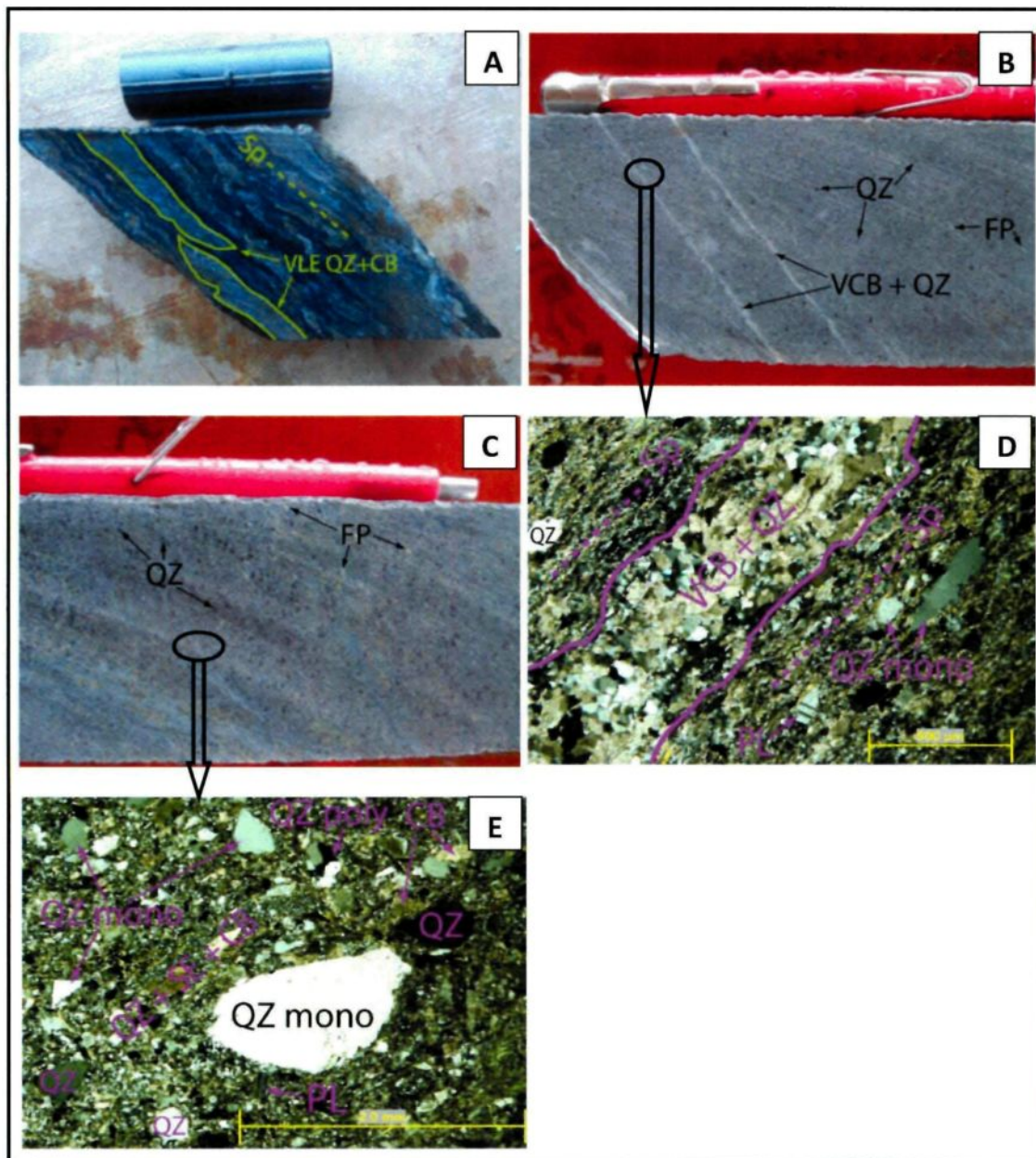


Figure 2.18. **A** : Pélite noire avec des veinules à quartz-carbonate en échelon suivant la schistosité principale *Sp* (WDC301-200 m). **B** et **C** : Wackes à grains de quartz et de feldspath (cristaux beiges) dans une matrice fine (respectivement 301-24 et 301-27). Présence de veinules à carbonate-quartz syn-schisteuses dans la figure **B**. **D** et **E** : Microphotographies (LP) des figures **B** et **C** respectives: grains grossiers de quartz majoritairement monocristallin et de plagioclase dans une matrice fine à micas blancs et quartz. NB : tous ces faciès sont en alternance avec les pélites *sensu stricto*.

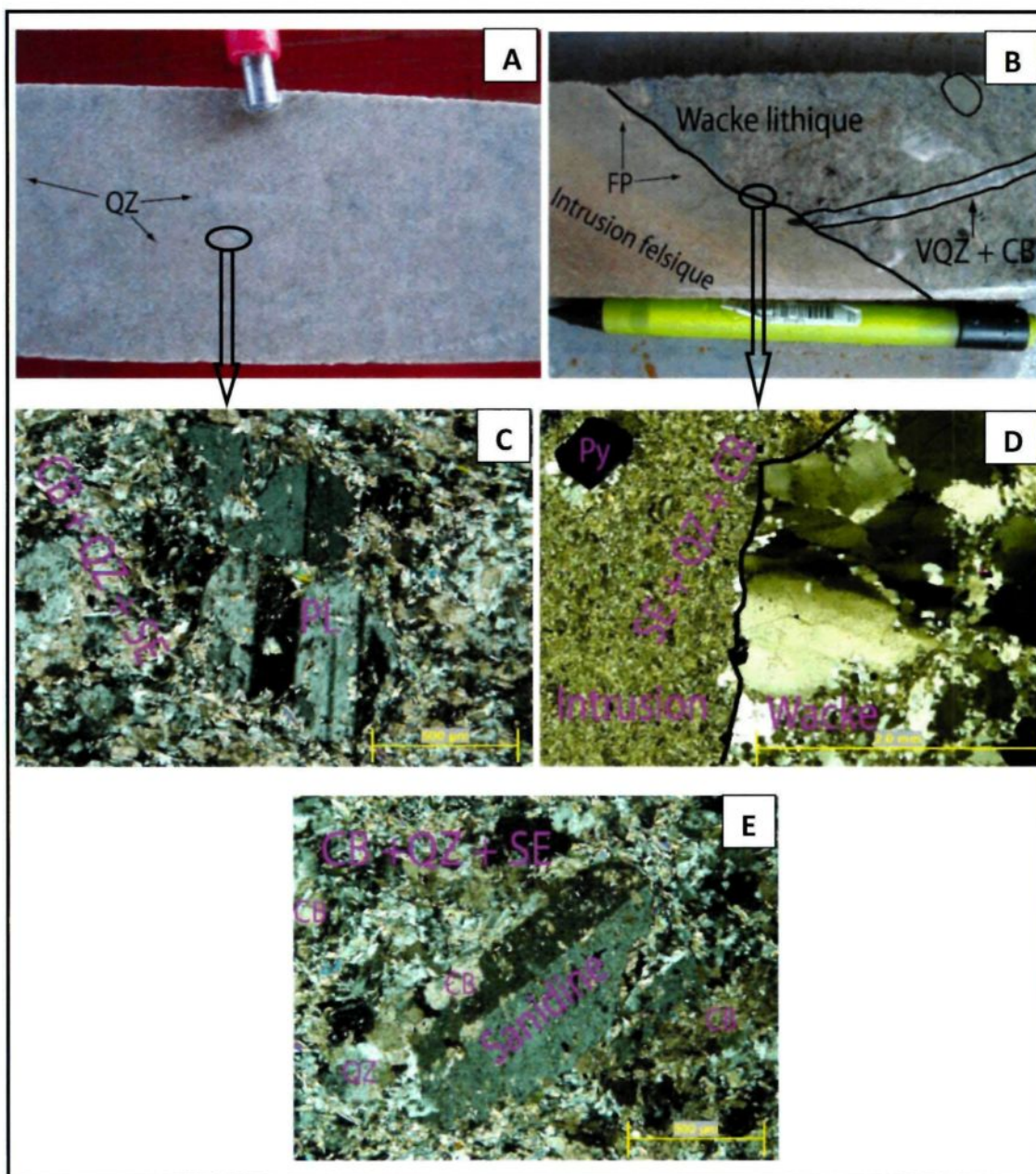


Figure 2.19. **A** : Intrusion felsique rose avec quelques phénocristaux de feldspath et quartz (301-17). **B** : Contact entre un wacke lithique et une intrusion felsique rose (305-17). La veinule à quartz-carbonate est antérieure à l'intrusion. **C** : Microphotographie (LP) de la figure A : phénocrystal de plagioclase dans une mésostase à carbonate – quartz – séricite. **D** : Microphotographie (LP) du contact de la figure B. **E** : Microphotographie (LP) d'une intrusion felsique rose montrant un phénocrystal de sanidine plus ou moins préservé dans une mésostase à carbonate, quartz et séricite (305-11).

Tableau 2.1. Informations générales sur les sondages et affleurements du secteur d'étude.

	Coordonnées géographiques (UTM)					Profondeur (m)
	<i>Easting</i> (m)	<i>Northing</i> (m)	Élévation (m)	Azimut (°)	Inclinaison (°)	
WDC301	445225,13	1311110,00	316,21	90	-50	313
WDC303	445167,03	1311208,00	317,68	90	-50	301
WDC305	445161,32	1310904,98	317,62	90	-50	337
MRC11-517	442765,27	1311369,86	306,18	90	-50	150
Affleurement 1	445359,00	1311586,00	324,00			
Affleurement 2	445163,00	1310232,00	320,00			

CHAPITRE 3

GÉOCHIMIE

1. INTRODUCTION

Il est maintenant bien établi qu'une partie de l'histoire géologique est enregistrée dans les sédiments détritiques (Asiedu et al., 2003). L'approche géochimique, particulièrement des terres rares, peut être utilisée pour tous les types de sédiments clastiques afin d'évaluer la nature, l'évolution de la provenance et l'histoire sédimentaire (McLennan et al., 1995). La géochimie des sédiments a, surtout, été utilisée pour obtenir des informations sur l'environnement de dépôt et la provenance des sédiments archéens et protérozoïques (Roddaz et al., 2007).

Ce chapitre focalise sur le traitement et l'interprétation des résultats analytiques obtenus au cours de ce projet d'étude. Dans un premier temps, il traite des données acquises au LA-ICP-MS (Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry) sur différents types de clastes lithiques et de lithologies. Dans un deuxième temps, l'accent est mis sur celles obtenues par analyse sur roche totale.

Tous les échantillons analysés proviennent des trois sondages carottés étudiés (WDC301, WDC303 et WDC305) sauf deux échantillons du granite rose qui ont été prélevés d'un sondage de type RC (MRC11-517) (figure 2.1). Une intrusion de même nature est présente dans l'environnement immédiat du gisement aurifère de Wona et pourrait avoir joué un rôle important dans le système minéralisateur, d'où l'intérêt de caractériser la signature géochimique de celle de Yaho pour une fin de comparaison.

Les clastes lithiques, individuellement analysés au LA-ICP-MS, ont été sélectionnés sur une base pétrographique alors que les analyses en roche totale ont été faites de manière systématique sur les différentes unités lithologiques rencontrées et/ou à des intervalles réguliers de 20-25 m. Ces choix ont été motivés par le souci d'avoir une bonne couverture des différentes unités.

L'objectif visé dans cette partie est d'apporter des informations géologiques supplémentaires à partir de la géochimie. Principalement, il s'agit de préciser la pétrographie, les caractéristiques géochimiques, la nature de la zone source des sédiments du bassin de Yaho et aussi la signature géochimique de l'intrusion felsique (à phénocristaux de feldspath et de quartz) et du granite rose localisé à l'ouest du secteur d'étude (figure 2.1).

Les roches birimiennes ont subi un métamorphisme au faciès des schistes verts et localement amphibolite (Abouchami et al., 1990). En plus, des altérations hydrothermales peuvent significativement affecter la mobilité de certains éléments

tels que Si, Na, K, Ca, Mg, Rb et Sr. Ainsi, l'emphasis a été plus portée sur les éléments relativement immobiles tels les terres rares, les éléments à forte affinité lithophile (*HFSE*), le Cr et le Th. En effet, ceux-ci peuvent refléter la signature du matériel parent car, généralement, ils sont transférés à quantité égale et non fractionnée durant les processus sédimentaires (Asiedu et al., 2003). En outre, les études sur le comportement des terres rares durant la diagenèse et le métamorphisme indiquent qu'il n'y a qu'un petit changement dans les abondances absolues ou les spectres relatifs.

2. GÉOCHIMIE DES CLASTES LITHIQUES

Au regard de la diversité pétrographique des différents fragments de roches observés aussi bien dans les conglomérats polygéniques que dans les wackes lithiques, le LA-ICP-MS a été un puissant outil d'investigation géochimique. Il a permis de faire des analyses chimiques à l'échelle du claste individualisé. Le but principal est la comparaison de la signature géochimique en terres rares des clastes de même nature pétrographique d'une part et de pétrographie différente d'autre part. L'interprétation des différents profils fournirait des informations supplémentaires sur la source des sédiments clastiques et l'existence ou non d'une quelconque relation génétique entre les différents types de fragments.

Les différents clastes lithiques et l'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz analysés ont été sélectionnés sur la base d'une pétrographie bien

établie : ce sont essentiellement des fragments de schiste à séricite et/ou quartz dominant, de wacke, de rhyolite et de porphyre à quartz et feldspath (PQF) en plus de l'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz (IFQ) qui ont été ciblés. La plupart des échantillons analysés proviennent des conglomérats polygéniques et dans une moindre mesure des wackes lithiques (figure 3.1).

Une caractéristique lithologique du gisement aurifère de Yaho est la présence de bandes décimétriques à décamétriques de conglomérats à galets polygéniques intercalés dans les wackes lithiques. Aussi, on observe une intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz (IFQ) qui recoupe les différentes unités lithologiques (figure 3.1). Par ailleurs, l'identification de fragments à phénocristaux de quartz et de feldspath (PQF) dans les niveaux conglomératiques a initialement suscité deux hypothèses quant au mode de formation du bassin sédimentaire de Yaho.

1) Il s'agit de la mise en place d'intrusions felsiques à phénocristaux de feldspath et de quartz (IFQ) dans une zone de faille suivi de leur démembrement en fragments. Le bassin serait donc partiellement alimenté par la fragmentation de ces intrusions felsiques (IFQ). En effet, l'observation en carottes de forage de certains fragments présentant des proportions variables de phénocristaux de quartz et de feldspath supporte cette hypothèse. De plus, certaines portions exposent des fragments pénétratifs les uns aux autres, suggérant une déformation à chaud (figure 2.10.B). Pour ce modèle de bassin, un argument serait une

similarité des spectres en terres rares entre les fragments lithiques de PQF et l'intrusion felsique (IFQ). Ceci indiquerait donc l'existence d'une relation génétique entre eux.

Il est à mentionner que sur l'ensemble de la propriété minière, la présence d'intrusions felsiques à phénocristaux de quartz et de feldspath est régulièrement signalée. Elles sont particulièrement bien connues et caractérisées dans le gisement de Wona (Augustin, 2011) à savoir : affinité magmatique calco-alcaline, spectre fractionné et enrichi en terres rares légères, signature de roches formées en contexte de supra-subduction (arc volcanique). En plus, elles auraient joué un rôle important sur le contrôle de la minéralisation aurifère en tant que zones de perméabilité et conduits pour les fluides hydrothermaux (Augustin, 2011).

2) Selon la deuxième hypothèse, tout comme les autres clastes lithiques, les galets de PQF proviendraient d'une source externe au bassin sédimentaire. Les pélites et wackes lithiques constitueraient donc un apport extérieur et continu du matériel source et les conglomérats polygéniques représenteraient plutôt une alimentation ponctuelle à partir de plusieurs sources. Ce modèle préconise donc l'inexistence d'une relation génétique entre les clastes lithiques de PQF et l'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz (IFQ).

2.1. MÉTHODOLOGIE DU LA-ICP-MS

Toutes les analyses chimiques sur les clastes lithiques et l'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz (IFQ) ont été faites par Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) au laboratoire LabMater de l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC). Le principe consiste à faire, sur un fragment de roche, une traverse sur laquelle les concentrations des divers éléments chimiques sont mesurées (figure 3.2.A à D). Une étude pétrographique de lames minces de 30 µm a préalablement permis la détermination de la nature pétrographique des différents fragments analysés (annexe 1). Ce paramètre pétrographique a principalement été le premier critère de sélection.

L'appareillage utilisé est un ICP-MS avec un laser de type Résolution M-50 Excimer (193nm) de Resonetics et un spectromètre de masse Agilent modèle 7700x. Il est équipé d'un microscope avec caméra relié au laser. Le protocole d'analyse nécessite des lames minces polies de 30 µm enfermées dans un caisson étanche sous une atmosphère d'hélium pur. Les paramètres du laser utilisés lors des analyses sont les suivants : un faisceau de 43 µm de diamètre, une vitesse de déplacement de 15 µm/s, une fréquence de 10 Hz et une puissance de 9 mJ/cm². Le temps d'analyse est de 90 secondes, incluant 30 secondes d'analyse du bruit de fond (*background*) et permettant un intervalle de 60 secondes pour l'acquisition des données par le laser. Les traverses (figure 3.2.A et B) sont

réalisées dans les parties présentant une minéralogie la plus homogène possible. Pour le traitement des données, les boîtes d'intégration ont été placées manuellement sur une partie représentative du signal (figure 3.2.C et D). Les figures 3.2.E et F montrent des exemples de spectres des terres rares obtenus après le traitement analytique.

2.2. VALIDATION DES DONNÉES ANALYTIQUES

Au cours des analyses, les étalons NIST 610 (GeoRem database, Décembre 2009), GSE et GSD (GeoRem database, Février 2011) ont été utilisés afin de contrôler la qualité des résultats obtenus. Chaque série d'analyses comprend 6 analyses d'étalons, soit trois au début et trois à la fin de la séquence analytique. L'étalon NIST 610 a servi à la calibration des teneurs calculées avec le programme IOLITE 2.13 (Savard, 2011) alors que les étalons GSE (24 analyses) et GSD (27 analyses) ont servi pour la vérification des résultats obtenus. Les concentrations en différents éléments des étalons utilisés (GSD, GSE, NIST 610 et PS1) sont présentées dans le tableau 3.1.

Les figures 3.3.A et B représentent les erreurs relatives (des différents éléments chimiques étudiés) mesurées sur les étalons GSD et GSE lors des analyses par rapport à leurs valeurs réelles (tableau 3.1). On constate que ces erreurs relatives varient d'un élément à un autre. La figure 3.3.A montre clairement un degré de confiance très élevé pour les résultats du GSD avec une erreur relative moyenne

comprise entre 0% et -7%. Celle du GSE varie entre -2% et -19% mais est essentiellement comprise entre -2% et -15% pour la plupart des éléments (figure 3.3.B).

Au cours des opérations de laboratoire, plusieurs sources peuvent introduire des erreurs dans les analyses obtenues. Parmi elles, les plus importantes sont : 1) l'appareillage et sa précision ; 2) la fluctuation brutale du réseau énergétique du laboratoire ; 3) la performance de l'appareillage au moment des analyses (usure passagère au cours d'une utilisation prolongée) ; et 4) la contamination de l'hélium par l'air dans le caisson pour des raisons d'étanchéité. Par conséquent, au vu des faibles erreurs relatives (pour les différents éléments chimiques) fournies par les échantillons de contrôle (GSD et GSE), les résultats obtenus sont jugés très acceptables. En plus, la validité des analyses est démontrée par la figure 3.4.A où les résultats au LA-ICP-MS sur l'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz (IFQ) sont comparables à ceux générés en roche totale. Cette comparaison montre clairement la capacité du LA-ICP-MS à fournir des spectres de terres rares représentatifs des compositions en roche totale.

2.3. RÉSULTATS

Les échantillons analysés au LA-ICP-MS sont répertoriés sur la figure 3.1. Chaque numéro mentionné pour un échantillon est en principe précédé par le numéro du sondage carotté auquel il appartient. Par exemple, les échantillons 23-

24 du WDC305 correspondent aux lames minces 305-23 et 305-24 ayant été utilisées pour les analyses.

Au total, 63 analyses ont été faites sur 25 lames minces et ont concerné des clastes de nature variée (schiste à séricite et/ou quartz dominant, wacke, rhyolite et PQF) et l'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz (IFQ). Les valeurs analytiques calculées sont reportées dans les tableaux 1 à 5 (annexe 2) et les ratios La_N/Yb_N dans le tableau 6 (annexe 2).

Les résultats obtenus ont été regroupés et traités selon la nature pétrographique des différents clastes analysés. Les figures 3.4.A à C et 3.5.A à C représentent les spectres des terres rares obtenus pour chaque type lithologique de fragment ou roche. La normalisation a été faite par rapport aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989).

L'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz (IFQ) présente les spectres les plus uniformes et les plus fractionnés (figure 3.4.A). On note un fort enrichissement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes se traduisant par un ratio moyen $La_N/Yb_N = 11,67$ (variable entre 6,32 et 13,51).

Les clastes de schiste à séricite et/ou quartz dominant ont été les fragments les plus analysés car étant les plus nombreux. Les spectres sont moins uniformes (figure 3.4.B) que ceux de l'intrusion felsique (IFQ). La variance est plus prononcée dans les terres rares légères que dans les terres rares lourdes et pourrait traduire la manifestation d'une petite mobilité. La différence entre deux analyses peut

dépasser un ordre de grandeur mais globalement, les spectres montrent la même tendance : ils sont plus ou moins plats avec un léger enrichissement en terres rares lourdes (La_N/Yb_N variant de 0,30 à 0,87; moyenne = 0,50). On note un pic régulier en Eu pour toutes les analyses.

Les clastes de wacke présentent des spectres plus ou moins plats avec un pic uniforme en Eu et un autre pic anomalique en Tm (figure 3.4.C). Leur ratio La_N/Yb_N varie de 0,51 à 0,90 avec une moyenne à 0,58 et se compare très bien à celui des schistes à séricite et/ou quartz dominant.

Les clastes à phénocristaux de quartz et de feldspath (PQF) montrent des spectres variables mais de même tendance. Ils sont pratiquement plats avec une variation en “dents de scie” (figure 3.5.A) s’expliquant par leurs valeurs analytiques proches des limites de détection. Le ratio La_N/Yb_N reste élevé (2,74 – 4,09 ; moyenne = 4,31).

Aussi, les clastes de rhyolite ont des spectres très variables (figure 3.5.B) mais qui restent globalement plats et légèrement enrichis en terres rares légères (La_N/Yb_N = 0,42 à 1,96 avec une moyenne à 1,11). La concentration des terres rares dans les phases accessoires lors de l’altération et du métamorphisme peut expliquer cette variabilité.

La figure 3.5.C permet de faire une comparaison des moyennes des spectres des différents clastes. L’intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz (IFQ) se distingue clairement des autres spectres par ses forts fractionnements et

enrichissements en terres rares légères. Celle-ci indique aucune similarité avec les clastes de PQF qui présentent un spectre en “dents de scie” mais globalement plat et proche des limites de détection, notamment des terres rares lourdes. Le spectre le plus plat est celui des clastes de rhyolite et ceci caractériserait leur affinité tholéitique (Gaboury et al., 2008). Les fragments de schiste à séricite et/ou quartz dominant et de wacke présentent des spectres plus ou moins plats.

3. GÉOCHIMIE SUR ROCHE TOTALE

Les analyses géochimiques sur roche totale ont été faites par le laboratoire ALS Chemex de Vancouver (Canada). Elles ont concerné les éléments majeurs, traces et terres rares. L'échantillonnage, sur les carottes de forage, a couvert tous les différents faciès lithologiques (figure 3.6) décrits au chapitre 2 à savoir les pélites, les wackes lithiques, les conglomérats polygéniques et l'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz (IFQ). Seuls les échantillons non affectés par l'altération météorique ont été ciblés. Parallèlement, deux échantillons du granite rose provenant du MRC12-517 (figure 2.1) ont été analysés pour des fins de comparaison. La répartition spatiale des échantillons analysés est illustrée sur la figure 3.6.

3.1. MÉTHODOLOGIE D'ANALYSE

La méthode analytique utilisée est le ICP-MS avec une décomposition préalable de l'échantillon par fusion au métaborate de lithium (www.alsglobal.com). Un échantillon préparé (0,200 g) est additionné à du métaborate de lithium (0,90 g), bien mélangé et fondu dans un fourneau à 1000°C. La fusion résultante est ensuite refroidie et dissoute dans une solution de 100 ml à 4% HNO₃ / 2% HCl. Cette solution est ensuite analysée par ICP-MS. Certains oxydes et sulfures de métaux de base ne peuvent être complètement décomposés par la fusion de borate de lithium ; par conséquent, les résultats pour Ag, Co, Cu, Mo, Ni, Pb et Zn ne sont pas quantitatifs.

3.2. RÉSULTATS

Les résultats des 36 échantillons analysés (en roche totale) sont présentés en annexe 3. On se rapportera à l'annexe 4 pour les minima, maxima, moyennes et ratios des éléments chimiques utilisés dans cette partie.

Les wackes lithiques se caractérisent par des teneurs en SiO₂ comprises entre 68,90% et 75,40% (moyenne = 72,70%), Al₂O₃ allant de 9,65% à 12,25% (moyenne = 11,32%), Fe₂O₃ variant de 1,24% à 4,31% (moyenne = 2,90%) et K₂O plus ou moins constantes (2,01% à 3,66% avec une moyenne = 2,88%). Par comparaison, les pélites présentent des teneurs plus faibles en SiO₂ (54,10%-

71,00% ; moyenne = 61,76%) et K_2O (1,06%-3,21% ; moyenne = 1,903%) et plus élevées en Al_2O_3 (12,25%-18,20% ; moyenne = 14,80%), Fe_2O_3 (5,18%-9,40% ; moyenne = 7,60%) et MgO (1,37%-3,52% ; moyenne = 2,37%) ; cependant, leurs teneurs en CaO sont similaires. Quant aux conglomérats polygéniques, leurs teneurs en éléments majeurs sont tantôt significativement différentes de celles des wackes lithiques et pélites (notamment en SiO_2 , MgO et CaO), tantôt similaires à celles des wackes lithiques (Al_2O_3 et K_2O), tantôt similaires à celles des pélites (Fe_2O_3). Ceci s'explique aisément par une probable mixité de la zone source de cette formation.

Les terres rares sont normalisées par rapport aux valeurs du PAAS (*Post Archean Australian Shale*) de Nance et Taylor (1976). Au sein de chaque faciès pétrographique, les analyses montrent des spectres de terres rares uniformes (figure 3.7.A à C) où la différence de magnitude ne dépasse guère un ordre de grandeur pour un même élément donné. Il existe donc une bonne homogénéité chimique dans chaque unité lithologique.

Les spectres des pélites ($n = 14$) exhibent un léger appauvrissement des terres rares légères ($La_N/Sm_N = 0,57-0,87$; moyenne = 0,69) par rapport aux terres rares lourdes ($Gd_N/Yb_N = 0,90-1,26$; moyenne = 1,09). Au niveau des terres rares lourdes, le spectre devient plus ou moins constant et plat (figure 3.7.A). Une anomalie faiblement positive en Eu (Eu^*/Eu varie de 0,74 à 1,36 ; moyenne = 1,03) est observée.

Les wackes lithiques ($n = 13$) ont des spectres relativement moins homogènes (figure 3.7.B) comparativement à ceux des pélites et conglomérats polygéniques (figure 3.7.C). On observe un net enrichissement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (figure 3.7.B) mais les ratios La_N/Sm_N et Gd_N/Yb_N sont dans la même fourchette de valeurs respectivement 0,96 à 2,03 (moyenne = 1,52) et 1,12 à 2,36 (moyenne = 1,67) (tableau 5, annexe 2). Aussi, on note la présence d'une faible anomalie positive en Eu, relativement plus élevée que celle des pélites ($Eu^*/Eu = 0,75$ à $2,70$; moyenne = 1,63). Celle-ci s'explique par la présence des plagioclases qui séquestrent facilement les ions Eu^{2+} en substitution des ions Ca^{2+} dans leur réseau cristallin (Gill, 2010).

Les conglomérats polygéniques ($n = 5$) présentent des spectres qui sont très similaires à ceux des pélites (figure 3.7.C). La faible anomalie positive en Eu est toujours présente avec un ratio Eu^*/Eu variant entre 1,21 et 1,66 avec une moyenne = 1,39.

Les terres rares de l'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz (IFQ) et du granite rose ont été normalisées par rapport aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989) (figure 3.8.A à C). Les deux faciès montrent des spectres similaires, fractionnés et enrichis en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (ratio moyen $La_N/Yb_N = 12,27$ et $5,48$ respectivement pour l'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz et le granite rose). Néanmoins, le granite rose présente une petite anomalie négative en Eu (figure

3.8.B). Enfin, une comparaison avec le granitoïde et l'intrusion felsique du secteur de Wona indique une forte similarité entre les différents profils de terres rares (figure 3.8.C).

En termes de classification, l'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz (IFQ) de Yaho est à la transition granite-adamellite alors que le granite rose occupe les champs de granite et granodiorite (figure 3.9.A). La composition géochimique du granitoïde de Wona est plus homogène avec une nature clairement granodioritique. Cependant, l'intrusion felsique à phénocristaux de quartz et de feldspath (PQF) de Wona couvre toute la gamme pétrographique (granite à tonalite/trondhjemite) du diagramme de discrimination de Harpum (1963) (figure 3.9.A). L'utilisation des éléments majeurs très susceptibles à l'altération hydrothermale et au métamorphisme, représente la faiblesse de cette classification. Aussi, il est à noter que le nombre d'analyses est relativement faible pour les deux faciès de Yaho (4 analyses au total).

4. DISCUSSION

La géochimie des roches sédimentaires clastiques est prouvée être un bon outil dans l'étude de la provenance, du contexte tectonique et des conditions paléoclimatiques des anciennes séquences sédimentaires (McLennan et al., 1993, Roddaz et al., 2007). Les terres rares, le thorium, les éléments à forte affinité lithophile (*HFSE*) ainsi que les ratios Th/Sc, Cr/Th et l'anomalie Eu (exprimée telle

que Eu/Eu^*) ont été utilisés pour déterminer la composition de la zone source des roches sédimentaires (Condie et Wronkiewicz, 1990).

La distribution linéaire (alignement vertical) des analyses de wackes lithiques par rapport à celles des pélites (figure 3.9.B) suggère que les premiers sont manifestement affectés par un processus de mobilité chimique. Le rapport constant $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ suggère l'absence de silicification alors que les variations du rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ nécessitent une mobilité du fer et/ou du potassium (figure 3.9.B). Les wackes lithiques ont donc été altérés par des fluides hydrothermaux plus riches en fer qu'en potassium. Les nombreux sulfures et magnétites (minéraux ferrugineux) et les micas blancs (minéraux potassiques), observés en lames minces, sont l'expression évidente de ces fluides ayant réagi avec la roche. L'altération partielle ou complète des plagioclases et la faible carbonatation observées dans certaines unités lithologiques traduisent une présence non négligeable de CO_2 dans ces fluides hydrothermaux. Le regroupement des analyses des pélites (figure 3.9.B) traduit le fait qu'elles soient très peu ou pas affectées par cette altération hydrothermale. Les roches sédimentaires du secteur de Wona correspondent à des wackes ($n = 5$) évoluant vers des Fe-shales ($n = 3$) et partagent plus les caractéristiques géochimiques des pélites de Yaho. Il faut tout de même noter qu'un tel diagramme de classification présente des limites car les éléments majeurs sont sujets à un phénomène de remobilisation lors du métamorphisme et/ou de l'altération hydrothermale.

Le rapport K_2O/Na_2O est plus ou moins constant pour les pélites et très variable pour les wackes lithiques (figure 3.10.A). Ceci exprime encore l'effet des fluides hydrothermaux dans les wackes lithiques et non dans les pélites. La variabilité des clastes peut être aussi la cause. Pour une interprétation fiable du diagramme, seules les analyses des pélites sont prises en compte. Ces dernières sont groupées à la limite des champs marge d'île-en-arc océanique - marge continentale active mais légèrement plus concentrées dans le premier. Les roches pélitiques de Yahoo se seraient mises en place dans un environnement volcanique. Cette interprétation corrèle bien avec la présence de volcanites mafiques dans le secteur (figure 2.1) et qui constitueraient la base lithostratigraphique régionale (Le Metour et al., 2003). Cependant, les investigations de terrain n'ont pas permis d'apporter des contributions pour le cadre stratigraphique qui reste globalement mal établi.

Le degré de différenciation des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes est, aussi, une mesure de la proportion des composantes felsiques comparées aux composantes mafiques de la source des sédiments (Asiedu et al., 2003). Les pélites et les conglomérats polygéniques ont des ratios La_N/Yb_N respectifs variables de 0,45 à 1,18 (moyenne = 0,74) et de 0,44 à 1,04 (moyenne = 0,76). Ces faibles valeurs suggèrent la dominance des roches mafiques sur les roches felsiques dans les zones de provenance. Par contre, les wackes lithiques proviendraient d'une région à dominance felsique au vu de son ratio La_N/Yb_N variant de 1,41 à 6,25 avec une moyenne de 3,43.

L'anomalie Eu est généralement considérée comme héritée de la source des sédiments (McLennan et al., 1993). Des petites anomalies Eu sont généralement reliées à une alimentation de détritits basique alors que les grandes se rapportent à une source granitique (Taylor et McLennan, 1985). Les wackes lithiques présentent des anomalies Eu positives et légèrement plus élevées (0,95 - 2,70 ; moyenne = 1,63) que celles des conglomérats polygéniques (1,21 - 1,66 ; moyenne = 1,39) et des pélites (0,74 - 1,36 ; moyenne = 1,03). La présence de feldspath en proportion relativement plus élevée dans les wackes lithiques explique aisément cette grande anomalie. Les valeurs obtenues sont dans la même fourchette (annexe 2, tableau 4) et ceci ne permet pas une interprétation tranchée.

Selon MacLean et Barrett (1993), les éléments chimiques dont l'immobilité est démontrée lors de l'altération hydrothermale et du métamorphisme, fournissent des identifications précises du type de roche volcanique précurseur et de l'affinité magmatique dans les terranes de roches vertes. Les intrusions de Yaho et de Wona présentent une affinité calco-alkaline exception faite d'une analyse (figure 3.10.B). Les analyses du granitoïde de Wona sont toutes concentrées à la limite inférieure du champ calco-alkalin. Sur la figure 3.11, les analyses des intrusions de Yaho et de Wona se distribuent uniformément dans le champ de granitoïdes d'arc volcanique. Ceci est en accord avec le contexte géodynamique des pélites (figure 3.10.A). Les dykes felsiques de type PQF montrent la même signature géochimique et le même contexte tectonique dans le gisement aurifère de Wona

(Augustin, 2011). Ainsi, les données géochimiques semblent indiquer une source magmatique commune pour les différentes intrusions présentes dans les secteurs de Yaho et de Wona.

Les figures 3.12.A et B représentent quelques éléments des pélites et des wackes lithiques normalisés par rapport aux valeurs moyennes de la croûte paléoprotérozoïque (*EPC*) de Condie (1993). Les éléments placés du côté gauche sont essentiellement enrichis dans les roches felsiques tandis que ceux du côté droit, le sont dans les roches mafiques. Les pélites montrent des concentrations plus élevées en Ti, Fe, Mg, V, Cr et Co que la croûte paléoprotérozoïque (figure 3.12.A) : ceci traduit clairement la présence de roches mafiques dans leur région source. Cependant, la paragenèse minérale des pélites (séricite - quartz – carbonate – plagioclase) reflète l'effet d'un métamorphisme de faible grade et est en contradiction avec cette source mafique pointée par les données de la géochimie. Un métamorphisme rétrograde transformant les minéraux mafiques en micas blancs en présence de fluides potassiques peut être évoqué pour justifier leur absence dans la roche. L'interprétation de la nature de la source des wackes lithiques est plutôt mitigée. Seuls Si, Th, La et Cr présentent des concentrations légèrement plus élevées que l'*EPC* (figure 3.12.B). On en conclut une source felsique mais avec probablement une contribution non négligeable de roches mafiques.

Les ratios Cr/Th et Th/Sc sont particulièrement sensibles à la composition des sources des sédiments (Taylor et McLennan (1985). Selon Cullers (2000), les sédiments fins dérivés de sources siliceuses ont des ratios Cr/Th compris entre 0 et 15 tandis que ceux d'origine basique présentent des ratios Cr/Th plus élevés allant de 22 à 500. Les sédiments de Yaho (tableau 5, annexe 2) montrent des ratios Cr/Th allant de 12,39 à 60,87 (moyenne = 37,85) pour les pélites, de 25,45 à 79,37 (moyenne = 42,59) pour les conglomérats polygéniques et de 2,68 à 12,20 (moyenne = 8,55) pour les wackes lithiques. Ces données indiquent clairement une source mafique pour les deux premières unités et une source felsique pour la troisième. Cependant, la forte altération potassique qui affecte visiblement les wackes lithiques pourrait avoir joué sur la balance chimique en les faisant migrer vers le pôle felsique.

L'étude pétrographique des sédiments clastiques, particulièrement des conglomérats, fournit des informations capitales sur la nature de leur région source. Dans les wackes lithiques, la présence des grains de quartz (70-100%) traduit une source à dominance felsique. En effet, l'abondance du quartz dans les grès se justifie par sa relative abondance dans les roches sources, couplée à sa résistance chimique à l'altération et mécanique à l'abrasion durant le transport (Boggs, 1992). De plus, la présence de plagioclase (5-20%) confirme cette source magmatique felsique car, selon le même auteur, ceux-ci proviennent rarement de sources sédimentaires, étant donné qu'ils ne supportent pas plusieurs cycles de remaniement. Cependant, les données géochimiques indiquent une contribution

non négligeable d'une source mafique qui devait se traduire par la présence de minéraux mafiques dans la matrice. Ce n'est pas le cas et cela peut être justifié par l'action de l'hydrothermalisme qui transforme la chlorite en séricite à la suite d'un ajout important de potassium. D'autre part, la forme sub-anguleuse à anguleuse des grains de quartz et la taille plus ou moins grossière des plagioclases sont un indicateur de transport sur une distance courte à moyenne.

Les fragments lithiques observés dans les conglomérats polygéniques indiquent clairement une source sédimentaire dominante (galets de schiste à séricite et/ou quartz dominant, de wacke, de quartzite et de pélite noire) et une source volcanique felsique (galets de rhyolite et de PQF). Cette dernière, de par la composition minéralogique et la texture de ses composantes lithologiques, pourrait aussi être à l'origine de la matrice des conglomérats qui est très comparable aux wackes lithiques (minéralogie et caractéristiques granulométriques communes). Malgré sa proximité, des fragments du granite rose n'ont pas été observés dans les conglomérats. Ceci est un argument indirect suggérant qu'il n'a pas contribué en tant que source à la formation du bassin.

Un environnement volcano-sédimentaire et plutonique est bien établi à Yaho. Les volcanites mafiques de la ceinture de Houndé présentent les caractéristiques géochimiques de basaltes de type MORB (Le Metour et al., 2003, Béland, 2009). Leur association spatiale avec les roches sédimentaires clastiques terrigènes (pélites, wackes lithiques et conglomérats polygéniques) pourrait traduire la

présence d'une marge marine deltaïque adjacente à une île-en-arc volcanique comme environnement de dépôt. À titre de comparaison, la ceinture de Goren se serait mise en place dans un environnement similaire (Hein et al., 2004).

Les deux méthodes d'investigation géochimique utilisées au cours de ce projet (analyses au LA-ICP-MS et sur roche totale) ont fourni des informations capitales pour la compréhension des formations géologiques du secteur de Yaho. Les faibles erreurs relatives des étalons de contrôle (figure 3.3.A et B) et l'uniformité observée pour les spectres des terres rares au sein de chaque faciès lithologique (figure 3.7.A à C, 3.8.A et B) témoignent que les résultats obtenus aux deux différentes échelles, se situent dans une bonne marge d'acceptabilité. Bien que les analyses au LA-ICP-MS soient, généralement, des valeurs semi-quantitatives, on se rend compte qu'elles sont comparables à celles sur roche totale (figure 3.4.A). L'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz (IFQ) a été utilisée pour valider ce paramètre. En effet, les résultats analytiques obtenus au LA-ICP-MS et en roche totale présentent des spectres de terres rares similaires démontrant ainsi qu'on arrive à répéter les mêmes valeurs analytiques dans les deux types d'analyses (figure 3.4.A). Un facteur de correction n'est pas nécessaire ou serait négligeable dans le cadre d'une comparaison entre les deux types d'analyses. La figure 3.13 montre une comparaison entre les spectres des terres rares des clastes de schiste à séricite et/ou quartz dominant, analysés au LA-ICP-MS et des pélites (essentiellement à séricite dominante) analysées sur roche totale. Il en résulte des spectres d'allures distinctes notamment au niveau des

terres rares légères où la différence dépasse largement un ordre de grandeur pour un même élément considéré. Leurs sources seraient probablement différentes.

5. CONCLUSION

Les analyses au LA-ICP-MS faites sur les différents clastes conglomératiques montrent des spectres de terres rares distincts entre l'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz (IFQ) et les clastes de PQF. Il n'existe donc pas une relation génétique entre eux et ceci conforte l'hypothèse d'une source externe pour les conglomérats.

Les pélites dérivent d'une source mafique et les wackes lithiques d'une source mixte mais à dominance felsique. Leurs paragenèses sont en désaccord avec la nature chimique de leurs sources et ceci s'explique par l'action de fluides riches en fer et potassium et/ou d'un métamorphisme rétrograde qui les affectent. Les clastes conglomératiques indiquent une source bimodale : sédimentaire et volcanique felsique. L'environnement géologique défini est volcano-sédimentaire et plutonique du fait de l'association spatiale entre les sédiments terrigènes, les volcanites mafiques et les roches intrusives dans le secteur étudié.

Les données géochimiques s'accordent sur un cadre tectonique d'île-en-arc volcanique des pélites et des intrusions de Yaho. Ceci témoigne de l'existence d'une zone de subduction dans la ceinture de Houndé. Ces résultats suggèrent un

environnement de supra-subduction pour la formation des roches volcano-sédimentaires du secteur de Yaho et sont en accord avec les travaux régionaux de Baratoux et al. (2011). La série sédimentaire porteuse des minéralisations aurifères à Yaho, fait donc partie intégrante de la séquence stratigraphique du Birimien.

Enfin, au delà de leur diversité pétrographique, les intrusions des secteurs de Yaho et de Wona partagent des caractéristiques géochimiques communes, suggérant ainsi une source magmatique commune. L'environnement géologique proximal des gisements aurifères de Wona et de Yaho est caractérisé par la présence d'intrusions granitiques et de dykes felsiques qui pourraient avoir contribué à la mise en place des différentes minéralisations. Des études plus détaillées sur ces derniers pourront contribuer à élucider le débat.

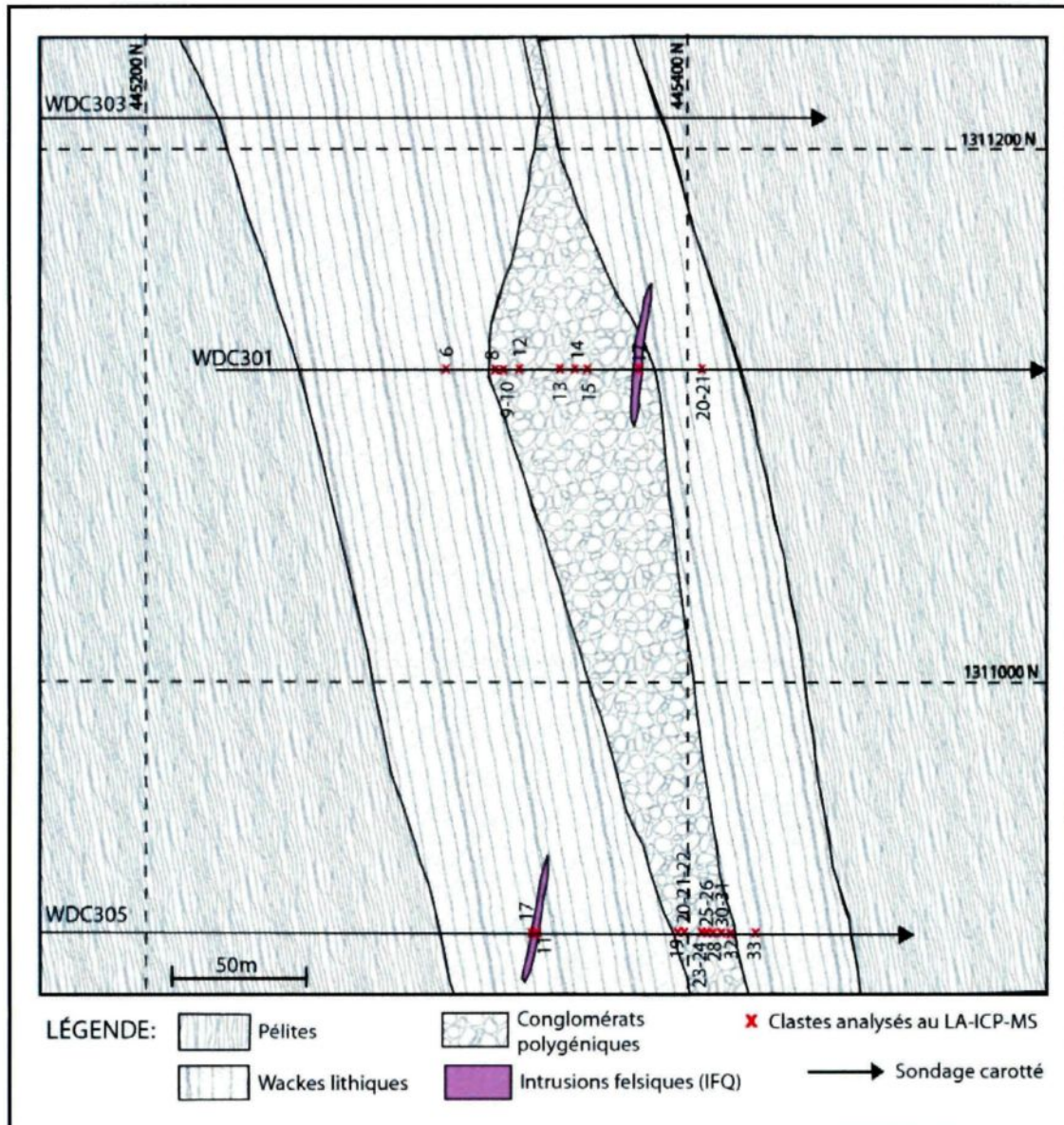


Figure 3.1. Localisation spatiale des échantillons de clastes lithiques analysés au LA-ICP-MS sur la projection verticale des forages carottés (azimut = 90°, inclinaison = 50°).

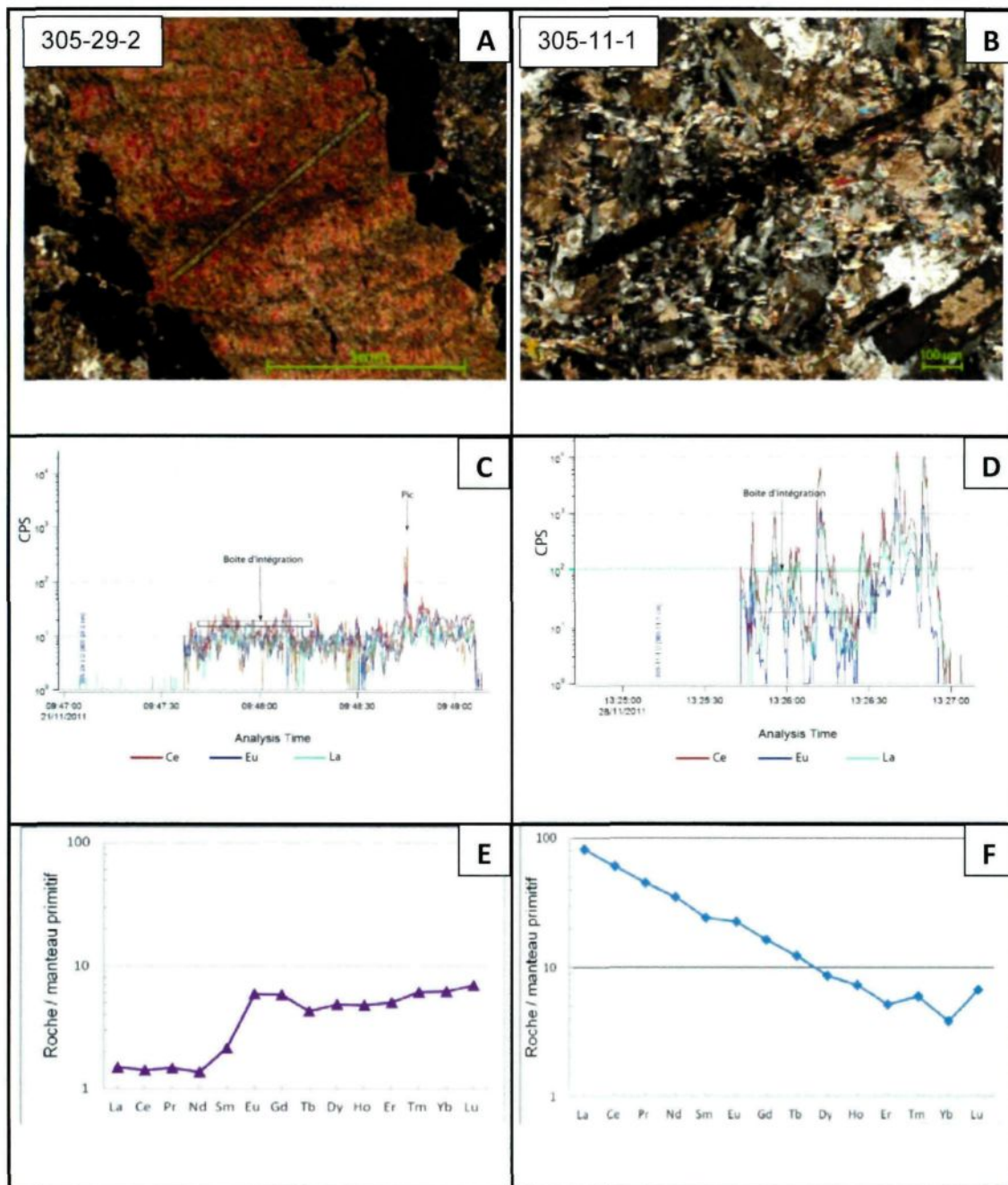


Figure 3.2. **A** et **B** : lignes de laser sur un claste de schiste à séricite (305-29-2) et une intrusion felsique (IFQ) (305-11) respectivement. **C** et **D** : Signaux respectifs des figures A et B, obtenus pour quelques éléments tels La, Ce et Eu avec les boîtes d'intégration. **E** et **F** : Spectres des concentrations calculées et normalisées, respectifs des figures C et D.

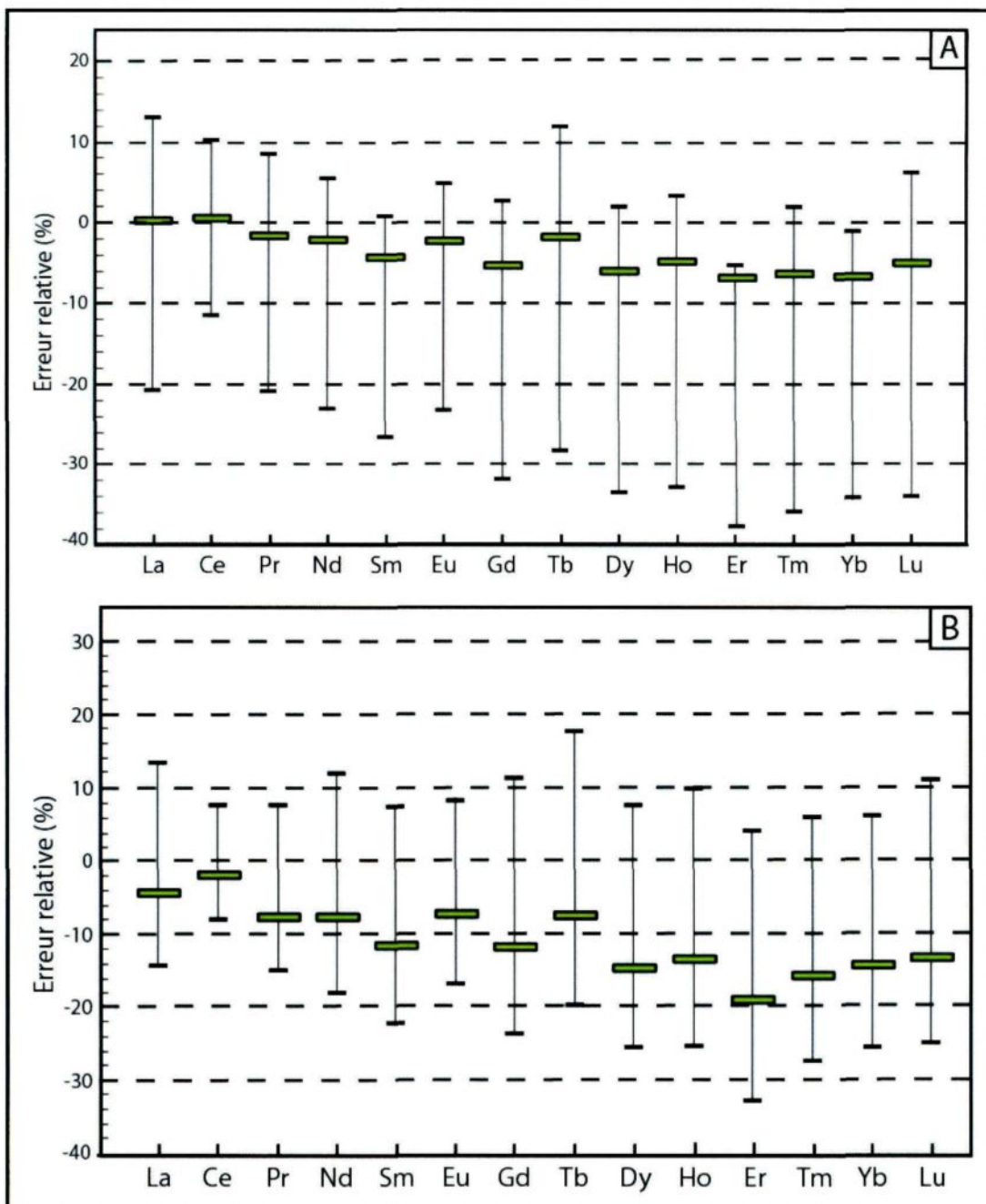


Figure 3.3. A : Erreurs relatives des GSD mesurées par rapport aux valeurs « étalons ». **B :** Erreurs relatives des GSE mesurées par rapport aux valeurs « étalons ». Les boîtes vertes correspondent à la moyenne et les lignes verticales aux valeurs minimales et maximales.

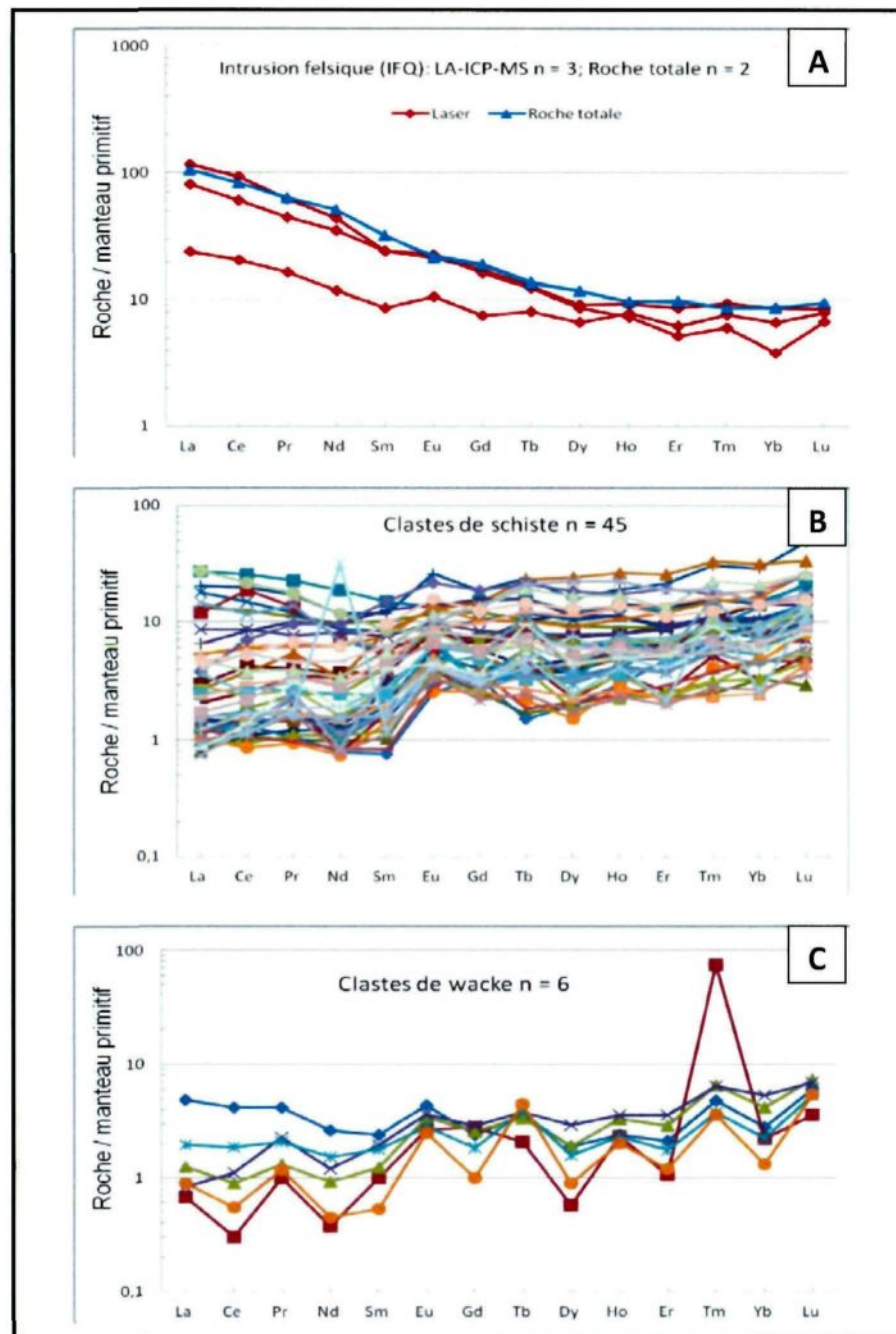


Figure 3.4. Spectres des terres rares normalisées par rapport aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989). **A** : Intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et quartz (IFQ). **B** : Clastes de schiste à séricite et/ou quartz dominant. **C** : Clastes de wacke.

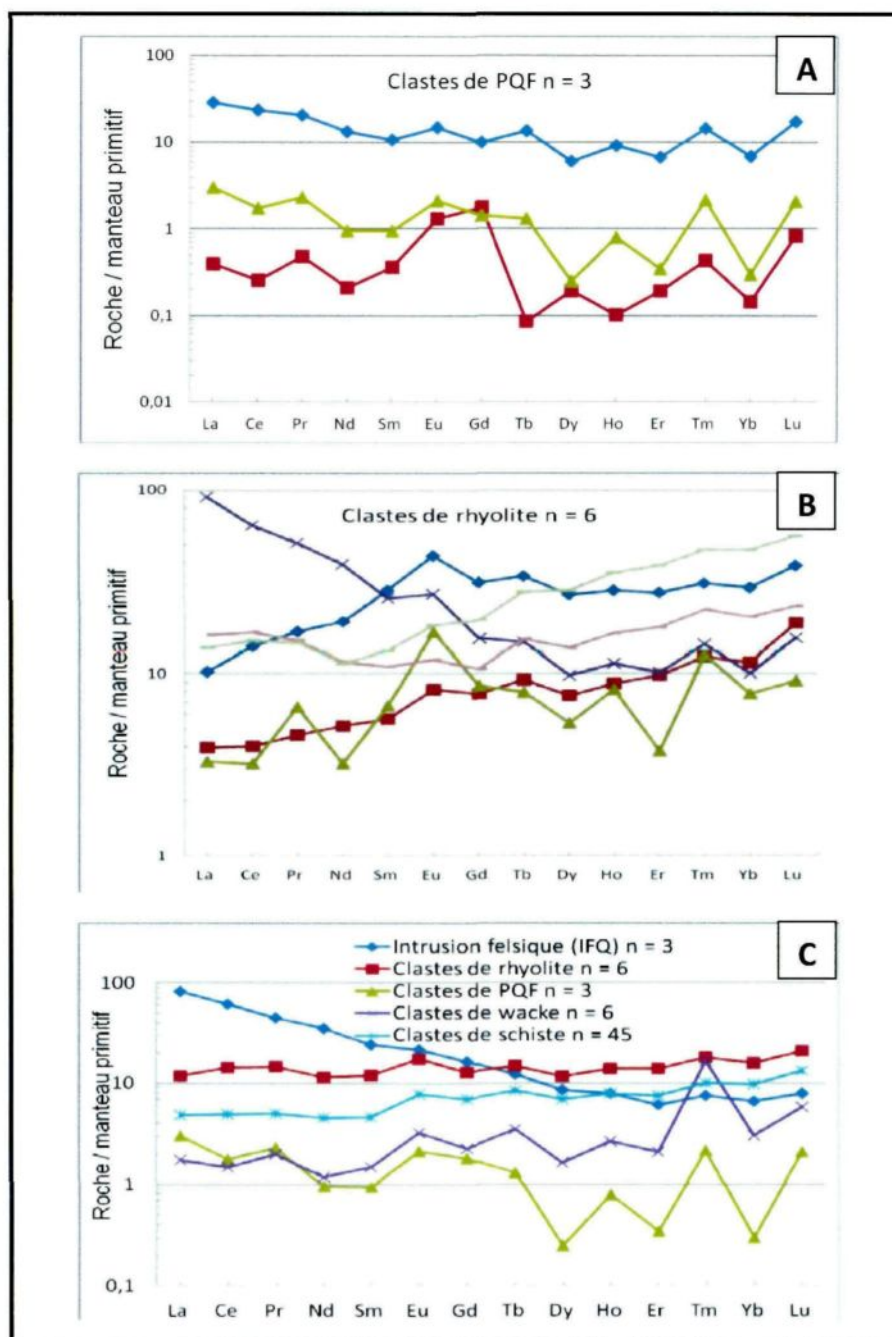


Figure 3.5. Spectres des terres rares normalisées par rapport aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989). **A** : Clastes de PQF. **B** : Clastes de rhyolite. **C** : Spectres comparatifs des moyennes des différents types de clastes et de l'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz (IFQ).

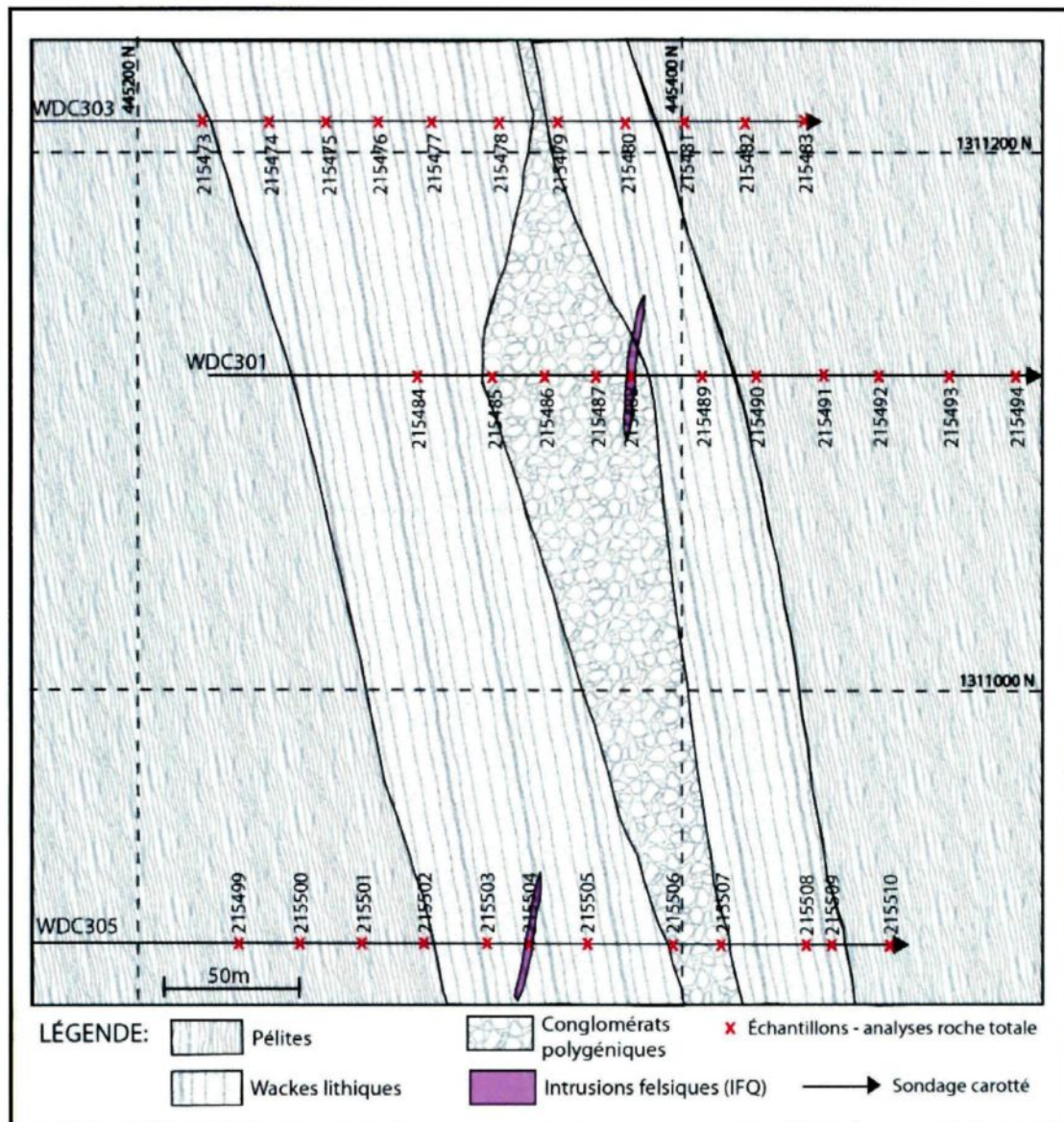


Figure 3.6. Localisation spatiale des échantillons analysés en roche totale sur la projection verticale des forages carottés (azimut = 90°, inclinaison = 50°).

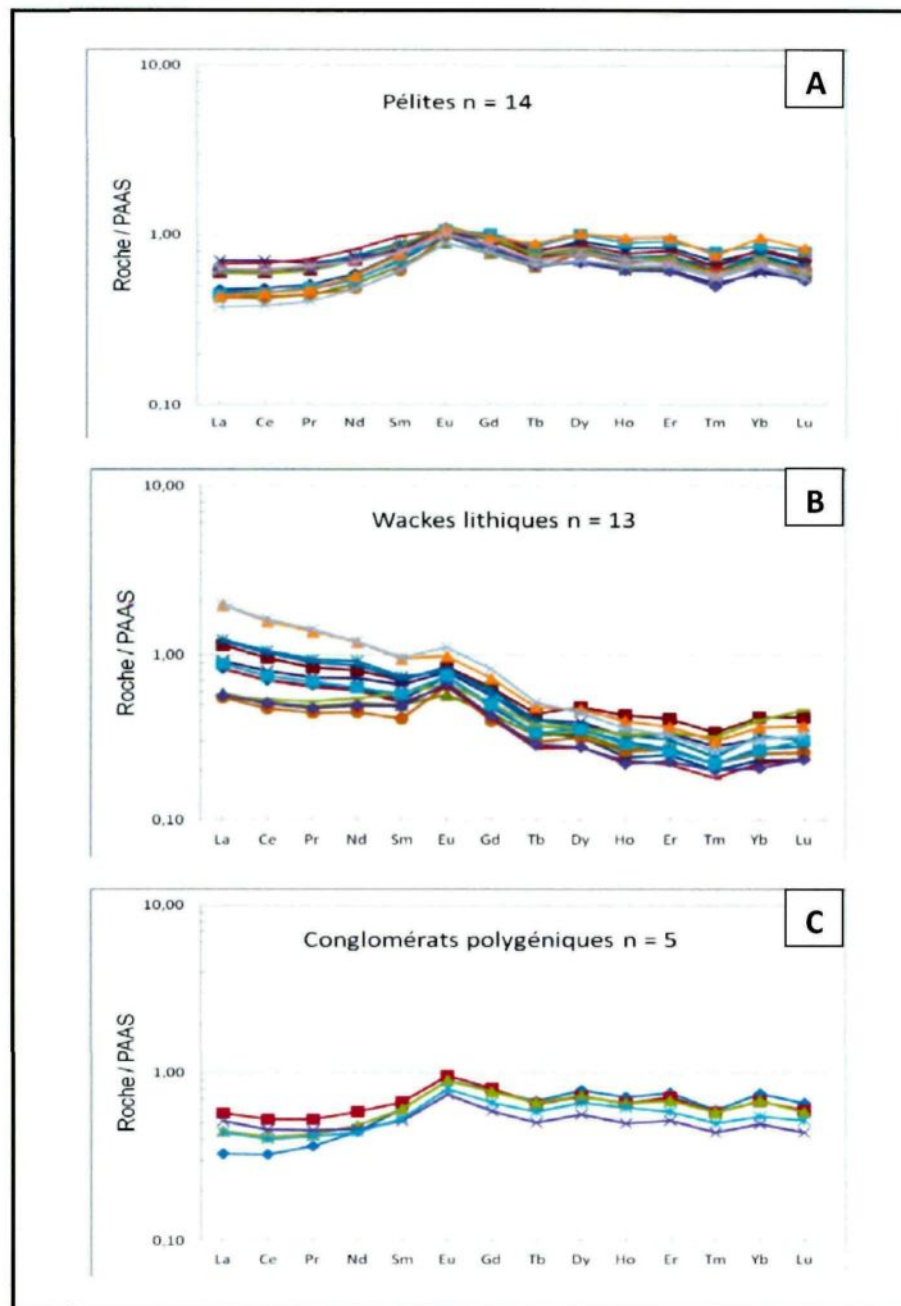


Figure 3.7. Spectres des terres rares normalisées par rapport aux valeurs du PAAS (Nance et Taylor, 1976). **A:** Spectres des pélites. **B:** Spectres des wackes lithiques. **C:** Spectres des conglomérats polygéniques.

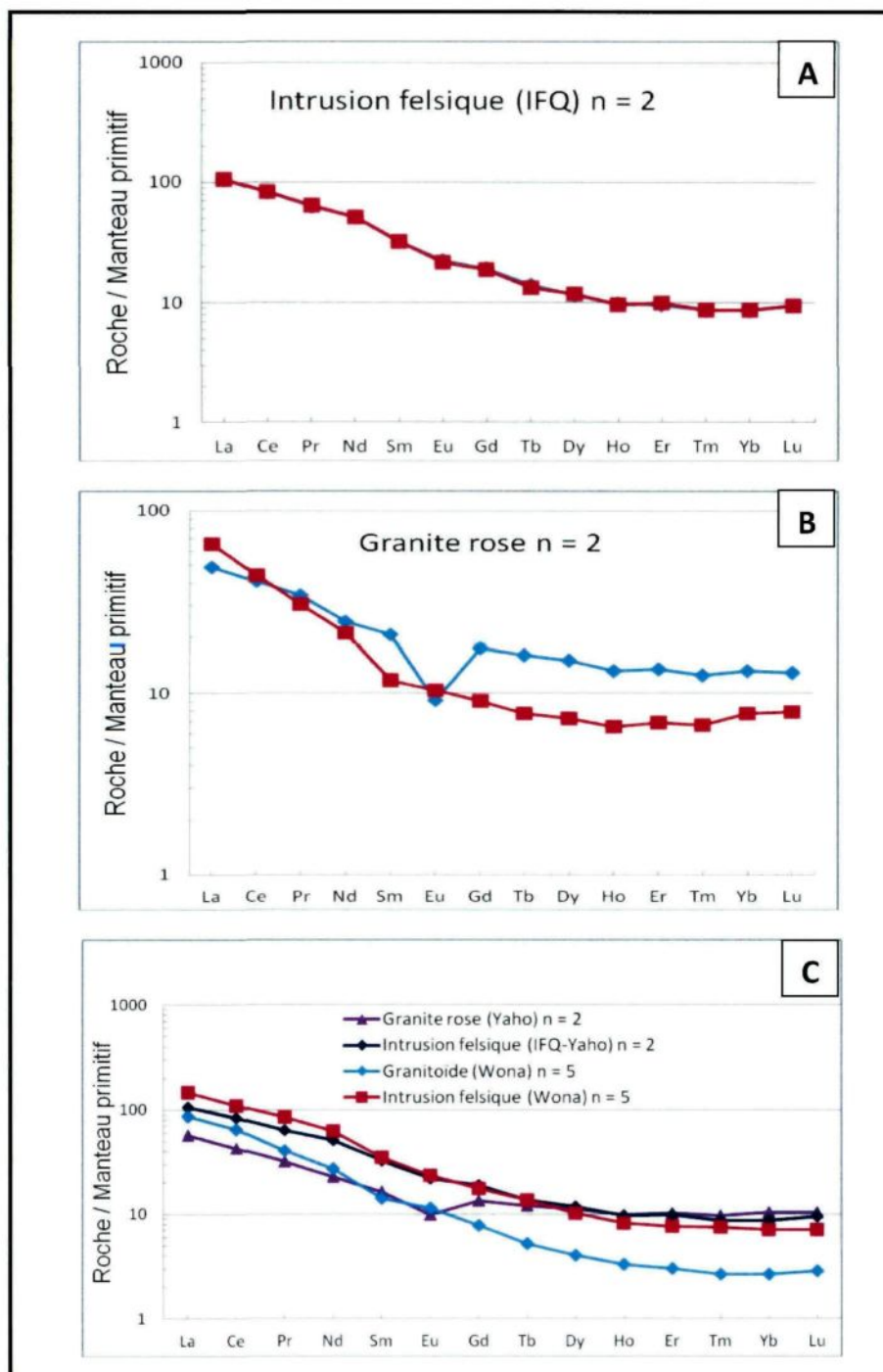


Figure 3.8. Spectres des terres rares normalisées par rapport aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989). **A** : Intrusion felsique (IFQ). **B** : Granite rose. **C** : Comparaison des spectres des intrusions des secteurs Yaho et Wona.

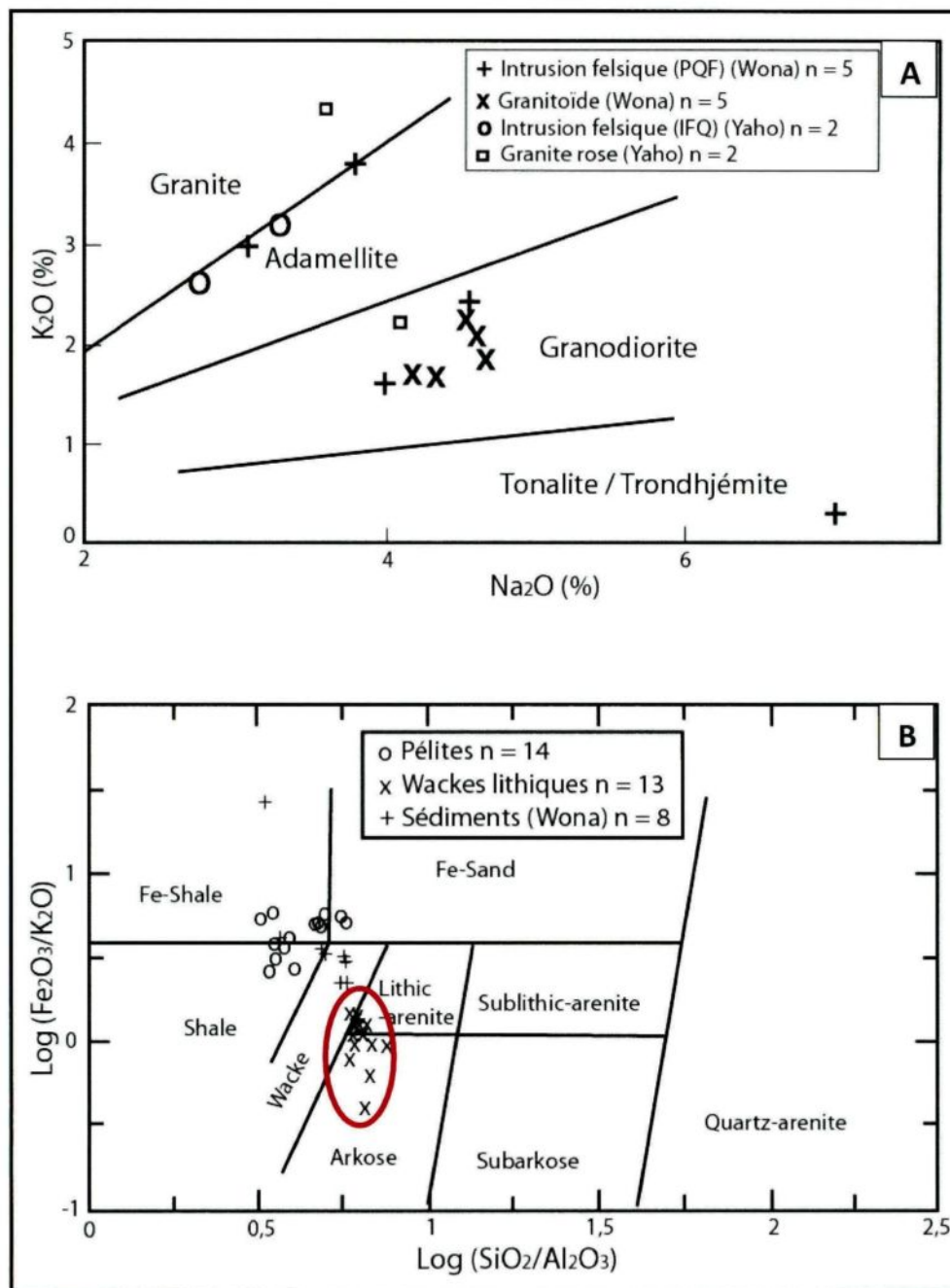


Figure 3.9. A : Diagramme de classification des roches intrusives de Yaho en comparaison avec celles de Wona (modifiée de Harpum, 1963). **B :** Diagramme de classification des sédiments clastiques des secteurs Yaho et Wona (modifiée de Herron, 1988).

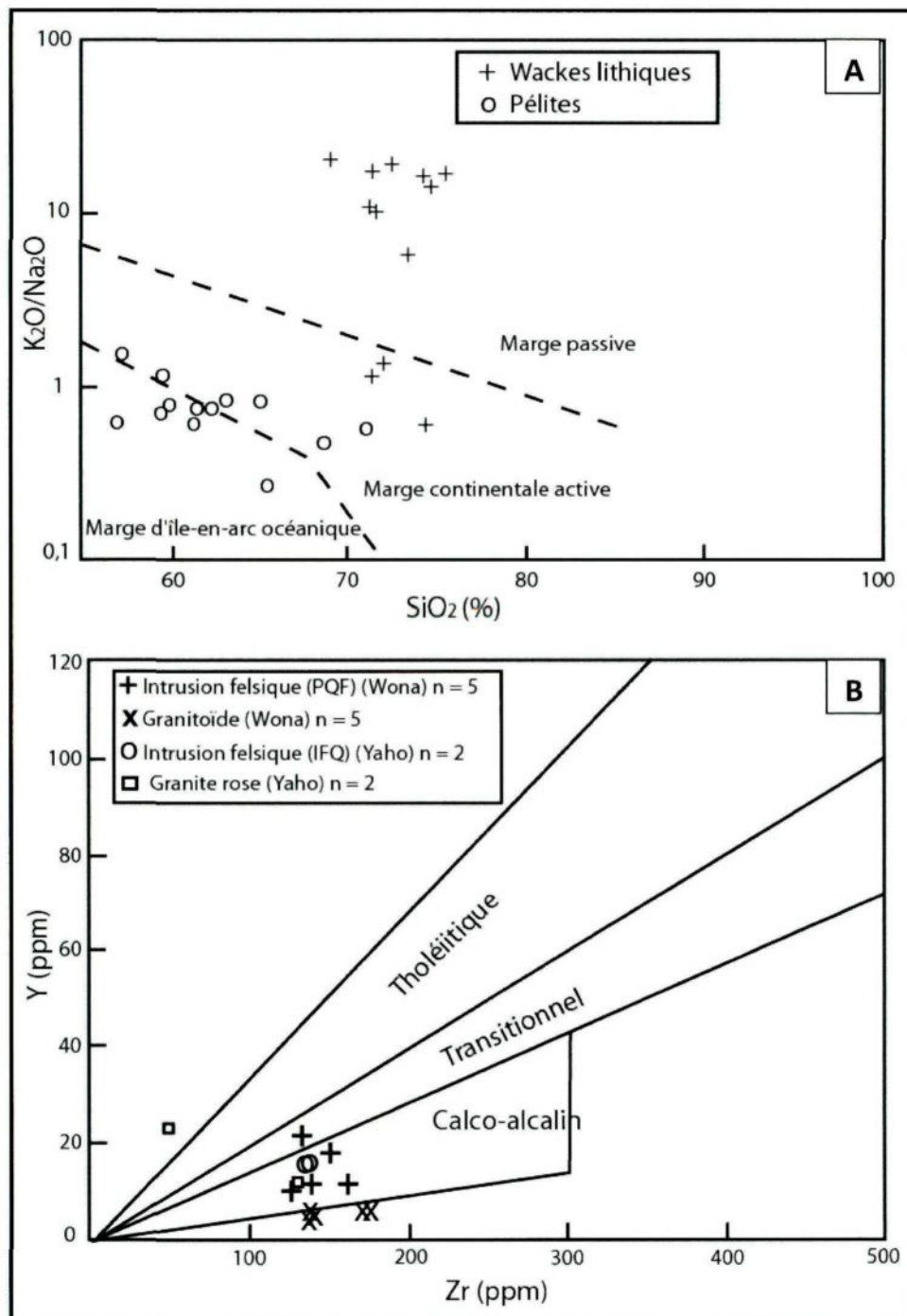


Figure 3.10. A : Diagramme de discrimination du contexte tectonique des pélites et wackes lithiques de Yaho (modifiée de Roser et Korsch, 1986). **B :** Diagramme d'affinité magmatique des différentes intrusions des secteurs Yaho et Wona (modifiée de MacLean et Barrett, 1993).

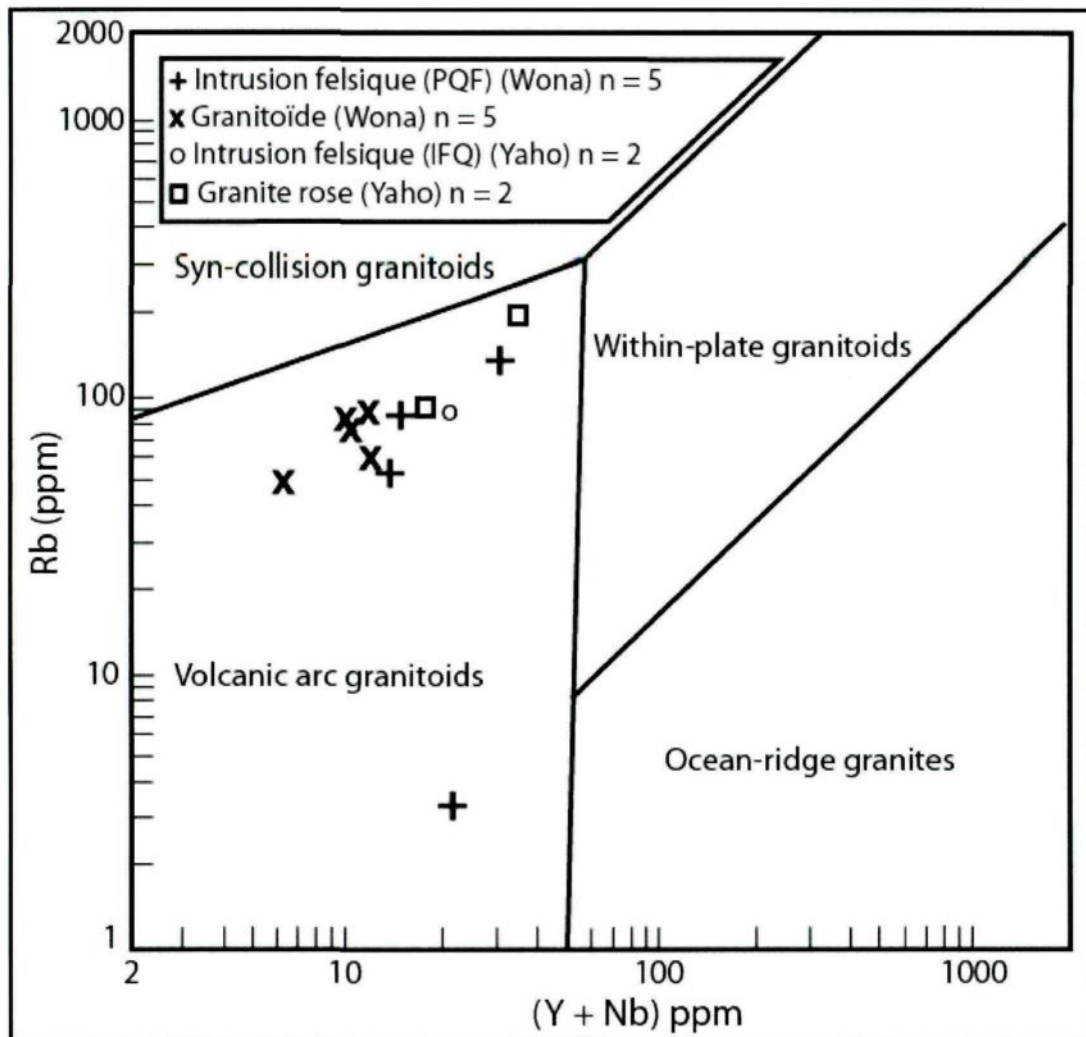


Figure 3.11. Diagramme de discrimination du cadre tectonique de mise en place des intrusions des secteurs Yaho et Wona (modifiée de Pearce et al., 1984).

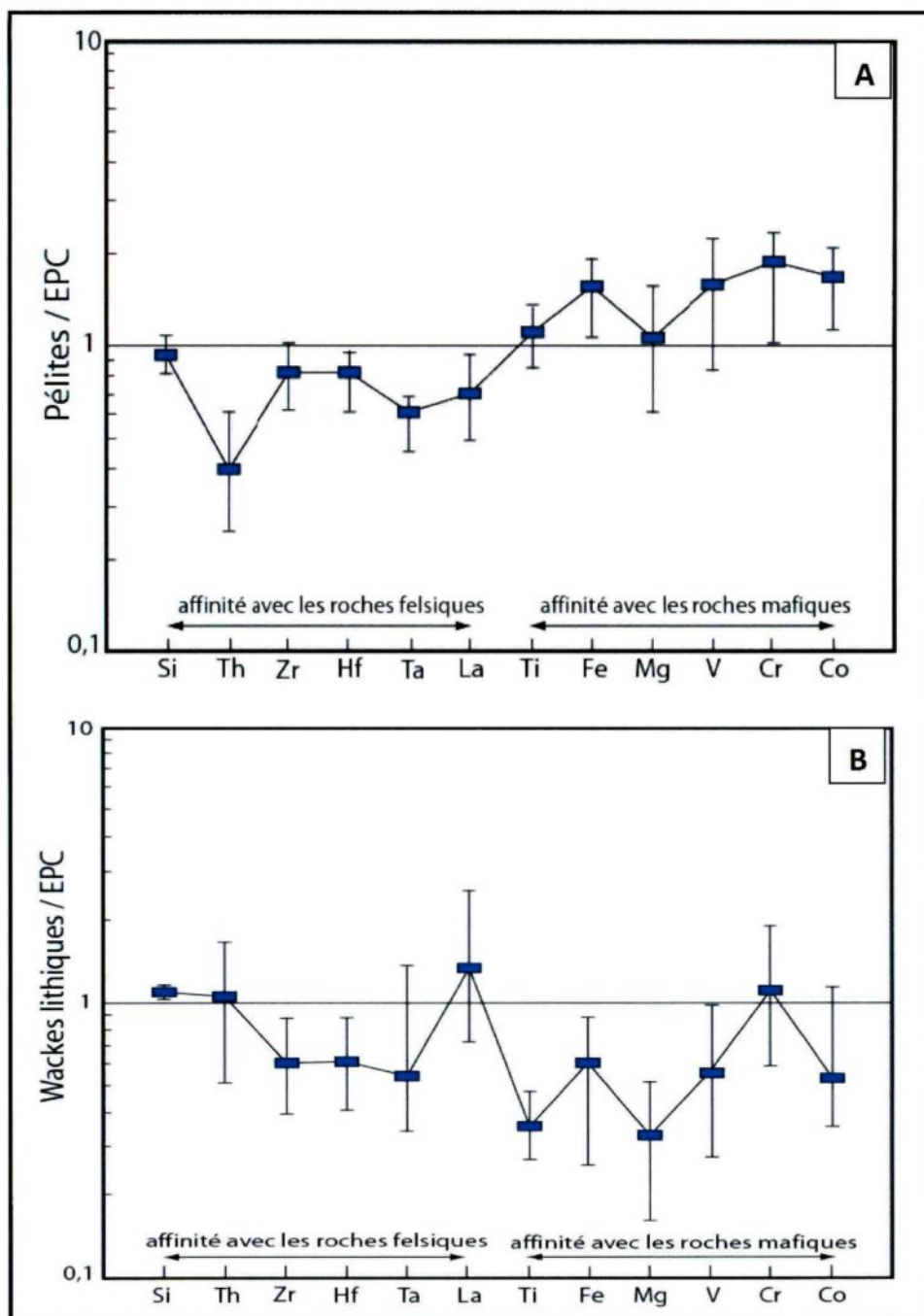


Figure 3.12. Si, Th, Zr, Hf, Ta, La, Ti, Fe, Mg, V, Cr et Co normalisés par rapport aux valeurs de EPC (Croûte Paléoproterozoïque) de Condie (1993). **A** : Diagramme des pélites. **B** : Diagramme des wackes lithiques.

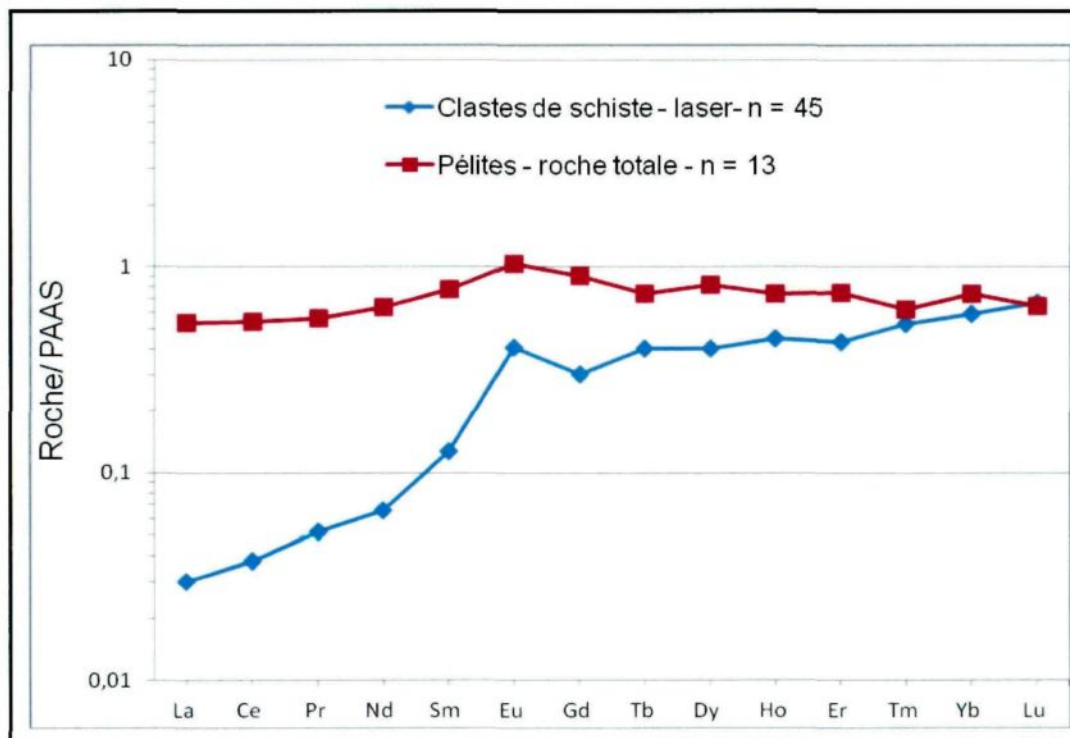


Figure 3.13. Spectres comparatifs des terres rares des pélites (analyses en roche totale) et des clastes de schistes (analyses au LA-ICP-MS).

Tableau 3.1. Teneurs (ppm) des éléments des différents standards et leurs incertitudes

GSD			GSE		NIST 610		PS1		
	Valeur	Erreur	Valeur	Erreur	Valeur	Erreur		Valeur	Erreur
Ag	23	3	200	20	239	38	Ag	67	-
Al	70921,5	1587,8	68804	2117	10797	-	As	65	-
As	27	8	260	90	317	24	Au	47	-
Au	4		7		23	8	Bi	66	0,9
Bi	35	4	320	30	358	98	Co	67	-
Ce	41,4	0,4	414	4	448	34	Cr	37	-
Co	40	2	380	20	405	46	Cu	134000	-
Cr	42	3	400	80	405	64	Ga	50	-
Cu	42	2	380	40	430	48	Ge	50	-
Dy	51,2	0,5	524	6	427	36	Hg	57	-
Er	40,1	0,4	595	6	426	48	Mn	260	-
Eu	41	2	410	20	461	104	Mo	61	-
Ga	54	7	490	70	438	22	Ni	180	0,004
Gd	50,7	0,5	514	6	444	42	Pb	80	0,94
Ge	32	8	320	80	426	20	Sb	55	-
Ho	49	2	501	8	449	50	Se	53	-
La	39,1	0,4	392	4	457	144	Sn	55	-
Lu	51,5	0,5	518	6	435	62	Te	21,1	0,56
Mg	21709	241,2	21106	181	465	54	Zn	207383	-
Mn	220	20	590	20	485	10			
Mo	39	3	390	30	410	58			
Nd	44,7	0,5	453	5	431	76			
Ni	58	4	440	30	458,7	4			
Pb	50	2	378	12	426	1			
Pr	45	1	460	10	430	60			
Sb	43	7	450	110	369	56			
Se	2	1	20	16	109	4			
Sm	47,8	0,5	488	5	451	42			
Sn	29	6	280	50	396	36			
Tb	47	2	480	20	443	44			
Ti	7431,7	359,6	450	42	434	30			
Tm	49	2	500	20	420	38			
V	44	2	440	20	442	86			
Yb	50,9	0,5	520	5	445	26			
Zn	54	2	460	10	456	38			

CHAPITRE 4

ANALYSE STRUCTURALE

1. INTRODUCTION

D'une manière générale, les différentes unités lithologiques à Yaho sont affectées par une intense déformation, un métamorphisme de faible grade et une altération hydrothermale qui est la source probable de la minéralisation aurifère. La rareté d'affleurements dans la zone d'étude a été un facteur limitant pour les observations de terrain, notamment la collecte des mesures structurales et la définition d'un cadre stratigraphique. Cependant, les quelques affleurements cartographiés présentent des structures reconnaissables malgré la forte altération supergène qui les affecte. Le caractère sédimentaire des roches s'exprime par la présence d'un litage primaire observable en carottes de forage et en affleurement en dépit de la déformation.

Ce chapitre passe en revue toutes les fabriques primaires et secondaires observées aussi bien en affleurements qu'en carottes de forage et lames minces. Une analyse structurale a permis l'interprétation des structures observées. Enfin,

un modèle d'évolution lithostructurale du secteur est proposé en accord avec les différentes observations et interprétations.

2. DESCRIPTION DES DIFFÉRENTS ÉLÉMENTS STRUCTURAUX

2.1. LE LITAGE S_0

Sur la bordure ouest du gisement de Yaho, un affleurement de taille réduite (environ 12 m sur 5 m) a été cartographié au flanc d'une butte de latérite (figure 2.1, affleurement 2). Bien qu'affecté par l'altération supergène poussée, le litage (S_0) est reconnaissable et se traduit par une alternance de pélites (unité fine, fortement saprolitisée) et d'unités gréseuses avec des grains fins à moyens (wackes).

En carottes de forage, le litage S_0 est mieux exprimé dans les pélites. Il est caractérisé par une alternance de lamines de séricite (figure 2.16.B, C et D) et de carbonate (figure 2.17.A) ou par des lits de wackes (figure 4.1.A). Des veinules à quartz-carbonate ou à carbonate s'injectent suivant le litage ou peuvent le recouper. Dans les wackes lithiques, on observe localement des lamines à granulométrie plus fine (pélites) soulignant le litage primaire S_0 (figure 2.6.A et B). Les observations macroscopiques et microscopiques montrent clairement une parallélisation ou sub-parallélisation entre le litage S_0 et la schistosité principale S_p développée dans les unités sédimentaires (figure 2.16.B et E, 2.17.B). Cette

relation structurale est bien connue dans le Birimien (Le Metour et al., 2003) et traduit un fort taux de raccourcissement.

2.2. LA SCHISTOSITÉ PRINCIPALE Sp

C'est la fabrique planaire la plus développée et la plus commune à Yaho. Elle est présente dans toutes les unités lithologiques observées en carottes de forage et en affleurements (figure 4.1.B), exception faite de l'intrusion felsique rose à phénocristaux de feldspath et de quartz (IFQ). La figure 4.2 montre les projections stéréographiques des quelques éléments structuraux levés sur les deux affleurements repérés dans le secteur d'étude (figure 2.1). Les données de terrain sont consignées dans le tableau 4.1. Dépendamment de la nature de la roche, elle s'exprime soit sous forme d'une schistosité de flux (figure 4.1.B), soit sous forme d'une schistosité plus discrète ou fruste dans les wackes lithiques (figure 4.3.A). Sa direction principale est N330-350 avec un pendage sub-vertical vers le SW ou vertical. L'expression plus prononcée de la schistosité principale indique que l'ensemble pélites – wackes lithiques – conglomérats polygéniques est contenu dans un corridor de déformation intense marquée par une déformation non coaxiale dominante (zone de cisaillement). Sur le terrain, les limites de ce couloir de cisaillement n'ont pas été observées mais l'absence de déformation majeure dans les débris des sondages de type RC laisse supposer que les volcanites mafiques constituent sa limite ouest (figure 2.1). Du côté est, la limite du couloir va

probablement au-delà du secteur d'étude car les carottes de sondage montrent toujours des pélites intensément déformées.

En lames minces, la schistosité principale est soulignée par les minéraux phylliteux notamment les micas blancs qui s'organisent en paillettes orientées (figure 2.4.B). La parallélisation ou sub-parallélisation entre la schistosité principale S_p et le litage S_0 (figure 2.16.E et 2.17.B) exprime probablement une relation de flanc de pli majeur. Celle-ci est interprétée comme la résultante d'une phase de déformation compressive qui plisse et raccourcit les formations géologiques.

2.3. LE CLIVAGE DE CRÉNULATION S_{p+1}

Une crénulation affecte régulièrement la schistosité principale S_p (figure 4.3.B et 4.4.A) et se traduit par le développement de microplis en chevrons ou des kinks (figure 4.4.B) (axe moyen de micropli N60/76SW). Communément, elle s'accompagne d'un clivage de crénulation S_{p+1} de direction moyenne N268/71 (figure 4.2) qui se développe aux charnières de ces derniers (figure 4.3.B, 4.4.A et B). Ces fabriques peuvent être reliées à un événement compressif compatible avec un raccourcissement de direction N-S ou NNE-SSW. Des veinules de calcite observées suivant ces plans de clivage (figure 2.16.B) témoignent de la venue de fluides tardifs enrichis en CO_2 pendant ou après les dernières phases de déformation.

2.4. AUTRES STRUCTURES

Dans les wackes lithiques et les conglomérats polygéniques, on observe un allongement des différents clastes lithiques dans le plan de la schistosité principale S_p (figure 2.7.B et 4.3.A).

Sur l’affleurement 1 (figure 2.1), certains galets montrent aussi bien un allongement horizontal (N145 à 160) suivant la schistosité principale S_p (figure 4.3.A) qu’un allongement vertical (figure 4.5.A). Ceci confère, à certains, des formes en galettes. Toutefois, quelques galets exhibent des formes sigmoïdes observables dans le plan XZ ou de sub-surface. Ces indicateurs de cisaillement sont compatibles avec un sens de déplacement senestre (figure 4.5.B et C) mais leur nombre relativement faible est un facteur limitant pour confirmer cette interprétation.

En lames minces, les indicateurs de cisaillement se présentent comme des clastes de type sigma avec des queues de recristallisation (figure 4.3.B et 4.5.D). Cependant, un sens de déplacement ne peut être donné du fait que celles-ci ne soient pas orientées.

3. SYNTHÈSE

L'histoire structurale de Yaho commence par un évènement compressif E-W qui raccourcit les unités lithologiques par plissement. Cette interprétation est basée sur la disposition spatiale des unités lithologiques (figure 4.6), la forme en galette des clastes lithiques et la sub-parallélisation et/ou faible relation angulaire entre la S_0 et la S_p dans des zones interprétées comme étant des flancs d'un pli synclinal (figure 4.6). Cette déformation plicative serait à l'origine d'un redressement des couches (S_0 sub-vertical) et probablement du développement d'une première schistosité.

Par la suite, un mouvement décrochant senestre compatible avec un raccourcissement NW-SE sur une structuration à N342 imprime les roches. Celui-ci accentue la déformation dans les zones favorables, réactivant ainsi les plans de la schistosité initiale qui devient la schistosité principale (S_p) et remodelant ainsi certains clastes en sigmoïdes. Les éléments structuraux du corps minéralisé suggèrent que la déformation cisailante a joué le rôle d'une zone de haute perméabilité qui a canalisé l'essentiel des fluides hydrothermaux aurifères.

Enfin, une troisième déformation de raccourcissement orientée N-S vient sceller le système. Elle est responsable de la crénulation qui affecte la schistosité principale S_p et de la mise en place du clivage de crénulation S_{p+1} (plan moyen = 268/71). Un modèle de l'évolution structurale prenant en compte les trois évènements de déformation est proposé sur la figure 4.7.

4. DISCUSSION

La figure 4.6 représente la coupe géologique de la section A-B (ouest-est) de la figure 2.1. Elle montre la disposition spatiale des différentes formations lithologiques et de la minéralisation aurifère. Yaho constituerait un synclinal. Cette hypothèse se base principalement sur la répétitivité des pélites de part et d'autre de l'ensemble lithologique wackes lithiques - conglomérats polygéniques encaissant le gisement aurifère et la position basale qu'occupent les volcanites mafiques dans le cadre stratigraphique (figure 4.6). Un anticlinal produirait les mêmes relations géométriques. En effet, en absence de sommets, l'un ou l'autre est possible. Néanmoins, le synclinal est préféré sur la base de la cohérence de la séquence stratigraphique (les roches mafiques sont supposées plus vieilles que les roches sédimentaires ; Le Metour et al., 2003).

Le gisement aurifère de Wona est contrôlé par un couloir de déformation mylonitique de plus de 200 m de largeur. Ce dernier est orienté NE-SW et affecte des volcanoclastites mafiques, des shales et des unités grésopélitiques (Augustin, 2011). Cette zone de cisaillement est limitée à l'ouest par une intrusion de nature granodioritique. Deux mouvements décrochants successifs, respectivement dextre et senestre ont été mis en évidence (Augustin, 2011). La déformation ductile est caractérisée par une schistosité de flux N045. Une linéation d'étirement à N025/NE et des clivages en compression à N085 ont été également cartographiés dans la

fosse de Wona. Selon l'interprétation structurale à l'échelle de la propriété, la zone Yaho constituerait la continuité du couloir de cisaillement sur lequel est localisé le gisement aurifère de Wona (figure 1.6). La forme curviplanaire du couloir peut être rattachée au troisième évènement compressif N-S. Le changement de direction de la schistosité principale S_p , orientée NE-SW à Wona et NNW-SSE à Yaho, s'explique par la forme curviplanaire de cette zone de cisaillement (Gaboury, 2011).

Les études récentes sur les ceintures de roches vertes de l'ouest du Burkina Faso mettent en évidence trois phases majeures de déformation (Baratoux et al., 2011). La première déformation D1 s'est déroulée sous une compression orientée E-W à WNW et se caractérise par un plissement intense. Un raccourcissement latéral des îles d'arc volcaniques et un apport concomitant de magma épaississent la croûte. La deuxième déformation D2 évolue sous un régime de transpression à dominance de déformation non coaxiale contrairement à celui de la D1 qui était une compression à dominance coaxiale. Elle surimprime le grain structural de la région et est caractérisée par des zones de cisaillement décrochant N à NE développées au sein des ceintures (Castaing et al., 2003). La dernière déformation D3 est tardi-éburnéenne ou peut être d'âge panafricain. Elle est caractérisée par des failles-chevauchements mineurs à faible pendage vers le N ou S ou un clivage de crénulation espacé de direction E-W à fort pendage et des plis kinkés. Ces structures apparaissent essentiellement dans les lithologies fortement anisotropes

(Gaboury, 2011). À Yaho, le redressement des couches géologiques peut être relié à une phase de compression alors que la déformation non coaxiale s'exprime par la présence d'un mouvement de décrochement senestre. Ainsi, la schistosité principale S_p et le cisaillement senestre, tous de même direction NNW, sont interprétés comme l'empreinte conjuguée des phases D1 et D2 mises en évidence par Baratoux et al. (2011). La D3 compressive de direction N-S des mêmes auteurs est à l'origine de la crénulation de la schistosité principale S_p et des clivages de crénulation (N240-270) observés.

5. CONCLUSION

La schistosité principale, orientée NNW, est la structure la mieux exprimée dans les formations lithologiques à Yaho. Elle est reprise par une crénulation générant des plis en chevrons ou kinks puis recoupée par un clivage de crénulation orienté à peu près est-ouest. Les clastes lithiques montrent un allongement aussi bien horizontal que vertical suivant la schistosité principale S_p . Quelques-uns montrent des formes sigmoïdes compatibles avec un mouvement cisailant senestre. Cependant, cette interprétation du sens de cisaillement est limitée par l'absence de linéations minérales et/ou d'étirement et le nombre relativement très faible des sigmoïdes sur les affleurements. On note une parallélisation ou sub-parallélisation entre le litage et la schistosité principale. Ces différentes structures et la disposition spatiale des unités lithologiques résultent d'une succession de déformations

plicatives et coulissantes. Les mêmes fabriques sont reconnues et décrites en d'autres endroits de la ceinture de Houndé et s'intègrent bien dans le cadre structural régional. Ainsi, la schistosité principale S_p et le cisaillement senestre résulteraient de la combinaison de deux phases de déformation (D1 et D2 de Baratoux et al., 2011) alors que la crénulation et le clivage de crénulation sont générés par une troisième phase de déformation D3. Celle-ci serait aussi responsable de la forme curviplanaire du couloir de déformation Wona-Yaho (Gaboury, 2011). Enfin, la zone de cisaillement, de part son enracinement crustal, constituerait la zone de faiblesse par laquelle ont remonté les fluides hydrothermaux minéralisateurs.

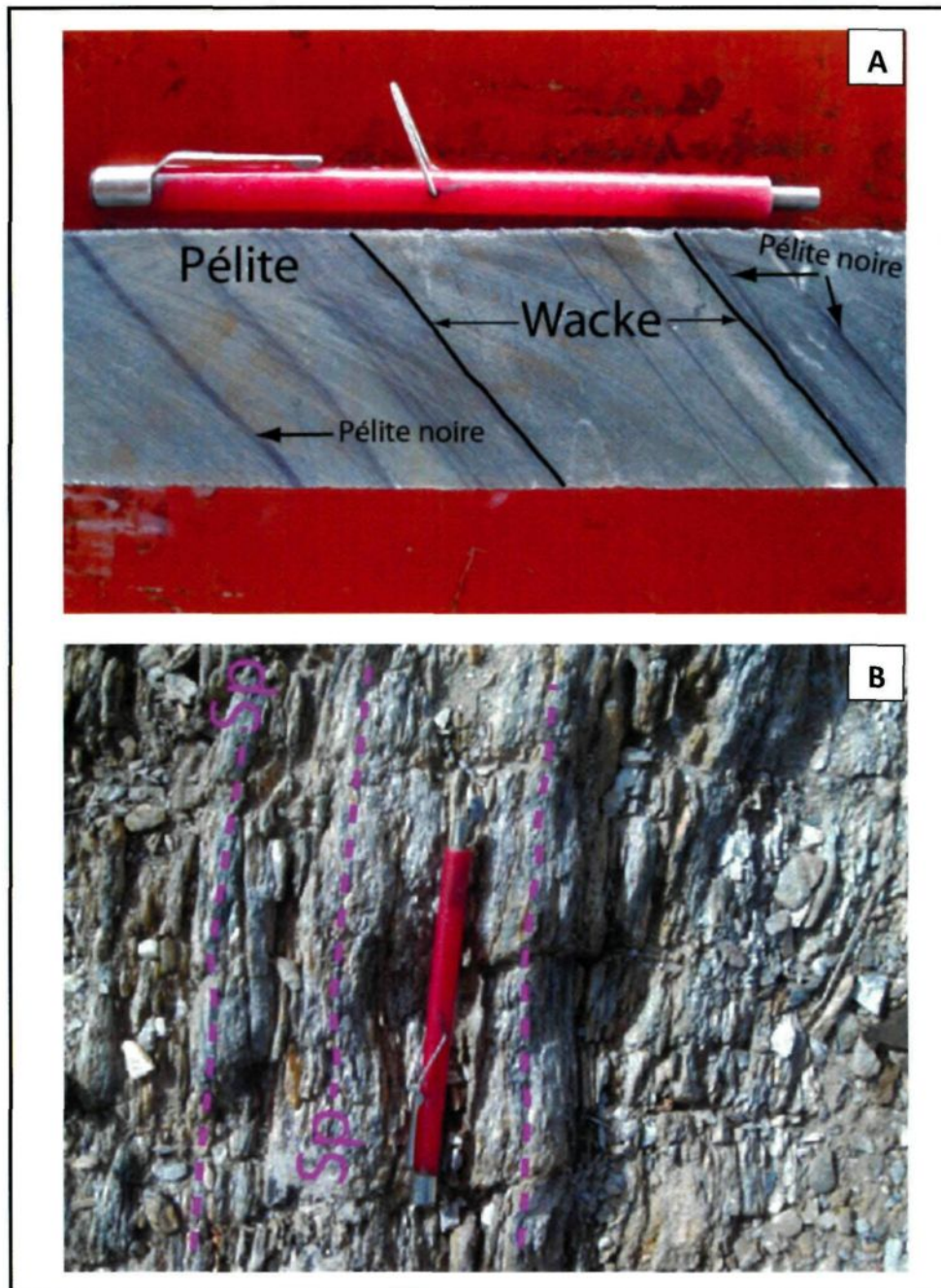


Figure 4.1. **A :** Pélites montrant un litage S_0 souligné par l'intercalation d'un lit décimétrique de wacke et des lamines de pélites noires (WDC301-251 m). **B :** Schistosité de flux S_p (N340/70) (affleurement 2) affectant des pélites. On note une forte altération météorique de la roche (Plan d'observation XZ).

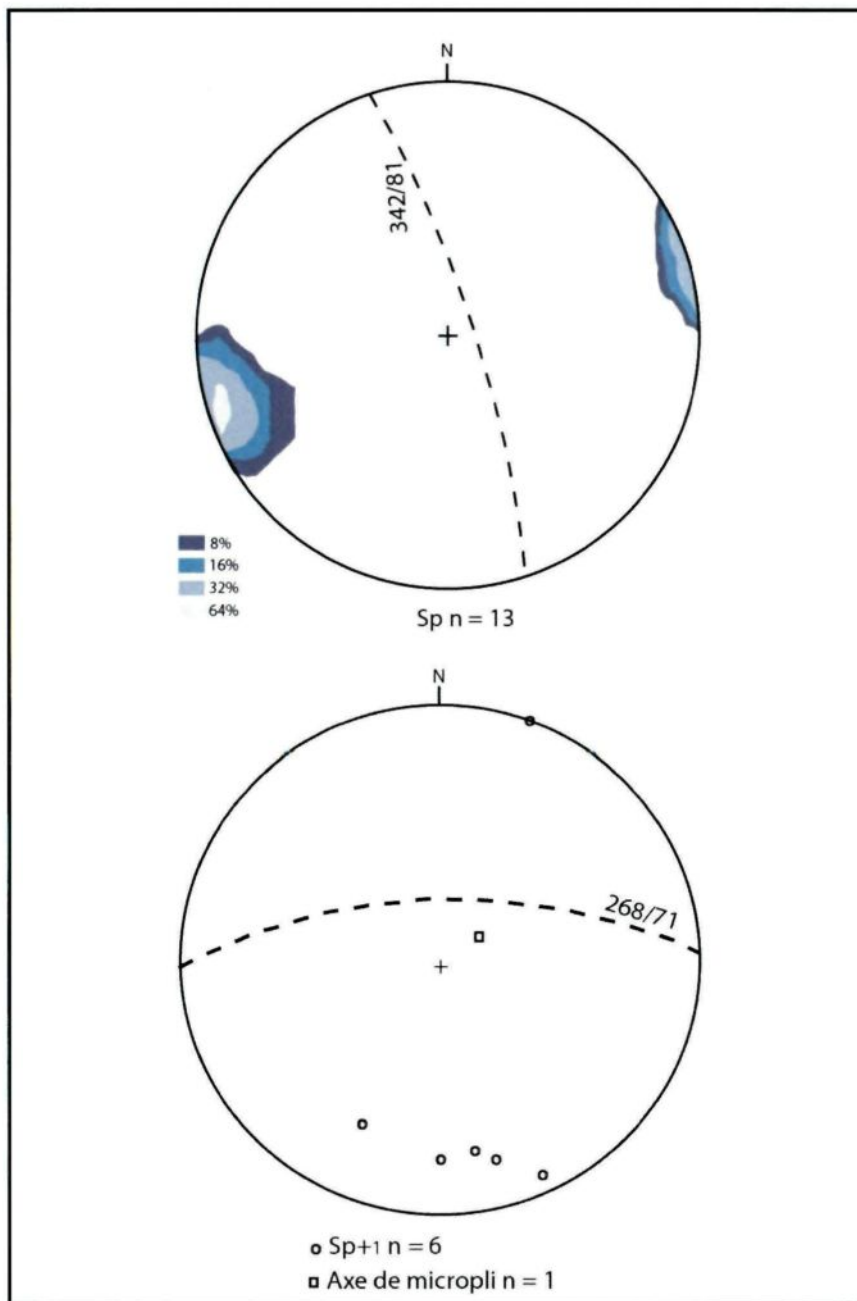


Figure 4.2. Projections stéréographiques des mesures de la schistosité principale Sp , du clivage de crénulation $Sp+1$ et des axes de microplis des affleurements 1 et 2 du secteur d'étude.

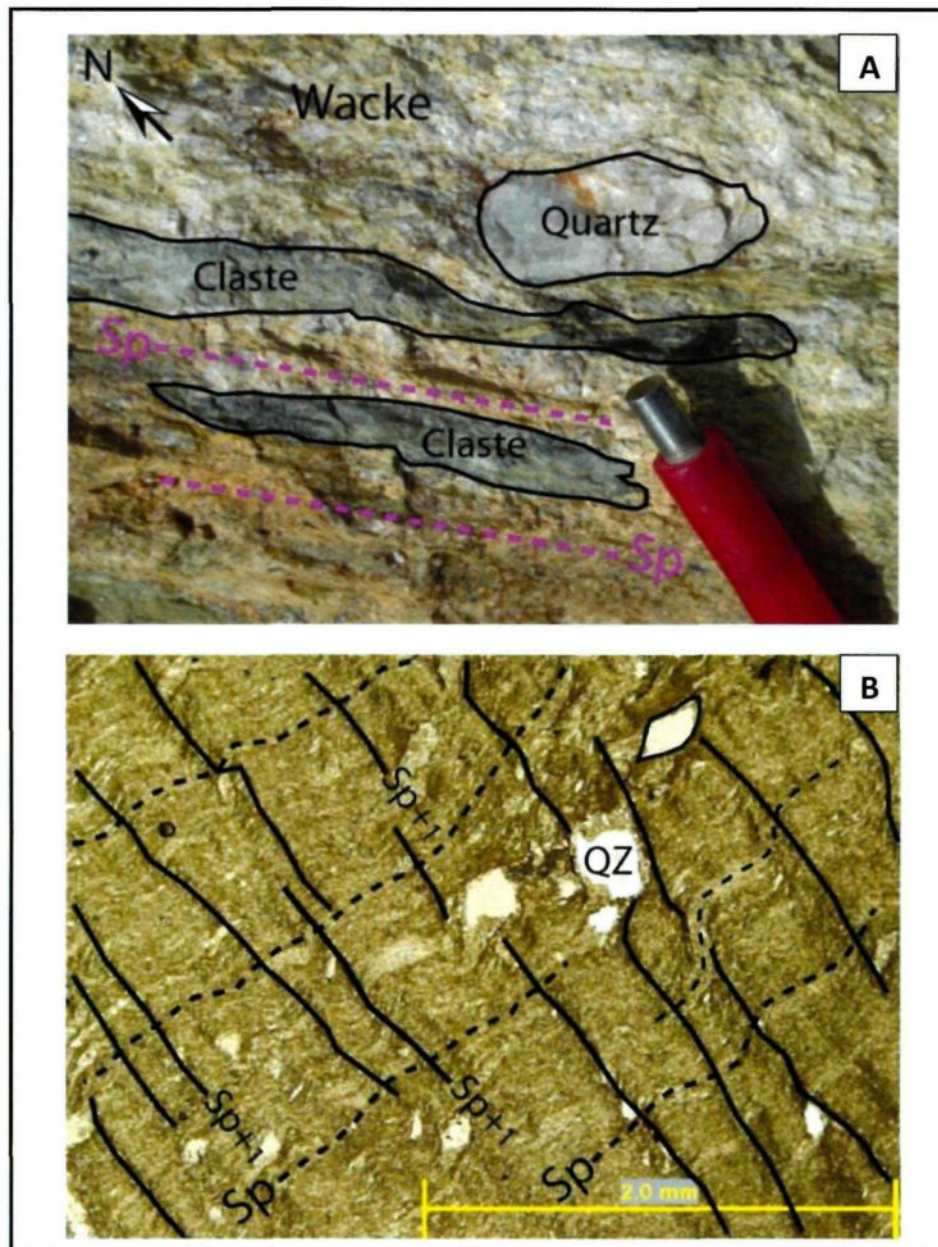


Figure 4.3. **A :** Clastes de schiste et de veine de quartz allongés (N150) suivant la direction de la schistosité principale Sp (discrète) du wacke (affleurement 1) (Plan d'observation XZ). **B :** Microphotographie (LP) d'une pélite essentiellement constituée de séricite et de grains de quartz monocristallin. La schistosité principale Sp est crénulée ou microplissée et recoupée par un clivage de crénulation Sp+1. Présence de sigmoïdes avec localement des queues de recristallisation (301-22). NB : lame mince non orientée.

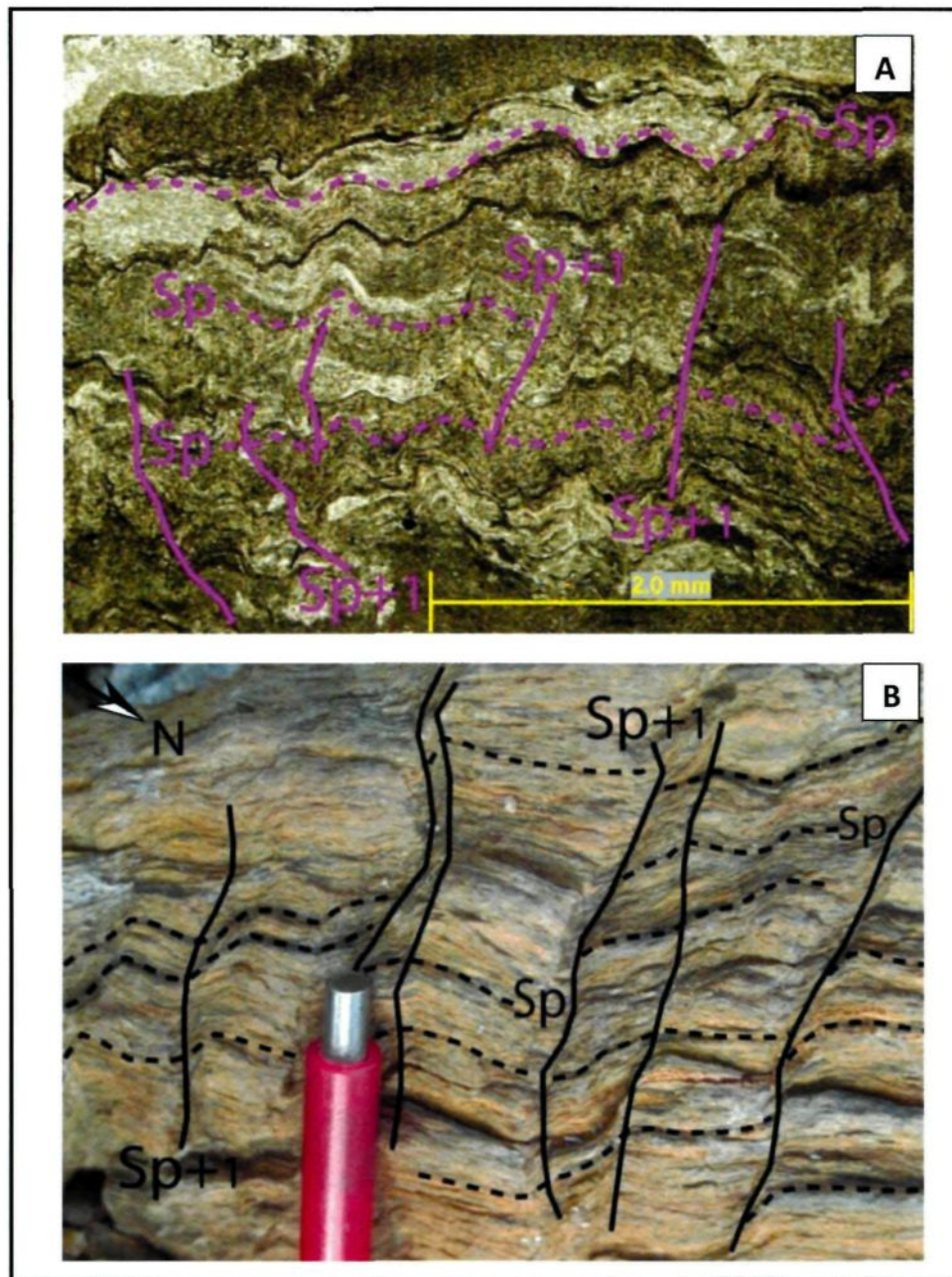


Figure 4.4. Illustrations de la schistosité principale Sp affectée par une crénulation et recoupée par un clivage de crénulation $Sp+1$. **A** : Microphotographie (LP) de pélite (305-15) essentiellement constituée de séricite et de lits sombres (pélites noires ?). **B** : Pélite (affleurement 2) montrant des microplis en chevrons résultant du plissement de la Sp et des clivages de crénulation $Sp+1 = N270/67$ (Plan d'observation XZ).

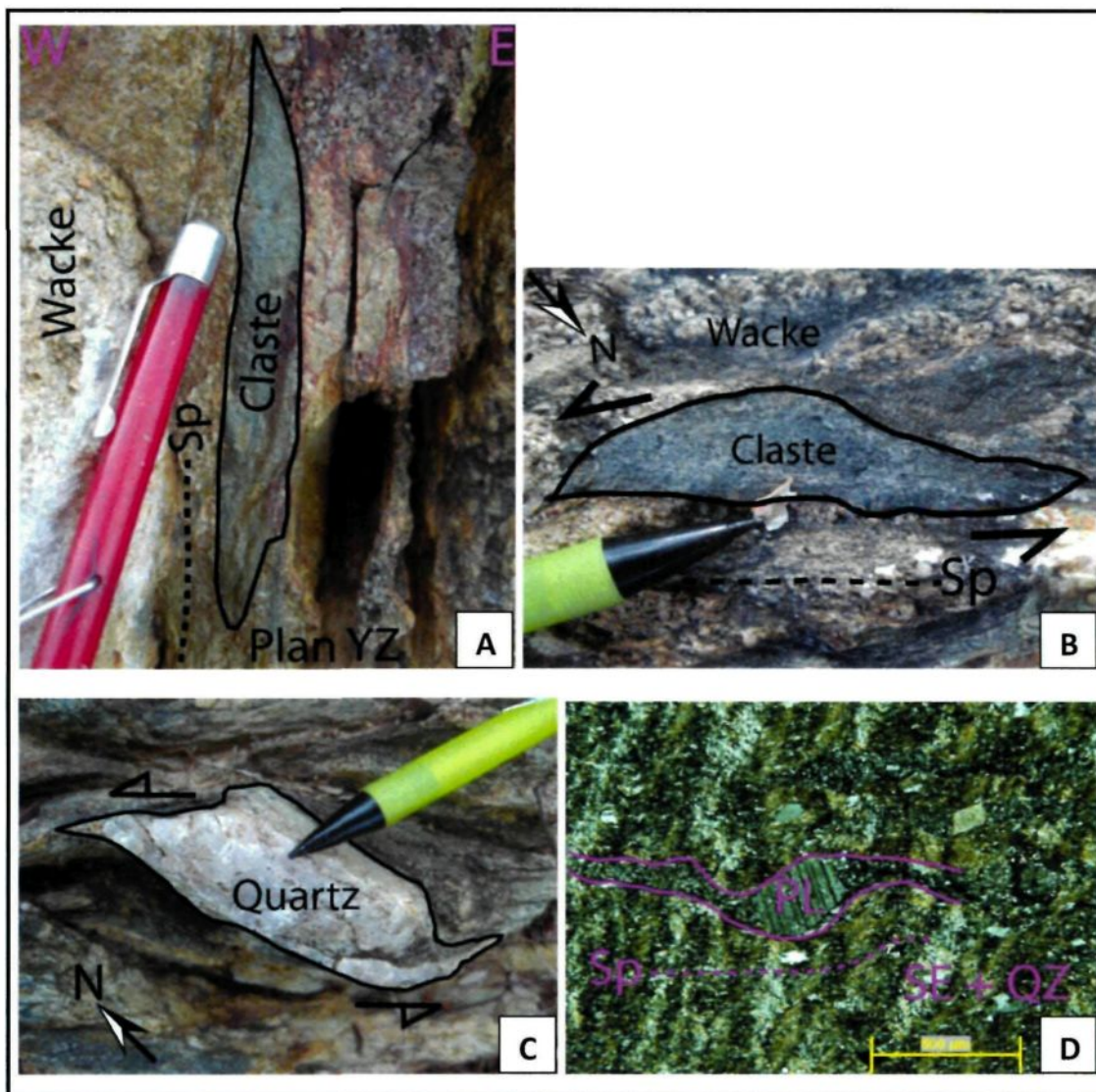


Figure 4.5. **A** : Claste de schiste allongé verticalement suivant la Sp (Plan d'observation YZ). **B** et **C** : Clastes sigmoïdes compatibles avec un sens de cisaillement senestre (Plan d'observation XZ). **A**, **B** et **C** ont été observés sur l'affleurement 1 de wacke lithique (figure 2.1). **D** : Microphotographie (LP) de plagioclase présentant des queues de recristallisation (type sigma) dans une pélite (301-22). NB : lame mince non orientée.

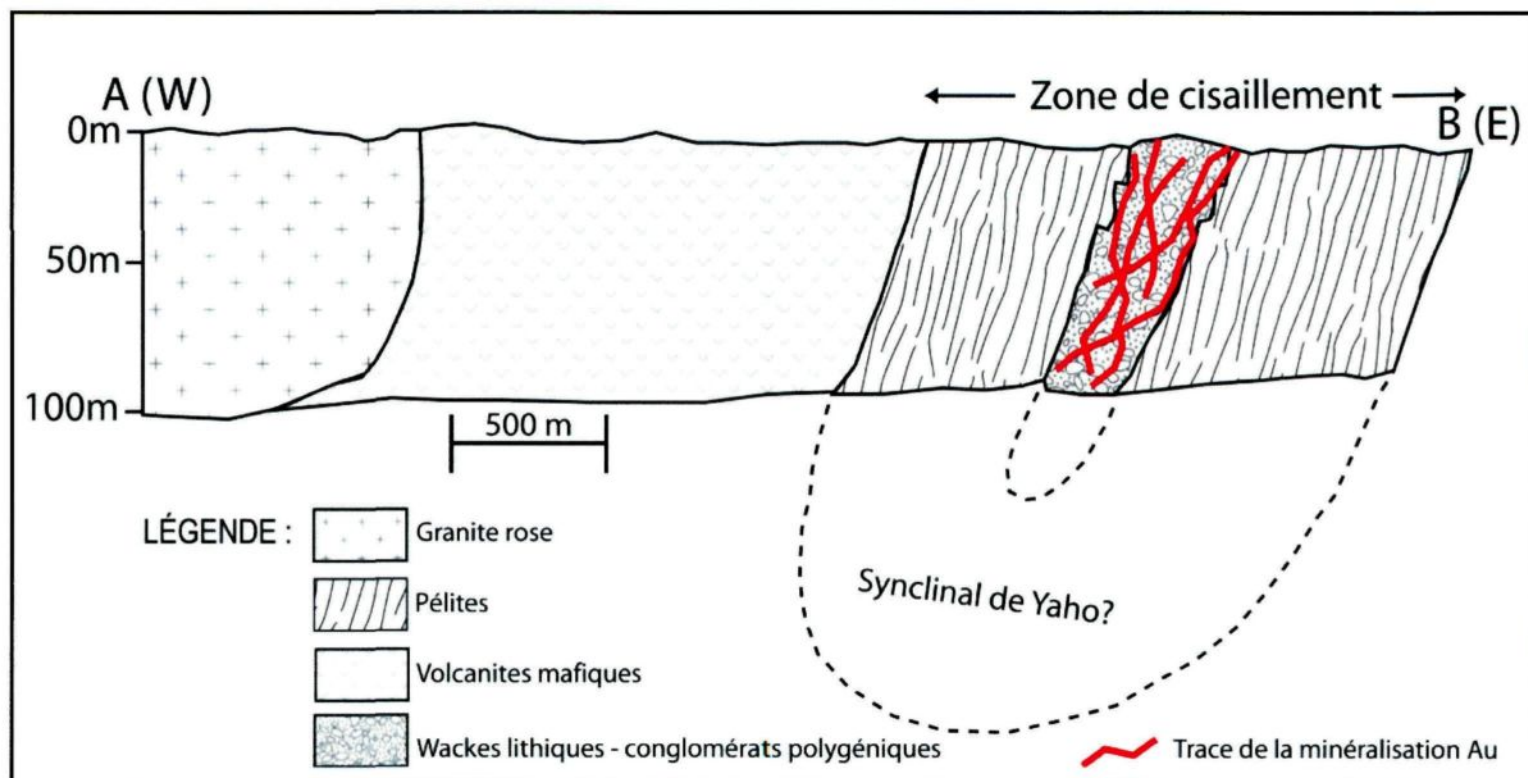


Figure 4.6. Coupe géologique de la section A-B (Ouest-Est) de la figure 2.1. L'interprétation du synclinal est basée sur la disposition spatiale des unités lithologiques.

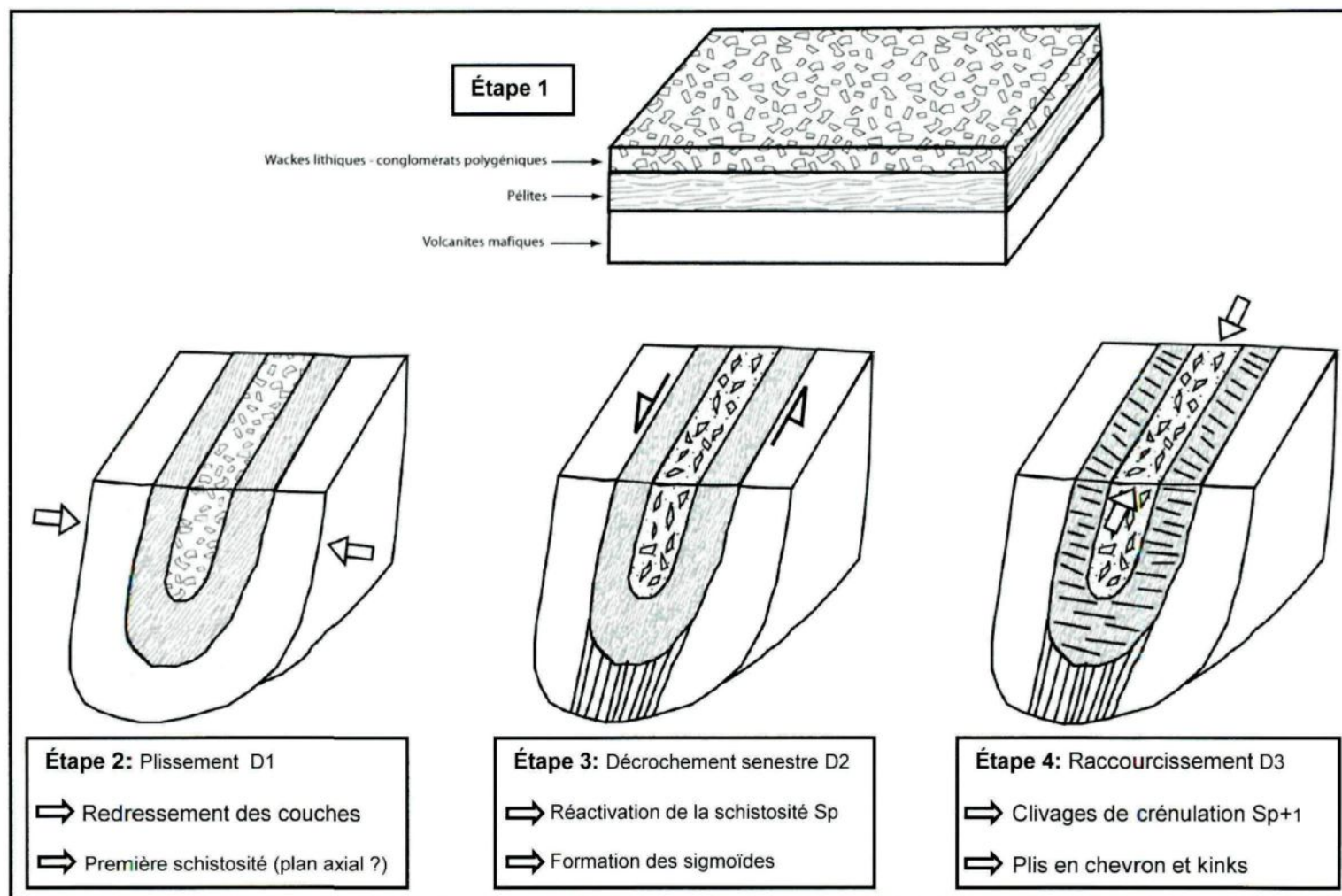


Figure 4.7. Modèle schématique de l'évolution lithostructurale du secteur de Yaho. **NB : sans échelle.**

Tableau 4.1. Quelques mesures structurales levées sur les deux affleurements (1 et 2) de la figure 2.1. **NB** : Les mesures ont été faites suivant la règle de la main droite.

	S0		Sp		Le		Sp+1		Axe de pli	
	Direction	pendage	Direction	Pendage	Azimut	Plongée	Direction	Pendage	Azimut	Plongée
1	350	80	163	90			110	90	60	76
2			165	90			245	82		
3			340	85			260	65		
4			160	90			255	70		
5			340	82			270	67		
6			350	80			295	60		
7			340	70						
8			350	80						
9			335	55						
10			330	80						
11			335	82						
12			350	87						
13			345	82						

CHAPITRE 5

TYPOLOGIE DES MINÉRALISATIONS

1. INTRODUCTION

Le gisement aurifère de Yaho est connu sur une extension de 1,7 km de long (figure 2.1) dans la partie sud des propriétés minières de Mana Minéral S.A. Son potentiel est estimé à 724 000 onces - Au en ressources minérales mesurées et indiquées (Communiqué de presse SEMAFO du 11 Juillet 2012). Les teneurs économiques d'or sont associées à un grand couloir de déformation à altération hydrothermale manifeste avec la présence de sulfures disséminés (pyrite et arsénopyrite essentiellement). Sa proximité avec les gisements aurifères en production de Wona (Augustin, 2011) et de Nyafé (Béland, 2009) et les gisements en développement de Fofina et de Fobiri (Gaboury, 2011, Paulin-Bissonnette, 2012) démontre l'importance du potentiel minier dans cette partie de la ceinture birimienne de Houndé (figure 1.6). Une caractérisation des différents styles de minéralisations permettra donc une meilleure compréhension de la distribution et du contrôle de l'or.

Ce chapitre met l'emphasis sur la description macroscopique et microscopique des minéralisations observées dans le gisement de Yaho. Ensuite, un volet analytique, basé sur la chimie des éléments traces des pyrites, arsénopyrites et magnétites est utilisé pour déterminer les signatures géochimiques et établir des comparaisons avec les gisements de Wona, de Fofina et de Fobiri.

2. DISTRIBUTION SPATIALE ET STYLES DES MINÉRALISATIONS

2.1. DISTRIBUTION SPATIALE

Sur les figures 2.1 et 5.1, une corrélation est observée entre les teneurs économiques en Au et les wackes lithiques. La minéralisation aurifère de Yaho présente donc une relation spatiale intrinsèque avec cette unité lithologique et dans une moindre mesure avec les conglomérats polygéniques qui forment des bandes intercalées dans cette dernière. Les pélites réparties de part et d'autre de l'ensemble lithologique wackes lithiques – conglomérats polygéniques ne renferment pas de valeurs aurifères à potentiel économique. Le contrôle lithologique est confirmé par la vue en coupe des sections 15675N et 1310200N (figure 5.2.A et B) qui montrent, aussi, que les minéralisations définissent un système anastomosé. La réalisation et l'interprétation de ces deux sections étant basées sur la description des sondages de type RC, il était donc difficile de distinguer les wackes lithiques des conglomérats polygéniques d'où leur regroupement en une seule unité (wackes lithiques – conglomérats polygéniques).

2.2. STYLES DES MINÉRALISATIONS ET ALTÉRATIONS

Trois styles de minéralisations en lien avec l'altération hydrothermale et les wackes lithiques sont observés à Yaho : 1) les veines et veinules à gangue silicatée ; 2) les zones silicifiées incluant les silicifications massives ; et 3) les zones micacées.

L'or libre n'a pas été observé à Yaho, contrairement aux gisements de Wona (Augustin, 2011) et de Nyafé (Béland, 2009) où sa présence est signalée dans des microfractures tardives recoupant la silicification massive et dans des veinules d'ankérite respectivement. Aussi, les sulfures accessoirement signalés dans les gisements aurifères (chalcopryrite, sphalérite, galène et pyrrhotite), sont absents dans le gisement de Yaho.

2.2.1. Les veines et veinules à gangue silicatée

De dimensions centimétriques à métriques, les veines et veinules à gangue silicatée s'injectent parallèlement à la schistosité principale Sp (concordantes) ou la recoupent (discordantes). Elles présentent des teintes allant du blanc laiteux au gris sombre. À partir des relations de recoupement établies sur le terrain, au moins trois générations de veines et veinules à gangue silicatée ont été clairement identifiées (tableau 5.1). En effet, les veines et veinules concordantes (parallèles à la schistosité principale Sp) constituent la première génération (figure 5.3.A à C et

5.4.A). Deux autres générations discordantes à la schistosité principale Sp (figure 5.4.B et 5.5.A à C) sont aussi observées. Elles peuvent être boudinées ou plissées (figure 5.4.B). D'une manière générale, l'observation microscopique montre une composition minéralogique semblable pour toutes les veines et veinules qu'elles soient concordantes ou discordantes. Le quartz est présent soit en cristaux polygonaux, soit en plages à bordures suturées (figure 5.3.C et 5.5.C) : c'est le minéral dominant (60-90% de la veine ou veinule). Le reste du cortège minéral est constitué de carbonate, séricite et plagioclase à des proportions variables. Localement, les sulfures (pyrite et arsénopyrite essentiellement) peuvent représenter jusqu'à 15% de la veine ou veinule. Ils sont manifestement plus nombreux dans les veines et veinules en discordance (DIS) que celles en concordance (CON).

2.2.2. Les zones silicifiées

Les wackes lithiques sont localement affectés par une silicification (figure 5.6.A et B). Les parties silicifiées ont des puissances métriques maximales mais les teneurs en or peuvent être des plus élevées (jusqu'à 7,19 g/t). Lorsque la silicification devient très intense, ces zones silicifiées prennent la forme d'une silicification massive où l'on préserve moins de 10% du protolithe sous la forme de reliquats (figure 5.7.A). Ce type de silicification est bien connu dans le gisement de Wona où il constitue la partie centrale du corps minéralisé (Augustin, 2011).

Des veinules tardives à quartz-carbonate peuvent recouper ces zones silicifiées (figure 5.6.B). En lames minces (figure 5.7.B), on observe une association minéralogique à quartz dominant en plus de carbonate, séricite et plagioclase. La présence de sulfures est quasi systématique dans ces zones silicifiées. Il s'agit principalement de pyrite et d'arsénopyrite disséminées qui sont plus concentrées dans les reliquats que dans la silicification proprement dite (figure 5.7.A et B). Cette silicification constitue une évidence que des fluides hydrothermaux ont percolé à travers les wackes lithiques et y ont déposé, totalement ou partiellement, leur contenu aurifère en lien direct avec les sulfures. Cependant, la géochimie semble ne pas montrer la présence d'une importante silicification. Ceci s'explique par le choix des échantillons qui biaise les résultats. En effet, la silicification affecte des passages très restreints (décimétriques à métriques) qui n'ont pas été échantillonnés pour les analyses géochimiques. En lames minces, la silicification s'exprime par une abondance de petits grains de quartz dans la matrice des wackes lithiques. Les veines et veinules de quartz-carbonate sont aussi une manifestation évidente de cette silicification.

2.2.3. Les zones micacées

D'une manière générale, les wackes lithiques sont caractérisés par une forte altération micacée (figure 5.6.A et B et 5.8.A). C'est la matrice de l'unité qui est touchée par cette altération s'exprimant par la présence de nombreux micas

blancs de teinte gris verdâtre. Les observations pétrographiques montrent que dans les wackes lithiques, les sulfures (pyrite et arsénopyrite) et, dans une moindre mesure, la magnétite sont intimement liés à cette matrice fortement micacée (figure 5.6.A, 5.8.A et B). À l'origine, les fluides hydrothermaux seraient riches en fer et potassium et leur interaction avec la roche encaissante (wackes lithiques) aurait permis la formation des sulfures, des magnétites et des micas blancs (séricite). Enfin, il faut noter que les zones silicifiées et micacées sont communément associées quoique les premières représentent une proportion relativement faible.

3. GÉOCHIMIE DES SULFURES ET MAGNÉTITES

3.1. GÉNÉRALITÉS

Depuis les années 40, la composition chimique des sulfures a toujours représenté un centre d'intérêt pour l'exploration minérale. L'étude des éléments traces des sulfures permet l'identification de provinces métallogéniques et la détermination de l'environnement et des conditions thermodynamiques de dépôt des gisements (Loftus-Hills et Solomon, 1967). Le principe est basé sur le fait que chaque fluide hydrothermal génère des sulfures qui lui sont spécifiques. Dans ce cas, le contenu en éléments traces des sulfures devrait refléter la composition du fluide initial dont ils proviennent (Gaboury et Graham, 2004). Aussi, la nature de la roche hôte est un paramètre très important durant ce processus de formation des

sulfures (Bralia et al., 1979). Idéalement, ceci devrait donc conduire à l'identification de différentes familles ou types de sulfures en relation avec les différentes générations de fluides qui ont percolé à travers le gisement.

Les pyrites, arsénopyrites et magnétites ont été analysées par LA-ICP-MS au laboratoire LabMater de l'UQAC. L'appareillage utilisé et le protocole d'analyse sont les mêmes que ceux décrits au chapitre 3. Trois étalons (GSE et PS1 pour les sulfures et GSE et GSD pour les magnétites) ont été insérés lors des analyses à des fins de contrôle (PS1 et GSD) et de calibration (GSE) des résultats. Pour les sulfures, les deux étalons sont analysés au début, au milieu et à la fin de chaque série d'analyses. Les arsénopyrites sont analysées après les pyrites afin d'éviter une contamination en arsenic des pyrites. En ce qui concerne les magnétites, les deux étalons sont analysés au début et à la fin de chaque série analytique. La réduction des données a été faite avec le programme Igor Pro à partir de la concentration stœchiométrique du Fe = 46,55%, 34,30% et 72,36% respectivement pour la pyrite, l'arsénopyrite et la magnétite.

Les erreurs relatives des étalons de contrôle ont été calculées à partir de 36 analyses pour le PS1 (Wilson et al., 2002) et 10 analyses pour le GSD. Pour tous les éléments étudiés, celles du PS1 (utilisé pour les sulfures) sont très faibles et comprises entre -1% et 1% (figure 5.9.A), témoignant ainsi de la bonne qualité des données générées. La figure 5.9.B montre que les erreurs relatives du GSD utilisé pour la magnétite, sont relativement plus élevées. Elles sont essentiellement

comprises entre -20% et 20% sauf pour le Cr et le Cu où elles atteignent 65% et 40% respectivement (figure 5.9.B). Néanmoins, cette marge d'erreur est largement acceptable dans l'ensemble, considérant les objectifs de comparaison.

3.2. LES PYRITES

3.2.1. Description

La pyrite (FeS_2) est le sulfure le plus commun et le plus abondant dans les assemblages métallifères simples ou complexes (Abratis et al., 2004). Sa présence dans les gisements métamorphisés s'explique par le fait qu'elle soit stable sur une grande fourchette d'activité du soufre et aussi par sa haute stabilité thermique (742° à faible pression ; Craig et al., 1998).

Dans le gisement aurifère de Yaho, la pyrite est exclusivement associée à l'unité des wackes lithiques et localement aux conglomérats polygéniques. Elle est présente en traces (<1%) ou quasi absente dans les pélites. Sa concentration varie de 1 à 5% de la roche (figure 5.6.A). Spatialement, elle est localisée soit dans la matrice séricitisée des wackes lithiques (figure 5.10.A à C), soit dans les différents clastes (figure 5.11.A et B, 5.12.A et B), soit dans les veines et veinules à gangue silicatée (figure 5.3.B et C, 5.5.B et C, 5.13.A et B), soit dans les zones silicifiées incluant les zones à silicification massive (figure 5.6.A et B, 5.7.A et B).

Les pyrites diagénétiques ou primaires se présentent soit en agrégats arrondis ou nodulaires à grains fins, soit sous forme framboïdale ou colloforme (Huston et al., 1995, Craig et al., 1998, Large et al., 2007, Thomas et al., 2011). Aucune de ces textures n'a été observée dans le gisement aurifère de Yaho. Les pyrites observées se présentent en grains grossiers automorphes à sub-automorphes ou xénomorphes atteignant jusqu'à 1,5 mm. Leur association intime avec la matrice séricitisée et/ou silicifiée, la silicification massive, les veines et veinules à gangue silicatée et les divers galets témoignent clairement de leur origine hydrothermale. La forme cubique est présente dans tous les styles de minéralisations (figure 5.7.B, 5.10.C et 5.11.B). Selon Craig et al. (1998), cette habilité de la pyrite à croître en cristaux cubiques, même sous des conditions de haut grade métamorphique, est attribuée à sa "grande force de cristallisation" qui lui permet d'expulser les autres minéraux. Communément, les pyrites automorphes ou xénomorphes ont tendance à se regrouper en un seul cristal plus grossier pouvant être lui aussi automorphe ou xénomorphe (figure 5.10.C et 5.14.A à F). Ce sont donc des pyrites métamorphiques formées par agglomération des premières pyrites hydrothermales. En effet, la réponse la plus simple de la pyrite à l'augmentation des températures du métamorphisme est la recrystallisation qui se traduit soit par une croissance de cristaux idiomorphes à partir de grains xénomorphes préexistants, soit par le développement de textures recuites, soit par le changement de la taille du grain (Craig et al., 1998).

Indépendamment de leurs position spatiale et habitus, les pyrites de Yaho présentent trois textures différentes : 1) les pyrites à texture spongieuse (Py1) sont caractérisées par un aspect poreux incorporant les minéraux silicatés ou non de la gangue (figure 5.12.B, 5.15.A et B) et communément produites par un processus de remplacement hydrothermal (Roedder, 1968); 2) les pyrites à texture homogène (Py2) présentant un aspect plus lisse et uniforme où la porosité ne dépasse pas 10% du cristal (figure 5.15.C et D) ; et 3) les pyrites à texture semi-spongieuse (Py3) sont à cheval entre les deux premières. Les pyrites Py3 résultent probablement d'une recristallisation des pyrites Py1 qui se traduit par des bordures homogènes et un cœur poreux (figure 5.15.E et F).

3.2.2. Signature géochimique

Dans la pyrite, les éléments traces peuvent être divisés en trois groupes (Huston et al., 1995) : 1) les éléments qui apparaissent principalement comme des inclusions (Cu, Zn, Pb, Ba, Bi, Ag et Sb) ; 2) les éléments qui apparaissent comme des substitutions non stoechiométriques dans le réseau cristallin (As, Tl, Au et possiblement Mo) ; et 3) les éléments qui apparaissent comme des substitutions stoechiométriques pour Fe (Co et Ni) ou S (Se et Te).

La figure 5.16 montre la distribution des échantillons de pyrites analysées, le long des forages carottés étudiés. Lors de ce projet, 136 pyrites ont été analysées dans 14 lames minces. Les résultats analytiques sont présentés dans les tableaux 1 à 4

de l'annexe 5. Après traitement, les analyses ont été regroupées selon le type de pyrite (Py1, Py2 et Py3) tel que défini dans le paragraphe précédent. Ceci est dans l'optique de faire une discrimination géochimique éventuelle des trois types de pyrite sur la base de leur texture.

Géochimiquement, les spectres d'éléments traces sont très similaires pour les trois familles de pyrite identifiées (figure 5.17). En effet, on constate que, pour un élément chimique donné, la différence de concentration ne dépasse pas un ordre de grandeur. La texture n'est donc pas un paramètre déterminant pour une discrimination géochimique des pyrites dans le gisement aurifère de Yaho. Cependant, de manière générale, les pyrites Py1 sont légèrement plus enrichies que les deux autres pour la plupart des éléments étudiés (figure 5.17). Par ailleurs, il faut noter que les valeurs du Se et Te sont proches ou dans les limites de détection et doivent être interprétées avec précaution.

Dans l'étude des dépôts métalliques, les ratios Co/Ni et S/Se sont potentiellement utilisés comme des discriminants entre les environnements magmatiques-hydrothermaux et sédimentaires (Loftus-Hill et Solomon, 1967). Selon Bralier et al. (1979), les gisements pyritiques volcanogéniques sont constamment caractérisés par des valeurs Co/Ni (> 5 mais plus souvent > 10) définitivement plus élevées que celles des pyrites sédimentaires ou hydrothermales. Les ratios moyens Co/Ni obtenus pour les pyrites Py1, Py2 et Py3 de Yaho sont respectivement 0,57, 0,45 et 0,49 (tableau 4, annexe 5). Ces faibles valeurs suggèrent clairement qu'elles ne

sont pas d'origine volcanogène. En plus, l'absence de texture diagénétique ou syn-sédimentaire (nodulaire, framboïdale et collomorphe) milite en faveur d'une origine hydrothermale. Cette hypothèse est également appuyée par la distribution des pyrites dans des zones fortement altérées par l'hydrothermalisme.

Les études spectrométriques démontrent l'existence de l'or soit en inclusion, soit dans le réseau cristallin de la pyrite et de l'arsénopyrite (Wagner et al., 1986). Les concentrations en As dans les Py1, Py2 et Py3 présentent des moyennes respectives de 4880 ppm (288,61 – 21831 ppm), 1706 ppm (493,43 – 12103 ppm) et 6569 ppm (20,98ppm-37752,05ppm) ; celles en Au sont respectivement de 2,2 ppm (0,002 - 19,74 ppm), 1,7 ppm (0,006 - 19,74 ppm) et 4,6 ppm (0,002 - 66,10 ppm). La pyrite Py3 est donc plus enrichie en Au et As que les deux autres. Tous les trois types de pyrite montrent une tendance corrélative Au/As (figure 5.18.A). Cette relation est bien documentée dans la littérature. Selon Abratis et al. (2004), les pyrites arsénifères peuvent contenir jusqu'à 10% d'arsenic et sont particulièrement riches en éléments mineurs et traces, notamment en Au. Les profils analytiques des différentes pyrites expriment aussi bien des pics (figure 5.18.B) que des signaux continus en plateau (plus ou moins plats) en Au (figure 5.19.A). L'or se trouve donc sous deux formes dans les pyrites de Yaho : en inclusions sub-microscopiques (invisibles) et en solution solide dans la structure cristalline.

3.3. LES ARSÉNOPYRITES

3.3.1. Description

L'arsénopyrite (FeAsS) est signalée dans de nombreux gisements métallifères à travers le monde. Selon Cabri et al. (1989), l'or peut représenter jusqu'à 0,44% en poids de certaines arsénopyrites.

À Yahoo, l'arsénopyrite est aussi en relation directe avec les wackes lithiques. Elle peut atteindre jusqu'à 8-10% de la composition de la roche et les plus hautes teneurs en Au sont corrélées avec sa présence. Son absence est remarquable dans les conglomérats polygéniques et les pélites.

Tout comme la pyrite, on retrouve l'arsénopyrite dans les veines et veinules à gangue silicatée (figure 5.5.C et 5.13.B), les différents galets (figure 5.19.B), la matrice séricitisée des wackes lithiques (figure 5.8.B, 5.14.F et 5.15.B) et les zones silicifiées incluant la silicification massive (figure 5.7.B). Sa taille varie de quelques microns à 2 mm avec un habitus automorphe (figure 5.19.B) notamment aciculaire. Néanmoins, la forme xénomorphe, résultant de l'agglomération de plusieurs cristaux, est observée dans les veines et veinules à gangue silicatée (figure 5.13.B).

L'association spatiale entre l'arsénopyrite et la pyrite est très intime et caractéristique à Yahoo. En effet, la substitution de la pyrite par l'arsénopyrite est un phénomène récurrent, observé en lames minces (figure 5.20.A à F). Ceci suggère

l'action de fluides hydrothermaux plus chauds et plus enrichis en As qui favorisent cette transformation et parallèlement, génèrent des arsénopyrites qui leur sont spécifiques.

Texturalement, on distingue deux types d'arsénopyrite dans le gisement aurifère de Yaho (figure 5.21.A à E) : 1) les arsénopyrites à texture semi-spongieuse à localement spongieuse (AsPy1); et 2) les arsénopyrites à texture homogène (AsPy2).

3.3.2. Signature géochimique

L'intérêt majeur accordé à l'arsénopyrite par les géologues et les métallurgistes est dû au fait qu'elle renferme des concentrations plus élevées en or (Cabri et al., 1989, Morey et al., 2008) par rapport aux autres phases sulfurées mais aussi à son caractère réfractaire à la cyanuration lors du traitement minéralogique (Hinchey et al., 2003). L'importance des arsénopyrites en contexte aurifère repose donc sur ses deux paramètres.

Les arsénopyrites analysées sont contenues dans les mêmes lames minces que celles utilisées pour les pyrites (figure 5.16). Les analyses ont porté sur un total de 102 cristaux d'arsénopyrite dont les résultats sont présentés dans les tableaux 5 et 6 de l'annexe 5.

Les spectres des éléments traces sont très similaires (figure 5.22) entre les AsPy1 (arsénopyrite à texture semi spongieuse) et les AsPy2 (arsénopyrite à texture homogène). En effet, pour les deux types, la différence de concentration ne dépasse pas un ordre de grandeur pour un élément donné. Par ailleurs, certains éléments tels que Zn, Se et Hg ont des valeurs situées dans les limites de détection.

L'or est connu sous plusieurs formes : 1) en particules libres comme inclusions dans les sulfures (effet pépité) ; 2) comme des composants chimiques (exemple : tellures Au-Ag) ; et 3) en solutions solides dans les phases sulfurées comme l'arsénopyrite et la pyrite (encore appelé or invisible ou réfractaire) (Cabri et al., 1989, Cook et Chryssoulis, 1990, Genkin et al., 1998). Comparativement aux pyrites, les arsénopyrites sont plus riches en Au. Les valeurs varient de 0,28 à 315,56 ppm (moyenne = 55 ppm) pour les AsPy1 et de 0,65 à 301,84 ppm (moyenne = 82 ppm) pour les AsPy2 (tableau 7, annexe 5). Malgré ces teneurs relativement élevées en or, les observations pétrographiques n'ont pas permis de révéler la présence d'inclusions d'or libre. L'or serait donc incorporé sous forme invisible, soit en solution solide dans le réseau cristallin hôte, soit en particules sub-microscopiques inférieures à 1µm (Cabri et al., 1989, Genkin et al., 1998, Palenik et al., 2004). Les signaux analytiques, fournis par le LA-ICP-MS, indiquent que l'or dans les arsénopyrites de Yaho est réparti de manière "homogène" dans la structure cristalline. Cette interprétation est basée sur les signaux continus en

plateau et plus ou moins réguliers de l'élément Au le long des lignes d'ablation du laser (figure 5.23.A et B).

3.4. LES MAGNÉTITES

3.4.1. Description

La magnétite (Fe_3O_4) peut se former dans une variété d'environnements, de la température magmatique (c'est-à-dire dans les zones supérieures des intrusions litées, les complexes d'anorthosite type massif et les roches volcaniques) à celle des gisements hydrothermaux et sédimentaires (Dare et al., 2012). Avec l'hématite, elle constitue les minéraux dominants dans les gisements de type oxydes de fer-cuivre-or (Sillitoe, 2003).

À Yaho, la magnétite est spatialement associée aux conglomérats polygéniques et dans une moindre mesure aux wackes lithiques tel qu'illustré sur la figure 5.24 de répartition des échantillons analysés pour ce minéral. Elle est quasiment absente dans les pélites et l'intrusion felsique à yeux de feldspath et de quartz (IFQ). On remarque que les valeurs aurifères à potentiel économique et les sulfures ne sont que localement associés aux zones présentant une quantité importante de magnétite (figure 5.1). Dans les conglomérats polygéniques, la magnétite est localisée aussi bien dans les clastes que dans la matrice. En général, elle se présente soit sous forme de cristaux disséminés dans les galets ou la matrice

(figure 5.25.A), soit sous forme de lamines continues (figure 5.25.B). Localement, elle peut représenter jusqu'à 15% de certains clastes.

En microscopie, toutes les magnétites présentent une même texture spongieuse à localement semi-spongieuse avec un habitus automorphe à xénomorphe (figure 5.26.A et B). De l'hématite est présente en bordures de certaines magnétites (figure 5.26.C à E). Ce phénomène de substitution est connu sous le nom de martite (Dupuis et Beaudoin, 2011). La magnétite est transformée en hématite dû à un changement des conditions de pression, température et fugacité de l'oxygène qui peut être relié à l'exhumation par exemple. Enfin, une association spatiale est localement observée entre la magnétite et la pyrite mais reste globalement discutable (figure 5.21.E, 5.26.E et F) en terme génétique (coexistence ou remplacement).

3.4.2 Signature géochimique

Au total, 68 magnétites réparties sur 7 lames minces (figure 5.24) ont été analysées au LA-ICP-MS. Les résultats analytiques sont présentés dans les tableaux 8 et 9 en annexe 5. L'observation microscopique n'ayant pas permis l'identification de différentes familles sur la base de la texture, alors une comparaison a été établie entre les magnétites localisées dans les clastes et celles dans la matrice pour un certain nombre d'éléments traces. Les deux spectres sont similaires, confirmant ainsi l'uniformité géochimique des magnétites présentes

dans le gisement de Yaho (figure 5.27). En effet, la différence de concentration ne dépasse pas un ordre de grandeur pour chaque élément chimique étudié. Certains éléments tels Ag, Sn et Bi sont dans les limites de détection et doivent être considérés avec beaucoup de précautions.

Par ailleurs, les résultats analytiques (tableaux 8 et 9, annexe 5) indiquent la présence de titano-magnétite à Yaho. Elles représentent moins de 12% des magnétites analysées (soit un ratio de 8/68) et se caractérisent par des teneurs relativement élevées de Ti allant de 10275,12 ppm à 46310,40 ppm soit ~ 1,03% à 4,63% respectivement.

La magnétite pauvre en Ti semble être une signature commune à de nombreux gîtes magmatiques-hydrothermaux par opposition à la magnétite titanifère primaire qui est présente dans la plupart des roches ignées (Ray et Webster, 2007). Selon les mêmes auteurs, la magnétite primaire des roches ignées contiennent des quantités plus élevées de Ti ($> 0,2\%$ en poids de TiO_2), probablement dû à la solubilité élevée de cet élément aux hautes températures. En dehors des titano-magnétites, les magnétites de Yaho montrent des concentrations relativement faibles en Ti, variant de 8,68 ppm ($\sim 0,00087\%$) à 7887,24 ppm ($\sim 0,79\%$) avec une moyenne à 1026 ppm soit $\sim 0,10\%$. Ces résultats confirment donc leur origine hydrothermale.

La figure 5.28 établit une comparaison géochimique d'une dizaine d'éléments entre la magnétite des clastes et les pyrites Py1 et Py2 de Yaho. Les différents spectres

montrent des similarités mais aussi quelques différences. Plus particulièrement, le Co et le Ni, en remplacement du Fe^{2+} , sont les éléments traces communs aux deux minéraux. Pour chacun de ces deux éléments, les concentrations dans les magnétites et pyrites sont dans la même fourchette car les différences ne dépassent pas un ordre de grandeur (figure 5.28). Aussi, le ratio moyen Co/Ni des magnétites reste relativement faible, nettement inférieur à 1 (soit 0,30) et est comparable à ceux des pyrites (0,57 ; 0,45 et 0,49 pour Py1, Py2 et Py3 respectivement). La magnétite de Yaho pourrait donc dériver de la même source de fluides que les pyrites mais dans des conditions où la fugacité d'oxygène est plus élevée. La forte concentration du V dans les magnétites s'explique par le fait qu'il soit un élément trace relativement abondant dans ces dernières comme l'est l'As dans la pyrite (figure 5.28).

4. ÉVOLUTION CHRONOLOGIQUE DU GISEMENT AURIFÈRE DE YAH0

Une chronologie relative de mise en place du gisement aurifère de Yaho peut être résumée en cinq étapes successives. Ce modèle d'évolution proposée s'appuie essentiellement sur la disposition spatiale des unités lithologiques, leurs assemblages minéralogiques ainsi que les minéralisations présentes et les éléments structuraux observés dans le secteur d'étude.

Étape 1 - Le secteur Yaho est soumis à un décrochement cisailant ductile senestre qui succède à une phase de raccourcissement régional. Ce couloir de

déformation affecte particulièrement les roches sédimentaires. Il est limité à l'ouest par les volcanites mafiques et probablement à l'est par des roches de même nature. La séquence sédimentaire composée de wackes lithiques, de conglomérats polygéniques et de pélites enregistre l'essentiel de la déformation. L'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz (IFQ) se met tardivement en place au sein de ces roches sédimentaires en les recoupant. D'un point de vue structural, elle se caractérise par l'absence d'une fabrique ductile ou cassante suggérant donc sa postériorité par rapport aux phases D1 et D2 respectivement compressive et en décrochement.

Étape 2 - Une première génération de fluides hydrothermaux remonte par le couloir de déformation cisailant qui sert de conduit. Ceux-ci sont à l'origine de la magnétite qui se dépose dans les wackes lithiques et les conglomérats polygéniques. La porosité et la perméabilité plus élevées de ces unités lithologiques sont les deux facteurs qui justifient ce contrôle lithologique exclusif. La formation de la magnétite nécessitant une fugacité d'oxygène relativement élevée, ceci implique que les fluides et/ou l'environnement étaient oxydants durant cette étape.

Étape 3 - Une deuxième génération de fluides précipite la pyrite hydrothermale en remplacement de la magnétite. Ce phénomène de substitution de la magnétite par la pyrite est effectif et presque généralisé dans les wackes lithiques alors qu'il n'affecte pas les conglomérats polygéniques ou très peu. Ceci explique donc la

présence ou l'absence de l'un ou l'autre des deux minéraux dans ces deux unités lithologiques. Cette interprétation se base sur les remplacements partiels observés en lames minces (figure 5.21.E, 5.26.E et F) mais reste à confirmer. La plupart des pyrites associées à la matrice et une partie des veines et veinules à gangue silicatée sont générées par ces fluides qui seraient aussi riches en potassium d'où l'intense séricitisation observée. Durant cette étape, les conditions initialement oxydantes, deviennent réductrices expliquant ainsi la formation des sulfures. La faible perméabilité de l'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz expliquerait l'absence de teneurs aurifères à potentiel économique dans cette unité lithologique. Leurs contacts sont quand même empruntés par les fluides comme en témoignent la forte altération et la présence de sulfures (figure 2.19.B et D). Cependant, une autre hypothèse peut être émise pour les étapes 2 et 3 : des venues de fluides oxydants et réducteurs se mettent en place de manière successive et alternative, justifiant ainsi l'intercalation de niveaux à magnétite ou à sulfures dans la zone de haute perméabilité correspondant à l'ensemble wackes lithiques – conglomérats polygéniques.

Étape 4 - Une troisième génération de fluides très riches en arsenic intervient dans des conditions métamorphiques plus élevées avec pour conséquence la formation de la plupart des arsénopyrites et la substitution partielle ou totale de certaines pyrites. Durant cette phase, les pyrites hydrothermales se transforment en pyrites métamorphiques par agglomération de plusieurs grains (figure 5.14.A à F) due à l'élévation de la température (Craig et al., 1998). La silicification massive et une

autre partie des veines et veinules à gangue silicatée se mettent en place à ce stade.

Étape 5 - L'histoire géologique du gisement d'or de Yaho se termine par la phase de raccourcissement D3 orientée N-S. Le couloir de déformation Wona-Yaho subit une flexure et il se développe des crénulations et des plis en chevrons ou des kinks dans les lithologies favorables comme les pélites. Les derniers fluides, probablement enrichis en CO₂, colmatent le système en empruntant les zones cassantes que sont les clivages de crénulation (figure 2.16.B). Cependant, l'hypothèse d'un fluide unique évoluant dans le temps peut être évoquée pour expliquer les différents événements décrits précédemment.

5. DISCUSSION

Le gisement aurifère de Yaho est clairement caractérisé par la présence de sulfures (pyrite et arsénopyrite) et d'oxydes de fer (magnétite ± hématite). Ce cortège minéral se rapproche particulièrement de celui des gisements de Wona (Augustin, 2011) et de Nyafé (Béland, 2009), tous localisés dans un secteur de moins de 20 km de rayon (figure 1.6). Aussi, les gisements aurifères en développement de Fofina et Fobiri, plus proches de la zone Yaho, présentent des corps fortement minéralisés en pyrite et arsénopyrite (Paulin-Bissonnette, 2012). Dans cette section, une étude comparative entre les minéralisations de Yaho,

Wona, Fofina et Fobiri est entreprise afin de relever leurs similarités et différences en ce qui concerne la chimie de leurs sulfures et magnétites.

Sur la base de la géochimie, Augustin (2011) a mis en évidence l'existence de deux types de pyrite dans le gisement aurifère de Wona : les pyrites Py1 primaires d'origine sédimentaire et les pyrites Py2 métamorphiques et/ou hydrothermales. Une comparaison montre que les pyrites de Yaho notamment les Py3 (pyrites automorphes, recristallisées et à texture semi-spongieuse) et les Py2 de Wona ont des spectres très similaires (figure 5.29). Les pyrites Py1 d'origine primaire de Wona présentent clairement un enrichissement systématique en tous les éléments sauf en Bi par rapport aux deux premières. Néanmoins, le contenu aurifère est presque identique pour les Py1 de Wona et les Py3 de Yaho.

Les pyrites recristallisées de Fobiri sont nettement plus enrichies en métaux de base (Cu, Zn, Ag) que celles de Yaho (figure 5.30). Ceci pourrait s'expliquer par le contexte volcanique mafique de Fobiri. Aussi, les teneurs élevées en Te et Au sont très caractéristiques des pyrites de Fobiri.

Les pyrites recristallisées de Fofina ont aussi des spectres similaires à ceux de Yaho (figure 5.31). On note tout de même un enrichissement relatif de ces pyrites en V, Cu, Zn et Se.

Les spectres des arsénopyrites de Fobiri et Yaho sont semblables mais les premières sont visiblement plus enrichies en tous les éléments exception faite du Bi. Les différences de concentrations en métaux de base (Cu, Zn et Ag) sont

particulièrement remarquables (figure 5.32). Les mêmes observations sont faites sur la figure 5.33 à la seule différence que le contenu aurifère est plus élevé dans les arsénopyrites de Yaho comparativement à celles de Fofina.

Comparativement aux arsénopyrites de Wona, celles de Yaho sont plus enrichies en Mn et Bi et plus appauvries en Mo, Ag et Te (figure 5.34).

À Wona, la magnétite est localisée sur les murs est et ouest du gisement et présente la même signature géochimique (Augustin, 2011). La figure 5.35 montre que celle de Yaho présente sensiblement le même contenu chimique d'éléments traces et pourrait donc avoir la même origine hydrothermale.

6. CONCLUSION

Le gisement aurifère de Yaho est exclusivement encaissé dans une unité de wackes lithiques intercalés par des bancs de conglomérats polygéniques. Les valeurs aurifères à potentiel économique sont en relation étroite avec la pyrite et l'arsénopyrite qui sont localisées soit dans les veines et veinules à gangue silicatée, soit dans les zones silicifiées (incluant les silicifications massives), soit dans la matrice micacée, soit dans les fragments lithiques généralement altérés.

L'étude texturale a permis l'identification de trois types de pyrite (Py1, Py2 et Py3) et deux types d'arsénopyrite (AsPy1 et AsPy2) en relation évidente avec l'altération hydrothermale. Cependant, les données analytiques ne permettent pas

d'assigner à chaque famille texturale une signature géochimique spécifique. La texture n'est donc pas un critère de discrimination des sulfures à Yaho.

Les grains de magnétite montrent une homogénéité géochimique, quoique les résultats analytiques signalent la présence de titano-magnétite. Les valeurs de Co, Ni et Ti et les relations spatiales observées entre minéralisations et altérations (séricitisation, silicification et veines et veinules à gangue silicatée et/ou sulfurée) confirment bien le caractère hydrothermal des sulfures et magnétites du gisement de Yaho.

L'or libre, sous forme de particules ou d'inclusions dans d'autres phases minérales, n'a pas été observé. Les plus grandes valeurs aurifères fournies par les analyses au LA-ICP-MS proviennent essentiellement des arsénopyrites. L'observation des profils analytiques montrent qu'il est associé au réseau cristallin sous forme d'or invisible ou sub-microscopique dans ces dernières. Les pyrites contiennent aussi des quantités non négligeables d'or intégré dans leur structure cristalline mais aussi sous forme d'inclusions sub-microscopiques.

Enfin, les sulfures de Wona, Fobiri et Fofina partagent des caractéristiques chimiques communes avec ceux de Yaho mais quelques différences sont observées notamment en ce qui concerne les métaux de base et l'or. Ceci suggère que les différents gisements dérivent d'un même champ hydrothermal.

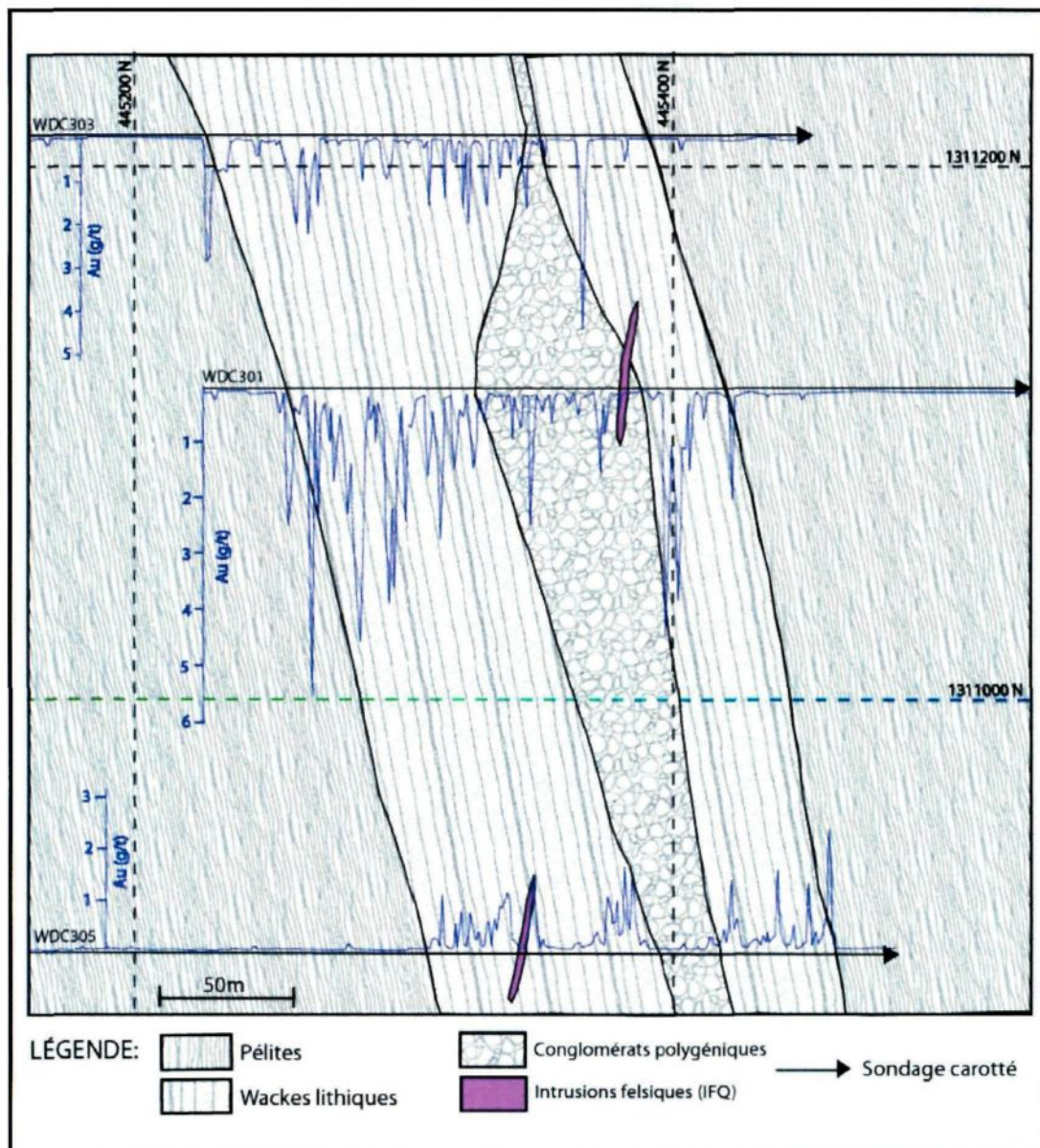


Figure 5.1. Carte géologique agrandie de Yaho avec les valeurs Au (trait bleu) superposées le long des forages carottés (azimut = 90°, inclinaison = 50°) projetés en plan.

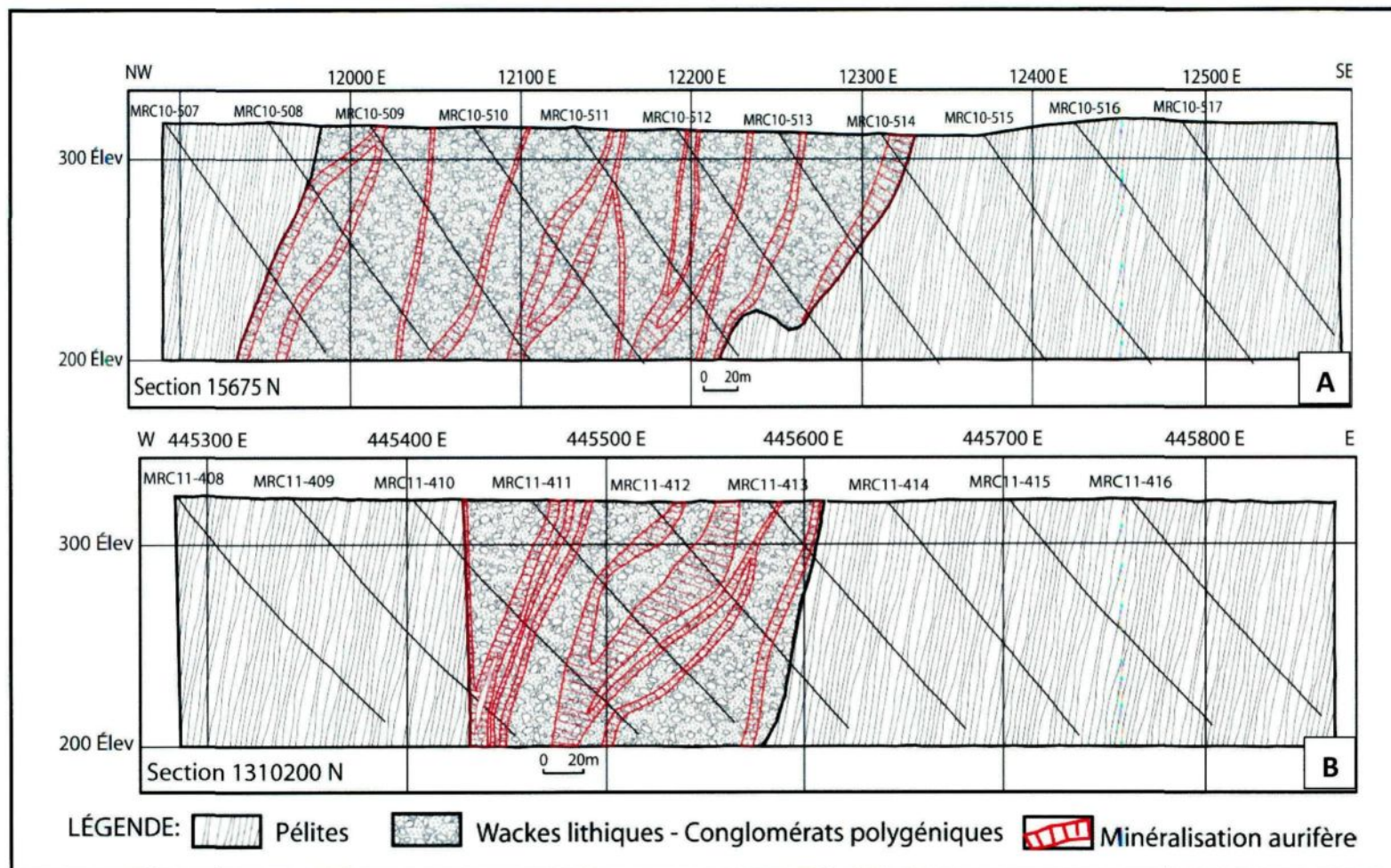


Figure 5.2. Distribution de la minéralisation aurifère à Yaho (sections localisées sur la figure 2.1 et interprétées à partir des sondages type RC). **A** : Section 15675 N (coordonnées locales). **B** : Section 1310200 N (coordonnées UTM).

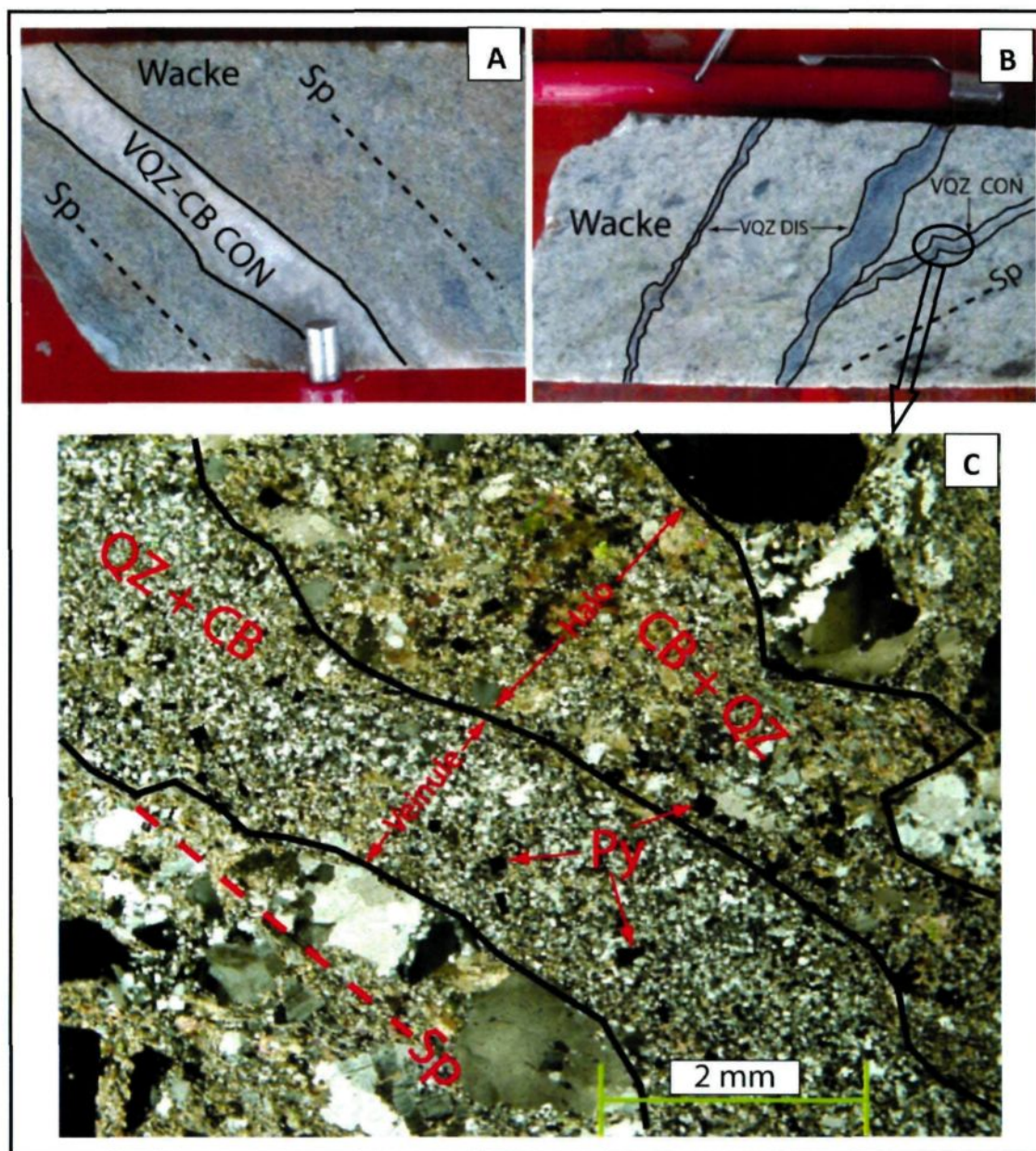


Figure 5.3. **A :** Veinule à quartz-carbonate concordante à la Sp (305-5). **B :** Veinules à quartz-carbonate-sulfures discordantes et concordantes à la Sp (303-3). **C :** Microphotographie (LP) de la veinule en concordance de la figure B.

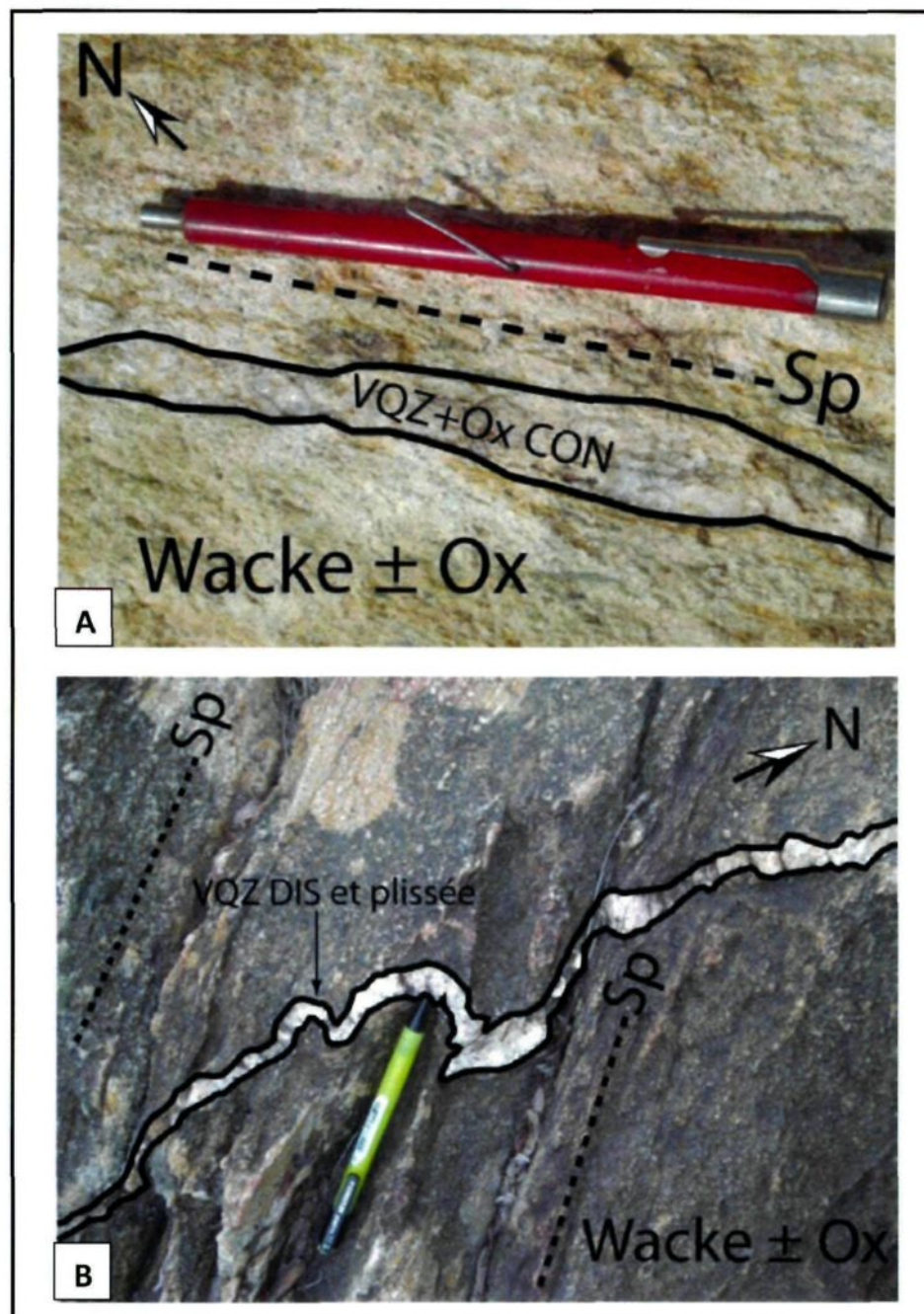


Figure 5.4. Veinules à quartz+oxydes observées sur l'affleurement 1 (wackes lithiques). **A** : en concordance avec la schistosité principale Sp. **B** : en discordance avec la schistosité Sp et affectée par un plissement.

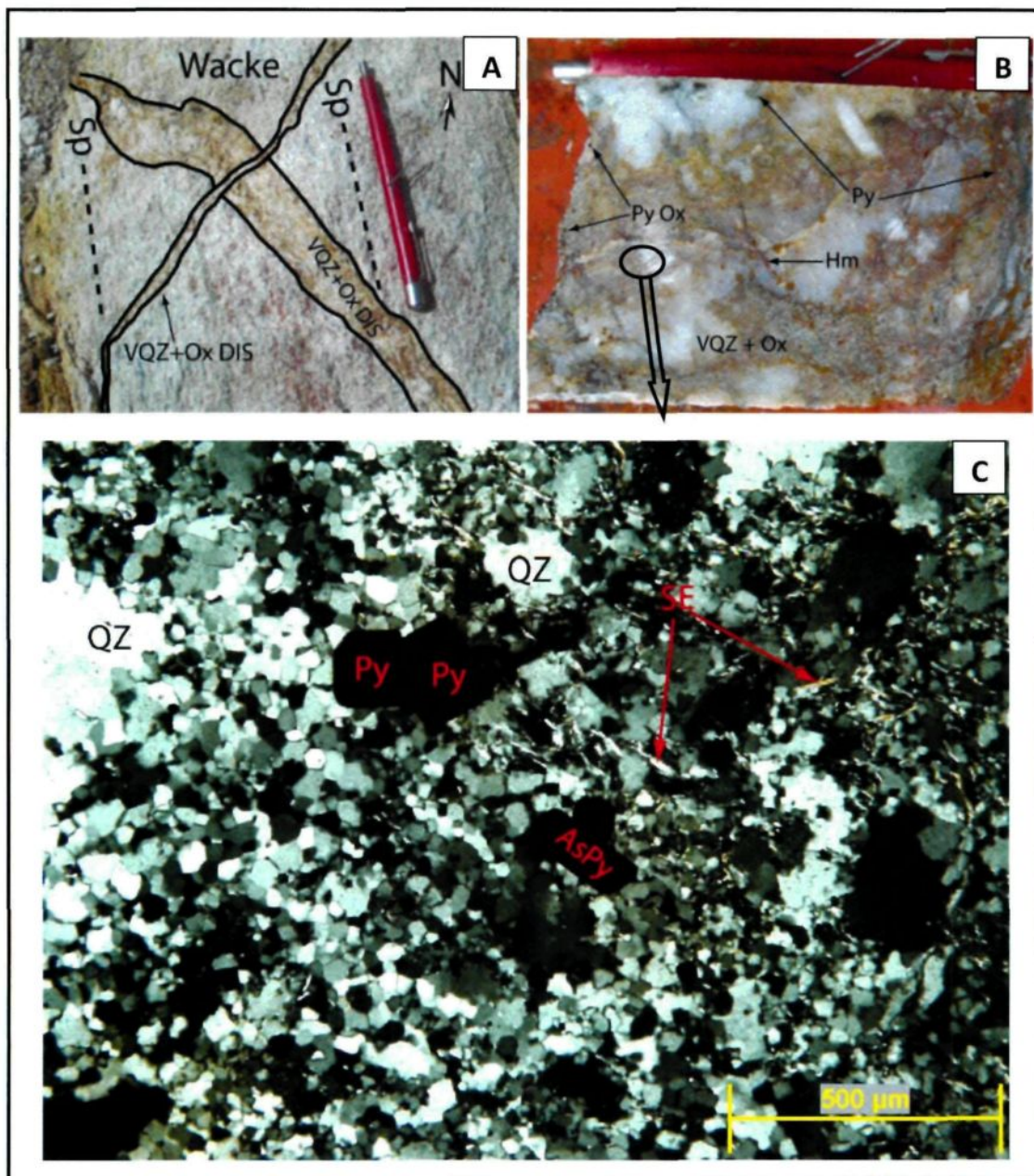


Figure 5.5. **A** : Deux générations de veinules à quartz+oxydes discordantes (DIS) (affleurement 1 : wacke lithique). **B** : Veine métrique à quartz+oxydes discordante. Présence de sulfures (pyrite essentiellement) oxydés et frais (303-1). **C** : Microphotographie (LP) de la figure B : quartz polygonaux ou à bordures dentelées présentant de la séricite interstitielle et des sulfures (pyrite et arsénopyrite).

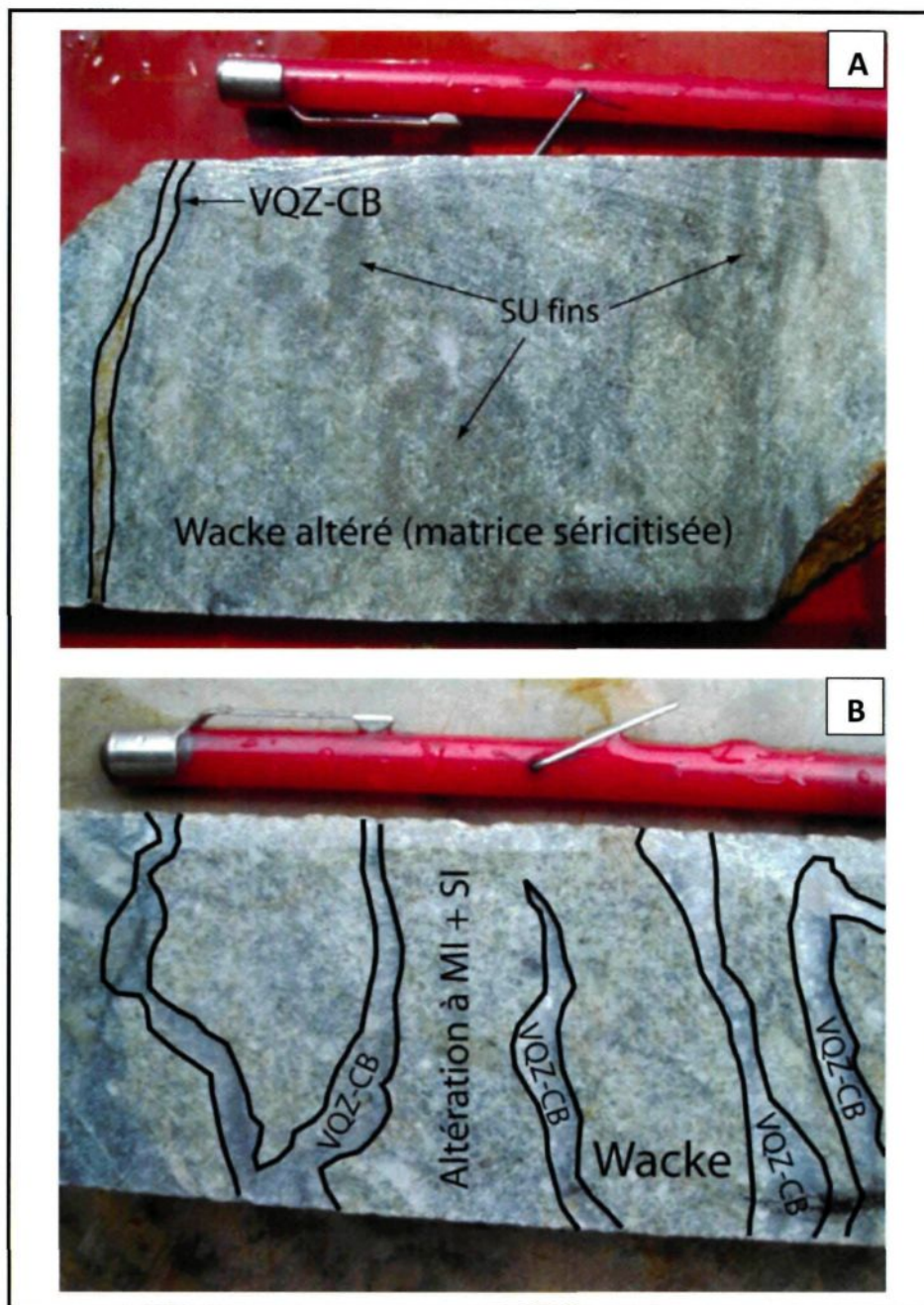


Figure 5.6. A : Wacke intensément altéré (matrice séricitisée et plus ou moins silicifiée) présentant de nombreux sulfures (SU) fins disséminés. Présence d'une veinule à QZ-CB (301-1). **B :** Wacke dont la matrice est affectée par une forte altération hydrothermale. On note la présence de nombreuses veinules à QZ-CB discordantes (301-19).

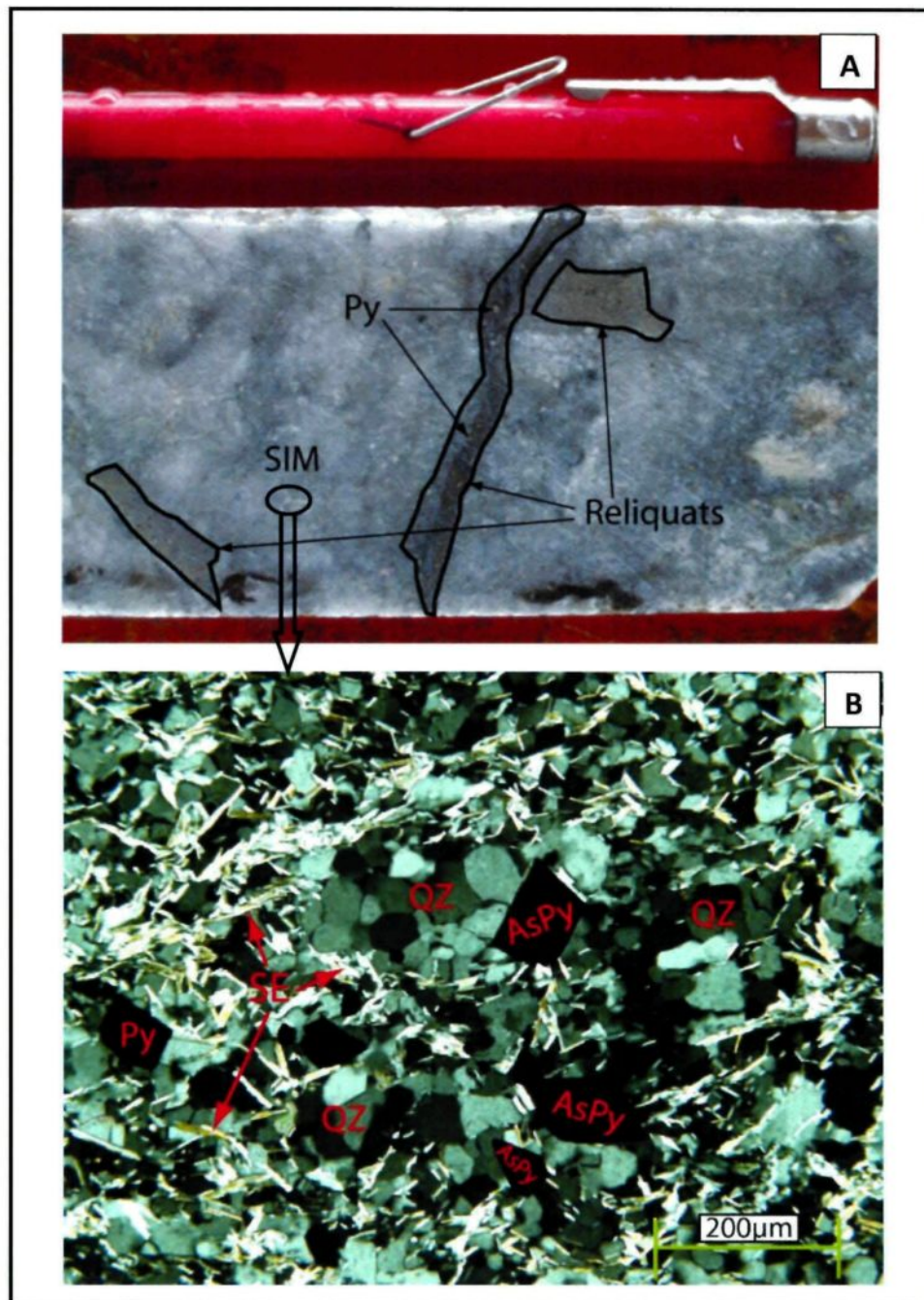


Figure 5.7. **A :** SIM avec quelques reliquats du protholite plus ou moins préservés. Présence de sulfures dans la SIM et dans les reliquats (301-18). **B :** Microphotographie (LP) de la SIM de la figure A : composition minéralogique à quartz, séricite et sulfures.

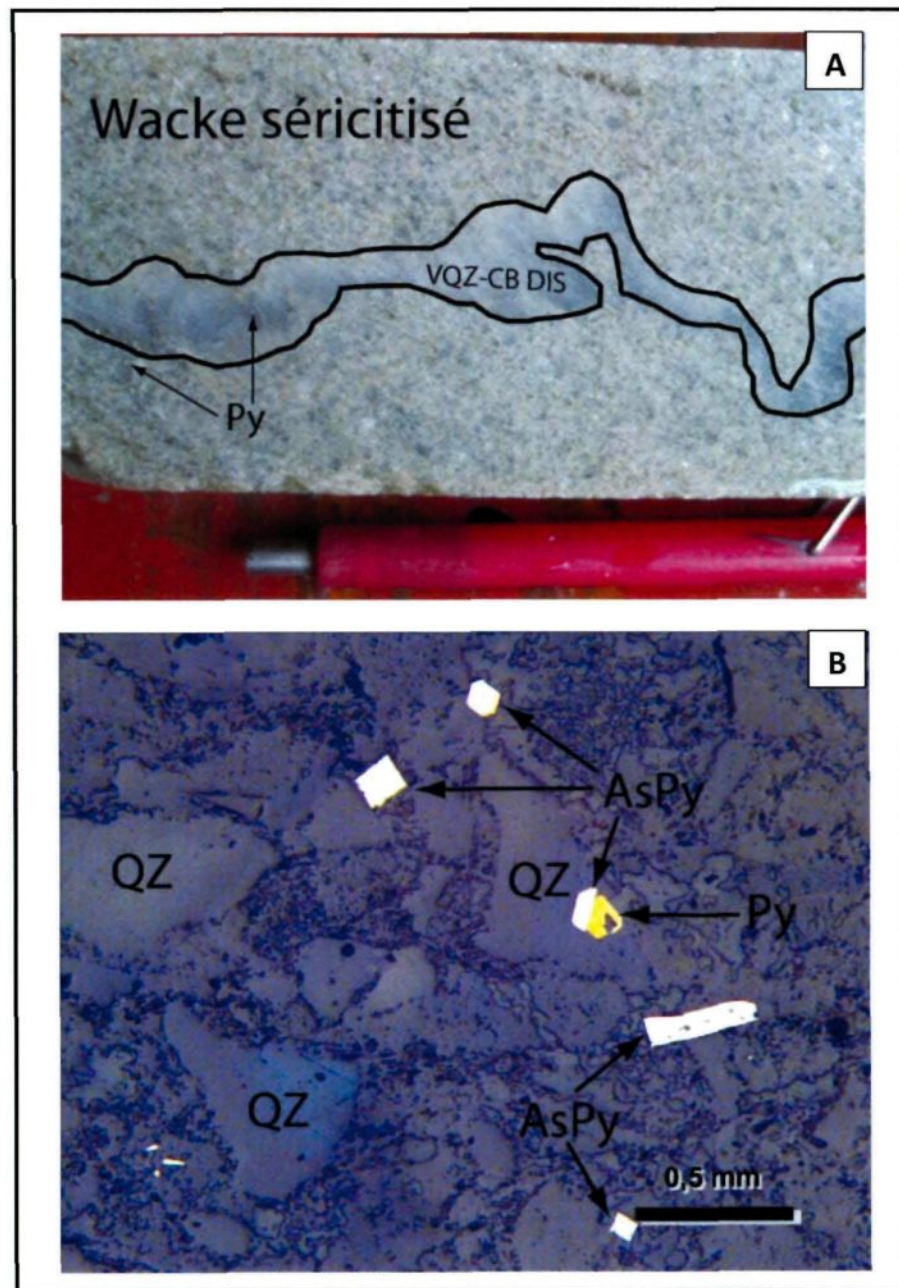


Figure 5.8. A : Wacke à matrice fortement séricitisée. Présence de sulfures (Py) dans la matrice et dans la veinule à quartz-carbonate discordante (DIS) et plissée (305-13). **B :** Microphotographie (LR) d'arsénopyrite (AsPy) et de pyrite (Py) associées à la matrice constituée de micas blancs, quartz et carbonate d'un wacke (305-5).

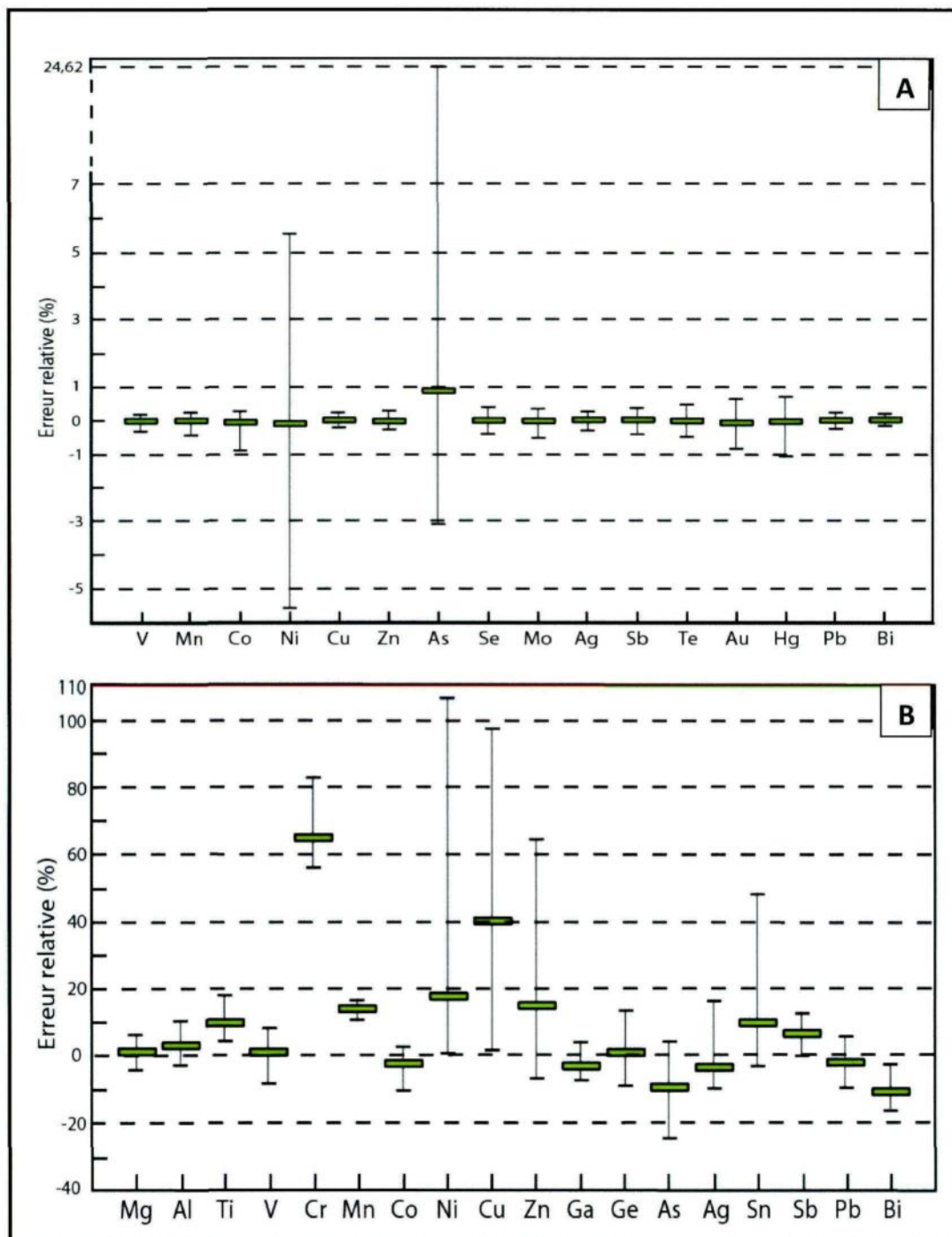


Figure 5.9. Erreurs relatives mesurées par rapport aux valeurs « étalons » : la boîte verte représente la moyenne et la ligne verticale correspond aux valeurs minimale et maximale.
A : PS1 utilisé pour les sulfures. **B** : GSD utilisé pour la magnétite.

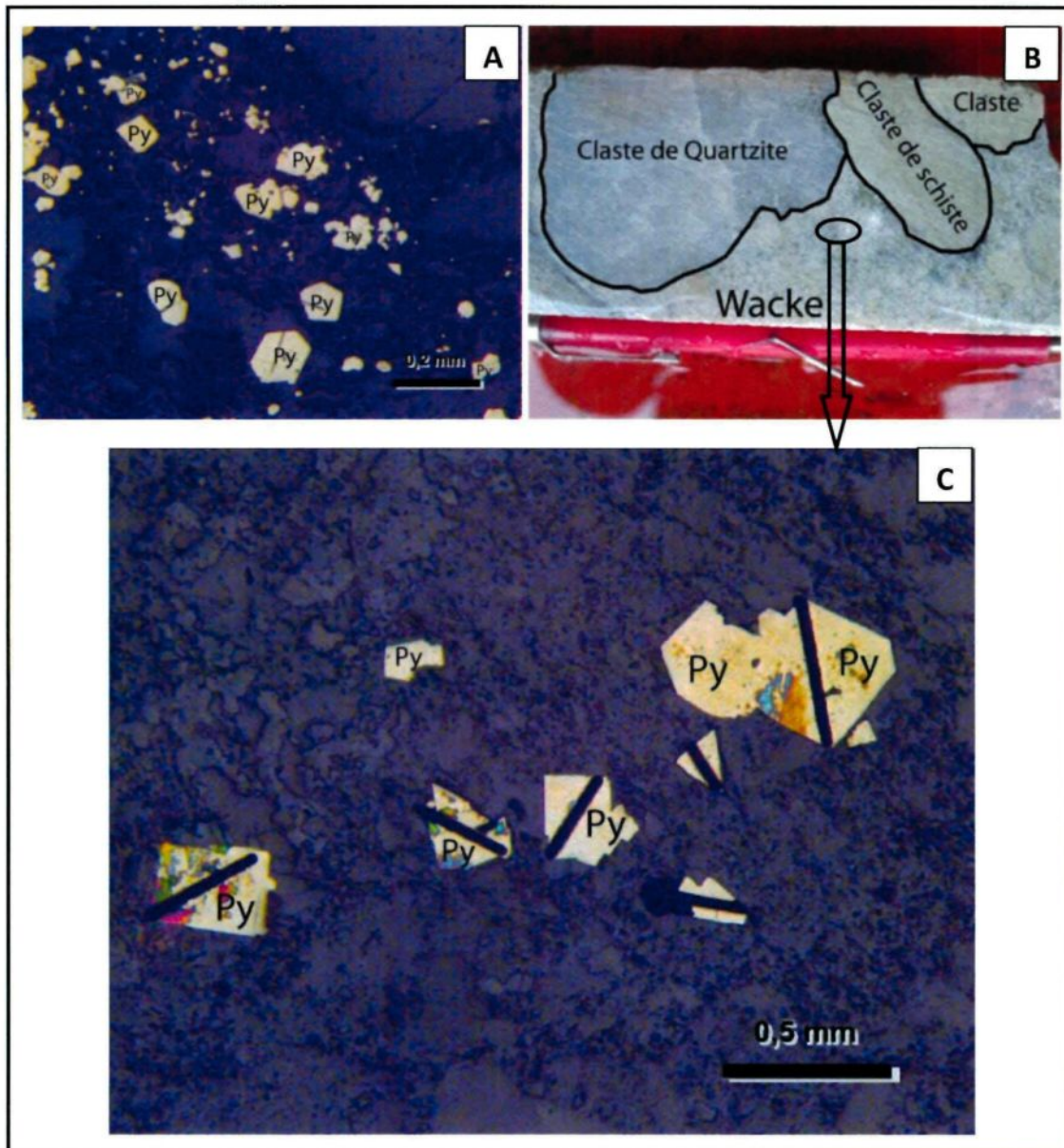


Figure 5.10. A : Microphotographie (LR) de cristaux automorphes à sub automorphes de pyrite associés à la matrice micacée et plus ou moins silicifiée d'un wacke (301-1). **B :** Wacke lithique vert beige avec des clastes de quartzite et de schiste (305-7). **C :** Microphotographie (LR) de cristaux automorphes de pyrite observés dans la matrice du wacke de la figure B. **NB :** on note un phénomène d'agglomération des pyrites dans les figures A et C. Les traits noirs sur les pyrites représentent les traces du laser.

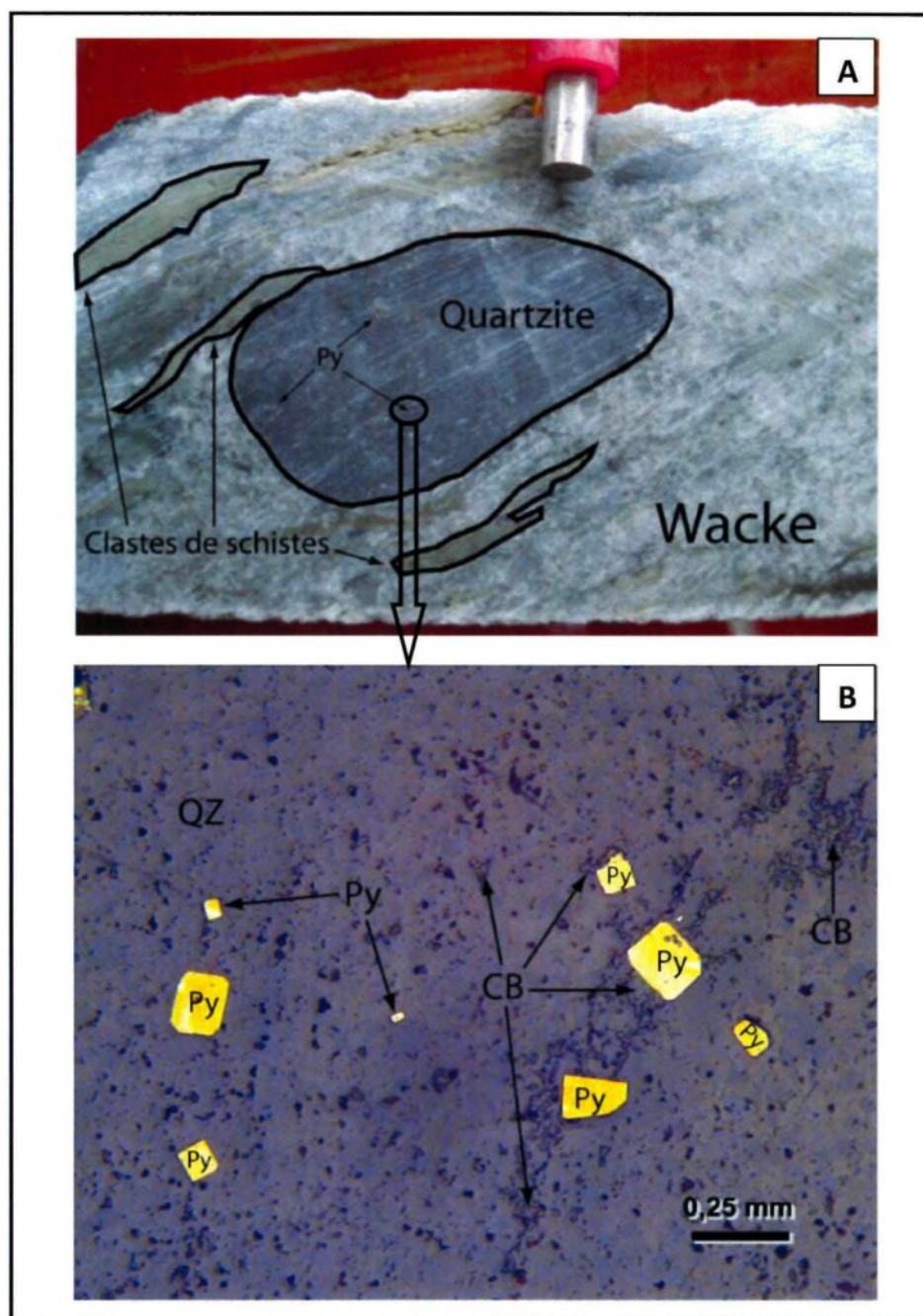


Figure 5.11. A : Clastes de quartzite (sub arrondi) et de schiste (verts allongés) dans un wacke (301-7). **B :** Microphotographie (LR) montrant des cristaux cubiques de pyrite se développant à partir de carbonates (ferrifères probablement), observés dans le galet de quartzite de la figure A.

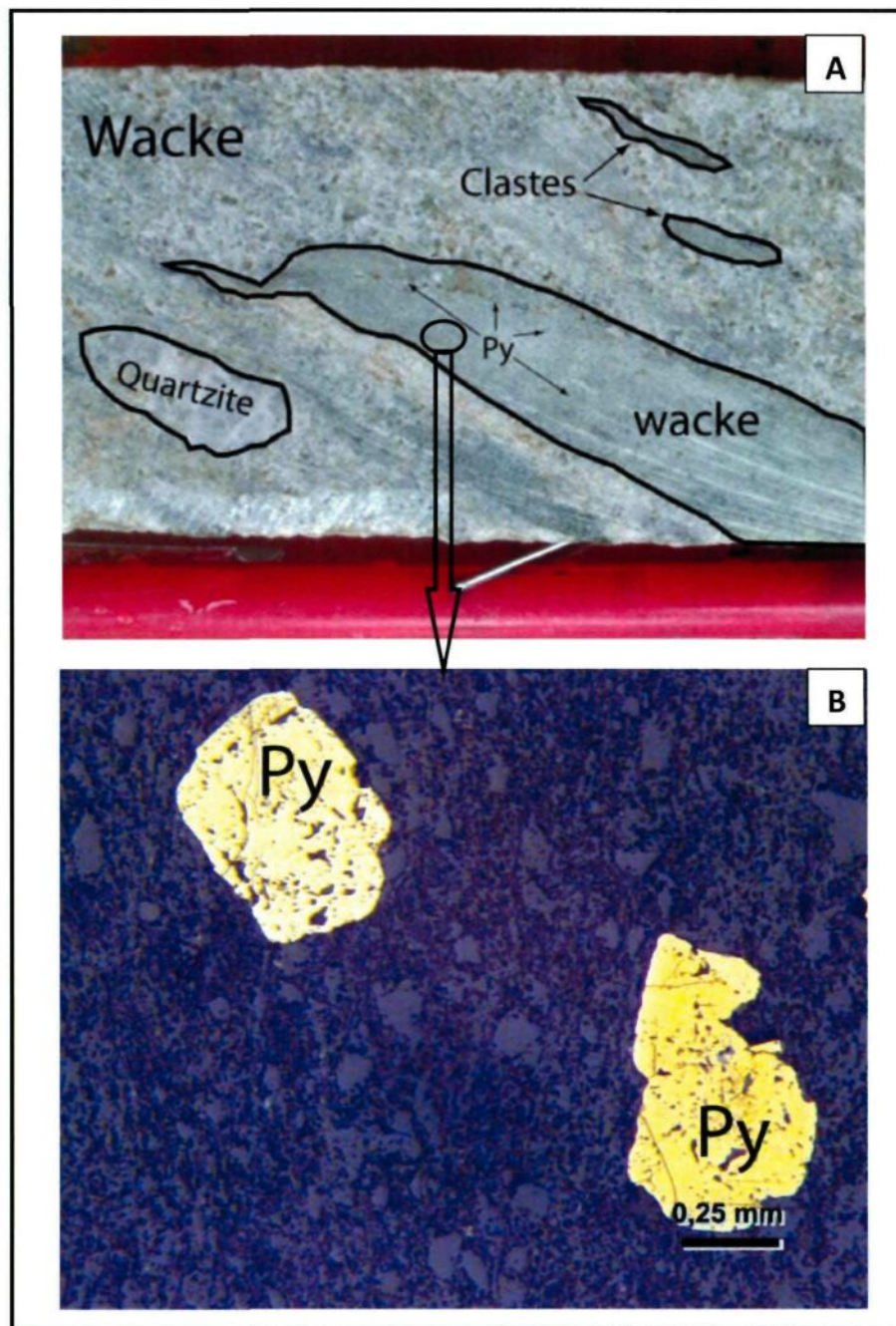


Figure 5.12. **A :** Clastes de quartzite et de wacke (contenant des sulfures) dans une matrice de wacke (301-5). **B :** Microphotographie (LR) de cristaux grossiers, automorphes et spongieux de pyrite observés dans le gros claste de wacke de la figure A.

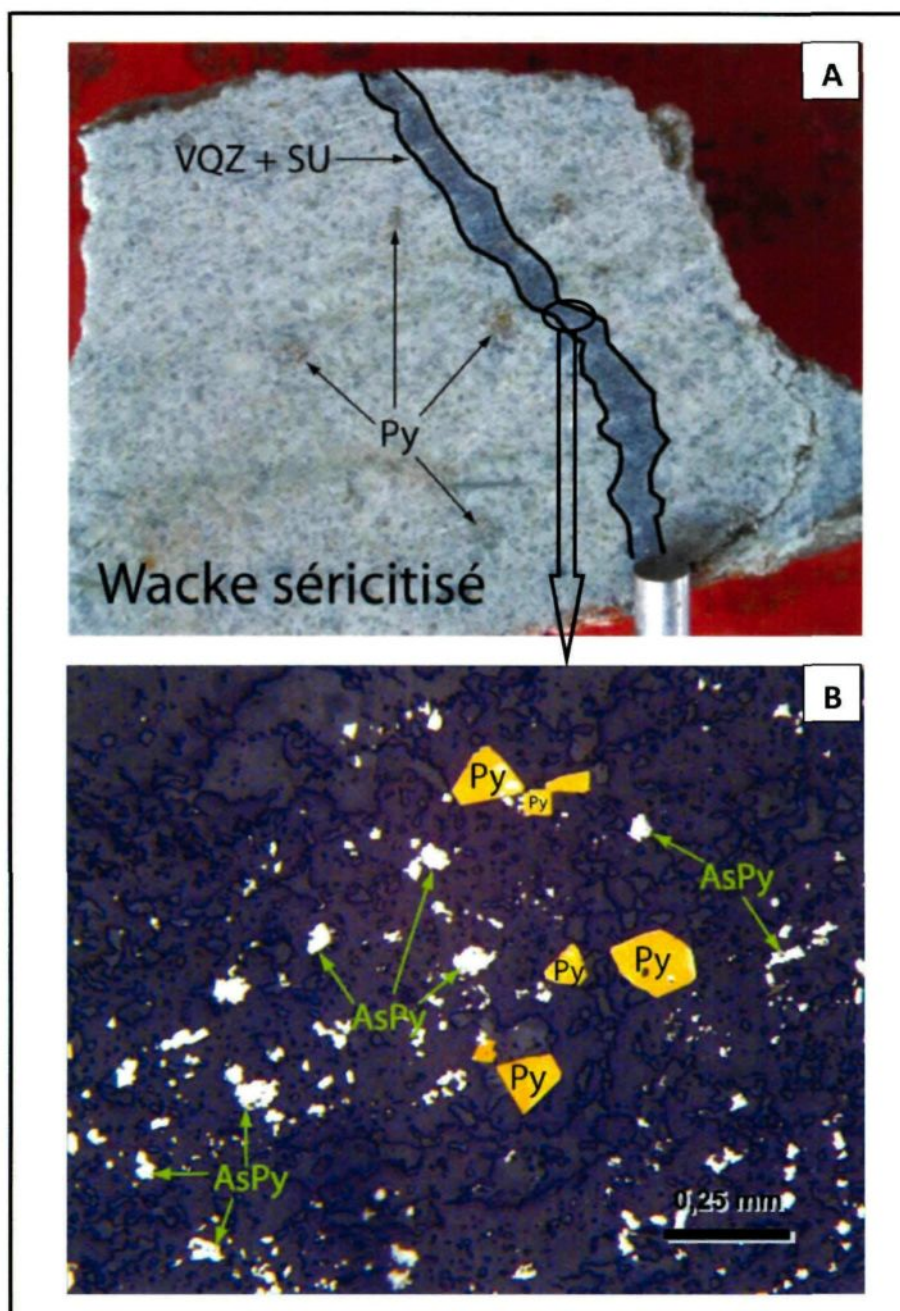


Figure 5.13. A : Wacke à matrice micacée (séricite) présentant des sulfures grossiers (Py). Présence d'une veinule discordante à quartz-sulfures (303-2). **B :** Microphotographie (LR) de cristaux de pyrite (automorphes) et d'arsénopyrite (xénomorphes à sub automorphes) observés dans la veinule de la figure A.

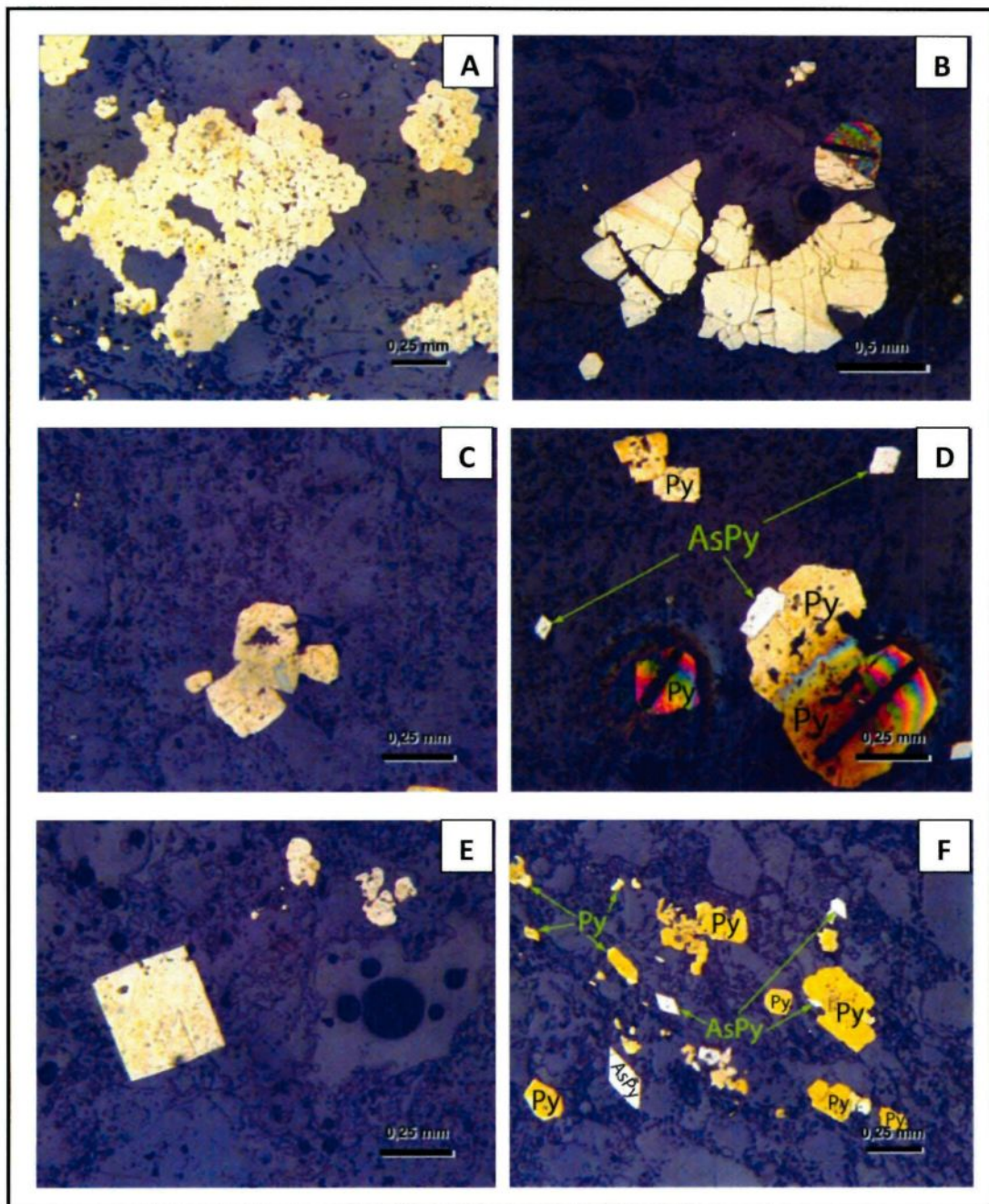


Figure 5.14. Illustrations du phénomène d'agglomération de cristaux de pyrite en réponse à l'augmentation des conditions métamorphiques. **A** : 301-1. **B** : 303-1. **C** : 301-19. **D** : 305-14. **E** : 301-4. **F** : 305-9. **NB** : Présence de cristaux d'arsénopyrite dans les figures D et F.

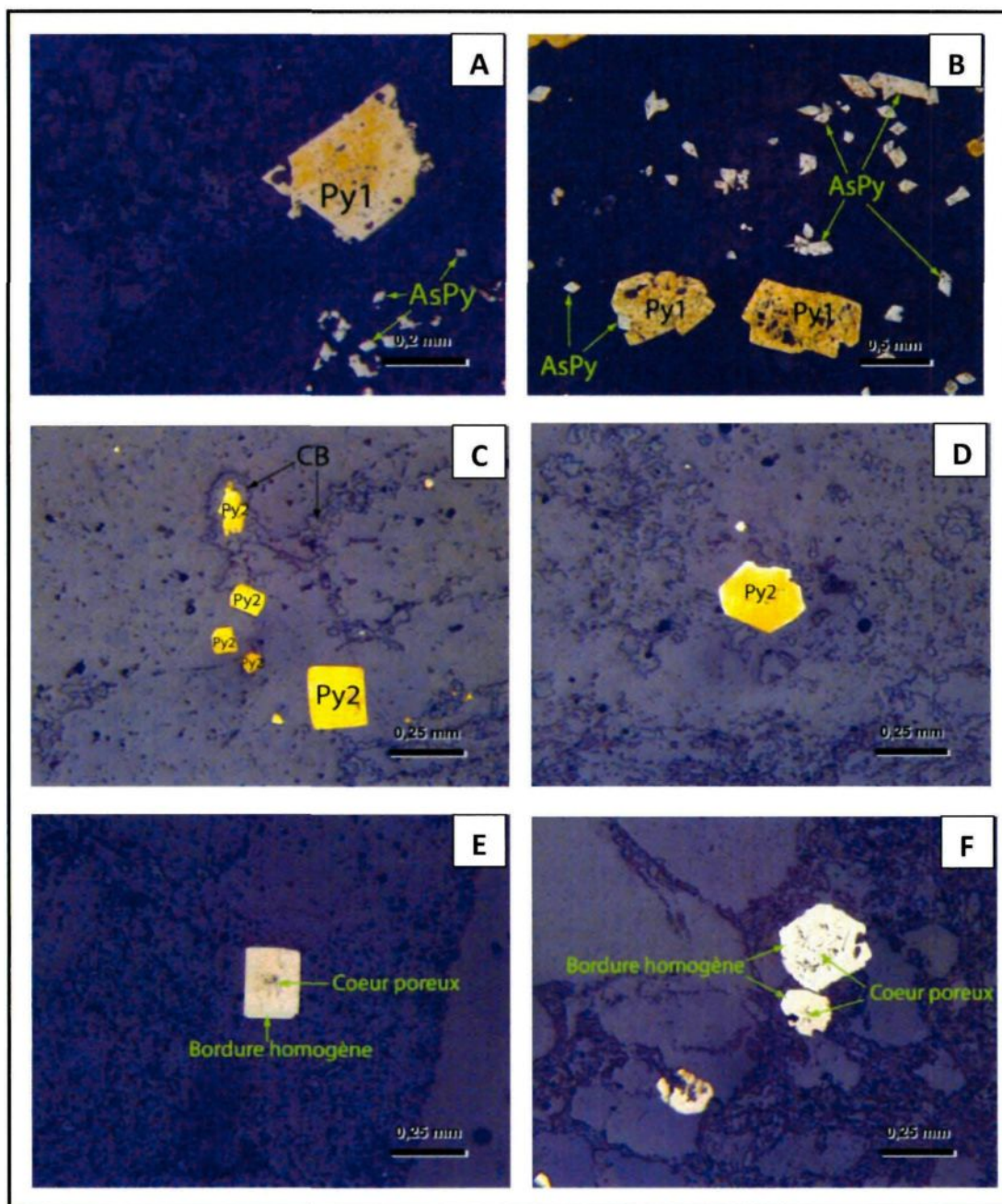


Figure 5.15. **A et B :** Pyrite type 1 (Py1) spongieuse (respectivement 301-2 et 305-14). **C et D :** Pyrite type 2 (Py2) automorphe à texture homogène (respectivement 301-7 et 305-1). **E et F :** Pyrite type 3 (Py3) automorphe avec des bordures homogènes et cœurs poreux du à la recristallisation (respectivement 305-7 et 305-12).

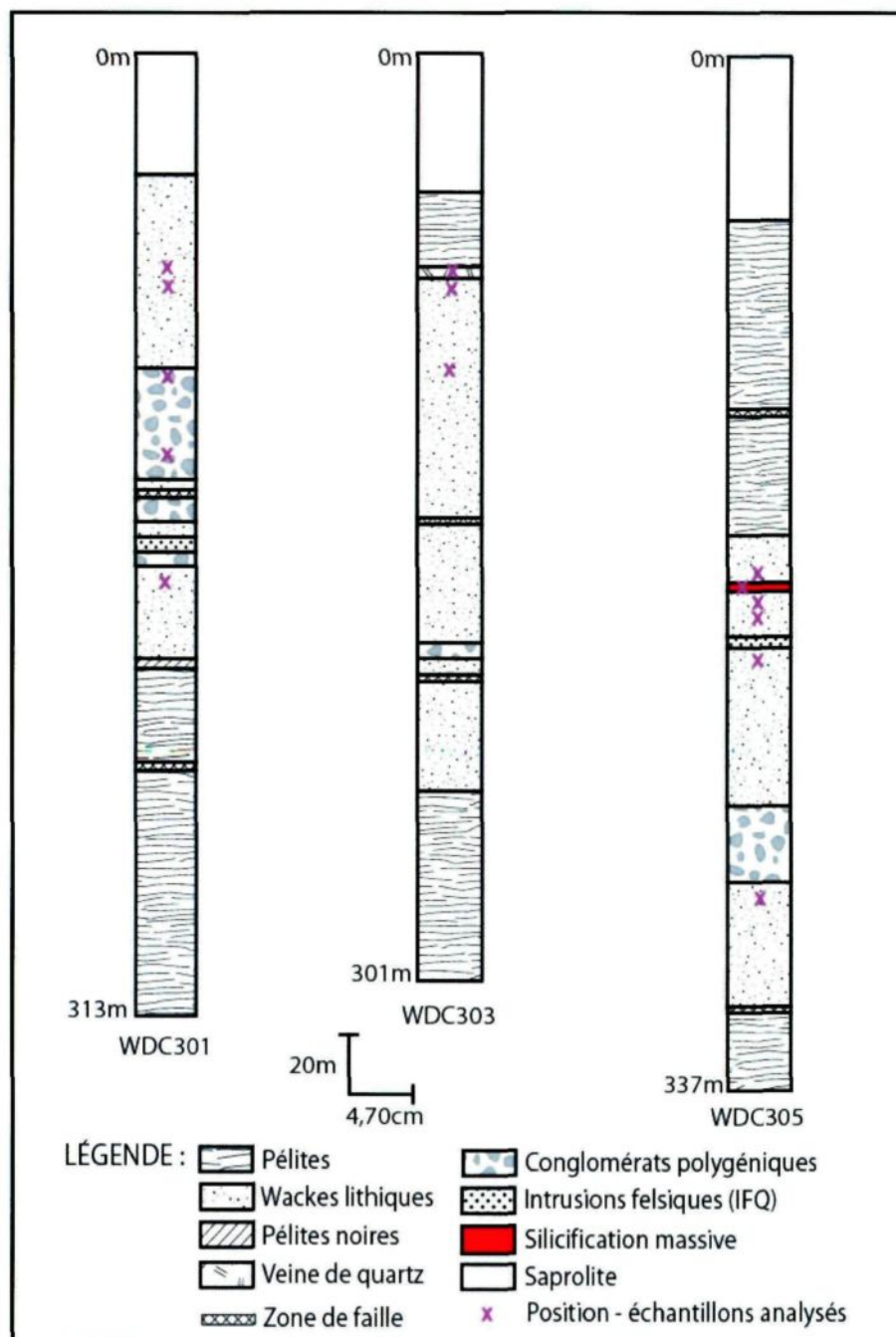


Figure 5.16. Distribution spatiale des échantillons de sulfures analysés au LA-ICP-MS le long des forages carottés.

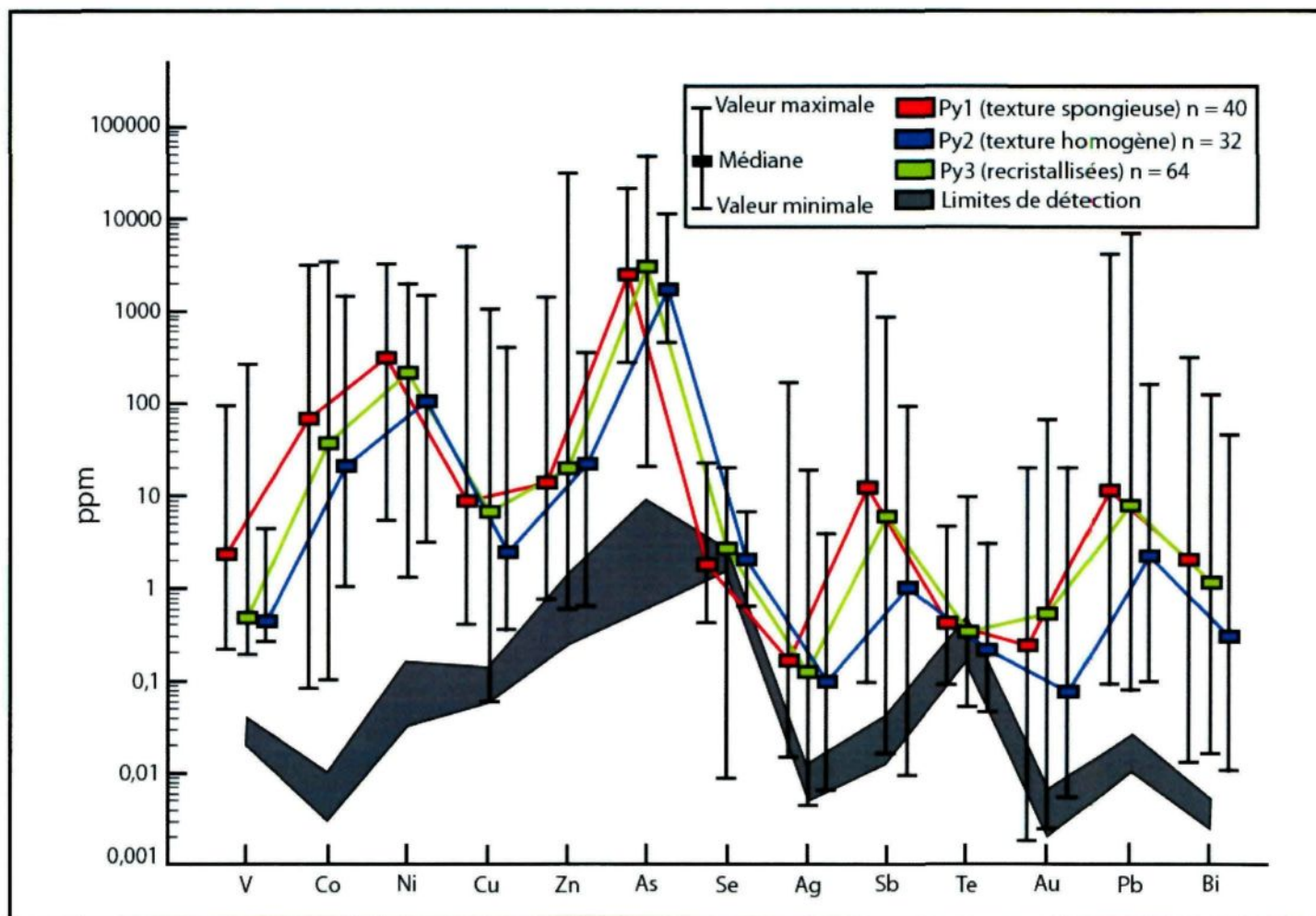


Figure 5.17. Synthèse des signatures géochimiques des trois types de pyrite (Py1, Py2 et Py3) identifiés à Yahoo sur la base de la texture.

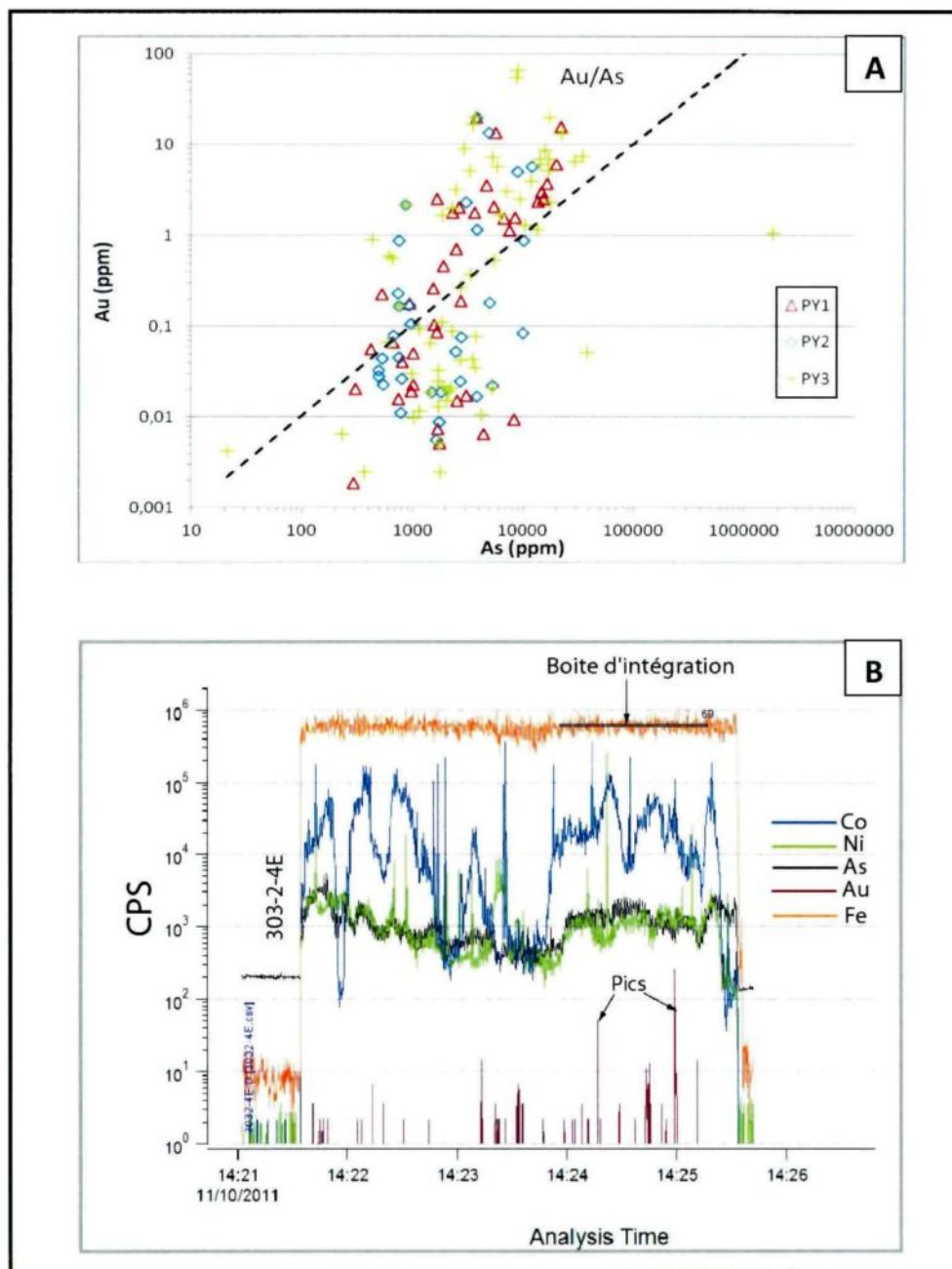


Figure 5.18. A : Diagramme binaire logarithmique illustrant une corrélation entre Au et As dans les différents types de pyrite de Yaho avec la courbe de tendance. **B :** Signaux graphiques de quelques éléments tels que Co, Ni, As, Au et Fe de la pyrite 303-2-4E; les pics indiquent la présence d'inclusions sub microscopiques.

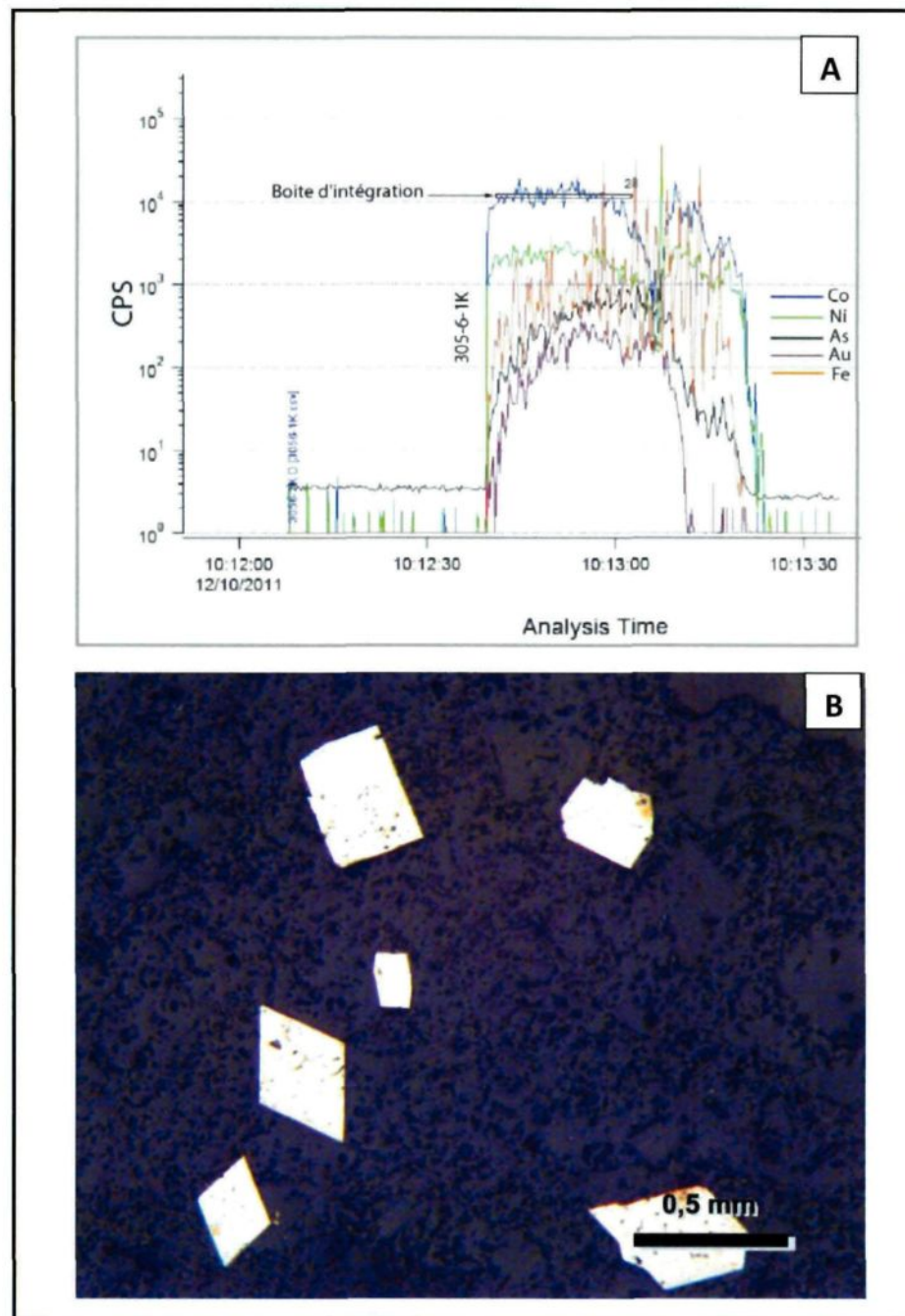


Figure 5.19. A : Signaux graphiques de quelques éléments tels que Co, Ni, As, Au et Fe de la pyrite 305-6-1K. **B :** Microphotographie (LR) de cristaux automorphes d'arsénopyrite dans un claste de wacke (305-14).

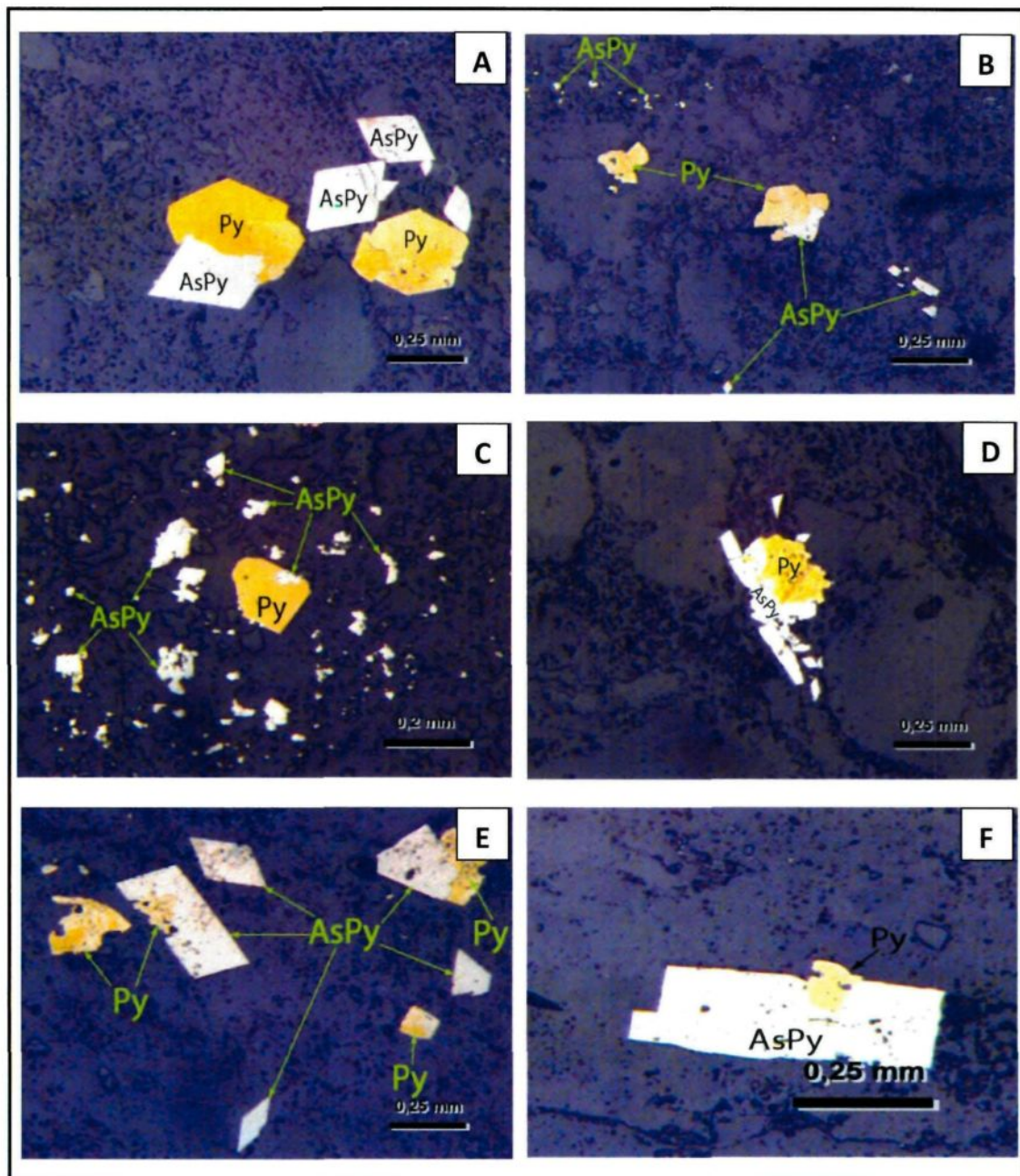


Figure 5.20. Illustrations du phénomène de substitution de la pyrite par l'arsénopyrite.
A : 301-6. **B :** 301-19. **C :** 303-2. **D :** 303-5. **E et F :** 305-6.

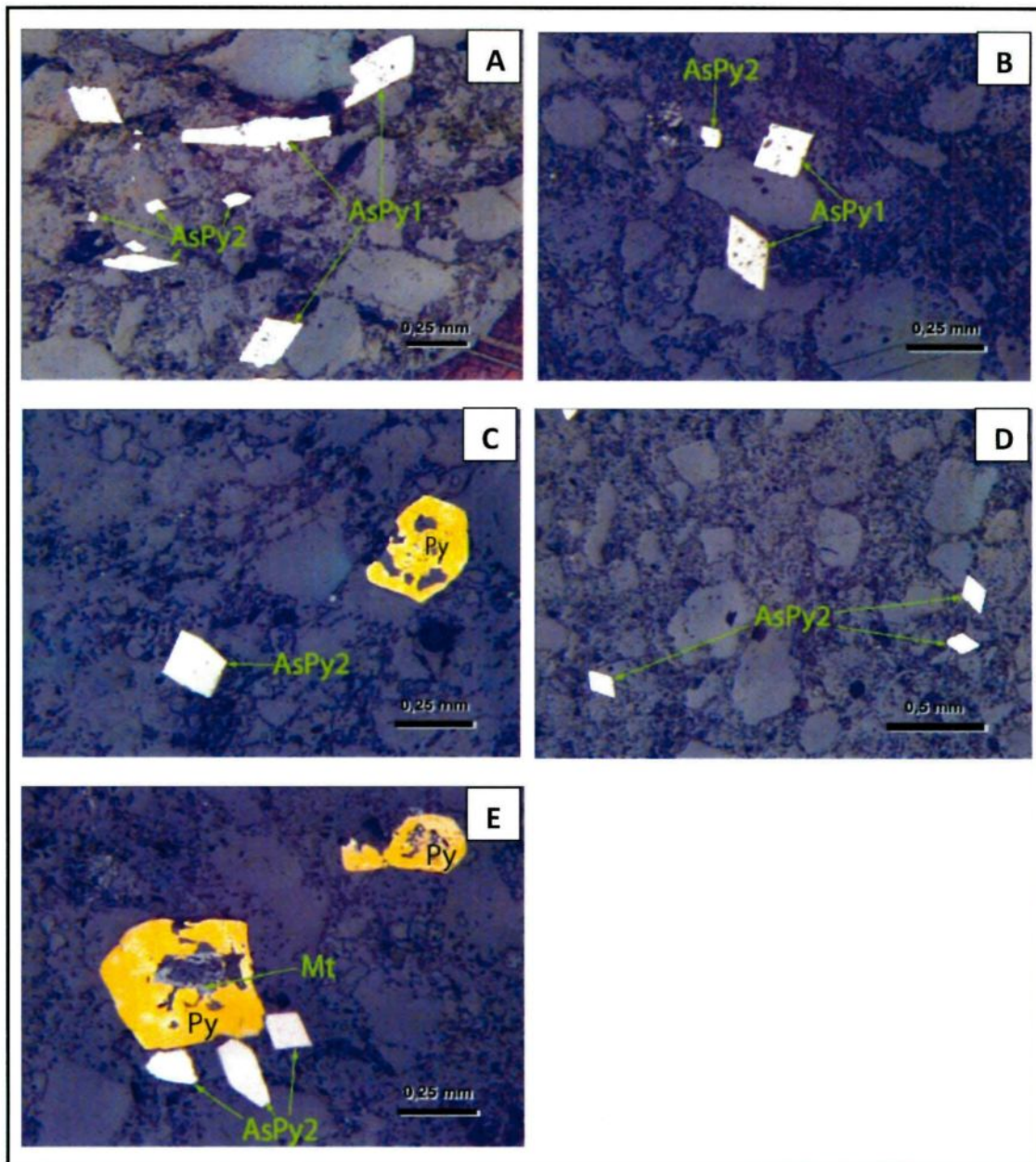


Figure 5.21. Distinction des deux types d'arsénopyrite en fonction de la texture. AsPy1 présente une texture semi spongieuse et AsPy2 une texture homogène. **A** : (305-10). **B** : (305-9). **C** : (305-5). On note la présence d'un cristal de pyrite. **D** et **E**: AsPy2 automorphe (301-19). La pyrite de la figure E présente des reliquats de magnétite (Mt) au cœur.

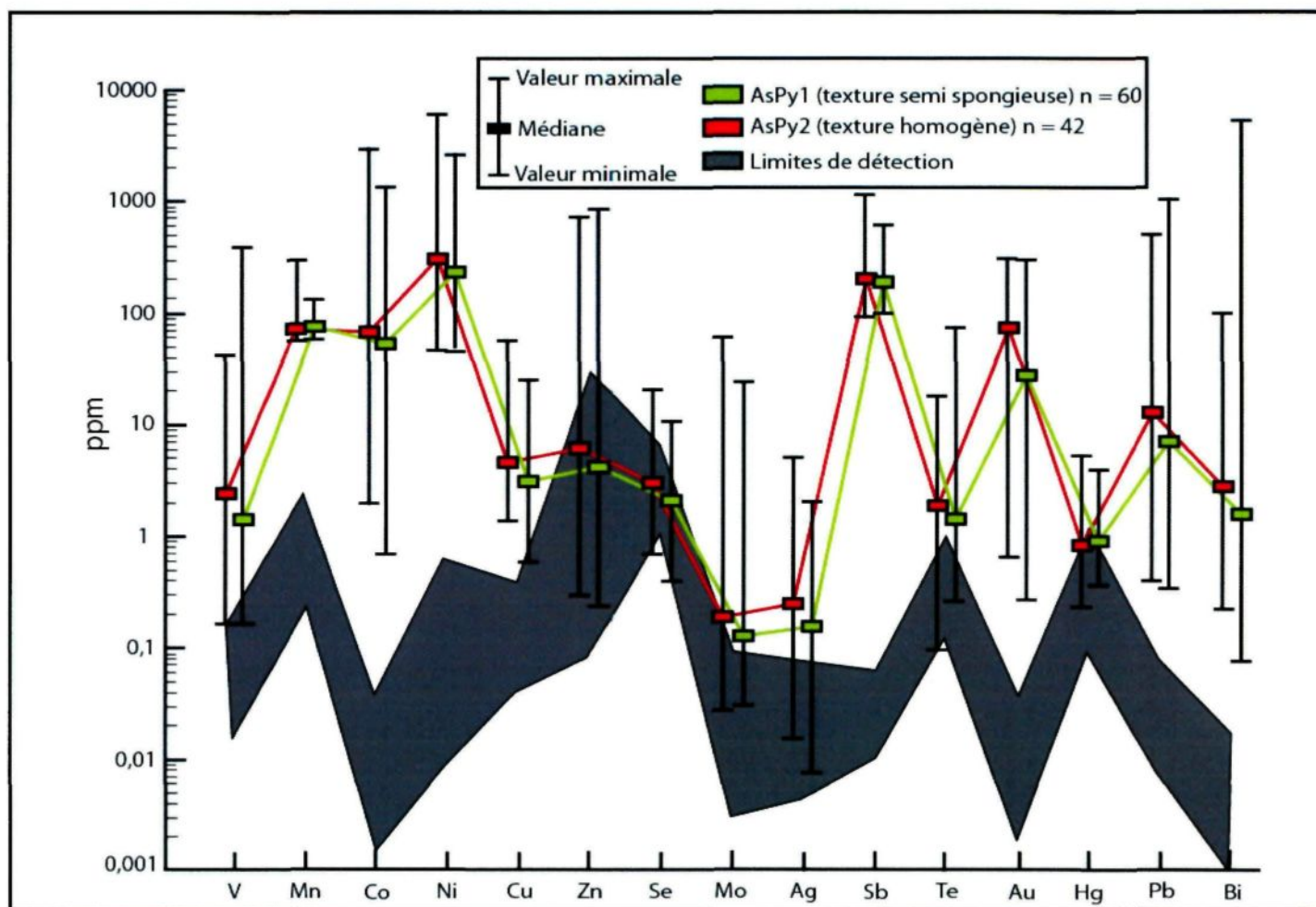


Figure 5.22. Synthèse des signatures géochimiques des deux types d'arsénopyrite (AsPy1 et AsPy2) identifiés à partir de la texture à Yaho.

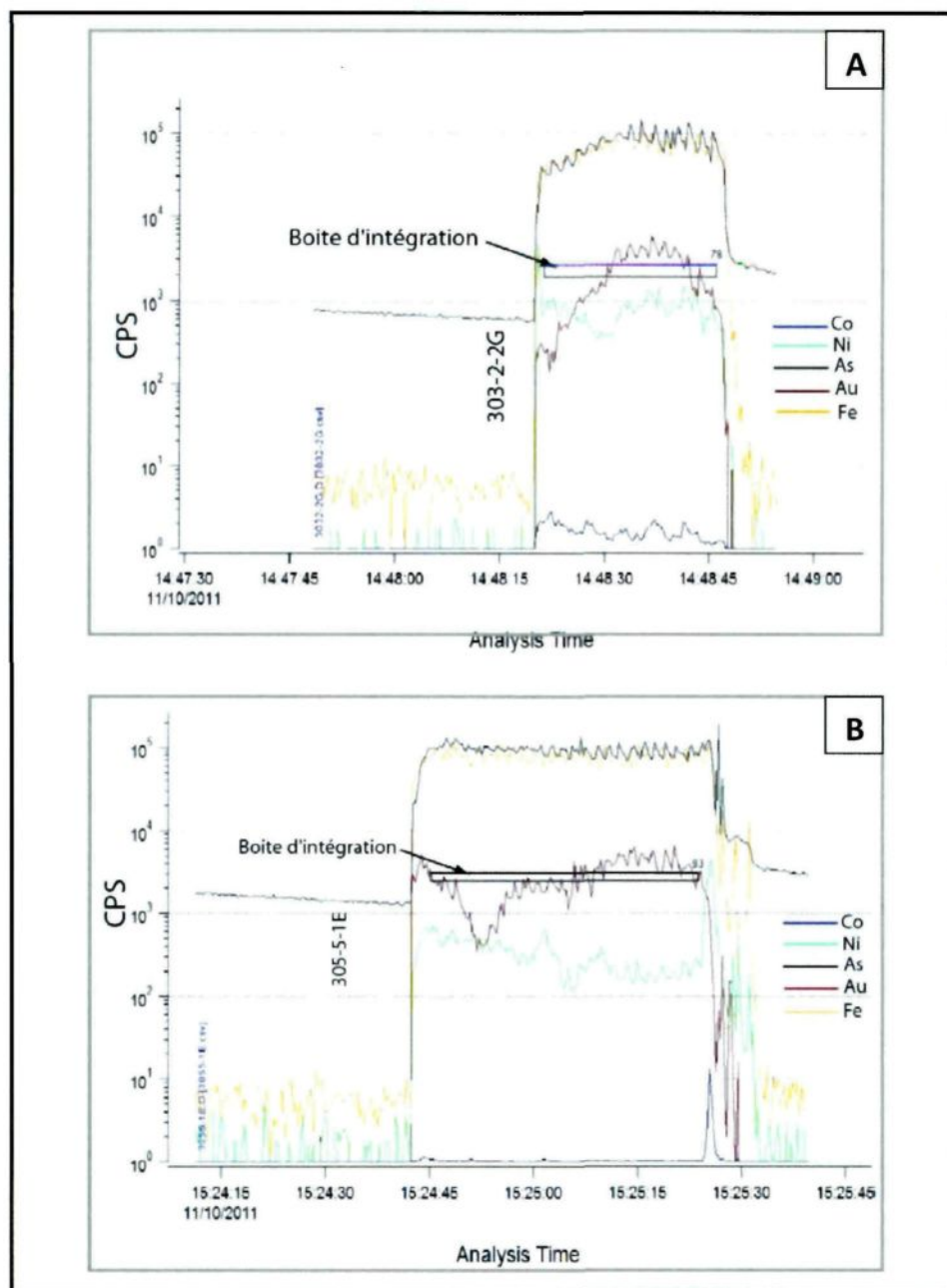


Figure 5.23. Signaux graphiques de quelques éléments tels que Co, Ni, As, Au et Fe obtenus sur des cristaux d'arsénopyrite. **A** : Arsenopyrite 303-2-2G. **B** : Arsenopyrite 305-5-1E. Le spectre continu et en plateau de Au indique sa présence dans la structure cristalline.

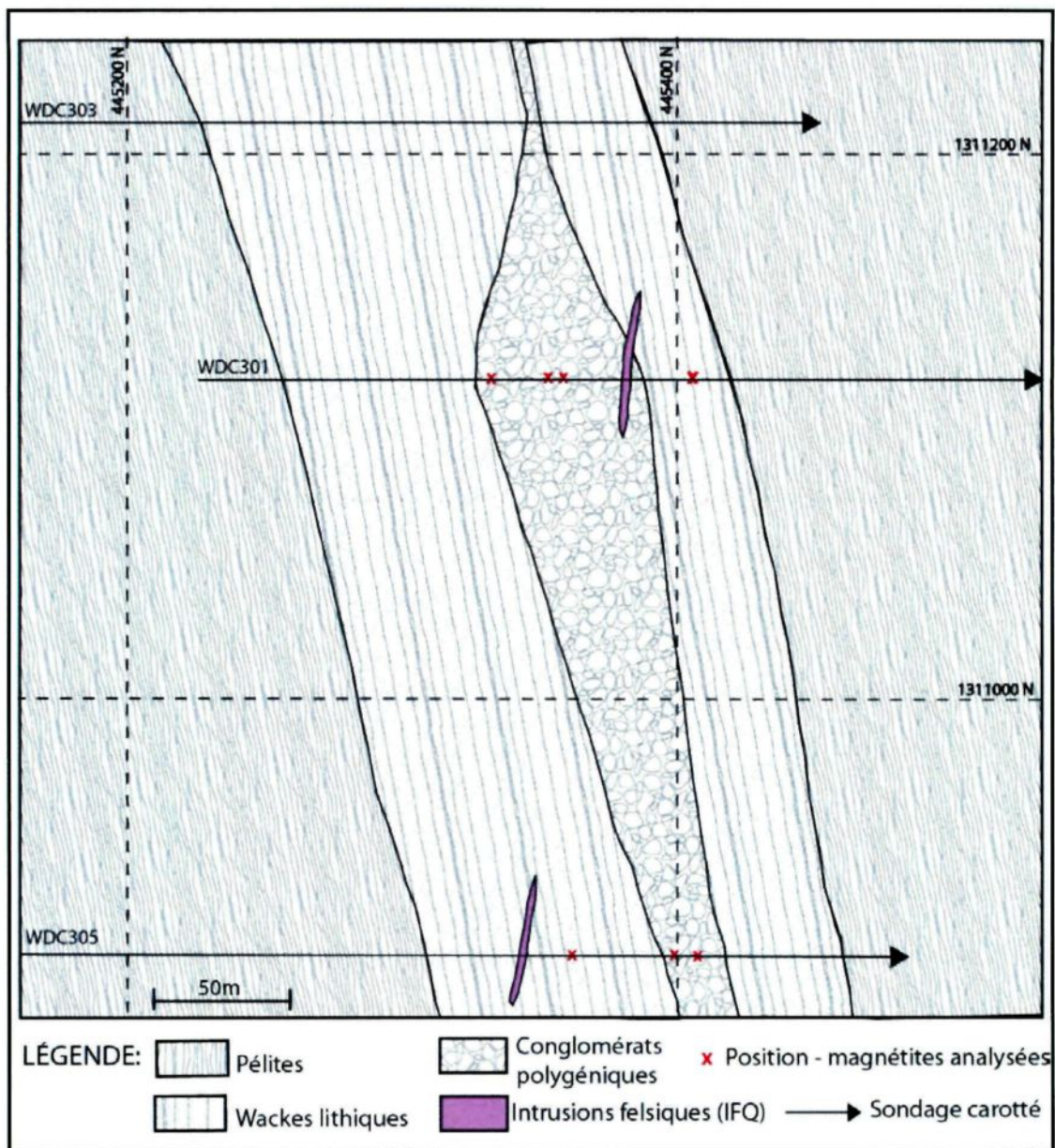


Figure 5.24. Carte géologique agrandie de Yaho avec la répartition spatiale des échantillons de magnétite (analysée au LA-ICP-MS) sur la projection verticale des forages carottés (azimut = 90°, inclinaison = 50°).



Figure 5.25. A : Cristaux de magnétite disséminés (points noirs) dans les fragments et la matrice d'un conglomérat polygénique (301-13). **B :** Lamines parallèles à sub parallèles de magnétite dans un niveau conglomératique (WDC301-136 m).

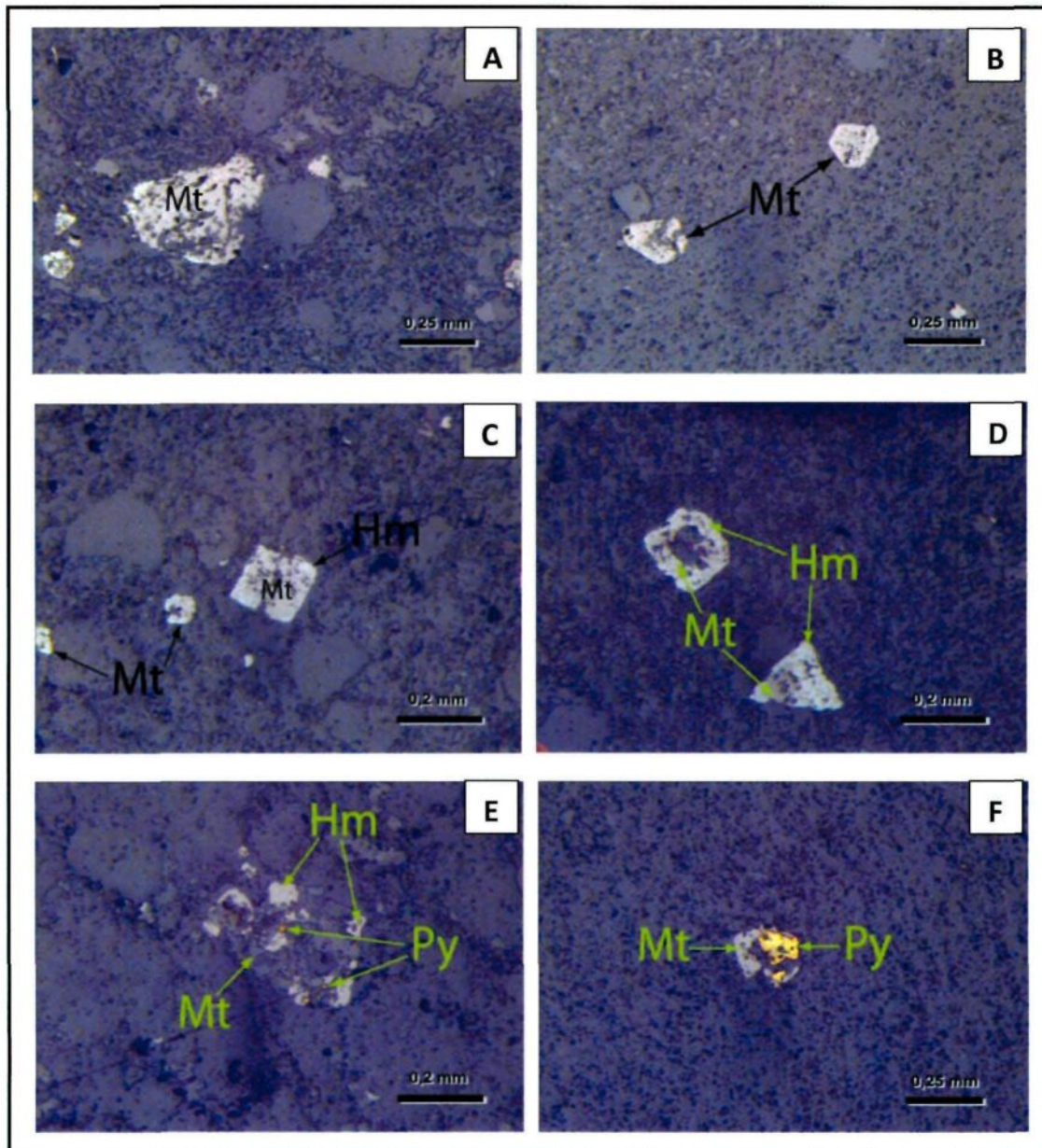


Figure 5.26. **A** : Magnétite poreuse xénomorphe (305-21). **B** : Magnétite poreuse à semi poreuse automorphe (305-21). **C** et **D** : Magnétite poreuse automorphe partiellement substituée en bordures par l'hématite (Hm) (301-13). **E** : Association spatiale magnétite-hématite-pyrite (301-10). **F** : Association spatiale magnétite – pyrite (305-25).

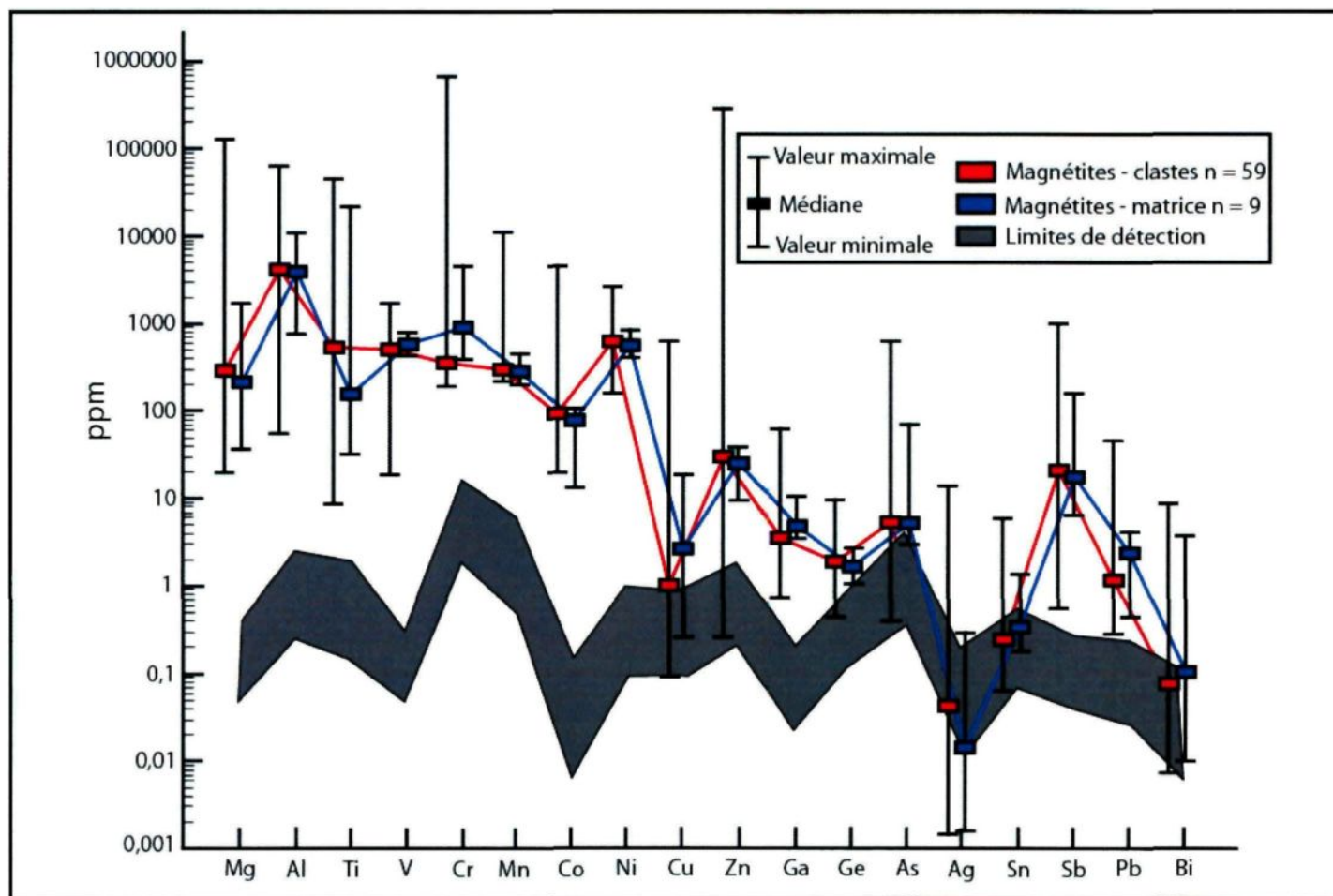


Figure 5.27. Synthèse des signatures géochimiques des magnétites localisées dans les clastes versus celles de la matrice des conglomérats polygéniques de Yaho.

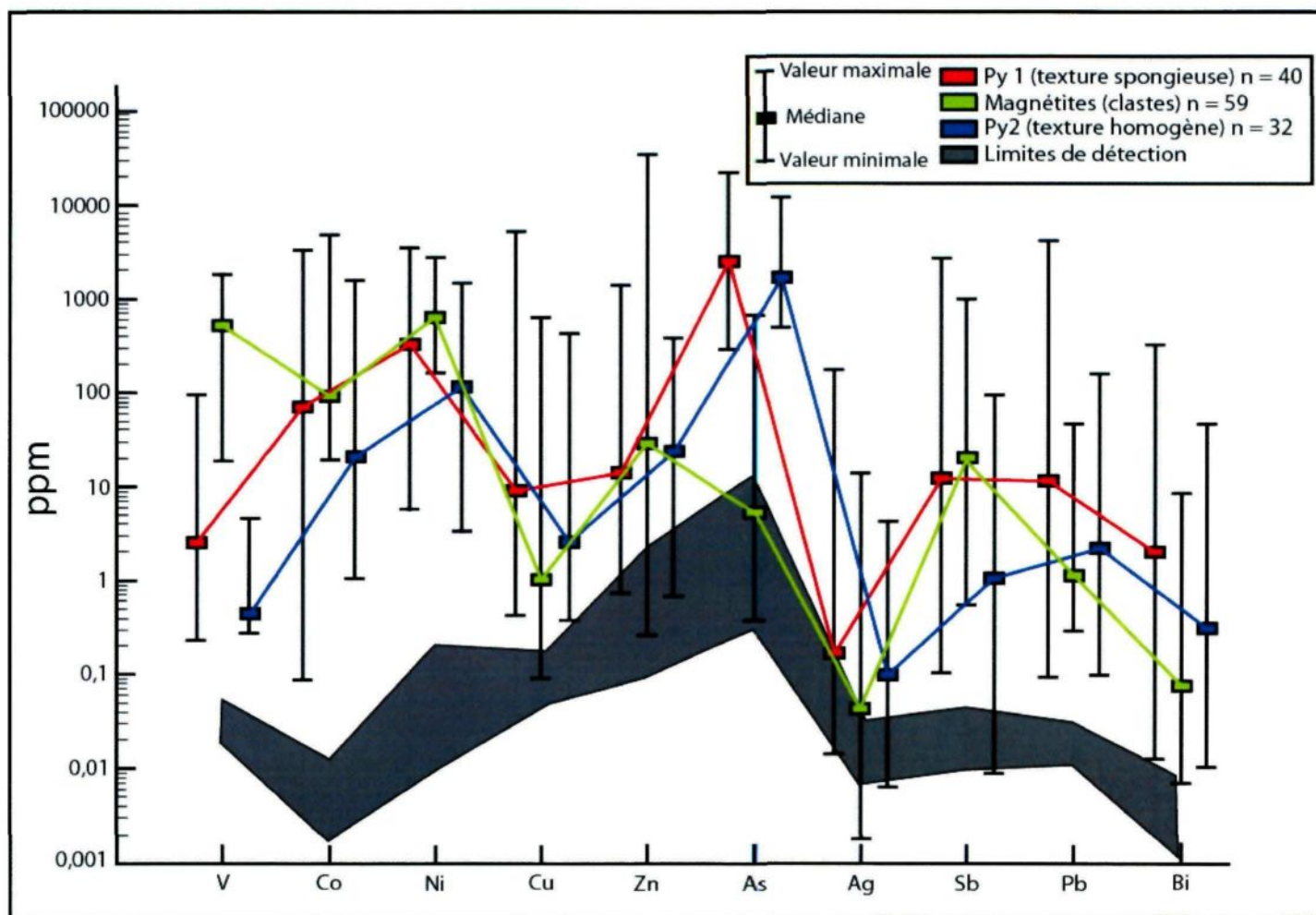


Figure 5.28. Comparaison des signatures géochimiques des différents types de pyrite (Py1 et Py2) et magnétite (contenue dans les clastes) de Yaho.

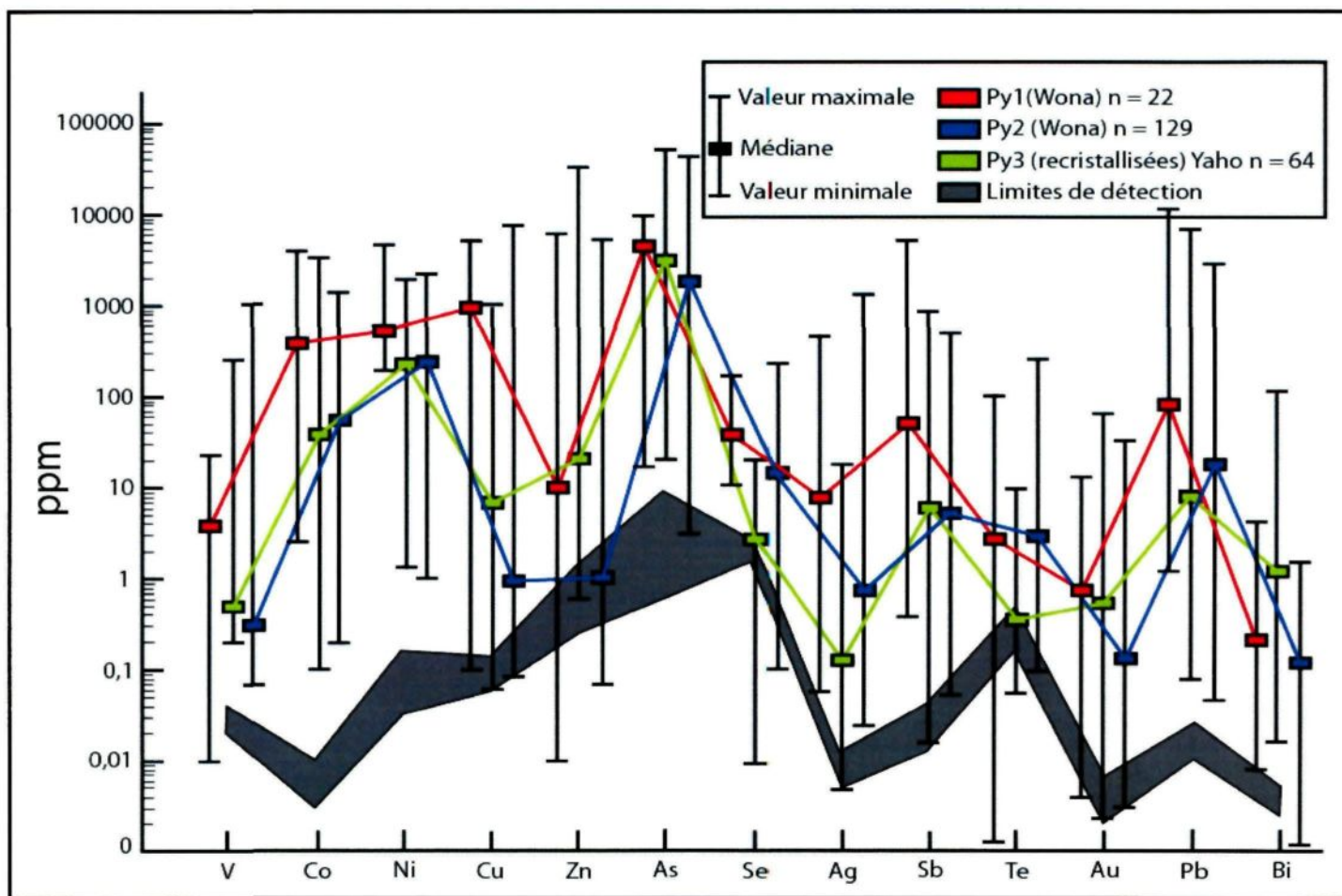


Figure 5.29. Comparaison des signatures géochimiques des pyrites (Py1 et Py2) du gisement aurifère de Wona versus celles (Py3 recristallisées) de Yaho.

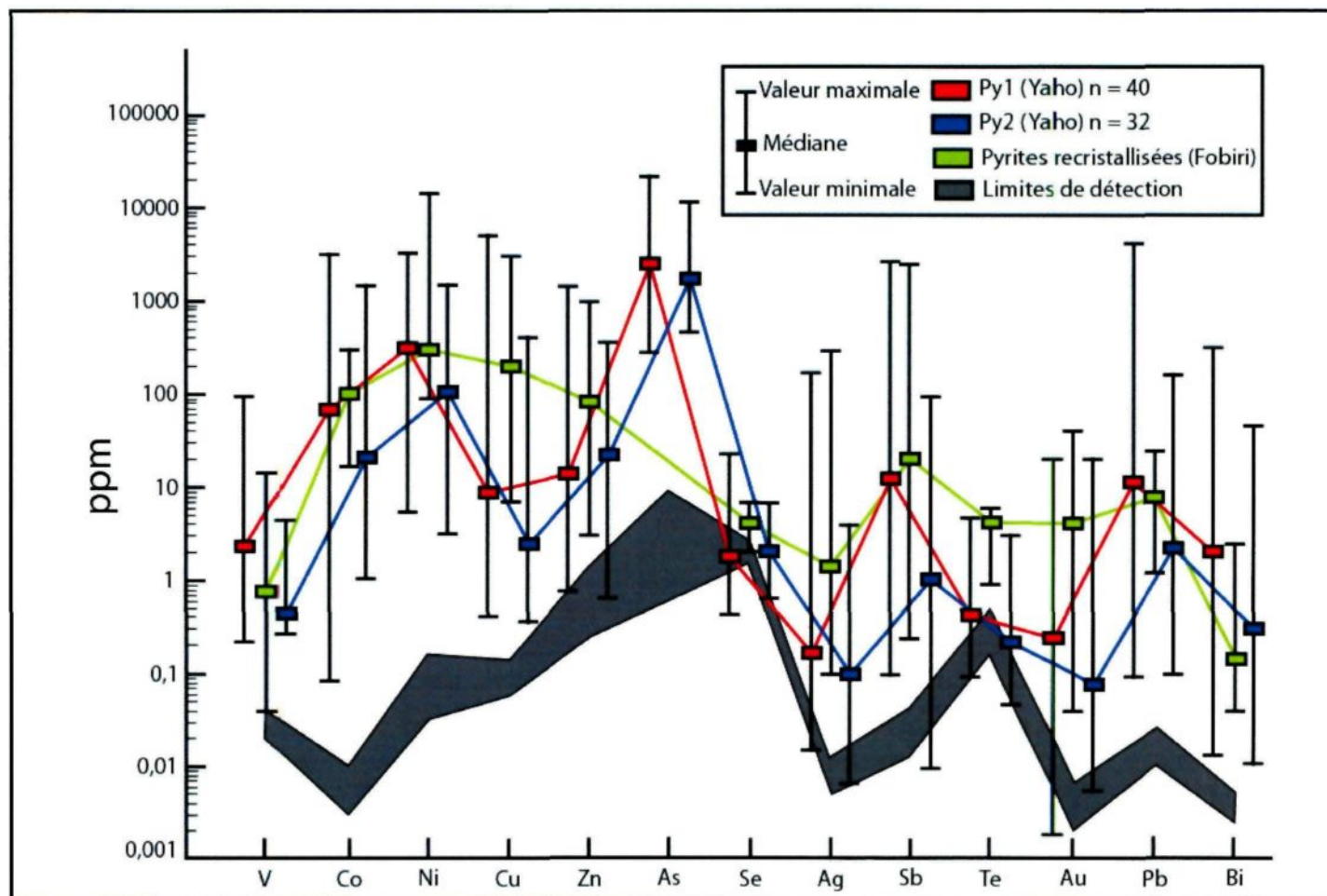


Figure 5.30. Comparaison des signatures géochimiques des pyrites spongieuses (Py1) et homogènes (Py2) de Yaho versus celles (pyrites recrystallisées) du gisement aurifère de Fobiri.

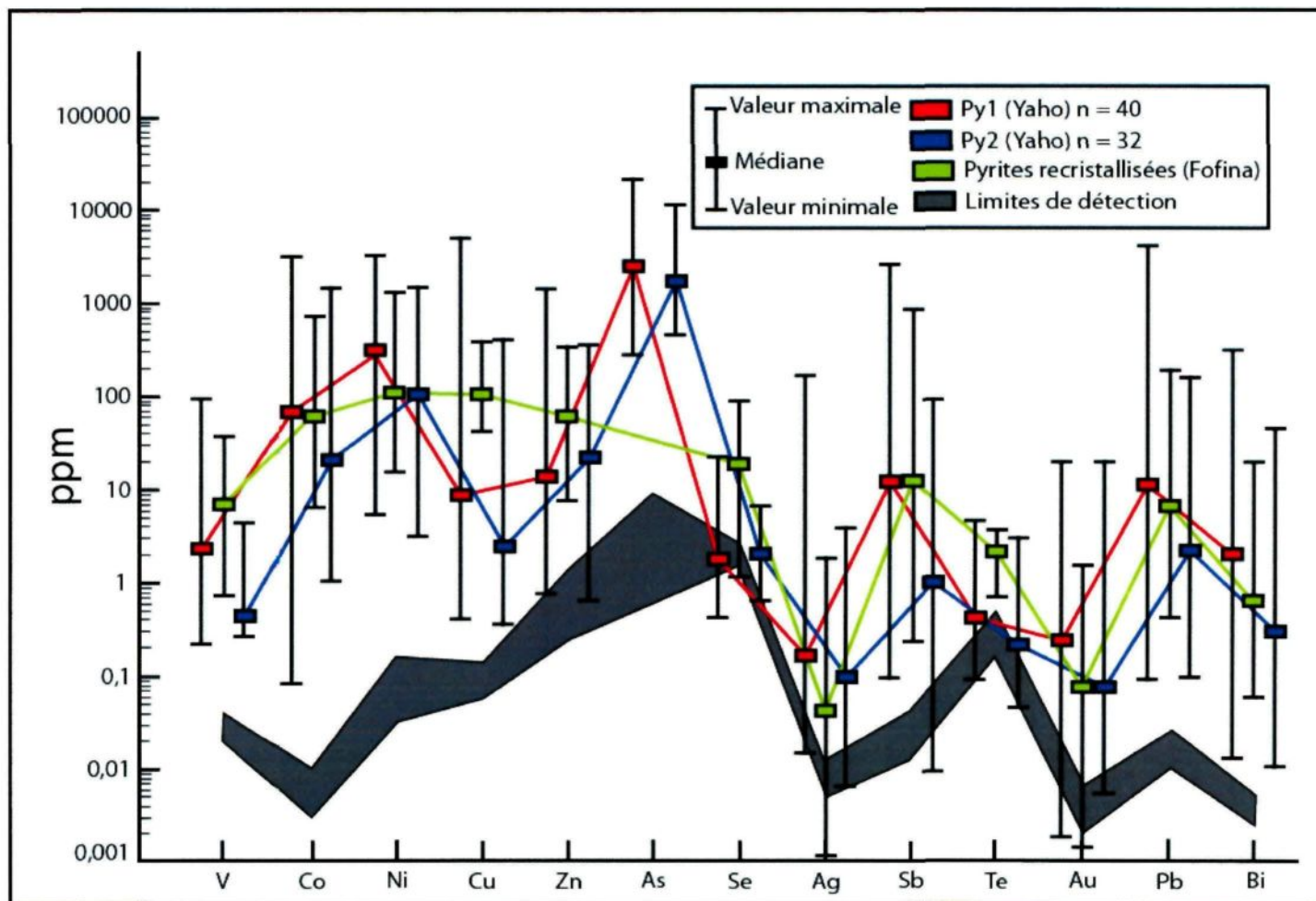


Figure 5.31. Comparaison des signatures géochimiques des pyrites Py1 et Py2 de Yaho versus celles du gisement aurifère de Fofina.

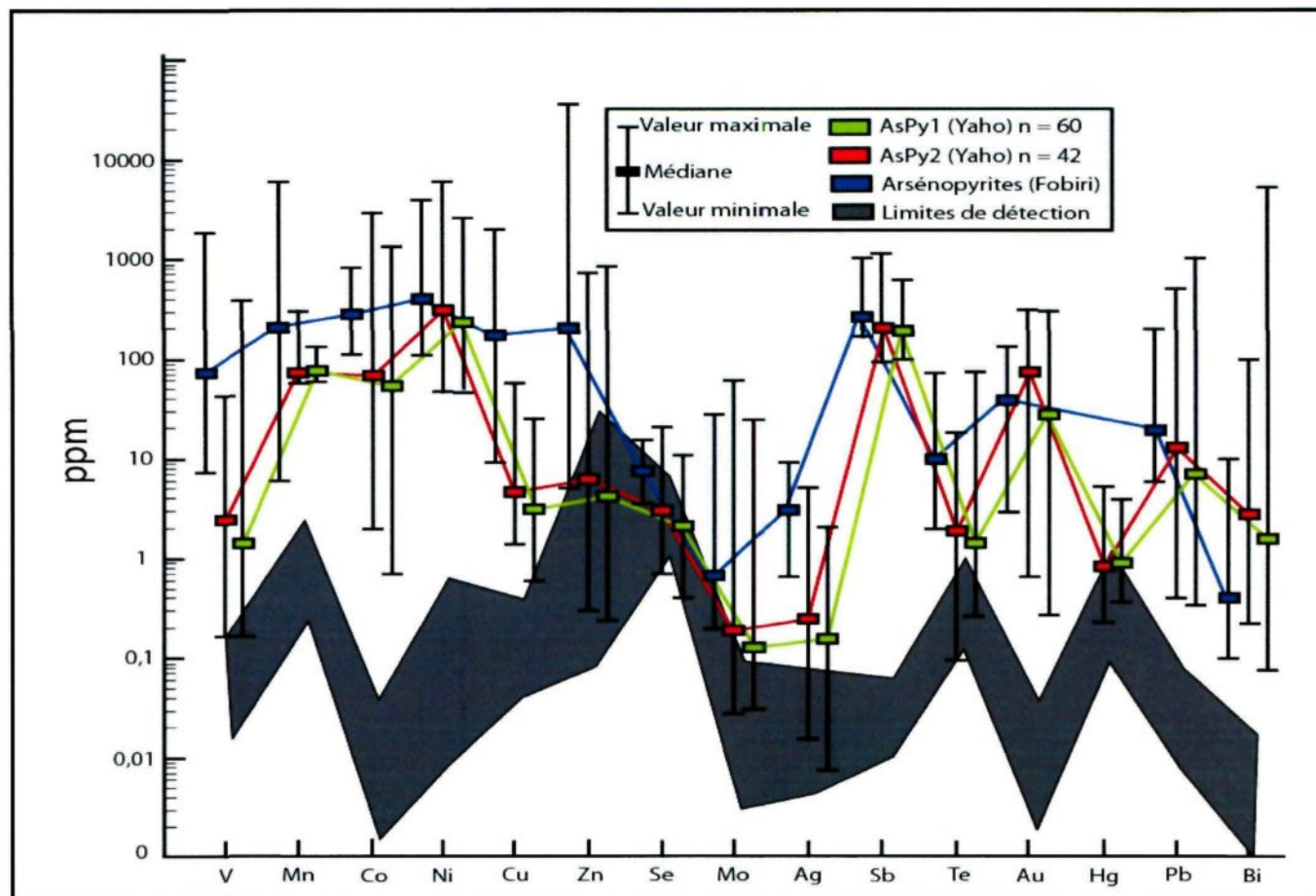


Figure 5.32. Comparaison des signatures géochimiques des arsénopyrites (AsPy1 et AsPy2) de Yaho versus celles du gisement de Fobiri.

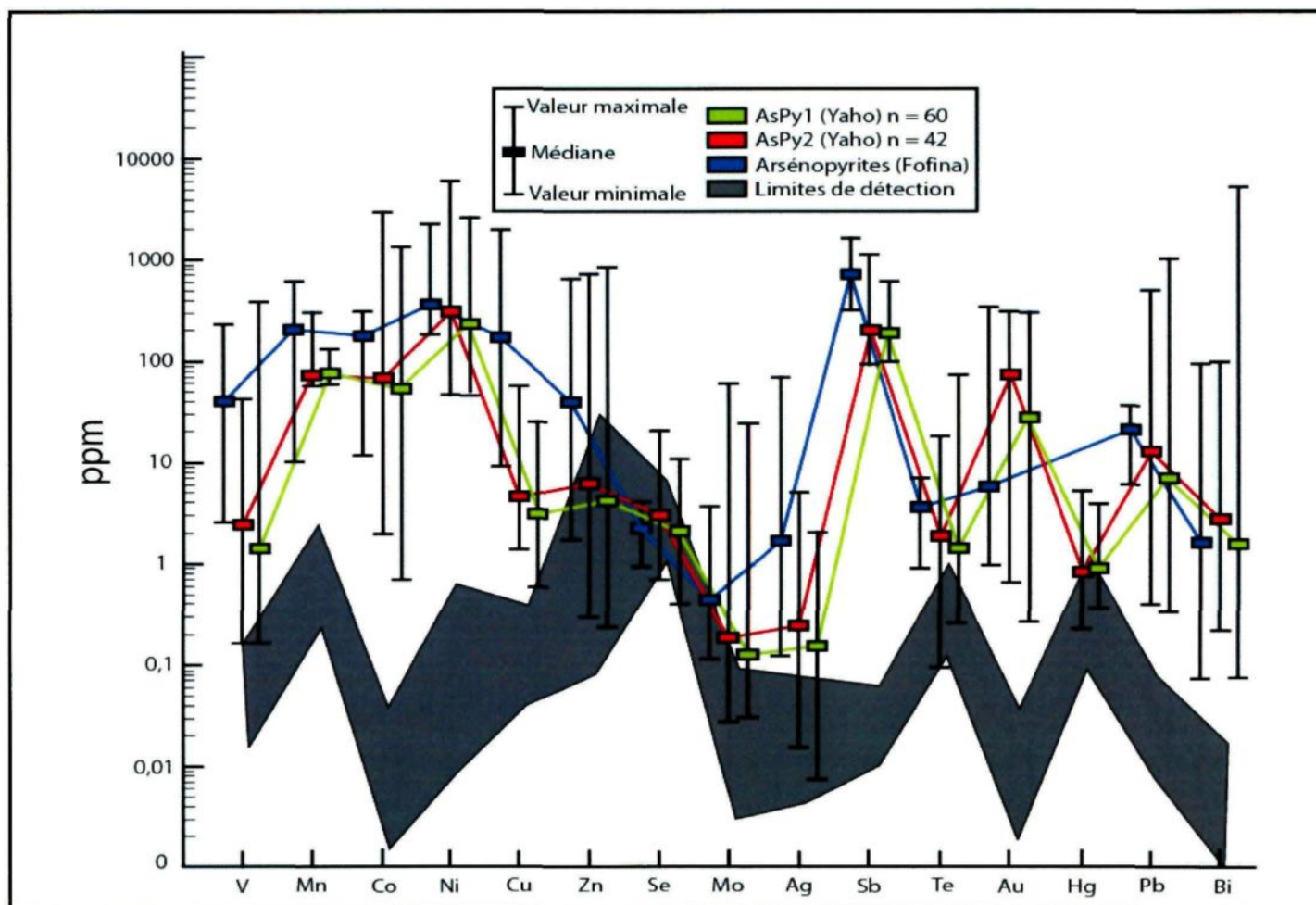


Figure 5.33. Comparaison des signatures géochimiques des arsénopyrites (AsPy1 et AsPy2) de Yaho versus celles de Fofina.

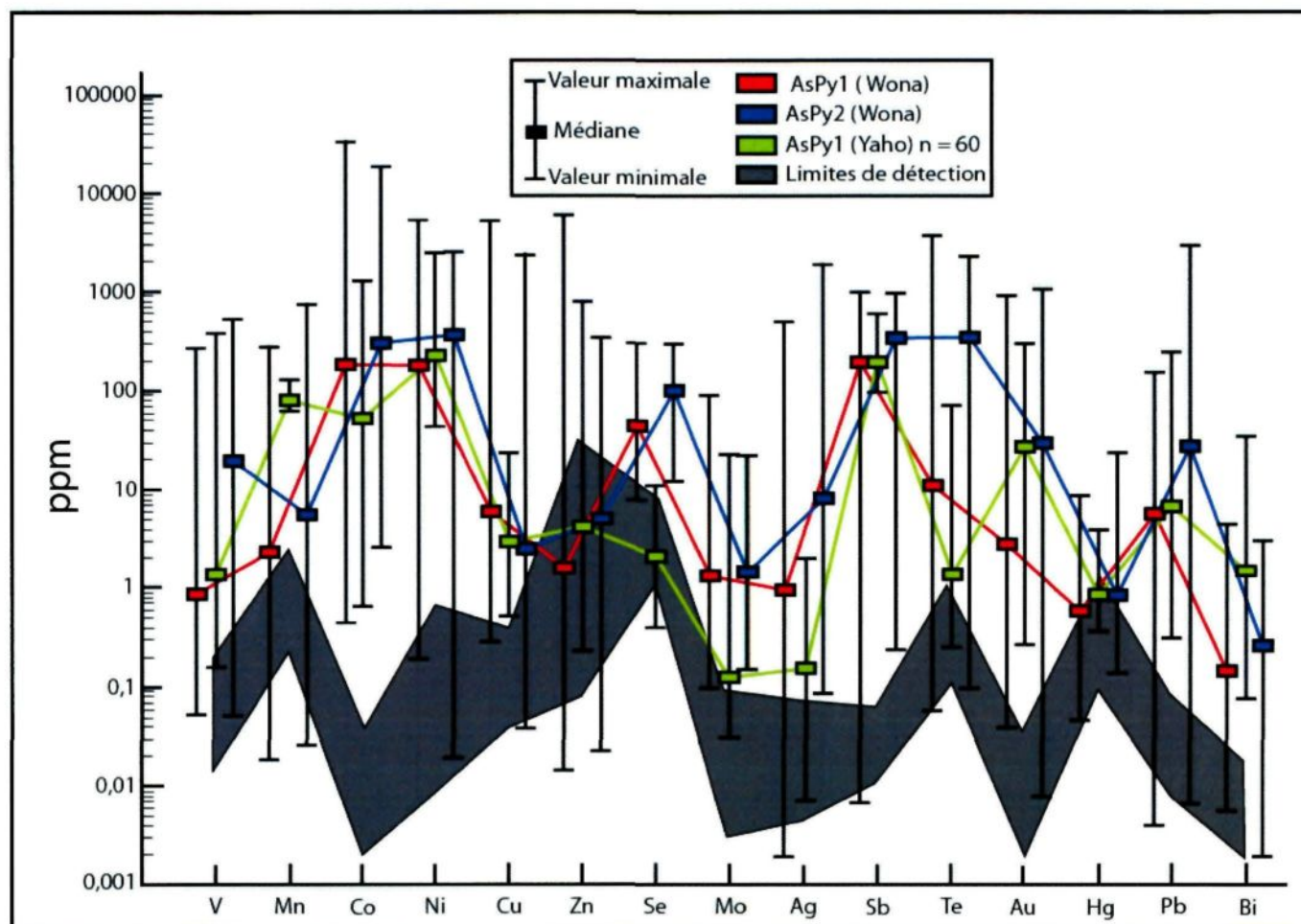


Figure 5.34. Comparaison des signatures géochimiques des arsénopyrites (AsPy1 et AsPy2) du gisement aurifère de Wona versus celles (AsPy1) de Yaho.

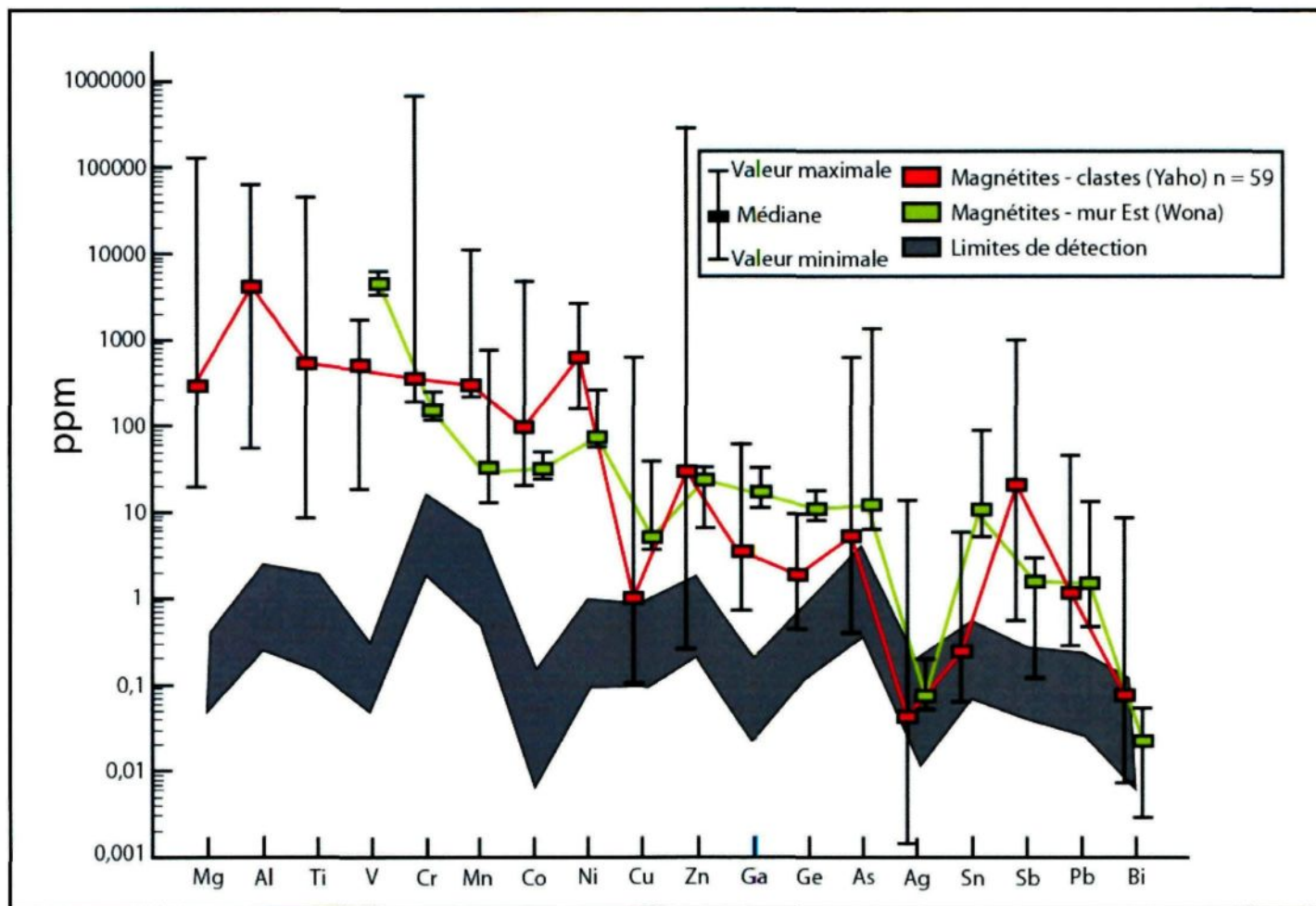


Figure 5.35. Comparaison des signatures géochimiques de la magnétite du mur Est du gisement aurifère de Wona versus celle contenue dans les clastes de Yaho.

Tableau 5.1. Caractéristiques des trois types de veines et veinules à gangue silicatée et sulfurée de Yaho.

	Largeur*	Type de déformation	Relation avec la Sp	Minéralogie	Minéralisations
Veine ou veinule type 1	cm-dcm	Boudinage	Concordante	Quartz : +++ Carbonate : ++	Py : + AsPy : +
Veine ou veinule type 2	cm-m	Plissement et boudinage	Discordante	Séricite : ++	Py : ++ à +++
Veine ou veinule type 3	cm-m	Plissement		Plagioclase : +	AsPy : ++ à +++

*suivant la carotte.

+++ : abondant. ++ : moyen ou modéré. + : faible à absent.

CHAPITRE 6

DISCUSSION GÉNÉRALE

1. INTRODUCTION

Les résultats obtenus lors de ce projet d'étude ont été présentés dans les chapitres 2, 3, 4 et 5. Les informations recueillies ont permis d'avoir un aperçu géologique à l'échelle du gisement aurifère de Yaho et du secteur Wona-Yaho. Dans ce chapitre, les grandes conclusions des chapitres précédents seront discutées en regard des connaissances sur le Birimien d'une manière générale et la ceinture de Houndé en particulier. L'emphase est particulièrement portée sur l'ensemble des éléments permettant de discuter les deux problématiques spécifiques de cette étude telles qu'énoncées au chapitre 1.

2. YAH0 : BIRIMIEN OU TARKWAIEN ?

Les unités lithologiques identifiées à Yaho sont des volcanites mafiques, des roches sédimentaires terrigènes clastiques et des intrusions acides. L'environnement géologique du secteur étudié est donc défini comme volcano-sédimentaire et plutonique.

Les unités géologiques décrites au chapitre 2 sont les roches sédimentaires et l'intrusion felsique à phénocristaux de feldspath et de quartz (IFQ) qui les recoupe. Le paquet sédimentaire de Yaho est constitué de wackes lithiques intercalés par des bandes métriques à décamétriques de conglomérats polygéniques et de pélites localisées aux bordures est et ouest (figure 2.1). Cette séquence sédimentaire du secteur de Yaho, à savoir wackes lithiques (grès) - conglomérats polygéniques – pélites, a jusque là été ignorée par les cartographies géologiques réalisées dans la ceinture de Houndé. Ceci s'explique sûrement par le fait que ce groupe de roches affleure très mal ou pas du tout dans la zone. Cependant, à l'extrémité est du sillon, un groupe de roches sédimentaires composé de grès/quartzite - conglomérats polygéniques - pélites (donc similaires à celles de Yaho) est décrit et attribué au Tarkwaien (Bonkougou, 1994, Bossière et al., 1996, Le Metour et al., 2003, Baratoux et al., 2011). Par ailleurs, des intercalations de roches sédimentaires clastiques dans les roches volcaniques et/ou volcanoclastiques et faisant partie intégrante des strates birimiennes sont aussi signalées dans les ceintures de Houndé (Le Metour et al., 2003), de Goren (Hein et al., 2004) et de Yalogo-Bouroum (Milési et al., 1989). D'ores et déjà, Mikhailov (2006) attirait l'attention sur certaines formations conglomératiques en Afrique de l'Ouest et notamment au Burkina Faso qui sont décrites à tort comme des séries tarkwaiennes. Quant à Tshibubudze et al. (2009), ils proposent une révision des cartes géologiques du nord-est du Burkina Faso où les sédiments clastiques, auparavant décrits comme des faciès tarkwaiens seront reconsidérés comme des

formations flyschoïdes appartenant au Birimien. On note, donc, que des confusions possibles peuvent avoir été faites entre roches sédimentaires tarkwaiennes et birimiennes dans les cartographies géologiques antérieures.

Le tableau 6.1 montre, en effet, une forte similarité lithologique entre les roches sédimentaires de Yaho et celles décrites comme du Tarkwaïen à l'est de la ceinture de Houndé. De prime abord, celles-ci peuvent être considérées comme des équivalents de faciès si l'on s'en tient à l'assemblage lithologique. Cependant, elles ne semblent pas avoir d'équivalents dans le Tarkwaïen du Ghana. Aussi, on constate que les séquences tarkwaiennes définies ailleurs dans le craton ouest-africain sont difficilement corrélables avec l'une ou l'autre des quatre formations constituant la série tarkwaïenne au Ghana (Milési et al., 1989). Une caractéristique minéralogique des unités de Yaho est l'absence de zircons détritiques alors que ces derniers sont la principale source des données radiométriques dans les autres formations tarkwaiennes au Ghana et au Burkina Faso. Préférentiellement utilisés pour la datation des vieilles roches et notamment des roches sédimentaires, cette absence de zircons a constitué un facteur limitant pour l'acquisition de données radiométriques qui auraient pu contribuer à une prise de position. Cependant, les données précédentes montrent un contexte de supra-subduction et un dépôt dans une marge marine deltaïque associée à un arc volcanique (figure 3.10.A et 3.11) pour Yaho. Ces résultats s'accordent bien avec les caractéristiques géodynamiques et environnementales du système birimien (Le Metour et al., 2003, Hein et al., 2004, Baratoux et al., 2011) mais contrastent visiblement avec celles

du Tarkwaien à savoir sédiments fluviatiles prenant place dans des bassins de rift (tableau 6.1). Pour Baratoux et al. (2011), deux scénarios sont probables pour les ceintures de roches vertes dans l'ouest du Burkina Faso : 1) chacune des ceintures de roches vertes actuelles correspond approximativement à un arc volcanique ; et 2) il y avait un seul grand arc atteignant au moins 400 km en largeur, lequel a été raccourci et divisé en ceintures actuelles durant l'orogénèse éburnéenne. À partir des études menées sur des tonalites, trondhjemitites et granodiorites, Drummond et Defant (1990) et Martin et al. (1995) démontrent aussi l'existence d'anciennes zones de subduction précambriennes au sein des ceintures birimiennes. Ainsi, les données géochimiques exhibent un contexte tectonique et un environnement de dépôt apparentés au système Birimien dans le secteur de Yaho. Elles supportent clairement l'appartenance des sédiments terrigènes clastiques de la zone d'étude aux strates birimiennes.

Dans les roches tarkwaiennes, les niveaux conglomératiques renferment régulièrement des galets de volcanites mafiques et de granitoïdes provenant de l'érosion du Birimien (Milési et al., 1989, Bonkougou, 1994). Les conglomérats polygéniques de Yaho se caractérisent par l'absence de ces types de fragments. Ceci est aussi un indice indirect témoignant qu'ils ne proviennent pas de l'érosion du Birimien.

Plusieurs auteurs s'accordent sur l'existence d'une discordance angulaire entre le Birimien et le Tarkwaien (Milési et al., 1989) mais, dans la plupart des cas, celle-ci

n'est pas observée sur le terrain. Des auteurs comme Mikhailov (2006) rejettent son existence. D'un point de vue structural, le Tarkwaïen du sillon de Houndé se caractériserait par des structures à faible pendage (45° environ) contrairement aux strates birimiennes qui sont sub-verticales à verticales (Bonkougou, 1994). Selon le même auteur, ceci serait un indice de la dite discordance qui n'est pas observée en affleurement. Une parallélisation entre la S_0 et la S_1 est cartographiée dans les métasédiments schistosés et intercalés dans les roches andésitiques de la ceinture de Houndé (Le Metour et al., 2003). La verticalisation des unités lithologiques ainsi que la parallélisation entre la S_0 et la S_p (figure 2.16.B et E) sont des faits avérés dans le secteur de Yaho. De ce point de vue, elles partagent plus les caractéristiques structurales des sédiments birimiens que ceux du Tarkwaïen si l'on admet l'existence de la discordance angulaire.

S'il est évident que des faciès type Tarkwaïen existent au Burkina Faso, force est de reconnaître que certaines formations grésos-conglomératiques ont pu lui être attribuées de façon arbitraire ou erronée. Il est donc nécessaire d'entreprendre de nouvelles cartographies détaillées à petites échelles ciblant des secteurs clés afin d'élucider ce débat dans certaines zones. À partir des résultats pétrographiques, géochimiques et structuraux, ce projet d'étude démontre que la séquence grésos-conglomératique et pélitique du secteur de Yaho représente des sédiments terrigènes clastiques appartenant au Birimien et non des faciès type Tarkwaïen. Des données radiométriques auraient contribué grandement à cette discussion.

3. IDENTITÉ MÉTALLOGÉNIQUE DU GISEMENT DE YAH0

3.1. RELATIONS MINÉRALISATIONS – DÉFORMATION – ALTÉRATIONS

Les wackes lithiques et, dans une moindre mesure, les bandes de conglomérats polygéniques qui leur sont intercalées constituent l'unité lithologique économique du gisement aurifère de Yaho (figure 2.1, 5.1, 5.2.A et B). Toutes les unités sédimentaires de la zone sont affectées par une intense déformation ductile (figure 4.1.B, 4.3.B, 4.4.A et B) et cassante (figure 2.16.B). Ces structures définissent un couloir de déformation qui est interprété comme étant la continuité géophysique de celui de Wona (figure 1.6). Ce couloir dénommé Wona-Yaho est puissant de quelques centaines de mètres et son histoire cinématique reste partiellement définie. Néanmoins, cette étude et celle d'Augustin (2011) s'accordent sur un sens de cisaillement senestre malgré la rareté d'indicateurs de cisaillement absolus. À Yaho, les pélites sont manifestement les plus déformées (figure 4.1.B, 4.3.B et 4.4.B) et paradoxalement l'unité stérile. En fait, les wackes lithiques, de part leur matrice à dominance de grains de quartz, encaissent relativement mal la déformation contrairement aux pélites. Ces deux unités lithologiques sont affectées par les mêmes événements structuraux et, seules, leurs rhéologies expliquent le contraste de l'intensité de la déformation. Par analogie, les fluides hydrothermaux ont, préférentiellement, percolé dans les wackes lithiques car à déformation égale, les hétérogénéités liées aux grains vont induire une porosité plus accrue. En effet, l'altération hydrothermale dans le

gisement de Yaho n'affecte que les wackes lithiques et se caractérise par une séricitisation de la matrice (figure 5.6.A et B), la présence de veines et veinules à gangue silicatée et sulfurée (figure 5.5.A à C), la silicification incluant les silicifications massives (figure 5.7.A et B) et de nombreuses pyrites, arsénopyrites et magnétites (figure 5.14.A à F, 5.20.A à F et 5.26.A à F). Les résultats obtenus dans cette étude indiquent que les fluides minéralisateurs à Yaho étaient plus riches en fer et potassium et moins en silice et gaz carbonique.

3.2. STYLE GÎTOLOGIQUE DE YAH0

Sur la base de la texture, trois types de pyrite et deux d'arsénopyrite ont été identifiés à Yaho mais les signatures chimiques en éléments traces restent globalement similaires pour chacun des deux minéraux (figure 5.17 et 5.22). L'or est contenu dans ces différents sulfures. En effet, au cours des investigations pétrographiques au microscope optique, l'or libre n'a pas été observé. De plus, les analyses au LA-ICP-MS montrent que l'or est incorporé soit dans la structure cristalline des sulfures (figure 5.23.A et B), soit en inclusions sub-microscopiques (figure 5.18.B). Les arsénopyrites présentent les teneurs aurifères les plus élevées comparativement aux pyrites. Au vu de leur contenu en sulfures, les veines et veinules à gangue silicatée discordantes sont donc les plus porteuses de minéralisation en or.

Yaho peut donc être qualifié de gisement à arsénopyrite aurifère puisque ce sulfure contient l'essentiel de l'or (jusqu'à 315,56 ppm). À l'échelle du craton ouest-africain, Milési et al. (1989) ont distingué cinq (05) types de gisements aurifères. Yaho se rapproche du type 4 qui est décrit comme des minéralisations discordantes à arsénopyrite aurifère, où la mine d'Ashanti (Obuasi) est l'exemple type. À Ashanti, l'or est contrôlé par des couloirs tectoniques NE-SW. Le minerai exploité correspond à des « disséminations » d'arsénopyrite aurifère recoupées par des veinules de quartz à or libre. La différence principale avec Yaho est l'absence des veinules de quartz à or libre. Selon Leube et al. (1990), l'or dans le Birimien ghanéen apparaît en deux types majeurs. Le premier type correspond à des sulfures disséminés où l'or est en grande partie sous la forme d'inclusions sub-microscopiques dans les sulfures. L'arsénopyrite et la pyrite sont dominantes avec accessoirement des minéraux tels que pyrrhotite, chalcoppyrite, galène, bornite, alabandine, gersdorffite, covellite, or natif, marcassite, rutile/titanite/leucoxène et des oxydes et hydroxydes de Mn non spécifiés. L'or dans le gisement de Yaho présente à peu près les mêmes caractéristiques. Le deuxième type correspond aux veines de quartz qui contiennent de "l'or libre" visible et nettement moins de sulfures que le type 1.

Les gisements et indices aurifères primaires au Burkina Faso se localisent dans les formations des ceintures birimiennes paléoprotérozoïques (Huot et al., 1987) et le gisement de Yaho ne fait pas exception. Ils présentent les caractéristiques classiques des gisements aurifères épigénétiques des terrains métamorphiques

précambriens permettant ainsi de les classer comme des gisements aurifères de type orogénique (Béziat et al., 2008).

Le tableau 6.2 permet d'établir une comparaison entre Yaho et quelques gisements aurifères connus dans le craton ouest-africain. Hormis le gisement de Loulo (Dommanget et al., 1993), tous présentent un contrôle structural bien établi. La variété des lithologies encaissantes justifie en partie les différences d'altération et des phases métallifères accessoires. Sur le plan métallogénique, le gisement de Yaho se démarque des autres par l'absence d'or libre ou natif.

Les mêmes styles de minéralisations (veines et veinules à gangue silicatée et sulfurée, silicification massive, séricitisation, pyrite et arsénopyrite dominantes) sont reconnus dans les gisements de Wona et de Yaho. La similarité des spectres des éléments traces entre les pyrites et arsénopyrites hydrothermales des deux gisements (figure 5.28 et 5.33) suggère que ces sulfures pourraient avoir précipité à partir de fluides hydrothermaux d'un même champ. Les petites différences peuvent s'expliquer par le chimisme des roches encaissantes. Cependant, un plus grand volume de ces fluides aurait été dissipé dans la zone Wona. Ceci expliquerait l'importance de la silicification massive dans cette partie du couloir de déformation et aurait pu déstabiliser les pyrites primaires riches en métaux puis libérer l'or pour le redéposer sous forme d'or libre dans les microfractures de la silicification massive (Augustin, 2011). Les différences d'altération sont dues à la nature des roches encaissantes. Aussi, l'appartenance des gisements de Yaho et

de Wona au même couloir de déformation est un argument supplémentaire pour une origine commune de leurs minéralisations.

Yaho est un gisement de type orogénique épigénétique et n'est pas atypique dans son environnement immédiat et régional. Ses caractéristiques gîtologiques se comparent bien avec certains gisements connus dans les ceintures de roches vertes birimiennes d'âge paléoprotérozoïque.

4. IMPLICATIONS POUR L'EXPLORATION

L'élaboration de guides de prospection adéquats peut largement contribuer aux succès de l'exploration minière. Celle-ci doit intégrer différents résultats provenant de sources diverses d'investigations. La liste proposée dans ce paragraphe n'est pas exhaustive mais est plutôt complémentaire à celles déjà connues localement (Augustin, 2011) et régionalement (Milési et al., 1989, Casting et al., 2003, Feybesse et al., 2006).

Le gisement aurifère de Yaho est localisé sur une zone de cisaillement senestre identifiée comme étant la continuité de celle du gisement de Wona. Ainsi, les couloirs de déformation senestres ou dextres d'orientation NNW à NE doivent constituer les cibles prioritaires de l'exploration. Ce contrôle structural de la majorité des gisements aurifères est bien connu dans le craton ouest-africain et plus particulièrement dans la province paléoprotérozoïque du Ghana (Feybesse et

al., 2006). Dans les ceintures de roches vertes de l'ouest du Burkina Faso, la phase D2 est caractérisée par des zones de cisaillement en décrochement N à NE, lesquelles sont considérées comme les structures hôtes préférées de la minéralisation aurifère (Baratoux et al., 2011). Le gisement d'or de Taparko, localisé dans la ceinture birimienne de Yalogo-Bouroum au Burkina Faso, a été développé dans une zone de cisaillement senestre à senestre-inverse de direction N170 (Bourges et al., 1998). Dans la mine Bogoso (Ghana), la géométrie des corps aurifères implique que la minéralisation s'est formée durant un épisode tardif de mouvement décrochant senestre (Allibone et al., 2002).

La nature et la disposition des terrains encaissants et leurs propriétés en matière de porosité-perméabilité constituent l'un des deux paramètres contrôlant la forme des concentrations minérales (Jébrak et Marcoux, 2008). À Yahoo, il existe une relation spatiale entre l'unité gréso-conglomératique (c'est-à-dire l'ensemble wackes lithiques - conglomérats polygéniques) et la minéralisation aurifère (figure 2.1, 5.1, 5.2.A et B). Quoique secondaire, le contrôle lithologique du gisement de Yahoo est indéniable et présente un grand intérêt pour l'exploration. L'ensemble wackes lithiques – conglomérats polygéniques, plus poreux et plus perméable que les pélites avoisinantes, ont constitué un conduit et un piège pour les fluides minéralisateurs. Une attention particulière doit donc être accordée aux faciès lithologiques qui présentent de telles caractéristiques physiques lors des travaux d'exploration telle la cartographie de surface.

La pyrite et l'arsénopyrite peuvent représenter jusqu'à 6-8% de la roche par endroit. Aussi, une certaine corrélation existe entre les teneurs en Au et celles en As. Les analyses au LA-ICP-MS ont démontré que l'or est localisé dans le réseau cristallin des sulfures ou incorporé sous forme d'inclusions sub-microscopiques (or invisible). Ainsi, les zones à forte concentration de sulfures sont des cibles potentielles. En plus, les analyses au LA-ICP-MS et les observations pétrographiques renseignent sur leur origine (primaire, hydrothermale ou métamorphique) et peuvent guider l'exploration vers la découverte d'autres gisements aurifères ou de métaux spécifiques.

En exploration aurifère, l'identification et la caractérisation des systèmes d'altération sont d'une importance capitale. Par exemple à Wona, la paragenèse à séricite-ankérite-silicification caractérise l'altération proximale du gisement aurifère alors qu'à Yahoo, l'altération hydrothermale en lien avec la minéralisation aurifère se traduit par la présence de micas blancs (séricite), de silicification et de veines et veinules à gangue silicatée et sulfurée. Seulement, il ne faut pas perdre de vue que les paragenèses minérales peuvent varier d'une localité à une autre du fait qu'elles résultent de l'interaction entre les roches encaissantes et les fluides hydrothermaux. À fluides égaux, elles sont donc clairement tributaires de la nature chimique des roches. La silicification massive semble être un excellent indice pour l'exploration à l'échelle de la ceinture de Houndé. Elle traduit la focalisation d'une importante quantité de fluides en un lieu donné avec de fortes probabilités de minéralisation en or. Une caractérisation adéquate de l'évolution de l'altération

hydrothermale en forages tout comme en affleurements peut donc conduire à des cibles intéressantes.

Tableau 6.1. Comparaisons entre le Tarkwaïen du Ghana, le Tarkwaïen de la ceinture de Houndé et les sédiments de Yahoo.

Auteurs	Localisation	Unité stratigraphique	Âge (Ma)	Altérations	Typologie des zircons	Interprétations
Milési et al., 1989 ; Kesse, 1985 ; Sestini, 1973	(Tarkwaïen) Ghana	F1 : Grès, conglomérats polygéniques	2133 ± 4 max sur zircons (Pigois et al., 2003) et 2194 à 2132 sur zircons (Davis et al., 1994)	Silicification + carbonates	Zircons arrondis : transport sur une longue distance	Tectonique : bassins de rifts Environnement : Fluvatile Source : roches birimiennes
		F2 : Grès quartzitiques, conglomérats oligomictiques, grès		Séricite + chlorite + épidote + biotite + ankérite		
		F3 : Phyllites		Chlorite + séricite		
		F4 : Grès feldspathiques, phyllites		Séricite + carbonates		
Bonkougou, 1994 ; Bossière et al., 1996	Ceinture birimienne de Houndé (Burkina Faso)	Pélites, grès-quartzites, conglomérats polygéniques	2170±7 à 2124±9 sur zircons	Muscovite + chlorite + séricite	Zircons automorphes : transport sur une courte distance	Tectonique : Graben associé à un rift Environnement : Fluvatile + coulées pyroclastiques acides Source : roches volcaniques et clastiques
Cette étude		Pélites, wackes lithiques, conglomérats polygéniques	?	Séricite + silicification + carbonates	Absence de zircons	Tectonique : supra-subduction Environnement : marge deltaïque marin + arc volcanique Source : roches mafiques et felsiques

Tableau 6.2. Caractéristiques du gisement d'or de Yaho et de quelques gisements aurifères du craton Ouest Africain. Au* : ressources mesurées et indiquées pour Yaho.

	Yaho	Wona	Taparko	Loulou	Ashanti
Localisation	Burkina Faso	Burkina Faso	Burkina Faso	Mali	Ghana
Encaissants	Métawacke lithique et métaconglomérat polygénique	Volcano-sédiments + essaim de dykes intermédiaire à felsiques	Métagabbro-diorite, tonalite métagranite, tonalite et dolérite	Grès conglomératique à tourmaline	Argilites, grauweekes, sédiments siliceux et manganésifères, shale à graphite et dykes basiques
Altérations	Séricite, silicification et carbonates	Chlorite, épidote, séricite, ankérite et silicification	Chlorite, calcite, séricite et talc	Tourmaline Mg, silicification, dolomite	Chlorite, carbonates, mica blanc, silicification
Styles de minéralisations	Veinules à gangue silicatée, sulfures disséminée	Sulfures primaires disséminés, veines à gangue silicatée et silicification massive-diffuse	Veine et veinules de quartz à sulfures et or	Stockwerks de quartz-dolomite et de sulfures, silicification	Veines et Stockwerks de quartz-or libre et arsénopyrite aurifère
Minéralisations	Pyrite, arsénopyrite, magnétite et titano-magnétite	Pyrite, arsénopyrite, or libre, magnétite, sphalérite et chalcoppyrite	Pyrite, pyrrhotite, galène, sphalérite, chalcoppyrite, or natif et tellures	Pyrite, sphalérite, chalcoppyrite, or natif, arsénopyrite, scheelite, marcassite, magnétite	Arsénopyrite, pyrite, cuivre gris, chalcoppyrite, or natif, sphalérite, pyrrhotite,
Contexte structural	Zone de cisaillement senestre	Zone de cisaillement dextre et senestre	Zone de cisaillement senestre à senestre inverse	Pré-D1 (type stratabound)	Faïlles chevauchantes, décrochements dextres
Réserves/teneur	24,62 tonnes Au *	56,61 tonnes Au @ 2,8 g/t	27,20 tonnes Au @ 2,1 g/t	28 tonnes Au @ 4,43 g/t	710 tonnes Au @ 22,5 g/t
Références	Cette étude	Augustin, 2011	Bourges et al., 1998	Dommanget et al., 1993	Milési et al., 1989

CHAPITRE 7

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les descriptions qu'elles soient macroscopiques ou microscopiques ont permis d'atteindre l'objectif 1 à savoir la description des roches sédimentaires identifiées dans l'environnement immédiat du gisement aurifère de Yaho et la détermination des différentes altérations associées. Le secteur de Yaho est caractérisé par une association spatiale de volcanites mafiques, de roches sédimentaires terrigènes clastiques et d'intrusions felsiques. Ceci traduit clairement un environnement volcano-sédimentaire et plutonique. Les roches sédimentaires se composent d'un ensemble de wackes lithiques, conglomérats polygéniques et pélites. Un métamorphisme de faible grade les affecte.

Le chapitre 2 a permis de mettre en évidence les associations minéralogiques des différentes unités sédimentaires cartographiées et d'exhiber leurs caractéristiques sédimentaires. Cependant, la nature exacte des minéraux d'altération (mica blanc et carbonate) et des plagioclases n'a pu être déterminée. Des analyses au micro-XRF auraient pu compenser cette lacune.

La géochimie combinée à l'étude pétrographique révèle une source mafique pour les pélites, mixte à dominance felsique pour les wackes et enfin,

sédimentaire et volcanique felsique pour les conglomérats polygéniques. Le métamorphisme et/ou l'altération hydrothermale ont oblitéré les différentes lithologies expliquant ainsi le désaccord noté entre les paragénèses minérales présentes et les données géochimiques. Les pélites et les intrusions témoignent d'un contexte tectonique de supra-subduction en accord avec celui du système Birimien. Les différentes intrusions de Yaho et Wona montrent une même affinité géochimique et une similarité des spectres des terres rares, suggérant ainsi une même source magmatique. Ces résultats répondent aux attentes de l'objectif 3 dont le but était de caractériser les signatures géochimiques des différentes unités et l'origine ou la source des roches sédimentaires. Une analyse pétrologique sédimentaire plus poussée aurait apporté des informations complémentaires quant aux types de climat et de relief de l'environnement.

Les roches sédimentaires du secteur de Yaho montrent une série de structures complexes et polyphasées résultant d'une suite de déformations plicatives et décrochantes. Le gisement est localisé sur un large couloir de déformation ductile-fragile avec une cinématique probablement senestre. Un contrôle structural, tel que reconnu dans la plupart des gisements aurifères birimiens, est clairement établi. Cependant, l'exclusivité de l'association spatiale entre les minéralisations aurifères et les wackes lithiques, et dans une moindre mesure avec les conglomérats polygéniques, démontre l'existence d'un contrôle lithologique. Quoique secondaire, ceci constitue un guide d'exploration

indéniablement important à l'échelle du gisement (objectif 6). En outre, la silicification massive, les veines et veinules à gangue silicatée et sulfurée et les zones à forte concentration de sulfures doivent constituer les cibles prioritaires de l'exploration.

Les roches clastiques terrigènes de Yaho représentent une séquence sédimentaire intercalée dans des volcanites mafiques birimiennes et non un faciès type Tarkwaïen. Cette affirmation s'appuie sur les arguments pétrographiques, géochimiques et structuraux développés dans cette étude. Ce résultat répond à la problématique du présent projet et plus spécifiquement au deuxième l'objectif.

Les résultats obtenus aux chapitres 2 et 5 abordent de façon plus ou moins satisfaisante les objectifs 4 et 5, à savoir la définition du cadre des minéralisations de Yaho et l'établissement d'une comparaison avec les autres minéralisations du secteur. En effet, l'étude pétrographique révèle clairement une relation entre l'altération hydrothermale et les teneurs aurifères économiques à sub-économiques. L'hydrothermalisme se manifeste dans l'ensemble lithologique wackes lithiques – conglomérats polygéniques sous formes de séricitisation intense, de silicification localisée et de veines et veinules à gangue silicatée et/ou sulfurée. Les sulfures (pyrite et arsénopyrite) sont systématiquement associés à ces zones hydrothermalisées. En outre, les analyses au LA-ICP-MS confirment l'origine hydrothermale des pyrites et des

magnétites. Yaho peut être classé dans la catégorie des gisements aurifères orogéniques épigénétiques à pyrite, arsénopyrite et magnétite disséminées. L'or libre n'a pas été observé. Il est présent dans les sulfures (arsénopyrite et pyrite) sous deux formes : 1) or invisible associé à la structure cristalline ou 2) en inclusions sub-microscopiques. Cependant, des analyses plus spécifiques telles que celles à la microsonde aurait permis de faire une cartographie de certains éléments clés (Au, As, Zn, Cu, Ni, Co, Se et Te) à l'échelle des cristaux afin de préciser leur distribution générale dans ces différents sulfures. Par ailleurs, des interrogations se posent sur un éventuel rôle qu'auraient joué les intrusions granitiques dans le système minéralisateur à Yaho et à Wona. En effet, des fluides liés à ces roches peuvent avoir contribué partiellement ou entièrement à la mise en place de ces gisements. Si cette hypothèse se confirmait, leur classification génétique ainsi que les stratégies d'exploration devraient être revues. La comparaison, entre Yaho et les gisements aurifères environnants, implique beaucoup de similarités mais aussi quelques différences. Plus particulièrement, le gisement d'or de Wona et celui de Yaho partagent plusieurs caractéristiques gîtologiques communes dont la signature géochimique des sulfures hydrothermaux, la silicification diffuse et massive et leur localisation le long de la même zone de cisaillement curviplanaire orientée NE au nord et NNW au sud. Cela implique la présence d'un large champ hydrothermal qui est probablement à l'origine des autres gisements du secteur (Nyafé, Fobiri, Fofina).

RÉFÉRENCES

ABOUCAMI W., BOHER M., MICHARD A., and ALBAREDE F., 1990. A major 2,1 Ga old event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research*. 95: 17607-17629.

ABRAITIS P.K., PATRICK R.A.D., and VAUGHAN D.J., 2004. Variations in the compositional, textural and electrical properties of natural pyrite: a review. *International Journal of Mineral Processing*. 74: 41-59.

ALLIBONE A., TEASDALE J., CAMERON G., ETHERIDGE M., UTTLEY P., SOBOH A., APPIAH-KUBI J., ADANU A., ARTHUR R., MAMPHEY J., ODOOM B., ZUTA J., TSIKATA A., PATAYE F., and FAMIYEH F., 2002. Timing and Structural Control on Gold Mineralization at the Bogoso Gold Mine, Ghana, West Africa. *Economic Geology*. 97: 949-969.

ANWILLER D.N and MACK L.E., 1991. Diagenetic modification of Sm-Nd model ages in Tertiary sandstones and shales, Texas Gulf Coast. *Geology*. 57: 101-115.

ASIEDU D.K., DAMPARE S.B., SAKYI P.A., BANOENG-YAKUBO., OSAE S., NYARKO B.J.B and MANU J., 2003. Geochemistry of Paleoproterozoic metasedimentary rocks from the Birim diamondiferous field, southern Ghana: Implications for provenance and crustal evolution at the Archean-Proterozoic boundary. *Geochemical Journal*. 38: 215-228.

AUGUSTIN J., 2011. Facteurs de contrôle et processus métallogéniques des minéralisations aurifères du gisement de Wona, Mine Mana, Burkina Faso. Mémoire de maîtrise es sciences de la terre. Université du Québec à Chicoutimi. 220p.

BARATOUX L., METELKA V., NABA S., JESSELL M.W., GRÉGOIRE M., and GANNE J., 2011. Juvenile Paleoproterozoic crust evolution during the Eburnean orogeny (~ 2.2-2.0 Ga), Western Burkina Faso. *Precambrian Research*. 191: 18-45.

BARNICOAT A.C., Henderson I.H.C., KNIPE R.J., YARDLEY B.W.D., NAPIER R.W., FOX N.P.C., KENYON A.K., MUNTINGH D.J., STRYDOM D., WINKLERT K.S., LAWRENCER S.R., and CORNFORD C., 1997. Hydrothermal gold mineralization in the Witwatersrand Basin. *Nature*. 386: 820-824.

BASSOT J.P., 1969. Aperçu sur les formations précambriennes et paléoprotérozoïques du Sénégal oriental. *Bulletin de la Société Géologique de la France*. 11 (7) : 160-169.

BÉLAND J., 2009. Caractérisation gîtologique du gisement aurifère de Nyafé, Burkina Faso. Projet de fin d'études, Université du Québec à Chicoutimi. 21p.

BESSOLES B., 1977. Géologie de l'Afrique: le craton Ouest Africain. Mémoire du BRGM. 8: 403p.

BEUKES N.J., and NELSON J.P., 1995. Sea-level fluctuation and basin subsidence controls on the setting of auriferous paleoplacers in Archaean Witwatersrand Supergroup: A genetic and sequence stratigraphic approach. Geological Society of South Africa, Abstracts. 860-863.

BEZIAT D., DUBOIS M., DEBAT P., NIKIEMA S., SALVI S., and TOLLON F., 2008. Gold metallogeny in the Birimian craton of Burkina Faso (West Africa). Journal of African Earth Sciences. 50: 215-233.

BOGGS S.Jr., 1992. Petrology of sedimentary rocks. The Blackburn Press. 707p.

BOHER M., ABOUCHAMI W., MICHARD A., ALBAREDE F., and ARNDT N. T., 1992. Crustal growth in West Africa at 2,1 Ga. Geophysical Research. 97: 345-369.

BONHOMME M., 1962. Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain. Thèse, Annales Faculté des Sciences, Université Clermont-Ferrand (France). Géologie Minérale. 5 : 62p.

BONKOUNGOU I., 1994. Le Tarkwaïen du sillon de Houndé (Burkina Faso) : un ensemble volcano-détritique acide calco-alcalin à 2,15 Ga. Étude pétrologique, métamorphique et structurale. Thèse, Université de Nantes. 419p

BOSSIÈRE G., BONKOUNGOU I., PEUCAT J.J., and PUPIN J.P., 1996. Origin and age of Paleoproterozoic conglomerates and sandstones of the Tarkwaian Group in Burkina Faso, West Africa. Precambrian Research. 80: 153-172.

BOURGES F., DEBAT P., TOLLON F., MUNOZ M., and INGLES J., 1998. The geology of the Taparko gold deposit, Birimian greenstone belt, Burkina Faso, West Africa. Mineralium Deposita. 33: 591-605.

BRALIA A., SABATINI G., and TROJA F., 1979. A revaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems. Mineralium Deposita. 14: 353-374.

CABRI L.J., CHRYSOULIS S.L., DE VILLIERS J.P.R., LAFLAMME J.H.G., and BUSECK P.R., 1989. The nature of "invisible" gold in arsenopyrite. Canadian Mineralogist. 27: 353-362.

CASTAING C., BILLA M., MILESI J.P., THIELBLEMONT D., LE METOUR J., EGAL E., DONZEAU M., (BRGM), GUERROT C., COCHERIE A., CHEVREMONT P., TEGYEY M., ITARD Y., (BRGM), ZIDA B., OUEDRAOGO I., KOTE S., KABORE B.E., OUEDRAOGO C., (BUMIGEB), KI J.C., et ZUNINO C., (ANTEA), 2003. Notice explicative de la carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1 000 000.

CASTAING C., BILLA M., MILESI J.P., THIELBLEMONT D., LE METOUR J., EGAL E., DONZEAU M., (BRGM), GUERROT C., COCHERIE A., CHEVREMONT P., TEGYEY M., ITARD Y., (BRGM), ZIDA B., OUEDRAOGO I., KOTE S., KABORE B.E., OUEDRAOGO C., (BUMIGEB), KI J.C., et ZUNINO C., (ANTEA), 2003. Carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1 000 000.

CONDIE K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*. 104: 1-37.

CONDIE K.C., and WRONKIEWICZ D.J., 1990. The Cr/Th ratio in Precambrian pélites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution. *Earth Planet Science Letter*. 97: 256-267.

CONRADIE A.S., 2000. Gold, South Africa's mineral industry 1998/99: Minerals Bureau, Department of Minerals and Energy, Pretoria, In Press.

COOK N.J., and CHRYSSOUILIS S.L., 1990. Concentrations of invisible gold in the common sulfides. *Canadian Mineralogist*. 28: 1-16.

COX D.P., 1967. Regional environment of the Jacobina auriferous conglomerates, Brazil. *Economic Geology*. 62: 773-780.

CRAIG J.R., VOKES F.M., and SOLBERG T.N., 1998. Pyrite: physical and chemical textures. *Mineralium Deposita*. 34: 82-101.

CULLERS R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: Implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*. 51: 181-203.

DAIGNEAULT R., 1996. Déformation et cisaillement. Concepts et Applications. Cours synthétiques en géologie structurale appliquée à la sous-province Abitibi. 81p.

DANKERT B.T., and HEIN K.A.A., 2010. Evaluating the structural character and tectonic history of the Witwatersrand Basin. *Precambrian Research*. 177: 1-22.

DARE S.A.S., BARNES S.J., and BEAUDOIN G., 2012. Variation in trace element content of magnetite crystallized from a fractionating sulfide liquid, Sudbury, Canada: Implications for provenance discrimination. *Geochimica et Cosmochimica. Acta.* 88: 27-50.

DAVIS D.W., SCHALTEGGER W., and NUNOO A., 1994. U-Pb age constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa. *Precambrian Research.* 67: 89-107.

DOMMANGET A., MILESI J.P., and DIALLO M., 1993. The Loulo gold and tourmaline-bearing deposit. *Mineralium Deposita.* 28: 253-263.

DOTT R.H.Jr., 1964. Wacke, graywacke and matrix – What approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentology Petrology.* 34: 625-632.

DRUMMOND M.S and DEFANT M.J., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth.* 95, N°21: 503-521.

DUPUIS C., and BEAUDOIN G., 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita.* 46: 319-335.

EISEINLHOR B.N., and HIRDES W., 1992. The structural development of the early proterozoic birimian and tarkwaian rocks of Southwest of Ghana, West Africa. *Journal of African Earth Science.* 14: 313-325.

FEATHER C.E., and KOEN G.M., 1976. The Mineralogy of the Witwatersrand's reefs. *Mineralogy Science Engineer.* 187-224.

FRIMMEL H.E., GROVES D.I., KIRK J., RUIZ J., CHESLEY J., and MINTER W.E.L., 2005. The formation and preservation of the Witwatersrand gold fields, the world's largest gold province. *Economic Geology*, 100th Anniversary. 769-797.

FRIMMEL H.E., and MINTER W.E.L., 2002. Recent Developments Concerning the Geological History and Genesis of the Witwatersrand Gold Deposits, South Africa. *Society of Economic Geologists. Special Publication.* 9: 17-45.

GABOURY D., 2011. Rapport de visites géologiques. District aurifère de Mana, Burkina Faso. 58p.

GABOURY D., and GRAHAM S., 2004. In-situ trace elements by LA-ICP-MS in metamorphosed pyrites as pathfinder for hydrothermal conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Abstract of the 13th annual V.M. Goldschmidt Conference, Copenhagen, Danmark. June-5-11. pA303.

GABOURY D., and PEARSON V., 2008. Rhyolite geochemical signatures and association with volcanic massive sulfide deposits: Examples from the Abitibi belt, Canada. *Economic Geology*. 103: 1531-1562.

GEBRE-MARIAM M., HAGEMANN S.G., and GROVES D.I., 1995. A classification scheme for epigenetic Achaean Lode-gold deposits. *Mineralium Deposita*. 30: 408-410.

GENKIN A.D., BORTNIKOV N.S., CABRI L.J., WAGNER F.E., STANLEY C.J., SAFONOV Y.G., MCMAHON G., FRIEDL J., KERZIN A.L., and GAMYANIN G.N., 1998. A multidisciplinary study of invisible gold in arsenopyrite from mesothermal gold deposits in Siberia, Russian Federation. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*. 93: 463-487.

GILL B., 2010. *Igneous rocks and processes: a practical guide*. Wiley-Blackwell. 428p.

GOLDFARB R.J., GROVES D.I., and GARDOLL S., 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*. 18: 1-75.

GOLDFARB R.J., BAKER T., GROVES D.I., HART C.J.R., and GOSSELIN P., 2005. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology*, 100th Anniversary. 407-450.

GOSSELIN P., and DUBÉ B., 2005. Gold deposits of the world: distribution, geological parameters and content. Geological Survey of Canada. Open file 4895: 1-271.

GRAY G.J., LAWRENCE S.R., KENYON K., and CORNFORD C., 1998. Nature and origin of 'carbon' in the Archean Witwatersrand Basin, South Africa. *Geological Society of London Journal*. 155: 39-59.

GROSS H.V., 1968. Evidence for a modified placer origin for auriferous conglomerates, Canavieiras mine, Jacobina, Brazil. *Economic Geology*. 63: 271-276.

GROVES D.I., GOLDFARB R.J., GEBRE-MARIAM M., HAGEMANN S.G., and ROBERT F., 1998. Orogenic Gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*. 13: 7-27.

HAGEMANN S.G., and CASSIDY K.F., 2000. Archean Orogenic Lode Gold Deposit, Review. *Economic Geology*. 13: 9-68.

HARPUM J.R., 1963. Petrographic classification of granitic rocks by partial chemical analysis. *Tanganyika Geology Survey*. 10: 80-88.

HEIN K.A.A., MOREL V., KAGONÉ O., KIEMDE F., and MAYES K., 2004. Birimian lithological succession and structural evolution in the Goren Segment of the Boromo-Goren Greenstone Belt, Burkina Faso. *Journal of African Earth Science*. 39: 1-23.

HERRON M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*. 58: 820-829.

HINCHEY J.G., WILTON D.H.C., and TUBRETT M.N., 2003. A LAM-ICP-MS study of distribution of gold in arsenopyrite from the Lodestar Prospect, Newfoundland, Canada. *Canadian Mineralogist*. 41: 353-364.

HIRDES W., LEUBE A., MAUER R., and MOORBATH S., 1987. The evolution of the Birimian supergroup in Ghana / West Africa. 14th Colloque of African's Geology, August 1987, Berlin. 48-49.

HIRDES W., and NUNOO B., 1994. The Proterozoic paléoplacers at Tarkwa Gold Mine, SW Ghana: sedimentology, mineralogy, and precise age dating of the Main Reef and West Reef, and bearing on the investigations on the source area aspects. *Geology Jahrb. D100*: 247-311.

HIRDES W., SAAGER R., and LEUBE A., 1988. New structural, radiometric and mineralogical aspects of the Au-bearing Tarkwaian Group of Ghana. *Bicentennial Gold, Melbourne*. Abstract: 146-148.

HUOT D., SATTRAN V., and ZIDA P., 1987. Gold in Birimian greenstone belt of Burkina Faso, West Africa. *Economic Geology*. 82: 2033-2044.

HUSTON D.L., SIE S.H., SUTER G.F., COOKE D.R., and BOTH R.A., 1995. Trace elements in sulfide minerals from Eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: Part I. Proton microprobe analyse of pyrite, chalcopyrite, and sphalerite, and Part II. Selenium levels in pyrite: comparison with $\delta^{34}\text{S}$ values and implications for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems. *Economic Geology*. 90: 1167-1196.

JÉBRAK M., et MARCOUX E., 2008. *Géologie des ressources minérales. Géologie du Québec*. 667p.

JUNNER N.R., 1940. Geology of the Gold Coast and Western Togoland (with revised geological map). Gold Coast Geology Survey. Bulletin. 11: 40p.

JUNNER N.R., 1942. The Tarkwa Goldfield. Geology Survey Memory. 6: 75p.

KERRICH R., GOLDFARB R., GROVES D., GARWIN S., and JIA Y., 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Science in China*. 43: 1-68.

KESSE G.O., 1985. Geotraverse of the Birimian Systems in southern Ghana. *Geology for Development. UNESCO Newsletter. Bulletin*. 4: 7-10.

KIRK J., RUIZ J., CHESLEY J., TITLEY S., and WALSH J., 2001. A detrital model for the origin of gold and sulfides in the Witwatersrand basin based on Re-Os isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 65: 2149-2159.

KITSON A.E., 1928. Provisional geological map of the Gold Coast and western Togoland, with brief descriptive notes thereon. Gold Coast Geology Survey. Bulletin. 2.

KULISH E.A., and MIKHAILOV V.A., 2000. The Geostructural Position of Au-Bearing Conglomerates in West Africa. *Dokl Earth Sciences*. 375 (8): 1248-1250.

LARGE R.R., MASLENNIKOV V.V., ROBERT F., DANYUSHEVSKY L.V., and CHANG K., 2007. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukoi Log Deposit, Lena Gold Province, Russia. *Economic Geology*. 102: 1233-1267.

LEDRU P., and MILÉSI J.P., 1991. The metallogenetic relationship between gold-bearing shear zones and conglomerates in the lower Proterozoic of Ghana and French Guiana. In: Ladeira E.A. (Ed), *Brazil Gold 91. The Economics Geology Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*. Balkema, Rotterdam. 709p.

LEDRU P., MILÉSI J.P., FEYBESSE J.L., DOMMANGET A., JOHAN V., DIALLO M., et VINCHON C., 1989. Tectonique transcurrente et évolution polycyclique dans le Birimien, Protérozoïque inférieur du Sénégal-Mali (Afrique de l'Ouest). *Compte Rendu, Académie des Sciences de Paris*. 308 : 117-122.

LEDRU P., MILÉSI J.P., JOHAN V., SABATÉ P., and MALUSKI H., 1997. Foreland basins and gold-bearing conglomerates: a new model for the Jacobina Basin (São Francisco province, Brazil). *Precambrian Research*. 86: 155-176.

LEDRU P., MILÉSI J.P., JOHAN V., and TEGYEY M., 1994a. Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-south Atlantic provinces. *Precambrian Research*. 69: 169-191.

LE METOUR J., CHEVREMONT P., DONZEAU M., EGAL E., (BRGM), KABORE E.B., (BUMIGEB), BILLA M., (BRGM), ZIDA B., (BUMIGEB), et CASTAING C., (BRGM), 2003. Carte géologique du Burkina Faso à 1/200 000; Feuille Houndé.

LE METOUR J., CHEVREMONT P., DONZEAU M., EGAL E., (BRGM), THIEBLEMONT D., TEGYEY M., GUERROT C., BILLA M., ITARD Y., CASTAING C., DELPONT G., (BRGM), KI J.C., et ZUNINO C., (ANTEA), 2003. Notice explicative de la Carte géologique du Burkina Faso à 1/200 000; Feuille Houndé. 82p.

LEUBE A., HIRDES W., MAUER R., and KESSE G.O., 1990. The early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. *Precambrian Research*. 46: 139-165.

LIÉGEOIS J.P., CLAESSENS W., CAMARA D., and KLERKX J., 1991. Short-lived Eburnian orogeny in southern Mali. Geology, tectonics, U-Pb and Rb-Sr geochronology. *Precambrian Research*. 50: 111-139.

LOEN J.S., 1992. Mass balance constraints on gold placers: possible solutions to "source area problems". *Economic Geology*. 87: 1624-1634.

LOFTUS-HILLS G., and SOLOMON M., 1967. Cobalt, nickel and selenium in sulphides as indicators of ore genesis. *Mineralium Deposita*. 2: 228-242.

MACLEAN W.H., and BARRETT T.J., 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*. 48: 109-133.

MARTIN H., 1994. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. *Precambrian Geology*. 11: 205-259.

MARTIN H., SMITHIES R.H., RAPP R., MOYEN J.F., and CHAMPION D.C., 1995. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*. 79: 1-24.

MASCARENHAS J.F., FILHO V.M.C., and GRIFFON J.C., 1992. Contribuição a geologia do grupo Jacobina na região Jacobina-Pindobaçu. 37º Congresso Brasileiro de Geologia São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos. 2: 141-142.

MCLENNAN S.M., HEMMING S., MCDANIEL D.K., and HANSON G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: JOHANSSON M.J., and BASU A., (Eds); *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediment*. Geological Society of America, Colorado. 21-40.

MCLENNAN S.M., HEMMING S.R., TAYLOR S.R., and ERIKSSON K.A., 1995. Early Proterozoic crustal evolution: Geochemical and Nd-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southern North America. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 59: 1153-1177.

MIKHAILOV V.A., 2006. Composition and Genesis of Precambrian Metalliferous Conglomerates. *Lithology and Mineral resources*. 41 (4): 389-398.

MILÉSI J.P., EGAL E., LEDRU P., VEMHET Y., THIEBLEMONT D., COCHERIE A., TEGYEY M., MARTEL-JANTIN M., et LAGNY P., 1995. Les minéralisations du nord de la Guyane française dans leur cadre géologique. *Chronique de la Recherche Minière*. 518: 5-58.

MILÉSI J.P., FEYBESSE J.L., LEDRU P., DOMMANGET A., OUEDRAOGO M.F., MARCOUX E., PROST A., VINCHON C., SYLVAIN J.P., JOHAN V., TEGYEY M., CALVEZ J.Y., and LAGNY P., 1989. West African deposits in their lower proterozoic lithostructural setting. *Chronique de la Recherche Minière*. 497: 3-98.

MILÉSI J.P., LEDRU P., FEYBESSE J.L., DOMMANGET A., and MARCOUX E., 1992. Early proterozoic ore deposits and tectonics of Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Research*. 58: 305-344.

MILÉSI J.P., LEDRU P., JOHAN V., MARCOUX E., MOUGEOT R., LEROUGE C., RESPAUT J.P., and SABATÉ P., 1996. Hydrothermal and metamorphic events related to the gold mineralizations hosted within detrital sediments in the Jacobina basin (Bahia, Brazil). *Anais do XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador*. 7: 218-220.

MILÉSI J.P., LEDRU P., MARCOUX E., MOUGEOT R., JOHAN V., LEROUGE C., SABATÉ P., BAILLY L., RESPAUT J.P., SKIPWITH P., 2002. The Jacobina Paleoproterozoic gold-bearing conglomerates, Bahia, Brazil: a "hydrothermal shear-reservoir" model. *Ore Geology Reviews*. 19: 95-136.

MINTER W.E.L., GOEDHART M., KNIGHT J., and FRIMMEL H.E., 1993. Morphology of Witwatersrand gold grains from the Basal Reef: evidence for their detrital origin. *Economic Geology*. 88: 237-248.

MOREY A.A., TOMKINS A.G., BIERLEIN F.P., WEINBERG R.F., and DAVIDSON G.J., 2008. Bimodal Distribution of Gold in Pyrite and Arsenopyrite: Examples from the Archean Boorara and Bardoc Shear Systems, Yilgarn Craton, Western Australia. *Society of Economic Geologists*. 103: 599-614.

MOUGEOT R., MARCOUX E., RESPAUT J.P., MILÉSI J.P., LEDRU P., JOHAN V., 1996. Geochemical and mineralogical characterizations of sulphides associated to the Jacobina gold mineralizations Bahia, Brazil. XXXIX Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. 7: 318-320.

NABA S., LOMPO M., DEBAT P., BOUCHEZ J.L., and BEZIAT D., 2004. Structure and emplacement model for late-orogenic paleoproterozoic granitoids: the Tenkodogo-Yamba elongate pluton (Eastern Burkina Faso). *Journal of African Earth Science*. 38: 41-57.

NANCE W.B., and TAYLOR S.R., 1976. Rare earth element patterns and crustal evolution – I. Australian post Archean sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 40: 1539-1551.

NESBITT H.W., 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*. 299: 715-717.

OBERTHÜR T., VETTER U., DAVIS D.W., and AMANOR J.A., 1998. Age constraints on gold mineralization and Paleoproterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of Southern Ghana. *Precambrian Research*. 89: 129-143.

PALENIK C.S., UTSUNOMIYA S., REICH M., KESLER S.E., WANG L., and EWING R.C., 2004. "Invisible" gold revealed: direct imaging of gold nanoparticles in a Carlin-type deposit. *American Mineralogist*. 89: 1359-1366.

PAULIN-BISSONNETTE A., 2012. Caractérisation de l'habitus de l'or dans les sulfures provenant des zones FOBIRI et FOFINA au Burkina Faso. Projet de fin d'études, Université du Québec à Chicoutimi. 49p.

PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. 25: 956-983.

PHILLIPS G.N., and LAW J.D.M., 1994. Metamorphism of the Witwatersrand Gold Fields: A review. *Ore Geology Review*. 9: 1-31.

PHILLIPS G.N., LAW J.D.M., and STEVENS G., 1997. Alteration, heat, and Witwatersrand gold: 111 years after Harrison and Langlaagte. *South African Journal of Geology*. 100: 377-392.

PHILLIPS G.N., and MYERS R.E., 1989. The Witwatersrand gold fields: Part II. An origin for Witwatersrand gold during metamorphism and associated alteration. *Economic Geology*. 6: 598-608.

PHILLIPS G.N., and POWELL R., 2009. Formation of gold deposits: Review and evaluation of the continuum model. *Earth Sciences Review*. 94: 1-21.

PIGOIS J.P., GROVES D.I., FLETCHER I.R., MCNAUGHTON N.J., and SNEE L.W., 2003. Age constraints on Tarkwaian paleoplacer and lode-gold formation in the Tarkwa-Damang district, SW Ghana. *Mineralium Deposita*. 38: 695-714.

PONS J., BARBEY P., DUPUIS D., and LÉGER J.M., 1995. Rheological behaviour of a 2.1 Ga juvenile crust recorded by the mechanism of pluton emplacement. The Birimian of southern Niger. *Precambrian Research*. 70: 281-301.

RAY G.E., and WEBSTER I.C.L., 2007. Geology and Chemistry of the Low Ti Magnetite-bearing Heff Cu-Au Skarn and its Associated Plutonic Rocks, Heffley Lake, South-Central British Columbia. *Exploration and Mining Geology*. 16 (3-4): 159-186.

ROBB L.J., and ROBB V.M., 1998. Gold in the Witwatersrand basin, In Wilson M.G.C., and anhaeusser C.R., eds., *The mineral resources of South Africa: Council for Geoscience, Pretoria*. 16: 294-349.

ROBERT F., POULSEN K.H., and DUBÉ B., 1997. Gold Deposits and Their Geological Classification. *Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration*. Ed by A.G. Gubins. 209-220.

RODDAZ M., DEBAT P., and NIKIÉMA S., 2007. Geochemistry of Upper Birimian sediments (major and trace elements and Nd-Sr isotopes) and implications for weathering and tectonic setting of the Late Paleoproterozoic crust. *Precambrian research*. 159: 197-211.

ROEDDER E., 1968. The noncolloidal origin of "colloform" textures in sphalerite ores. *Economic Geology*. 63: 451-471.

ROSER B.P., and KORSCH R.J., 1986. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*. 67: 119-139.

SAVARD D., 2012. Iolite – Tutorial for Agilent 7700x ICP-MS Traces elements. Version-10. Under construction.

SESTINI J., 1973. Sedimentology of a paléoplacer: the Gold bearing Tarkwaian of Ghana. VIII International Sedimentology Congress. In: Ores sediments, 275-305; Ed by Amstutz G.C., and Bernard J.A. Springer-Verlag Berlin. Heidelberg New York.

SESTINI J., 1976. Sedimentology of a paléoplacer: the Gold bearing Tarkwaian of Ghana. In: Ores sediments, ed by Amstutz G.C., and Bernard J.A. International Union Geology Sciences. Series A, (3): 275-305.

SHILO N.A., 2007. The Witwatersrand Deposit and the Problem of Ore Formation. Russian Journal of Pacific Geology. 1 (5): 495-502.

SILLITOE R.H., 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. Mineralium Deposita. 38: 787-812.

SIMANOVICH I.M., 2009. Auriferous Precambrian Conglomerates of Witwatersrand. Lithology and Mineral Resources. 44 (5): 497-509.

STANISTREET I.G., and MCCARTHY T.S., 1991. Changing tectonosedimentary. Scenarios relevant to the development of the Late Archean Witwatersrand basin. Journal of African Earth Science. 13: 65-81.

STEVENS G., GIBSON R.L., and DROOP G.T.R., 1997. Mid-Crustal Granulite Facies Metamorphism on the Central Kaapvaal Craton: The Bushveld Complex Connection. Precambrian Research. 82: 113-132.

SUN S., and MCDONAUGH W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. From: Saunders A.D and Norry M.J (ed), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society. Special Publication. 42: 313-345.

SYLVAIN J.P., 1978. Étude sur les possibilités de minéralisations aurifères dans les conglomérats dits tarkwaiens de Haute-Volta. Rapport du BRGM. 78 RDM 018 AF: 61p.

TAYLOR S.R., and MCLENNAN S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific, Oxford.

TAYLOR P.N., MOORBATH S., LEUBE A., and HIRDES W., 1992. Early Proterozoic crustal evolution in the Birimian of Ghana: constraints from geochronology and isotope geochemistry. Precambrian Research. 56: 97-111.

TEIXEIRA J.B.G., DE SOUZA J.A.B., DA SILVA M.G., LEITE C.M.M., BARBOSA J.Q.F., COELHO C.E.S., ABRAM M.B., CONCIÇÃO FILHO V.M., and LYER S.S.S., 2001. Gold mineralization in the Serra de Jacobina region, Bahia Brazil: tectonic framework and metallogenesis. *Mineralium Deposita*. 36: 332-344.

THOMAS H.V., LARGE R.R., BULL S.W., MASLENNIKOV V., BERRY R.F., FRASER R., FROUD S., and MOYE R., 2011. Pyrite and Pyrrhotite Textures and Composition in Sediments, Laminated Quartz Veins, and Reefs at Bendigo Gold Mine, Australia: Insights for Ore genesis. *Economic Geology*. 106: 1-31.

TSHIBUBUDZE A., HEIN K.A.A., and MARQUIS P., 2009. The Markoye shear zone in NE Burkina Faso. *Journal of African Earth Science*. 55: 245-256.

VIDAL M., DELOR C., POUCKET A., SIMEON Y., et ALRIC G., 1996. Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2,2 Ga et 2 Ga : le style "archéen" des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens de la Côte-d'Ivoire. *Bulletin de la Société Géologique de la France*. 3 : 307-320.

VOICU G., BARDOUX M., and STEVENSON R., 2001. Lithostratigraphy, geochronology and gold metallogeny in the northern Guiana Shield, South America: a review. *Ore Geology Reviews*. 18: 211-236.

WAGNER F.E., MARION P.H., and REGNARD J.R., 1986. Mossbauer study of the chemical state of gold in gold ores: Gold 100. *South African Institute of Mining and Metallurgy International Conference on Gold Proceedings*. 2: 435-443.

WHITE M.G., 1961. Origin of uranium and gold in the quartzite-conglomerates of the Serra de Jacobina. *U.S Geology Survey*. 424B: B-9.

WILSON S.A., RIDLEY W.I., and KOENIG A.E., 2002. Development of sulphide calibration standards for the laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry technique. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 17: 406-409.

YOUNG S.W., 1976. Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks. *Journal of Sedimentology Petrology*. 46: 595-603.

Autres sources:

www.alsglobal.com

www.semafo.com

ANNEXE 1: RÉCAPITULATIF DES DESCRIPTIONS PÉTROGRAPHIQUES
DES LAMES MINCES

N° lames	Sondage	Lithologie	Texture	QZ (%)		PL (%)	FK (%)	SE (%)	CB (%)	Chl (%)	Py (%)	AsPy (%)	Mt (%)	Autres
				Porphyro-clastes	Matrice									
301-1	WDC301-71,80m	Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	30	20			40			8			
301-2	WDC301-75,30m	Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	35	7			52			1	2		3% OxFE
		Veinule	Hétérogranulaire	55				5	32		6	2		
		Veinule	Hétérogranulaire	70				5	25					
301-3	WDC301-75,60m	Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	35	5			60			Tr	Tr		
		Veinule	Hétérogranulaire	93				1	6					
301-4	WDC301-81,20m	Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	45	11			40			4	Tr		
		Claste de wacke	Porphyroclastique	40	7			50			3			
301-5	WDC301-81,60m	Claste de wacke	Porphyroclastique	25	5			65			2			
		Claste de schiste	Lépidoblastique		3			95						2% OxFE
		Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	30	5			65						
301-6	WDC301-86,70m	Claste de schiste	Lépidoblastique	10				80			3	2		2% OxFE
		Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	30	4			56			2	4		4% OxFE
		Veinule	Hétérogranulaire	24					75		1			
301-7	WDC301-104m	Claste de quartz	Équigranulaire	92				1	5		3			
		Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	30	15			45	10			Tr		
301-8	WDC301-105m	Claste de schiste	Granoblastique		35			48	10		2			5% OxFE
		Claste de schiste	Lépidoblastique	2				83	10					5% OxFE
		Claste de schiste	Lépidoblastique	10	5			70	15					
		Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	30				45	15	10				

N° lames	Sondage	Lithologie	Texture	QZ (%)		PL (%)	FK (%)	SE (%)	CB (%)	Chl (%)	Py (%)	AsPy (%)	Mt (%)	Autres
				Porphyro-clastes	Matrice									
301-9	WDC301-108m	Claste de rhyolite	Microlithique		40	20	15	10	15		Tr			
		Claste de schiste	Grano-lépidoblastique		40			60						
		Claste de wacke	Porphyroclastique	40	10	5		40	5					
		Claste de schiste	Lépidoblastique		40			53	5					2% OxFE
301-10	WDC301-108m	Claste de rhyolite	Aphanitique		50	28		7	10				5	
		Claste de schiste	Lépidoblastique	5	15			70	5					5% OxFE
		Claste de schiste	Lépidoblastique	2				93	5					
		Ciment (métawacke)	Porphyroclastique	30	5			50	10					
301-12	WDC301-114m	Claste de rhyolite	Porphyrique	3	66	1	1	20	10		Tr			
		Veinule	Hétérogranulaire	95					5					
301-13	WDC301-131,30m	Claste de rhyolite	Microlithique	2	63	8		25					2	
		Claste de schiste	Lépidoblastique		13			60	25		Tr		2	
		Claste de wacke	Porphyroclastique	53		2		30	7				8	
		Claste de schiste	Lépidoblastique		5			90		1			4	
		Ciment (Métawacke)	Porphyroclastique	60		1		25	14				8	
301-	WDC301-	Claste de rhyolite	Porphyrique	3	57	20	12	4	3				1	
301-15	WDC301-141m	Claste de rhyolite	Microlithique	2	47	30	7	5	10					
		Claste de schiste	Lépidoblastique		3			92	2					3% OxFE
		Ciment (métawacke)	Porphyroclastique	40	10			45	5					

N° lames	Sondage	Lithologie	Texture	QZ (%)		PL (%)	FK (%)	SE (%)	CB (%)	Chl (%)	Py (%)	AsPy (%)	Mt (%)	Autres
				Porphyro-clastes	Matrice									
301-16	WDC301-145m	Claste de wacke	Porphyroclastique	37	15	3		35	5					5% OxFE
		Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	40	20	5		25	7					3% OxFE
301-17	WDC301-162m	Intrusion felsique	Microlithique		14	30	10	20	25		1	Tr		
301-18	WDC301-173,50m	Silicification massive	Équigranulaire	85				8			2	2		
		Claste de wacke	Porphyroclastique	35	10			50	5		10			
		Claste de schiste	Lépidoblastique		2			83	1		4	6		4% OxFE
301-19	WDC301-178,60m	Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	32	8	7		40	3		5	4		1% OxFE
		Claste de schiste	Lépidoblastique		3			95						2% OxFE
		Veinule	Hétérogranulaire	94		1			5					
301-20	WDC301-185m	Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	35	13	2		40	10		Tr			
		Claste de shale	Granoblastique		15									85% Gp
		Claste de schiste	Granoblastique	2	80			13	7					
		Claste de PQF	Porphyrique	3	35	20		30	12					
301-21	WDC301-185,10m	Claste de wacke	Porphyroclastique	35	10	2		43	5				5	
		Claste de schiste	Lépidoblastique		20			65	14		1			
		Claste de schiste	Lépidoblastique		15			60	25		Tr			
301-22	WDC301-207,15m	Métapélite	Grano-lépidoblastique	9	40	1		50						
301-23	WDC301-217m	Métapélite	Lépidoblastique		23			70	5					2% OxFE
		Veinule	Hétérogranulaire		74	1			24		1			

N° lames	Sondage	Lithologie	Texture	QZ (%)		PL (%)	FK (%)	SE (%)	CB (%)	Chl (%)	Py (%)	AsPy (%)	Mt (%)	Autres
				Porphyro-clastes	Matrice									
301-24	WDC301-222m	Wacke	Porphyroclastique	25	24	1		35	5					10%OxFe
		Veinule	Hétérogranulaire	40					60					
301-25	WDC301-269,10m	Métapélite	Granolépido-blastique		25			65	7					3% OxFe
301-26	WDC301-306m	Métapélite	Granolépido-blastique		45	1		35	5					14% OxFe
301-27	WDC301-309,75m	Wacke	Porphyroclastique	32	15	5		30	10					8% OxFe
303-1	WDC303-69,50m	Veine en TS	Hétérogranulaire		90			2	1		2	Tr		Hm
303-2	WDC303-74,50m	Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	40	12	5		35	5		1	2		
		Veinule en TS			60				25		12	3		
303-3	WDC303-76,50m	Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	35	10	5		43	3		1	3		
		Veinule en TS	Hétérogranulaire		97	2		1	Tr					
		Veinule en CIS	Hétérogranulaire		65	1		1	28		3	2		
303-4	WDC303-82,20m	Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	30	14	3		50	3		Tr			
		Veinule en TS	Hétérogranulaire		97				3					
303-5	WDC303-103m	Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	35	15			40	2		2	5		1% OxFe
		Veinule en TS	Hétérogranulaire		85				14		1			
303-6	WDC303-150,50m	Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	30	14	3		45	5		3			
		Veinule en TS	Hétérogranulaire		93			2	5		Tr			
		Claste de quartz	Hétérogranulaire		94			1	5		Tr			
		Claste de schiste	Lépidoblastique		3			96	1					

N° lames	Sondage	Lithologie	Texture	QZ (%)		PL	FK (%)	SE (%)	CB (%)	Chl (%)	Py (%)	AsPy (%)	Mt (%)	Autres
				Porphyro- clastes	Matrice									
303-7	WDC303- 150,50m	Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	30	10	3		52	5					
		Veinule en TS	Hétérogranulaire		95				5					
		Claste de wacke	Porphyroclastique	30	5	1		50						10% Bt + 3%OxFe
305-1	WDC305- 83m	Métapélite	Grano- lépidoblastique		24	1		45	20					10% Ox Fe
		Veinule en TS	Hétérogranulaire		5				15	80				
305-2	WDC305-	Veine en TS	Hétérogranulaire		84			4	10	2				
305-3	WDC305- 129m	Métapélite	Grano- lépidoblastique		20			60	3	2				5% OxFe
305-4	WDC305- 158,10m	Claste de schiste	Granoblastique		60			25	3	1	4	2		5% OxFe
		Claste de schiste	Lépidoblastique		35			55			3	2		5% OxFe
		Ciment (métawacke)	Porphyroclastique	30	33	5		25	5		2	2		
		Veinule en TS	Hétérogranulaire		85	5			10		Tr	Tr		
305-5	WDC305- 171m	Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	35	16	10		30	4		1	4		
		Veinule en CIS	Hétérogranulaire		85	10			5					
305-6	WDC305- 172,60m	Silicification massive	Équigranulaire		60	30		2			3	5		
		Veinule en TS	Hétérogranulaire		97	1			2		Tr	Tr		
		Relique de schiste	Lépidoblastique		2			75	1		8	5		8% OxFe + 1% Bt

N° lames	Sondage	Lithologie	Texture	QZ (%)		PL (%)	FK (%)	SE (%)	CB (%)	Chl (%)	Py (%)	AsPy (%)	Mt (%)	Autres
				Porphyro- clastes	Matrice									
305-7	WDC305- 179,75m	Claste de quartz	Équigranulaire		82			15	5		Tr			
		Claste de schiste	Porphyroclastique	4	35	1		50	10					
		Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	35	13	10		35	5		2			
305-8	WDC305- 184m	Veinule en CIS	Hétérogranulaire		5	24			70		1			
		Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	50	10	5		20	5		8	2		
305-9	WDC305- 186,60m	Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	30	13	10		40	3		1	3		
		Veinule en TS	Hétérogranulaire		85	1			14		Tr	Tr		
305- 10	WDC305- 186,70	Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	35	15	10		30	5		2	3		
		Veinule en CIS	Équigranulaire		80				18		2			
		Veinule en CIS	Équigranulaire		85	2			10		1	3		
305- 11	WDC305- 191,35m	Intrusion felsique rose (rhyodacite)	Microolithique	2	12	41	1	20	23		1			
305- 12	WDC305- 196,40m	Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	45	10	3		35	2		4	1		
		Veinule en CIS	Équigranulaire		90				10		Tr	Tr		
305- 13	WDC305- 217,70m	Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	60	5	9		24	1		1			
		Veinule en TS	Équigranulaire		95			1	2		2			
305- 14	WDC305- 273m	Claste de schiste	Granoblastique	2	53			35	1		1	3		5% OxFE
		Claste de wacke	Porphyroclastique	20				70			3	5		2% OxFE
		Claste de quartz	Granoblastique		80			10	5		3	2		
305- 15	WDC305- 315m	Métapélite	Lépidoblastique		15			78	5					2% OxFE
		Veinule en CIS	Hétérogranulaire		20				80					
305- 16	WDC305- 327m	Métapélite	Lépidoblastique		50			40	10					

N° lames	Sondage	Lithologie	Texture	QZ (%)		PL (%)	FK (%)	SE (%)	CB (%)	Chl (%)	Py (%)	AsPy (%)	Mt (%)	Autres
				Porphyro- clastes	Matrice									
305-17	WDC305-189,50m	Intrusion felsique	Microlithique	2	15	5		40	35		3			
		Métawacke (contact)	Porphyroclastique	30	10	5		50	2		3			
		Veinule en TS	Équigranulaire		95				5					
305-18	WDC305-209,20m	Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	35	10	8		42	2				3	
305-19	WDC305-245m	Claste de wacke	Porphyroclastique	25	10	2		60					3	
		Claste de schiste	Lépidoblastique		2			94	1					3% OxFE
		Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	40	14	1		40					3	2% OxFE
305-20	WDC305-246,30m	Claste de wacke-pélite	Porphyroclastique	15	50			33					2	
305-21	WDC305-246,40m	Claste de schiste	Granoblastique	5	40			50					5	
		Claste de schiste	Lépidoblastique		2			60	25	10			3	
		Claste de schiste	Lépidoblastique		25			73	2					
		Claste de schiste	Lépidoblastique					96					4	
305-22	WDC305-246,50m	Claste de schiste	Lépidoblastique		15			80					2	2% OxFE
		Claste de schiste	Lépidoblastique		45			40					15	
		Claste de wacke	Porphyroclastique	40	20	5		30	5					

N° lames	Sondage	Lithologie	Texture	QZ (%)		PL (%)	FK (%)	SE (%)	CB (%)	Chl (%)	Py (%)	AsPy (%)	Mt (%)	Autres
				Porphyro- clastes	Matrice									
305- 23	WDC305- 255,30m	Claste de schiste	Lépidoblastique	2	40	Tr		45	5				8	
		Claste de wacke- pélite	Porphyroclastique	10	5	5		63	15				2	
		Claste de schiste	Lépidoblastique		7			80	10				3	
305- 24	WDC305- 255,40m	Claste de schiste	Lépidoblastique		25			63	5				2	5% mica blanc
		Claste de schiste	Lépidoblastique		10			38	35	2			15	
		Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	35	18	5		30	10				2	
305- 29	WDC305- 262,50m	Claste de wacke	Porphyroclastique	25	10	3		52	1				9	
		Claste de schiste	Lépidoblastique		43			50	2				5	
		Claste de schiste	Lépidoblastique					94	2				4	
		Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	35	20	2		18	25					
305- 33	WDC305- 273,60	Claste de schiste	Lépidoblastique		20			70						10% OxFe
		Veinule en TS	Hétérogranulaire		97				3					
		Métawacke (ciment)	Porphyroclastique	33	10	2		50	3		Tr	2		
305- 34	WDC305- 273,70m	Claste de wacke	Porphyroclastique	30	10			55	1		1	3		

**ANNEXE 2: DONNÉES ANALYTIQUES DU LA-ICP-MS DES DIFFÉRENTS
CLASTES LITHIQUES**

Tableau 1: Résultats des analyses au LA-ICP-MS (terres rares) des clastes de schistes

		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Claste de schiste à SE	301-6-1	0,21	0,68	0,11	0,57	0,23	0,25	0,70	0,14	0,97	0,29	1,01	0,17	1,61	0,32
Claste de schiste à SE	301-6-2	0,72	2,62	0,37	1,75	0,58	0,47	1,44	0,27	1,86	0,44	1,50	0,28	2,37	0,39
Claste de schiste à SE	301-6-3	0,19	0,66	0,09	0,45	0,16	0,23	0,53	0,06	0,52	0,14	0,38	0,06	0,57	0,08
Claste de schiste à SE	305-29-2	0,35	0,87	0,14	0,64	0,33	0,34	1,20	0,16	1,23	0,27	0,83	0,16	1,06	0,18
Claste de schiste à SE et QZ	305-29-3	0,22	0,73	0,17	0,56	0,30	0,30	0,84	0,16	1,10	0,34	0,98	0,22	1,23	0,26
Claste de schiste à SE et CB	301-13-1	0,28	0,93	0,13	0,72	0,31	0,27	1,04	0,15	1,06	0,28	0,87	0,14	1,08	0,21
Claste de schiste à QZ et SE	301-13-4	4,81	12,06	1,57	5,42	1,80	1,50	3,83	0,88	4,02	1,08	3,51	0,79	4,91	1,23
Claste de schiste à SE et CB	305-27-1	0,50	1,56	0,32	1,61	0,87	0,46	1,31	0,33	1,56	0,37	1,04	0,21	1,33	0,26
Claste de schiste à SE et CB	305-27-2	3,13	7,61	1,01	4,52	1,54	0,67	2,47	0,39	2,35	0,51	1,48	0,27	1,71	0,26
Claste de schiste à SE et CB	305-27-3	0,20	0,68	0,17	0,45	0,47	0,32	1,39	0,38	2,92	0,80	2,18	0,40	2,41	0,35
Claste de schiste à SE et CB	305-27-4	6,38	15,64	2,09	8,66	2,26	0,78	3,08	0,59	3,08	0,79	1,99	0,39	2,54	0,52
Claste de schiste à SE et QZ	305-27-5	0,66	2,32	0,50	1,58	1,27	0,74	3,02	0,87	6,13	1,50	4,23	0,84	5,39	0,85
Claste de schiste à SE et QZ	305-31-1	4,23	9,09	1,10	3,99	1,27	0,49	2,09	0,44	2,64	0,63	1,44	0,28	1,54	0,36
Claste de schiste à SE et QZ	305-31-3	0,30	0,66	0,18	0,37	0,26	0,23	0,56	0,18	0,58	0,21	0,43	0,13	0,55	0,14
Claste de schiste à SE et QZ	305-31-4	0,28	1,14	0,23	1,16	0,64	0,49	1,50	0,34	1,58	0,40	1,08	0,22	1,39	0,30
Claste de schiste à SE et QZ	301-21-2	1,52	5,07	0,91	4,44	1,92	0,80	3,21	0,59	2,85	0,63	1,52	0,27	1,82	0,35
Claste de schiste à SE et CB	301-21-3	0,37	1,08	0,16	0,70	0,41	0,36	0,66	0,13	0,82	0,38	0,91	0,23	2,28	0,55
Claste de schiste à SE et QZ	305-25-2	1,26	3,63	0,56	2,87	1,14	0,78	2,11	0,38	2,26	0,59	1,97	0,38	2,75	0,66
Claste de schiste à SE	301-10-2	0,35	0,80	0,10	0,37	0,12	0,15	0,70	0,06	0,51	0,17	0,80	0,17	1,73	0,36
Claste de schiste à SE et QZ	301-10-3	2,83	11,41	1,23	3,30	0,80	0,36	1,12	0,32	1,10	0,32	0,90	0,28	1,28	0,26
Claste de schiste à SE et CB	305-23-1	0,22	0,57	0,10	0,51	0,18	0,21	0,80	0,15	0,46	0,13	0,42	0,08	0,57	0,12
Claste de schiste à SE et CB	305-23-2	2,03	5,22	0,70	3,74	1,14	0,57	1,69	0,29	1,94	0,44	1,42	0,27	1,73	0,32
Claste de schiste à SE et QZ	305-23-4	0,27	0,80	0,23	0,46	0,27	0,40	0,65	0,14	0,78	0,24	0,62	0,15	0,91	0,24
Claste de schiste à SE et QZ	301-9-2	0,24	0,53	0,09	0,34	0,22	0,15	0,54	0,08	0,38	0,17	0,36	0,11	0,80	0,20
Claste de schiste à SE et QZ	301-9-3	0,27	0,89	0,14	0,54	0,27	0,18	0,70	0,22	0,89	0,24	0,99	0,14	1,18	0,23
Claste de schiste à SE	305-30-3	0,29	0,64	0,09	0,39	0,13	0,17	0,82	0,07	0,54	0,14	0,49	0,10	0,80	0,12

Claste de schiste à QZ et SE	301-20-2	0,70	1,45	0,25	0,75	0,43	0,20	0,53	0,23	0,63	0,21	0,38	0,08	0,79	0,14
Claste de schiste à SE et QZ	305-26-1	0,91	4,23	0,87	4,44	2,26	1,25	3,80	0,80	4,65	0,97	3,17	0,44	3,15	0,63
Claste de schiste à SE	305-26-2	0,59	1,71	0,24	1,16	0,37	0,27	1,04	0,12	0,89	0,20	0,74	0,16	1,16	0,24
Claste de schiste à SE	301-8-2	0,38	0,99	0,16	0,72	0,30	0,29	0,61	0,10	0,59	0,15	0,37	0,06	0,42	0,11
Claste de schiste à QZ et SE	305-32-3	3,46	7,01	1,27	3,18	0,90	0,64	1,02	0,43	1,00	0,45	0,84	0,41	1,05	0,41
Claste de schiste à SE	305-22-1	0,24	0,70	0,15	0,37	0,17	0,21	0,46	0,09	0,44	0,14	0,33	0,07	0,46	0,10
Claste de schiste à SE et QZ	305-22-3	6,55	13,31	1,61	5,49	1,29	0,48	1,12	0,24	1,16	0,38	1,08	0,25	1,55	0,32
Claste de schiste à SE	305-22-4	0,21	0,85	0,20	0,52	0,26	0,24	0,56	0,13	0,82	0,23	0,63	0,14	0,75	0,15
Claste de schiste à SE	305-22-5	0,87	1,58	0,30	0,89	0,43	0,36	1,12	0,29	1,54	0,40	1,20	0,23	1,58	0,36
Claste de schiste à SE	305-19-2	0,56	1,84	0,31	1,46	0,73	0,52	1,97	0,46	2,83	0,74	2,37	0,41	3,25	0,66
Claste de schiste à SE	305-21-1	0,37	1,04	0,15	0,72	0,25	0,25	0,66	0,15	1,13	0,29	1,00	0,18	1,44	0,26
Claste de schiste à SE	305-21-2	0,41	1,35	0,32	1,33	0,65	0,38	1,16	0,26	1,29	0,35	0,93	0,17	1,08	0,22
Claste de schiste à SE	305-21-3	1,14	2,37	0,37	1,63	0,85	0,66	2,75	0,72	4,23	0,95	2,20	0,57	3,59	0,66
Claste de schiste à SE	305-21-4	0,18	0,76	0,24	0,39	0,59	0,57	2,81	0,78	5,71	1,27	3,11	0,49	2,45	0,44
Claste de schiste à SE et QZ	305-21-5	0,21	0,70	0,17	14,79	0,18	0,26	0,70	0,19	0,63	0,24	0,36	0,32	0,44	0,27
Claste de schiste à SE et CB	305-28-1	1,12	3,21	0,62	2,87	1,46	0,92	2,54	0,54	3,23	0,78	1,82	0,32	2,37	0,39
Claste de schiste à SE et QZ	305-24-1	0,29	1,04	0,17	0,91	0,31	0,25	0,63	0,18	1,88	0,29	0,69	0,16	0,97	0,33
Claste de schiste à SE et CB	305-24-2	0,97	3,32	0,43	2,20	0,95	0,47	1,52	0,26	1,50	0,33	0,87	0,14	1,12	0,23
Claste de schiste à SE et QZ	305-33-2	0,20	0,84	0,30	0,89	0,61	0,26	0,76	0,35	1,14	0,28	0,87	0,23	0,97	0,20
	Min	0,18	0,53	0,09	0,34	0,12	0,15	0,46	0,06	0,38	0,13	0,33	0,06	0,42	0,08
	Max	6,55	15,64	2,09	14,79	2,26	1,50	3,83	0,88	6,13	1,50	4,23	0,84	5,39	1,23
	Moyenne	1,14	3,03	0,46	2,11	0,71	0,45	1,42	0,31	1,77	0,45	1,25	0,26	1,65	0,34

Tableau 2: Résultats des analyses au LA-ICP-MS (terres rares) des clastes de wackes

		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Claste de wacke	305-29-1	1,14	2,54	0,38	1,23	0,37	0,25	0,49	0,13	0,48	0,14	0,35	0,12	0,48	0,15
Claste de wacke	305-31-2	0,16	0,18	0,09	0,17	0,15	0,15	0,57	0,08	0,15	0,13	0,18	1,90	0,37	0,09
Claste de wacke	301-21-1	0,30	0,55	0,12	0,43	0,19	0,20	0,53	0,12	0,48	0,19	0,48	0,17	0,70	0,19
Claste de wacke	305-25-1	0,19	0,68	0,21	0,56	0,30	0,21	0,59	0,14	0,74	0,20	0,59	0,16	0,91	0,18
Claste de wacke	305-22-2	0,46	1,14	0,19	0,72	0,27	0,16	0,38	0,15	0,40	0,13	0,29	0,10	0,38	0,14
Claste de wacke	305-19-1	0,21	0,34	0,11	0,21	0,08	0,15	0,20	0,17	0,23	0,11	0,20	0,09	0,22	0,14
	Min	0,16	0,18	0,09	0,17	0,08	0,15	0,20	0,08	0,15	0,11	0,18	0,09	0,22	0,09
	Max	1,14	2,54	0,38	1,23	0,37	0,25	0,59	0,17	0,74	0,20	0,59	1,90	0,91	0,19
	Moyenne	0,41	0,90	0,18	0,55	0,23	0,19	0,46	0,13	0,41	0,15	0,35	0,42	0,51	0,15

Tableau 3: Résultats des analyses au LA-ICP-MS (terres rares) des clastes de rhyolites

		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Claste de rhyolite	301-14-3	2,43	8,51	1,54	8,88	4,30	2,52	6,36	1,26	6,78	1,59	4,53	0,79	4,95	0,98
Claste de rhyolite	305-23-3	0,93	2,45	0,42	2,43	0,87	0,48	1,61	0,35	1,94	0,51	1,63	0,31	1,94	0,47
Claste de rhyolite	301-9-1	0,78	1,96	0,61	1,49	1,03	0,96	1,77	0,30	1,37	0,47	0,62	0,32	1,34	0,23
Claste de rhyolite	305-30-1	21,78	39,21	4,73	18,36	3,89	1,56	3,14	0,55	2,49	0,64	1,68	0,36	1,71	0,39
Claste de rhyolite	301-15-2	3,80	10,14	1,37	5,39	1,67	0,68	2,18	0,57	3,47	0,93	2,94	0,56	3,44	0,59
Claste de rhyolite	301-12-1	3,23	9,16	1,34	5,28	2,01	1,05	3,97	1,04	7,15	1,99	6,36	1,19	7,99	1,43
	Min	0,78	1,96	0,42	1,49	0,87	0,48	1,61	0,30	1,37	0,47	0,62	0,31	1,34	0,23
	Max	21,78	39,21	4,73	18,36	4,30	2,52	6,36	1,26	7,15	1,99	6,36	1,19	7,99	1,43
	Moyenne	5,49	11,91	1,67	6,97	2,29	1,21	3,17	0,68	3,87	1,02	2,96	0,59	3,56	0,68

Tableau 4 : Résultats des analyses au LA-ICP-MS (terres rares) des clastes de PQF

		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Claste de PQF	305-30-2	6,78	14,49	1,92	6,26	1,64	0,86	2,06	0,51	1,55	0,52	1,12	0,37	1,19	0,44
Claste de PQF	301-20-1	0,09	0,15	0,04	0,10	0,05	0,08	0,37	0,00	0,05	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02
Claste de PQF	305-26-3	0,72	1,08	0,21	0,44	0,14	0,12	0,29	0,05	0,06	0,04	0,06	0,05	0,05	0,05
	Min	0,09	0,15	0,04	0,10	0,05	0,08	0,29	0,00	0,05	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02
	Max	6,78	14,49	1,92	6,26	1,64	0,86	2,06	0,51	1,55	0,52	1,12	0,37	1,19	0,44
	Moyenne	2,53	5,24	0,72	2,27	0,61	0,35	0,91	0,19	0,55	0,19	0,40	0,15	0,42	0,17

Tableau 5 : Résultats des analyses au LA-ICP-MS (terres rares) de l'intrusion felsique à phénocristaux de feldspaths et de quartz (IFQ)

		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Intrusion felsique	301-17-2	27,47	57,05	5,71	20,50	3,72	1,25	3,53	0,47	2,30	0,52	1,42	0,24	1,46	0,22
Intrusion felsique	301-17-1	5,71	12,68	1,52	5,49	1,31	0,61	1,54	0,30	1,67	0,44	1,01	0,19	1,12	0,20
Intrusion felsique	305-11-1	19,29	37,34	4,14	16,49	3,73	1,31	3,36	0,46	2,18	0,41	0,86	0,15	0,65	0,17
	Min	5,71	12,68	1,52	5,49	1,31	0,61	1,54	0,30	1,67	0,41	0,86	0,15	0,65	0,17
	Max	27,47	57,05	5,71	20,50	3,73	1,31	3,53	0,47	2,30	0,52	1,42	0,24	1,46	0,22
	Moyenne	17,49	35,69	3,79	14,16	2,92	1,06	2,81	0,41	2,05	0,46	1,10	0,19	1,08	0,20

Tableau 6 : Ratios La_N/Yb_N des différents clastes et roches analysés au LA-ICP-MS

		Clastes de schistes	Clastes de wackes	Clastes de rhyolites	Clastes de PQF	Intrusion felsique (IFQ)
LaN/YbN	Min	0,3	0,51	0,42	2,74	6,32
	Max	0,87	0,9	1,96	4,09	13,51
	Moyenne	0,5	0,58	1,11	4,31	11,67

ANNEXE 3: RÉSULTATS ANALYTIQUES DE LA GÉOCHIMIE ROCHE TOTALE

Métapélites									
		215473	215481	215482	215483	215490	215491	215492	215493
SiO ₂	%	54,10	65,40	65,00	63,00	59,80	61,20	71,00	59,40
Al ₂ O ₃		15,20	13,70	13,50	15,50	16,55	12,95	12,30	18,20
Fe ₂ O ₃		8,57	5,18	7,38	6,13	7,74	7,19	6,94	8,65
CaO		2,27	1,04	0,93	0,73	0,51	1,19	0,52	0,28
MgO		2,69	2,17	1,84	1,38	2,66	1,61	1,37	2,84
Na ₂ O		0,86	3,90	1,92	2,82	2,64	2,45	2,41	2,36
K ₂ O		2,93	1,06	1,57	2,36	2,09	1,51	1,40	1,69
Cr ₂ O ₃		0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
TiO ₂		0,72	0,55	0,76	0,54	0,63	0,73	0,76	0,65
MnO		0,11	0,07	0,06	0,08	0,08	0,07	0,06	0,04
P ₂ O ₅		0,16	0,15	0,12	0,16	0,13	0,08	0,13	0,20
SrO		0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
BaO		0,04	0,03	0,05	0,10	0,05	0,04	0,04	0,05
PF		6,25	2,89	3,39	3,10	4,77	3,39	2,78	3,88
Total		93,90	96,20	96,60	95,90	97,70	92,40	99,80	98,30
V	ppm	170,00	100,00	137,00	76,00	148,00	126,00	147,00	163,00
Cr		140,00	140,00	110,00	70,00	150,00	110,00	100,00	160,00
Co		34,10	19,20	27,40	24,40	29,00	24,40	23,70	32,40
Th		2,89	4,24	3,00	5,65	4,27	3,10	2,94	4,70
Zr		132,00	162,00	160,00	135,00	133,00	157,00	156,00	136,00
Hf		3,70	4,60	4,40	3,90	3,90	4,10	4,10	3,90
Ta		0,50	0,50	0,60	0,60	0,50	0,60	0,60	0,50
Rb		130,00	53,40	75,50	140,50	94,50	67,10	66,80	79,20
Nb		7,30	6,30	7,50	7,30	6,70	7,90	7,40	7,00
La		18,10	22,60	16,40	26,90	23,30	16,30	17,50	25,70
Ce		38,70	47,70	34,60	56,50	49,80	34,00	36,90	54,60
Pr		4,54	5,51	3,96	6,06	5,85	4,00	4,23	6,42
Nd		19,00	22,70	16,50	23,70	24,00	15,40	17,60	26,40
Sm		4,38	4,68	3,68	4,58	4,99	3,44	3,94	5,52
Eu		1,17	1,18	0,98	1,16	1,14	1,08	1,09	1,19
Gd		3,94	3,95	3,28	3,56	4,06	3,34	3,43	4,23
Tb		0,61	0,57	0,50	0,52	0,59	0,50	0,54	0,63
Dy		4,02	3,47	3,14	3,08	3,68	3,42	3,49	3,87
Ho		0,84	0,70	0,64	0,62	0,74	0,69	0,70	0,78
Er		2,46	2,05	1,88	1,81	2,20	2,07	2,14	2,34
Tm		0,35	0,29	0,29	0,26	0,31	0,31	0,33	0,33
Yb		2,27	1,98	1,82	1,68	2,10	1,97	2,14	2,33
Lu		0,35	0,30	0,29	0,28	0,32	0,32	0,33	0,36
Y		23,40	19,70	17,20	17,40	20,90	18,10	20,00	22,60

Métapélites (suite)								Granite rose	
		215494	215499	215500	215501	215502	215510	215511	215512
SiO ₂	%	68,60	62,20	56,90	59,50	61,40	57,10	76,60	69,40
Al ₂ O ₃		12,25	16,60	16,40	15,15	12,40	16,55	13,20	14,30
Fe ₂ O ₃		6,84	7,62	9,40	9,21	7,43	8,08	1,25	2,75
CaO		1,16	1,25	0,94	1,04	2,79	0,66	0,38	2,39
MgO		1,95	2,35	3,41	3,52	2,87	2,45	0,16	0,60
Na ₂ O		2,71	2,78	2,70	1,96	1,85	2,11	3,60	4,10
K ₂ O		1,29	2,13	1,70	2,31	1,39	3,21	4,37	2,24
Cr ₂ O ₃		0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	<0,01
TiO ₂		0,78	0,67	0,78	0,86	0,64	0,63	0,07	0,23
MnO		0,06	0,09	0,12	0,11	0,13	0,09	0,03	0,05
P ₂ O ₅		0,05	0,16	0,14	0,12	0,16	0,14	0,01	0,03
SrO		0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03
BaO		0,03	0,06	0,03	0,03	0,03	0,08	0,02	0,06
PF		4,27	4,61	3,70	4,19	6,83	7,47	1,39	3,20
Total		100,00	100,50	96,30	98,00	98,00	98,60	101,00	99,40
V	ppm	149,00	146,00	157,00	204,00	173,00	152,00	<5,00	22,00
Cr		110,00	130,00	140,00	160,00	140,00	150,00	10,00	10,00
Co		26,10	28,40	34,00	35,90	30,80	30,80	1,00	5,10
Th		3,76	4,22	3,00	2,75	2,30	4,29	5,63	5,05
Zr		178,00	147,00	132,00	144,00	108,00	129,00	49,00	131,00
Hf		4,70	4,00	3,60	4,10	3,00	3,60	2,40	3,60
Ta		0,60	0,50	0,60	0,60	0,40	0,50	1,30	1,00
Rb		58,60	80,80	62,70	72,30	57,20	143,00	213,00	98,00
Nb		7,70	6,80	7,50	7,70	5,70	22,30	14,00	6,20
La		22,60	24,00	17,00	16,50	14,30	23,90	11,60	15,60
Ce		47,20	49,70	36,60	36,50	30,90	49,40	25,00	27,00
Pr		5,46	5,66	4,40	4,26	3,62	5,84	3,13	2,79
Nd		22,70	23,10	17,50	18,40	15,40	22,30	11,40	9,80
Sm		4,83	4,61	4,05	4,28	3,48	4,44	3,17	1,81
Eu		1,25	1,22	1,18	1,20	0,98	1,11	0,53	0,60
Gd		4,02	3,63	4,27	4,06	3,35	3,68	3,59	1,87
Tb		0,59	0,51	0,66	0,69	0,51	0,55	0,60	0,29
Dy		3,63	3,03	4,44	4,50	3,15	3,42	3,82	1,84
Ho		0,71	0,62	0,90	0,96	0,66	0,72	0,75	0,37
Er		2,12	1,77	2,66	2,81	1,92	1,99	2,23	1,14
Tm		0,29	0,25	0,40	0,38	0,28	0,29	0,32	0,17
Yb		2,07	1,77	2,43	2,70	1,86	1,95	2,25	1,31
Lu		0,30	0,27	0,40	0,42	0,28	0,31	0,33	0,20
Y		21,00	17,40	22,70	25,50	18,40	18,90	23,50	12,50

Métawackes lithiques									
		215508	215509	215474	215475	215476	215477	215478	215479
SiO ₂	%	72,40	74,60	72,00	68,90	71,30	71,40	74,20	73,40
Al ₂ O ₃		12,25	11,70	11,70	10,85	10,45	10,90	11,95	9,65
Fe ₂ O ₃		2,83	4,31	3,07	3,14	2,73	3,64	3,07	2,52
CaO		1,42	0,29	1,38	1,84	1,00	1,00	0,22	1,39
MgO		0,88	0,49	0,73	1,15	0,75	0,89	0,36	0,87
Na ₂ O		0,19	0,22	1,77	0,14	0,16	0,28	0,19	0,46
K ₂ O		3,66	3,22	2,47	2,86	2,90	2,89	3,22	2,75
Cr ₂ O ₃		0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
TiO ₂		0,28	0,30	0,20	0,30	0,20	0,22	0,22	0,18
MnO		0,03	0,04	0,04	0,06	0,04	0,06	0,03	0,05
P ₂ O ₅		0,09	0,07	0,08	0,06	0,02	0,02	0,08	0,18
SrO		0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
BaO		0,09	0,08	0,10	0,19	0,19	0,11	0,13	0,06
PF		3,55	4,15	3,39	5,36	3,49	3,80	2,30	3,70
Total		97,70	99,50	97,00	94,90	93,30	95,20	96,00	95,20
V	ppm	80,00	81,00	43,00	89,00	35,00	51,00	47,00	36,00
Cr		120,00	130,00	60,00	100,00	70,00	70,00	70,00	50,00
Co		19,30	10,20	8,30	15,00	7,10	8,80	6,00	6,20
Th		13,45	15,50	6,29	12,00	5,75	10,80	13,50	4,71
Zr		141,00	153,00	69,00	103,00	86,00	115,00	147,00	79,00
Hf		4,20	4,30	2,00	2,90	2,40	3,20	4,10	2,30
Ta		0,60	0,60	0,30	0,30	0,40	0,40	0,60	0,30
Rb		106,50	103,50	84,60	103,50	95,50	86,50	101,50	72,30
Nb		5,40	5,80	3,10	3,70	3,50	4,00	4,90	2,50
La		73,40	73,80	31,40	43,50	22,10	35,00	46,70	21,00
Ce		125,50	129,00	56,20	76,40	40,80	63,70	84,80	38,00
Pr		12,25	12,60	5,80	7,47	4,34	6,51	8,35	3,98
Nd		38,20	38,80	20,30	25,80	16,20	23,00	29,40	14,40
Sm		5,33	5,44	2,99	3,92	2,79	3,69	4,13	2,30
Eu		1,09	1,23	0,82	0,93	0,63	0,87	0,88	0,72
Gd		3,02	3,45	2,03	2,67	1,85	2,39	2,59	1,68
Tb		0,37	0,40	0,26	0,34	0,25	0,31	0,31	0,23
Dy		2,06	1,95	1,40	2,12	1,48	1,73	1,63	1,39
Ho		0,40	0,36	0,24	0,43	0,27	0,32	0,33	0,26
Er		1,07	0,94	0,72	1,19	0,79	0,97	0,89	0,77
Tm		0,15	0,13	0,10	0,17	0,11	0,14	0,12	0,11
Yb		1,02	0,87	0,65	1,17	0,76	0,87	0,91	0,71
Lu		0,16	0,14	0,10	0,18	0,12	0,14	0,13	0,11
Y		10,70	9,70	7,30	12,30	8,20	9,60	9,30	7,70

Métawackes lithiques (suite)							Intrusion felsique	
		215480	215484	215485	215503	215505	215488	215504
SiO ₂	%	71,10	74,80	75,40	74,30	71,30	56,30	60,60
Al ₂ O ₃		11,05	11,05	11,50	12,15	12,00	14,05	14,80
Fe ₂ O ₃		3,33	1,88	1,24	2,17	3,77	4,45	4,01
CaO		1,14	0,73	1,06	1,19	1,29	3,56	3,68
MgO		0,94	0,52	0,67	0,58	0,73	1,71	1,51
Na ₂ O		0,25	0,18	0,18	3,32	2,24	2,72	3,26
K ₂ O		2,73	3,02	3,10	2,01	2,61	2,58	3,16
Cr ₂ O ₃		0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01
TiO ₂		0,23	0,18	0,17	0,20	0,24	0,45	0,47
MnO		0,04	0,03	0,02	0,03	0,04	0,09	0,09
P ₂ O ₅		0,10	0,08	0,08	0,14	0,06	0,32	0,27
SrO		0,01	0,01	0,01	0,04	0,08	0,05	0,07
BaO		0,11	0,08	0,07	0,08	0,12	0,08	0,08
PF		4,38	2,60	3,20	3,21	4,57	6,75	7,41
Total		95,40	95,20	96,70	99,40	99,00	93,10	99,40
V	Ppm	53,00	36,00	25,00	28,00	52,00	49,00	49,00
Cr		90,00	50,00	40,00	60,00	80,00	<10	<10
Co		7,50	8,50	6,70	6,20	7,70	7,70	10,60
Th		10,25	7,15	14,90	4,92	7,33	6,05	6,00
Zr		130,00	76,00	82,00	82,00	97,00	141,00	142,00
Hf		3,60	2,10	2,80	2,30	3,00	3,90	3,90
Ta		0,40	0,40	1,20	0,30	0,40	0,50	0,60
Rb		99,10	98,90	96,70	73,10	81,80	97,50	102,00
Nb		3,90	3,70	7,70	3,30	3,90	6,20	6,20
La		45,70	31,30	21,60	21,50	33,70	25,20	25,10
Ce		82,20	55,80	42,80	40,50	59,50	50,90	51,10
Pr		8,01	5,67	4,65	4,21	6,10	5,79	5,91
Nd		27,60	19,50	17,50	15,80	20,30	24,00	24,10
Sm		4,00	2,87	3,30	2,74	3,23	4,93	4,96
Eu		0,91	0,71	0,73	0,74	0,82	1,29	1,25
Gd		2,40	1,76	2,13	1,79	2,11	3,95	3,85
Tb		0,29	0,21	0,29	0,22	0,26	0,52	0,50
Dy		1,56	1,21	1,59	1,22	1,56	2,95	2,99
Ho		0,30	0,23	0,33	0,22	0,29	0,55	0,54
Er		0,78	0,63	0,97	0,66	0,76	1,59	1,64
Tm		0,11	0,09	0,16	0,10	0,11	0,22	0,22
Yb		0,76	0,62	1,13	0,58	0,74	1,46	1,48
Lu		0,12	0,10	0,20	0,10	0,13	0,24	0,24
Y		8,10	6,80	9,70	6,80	7,30	16,60	16,70

Métaconglomérats polygéniques						
		215486	215487	215489	215506	215507
SiO ₂	%	59,10	64,40	61,60	68,90	69,00
Al ₂ O ₃		11,30	11,05	11,85	11,15	11,80
Fe ₂ O ₃		7,31	6,99	8,03	5,52	6,15
CaO		2,09	1,73	1,93	2,85	1,57
MgO		1,69	1,42	1,88	1,35	1,31
Na ₂ O		0,42	2,04	0,95	0,18	0,55
K ₂ O		3,00	2,20	3,00	3,11	3,41
Cr ₂ O ₃		0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
TiO ₂		0,65	0,63	0,66	0,50	0,45
MnO		0,10	0,09	0,16	0,07	0,07
P ₂ O ₅		0,11	0,12	0,17	0,07	0,09
SrO		0,03	0,02	0,03	0,04	0,03
BaO		0,18	0,10	0,13	0,21	0,21
PF		7,30	5,27	8,50	6,45	5,58
Total		93,30	96,10	98,90	100,50	100,00
	ppm					
V		168,00	154,00	171,00	108,00	100,00
Cr		150,00	100,00	120,00	120,00	120,00
Co		25,90	25,80	26,20	20,10	20,10
Th		1,89	3,93	3,65	3,15	3,23
Zr		107,00	111,00	92,00	86,00	79,00
Hf		3,00	3,20	2,70	2,40	2,30
Ta		0,30	0,40	0,40	0,30	0,30
Rb		117,50	80,80	115,00	107,50	110,50
Nb		4,90	4,60	5,10	4,10	4,10
La		12,50	21,90	17,10	19,60	16,80
Ce		26,10	42,20	33,50	36,50	32,10
Pr		3,25	4,70	3,82	4,04	3,71
Nd		14,20	18,70	15,60	14,80	14,10
Sm		3,40	3,74	3,42	2,89	3,00
Eu		0,99	1,06	0,99	0,82	0,88
Gd		3,32	3,40	3,26	2,48	2,79
Tb		0,52	0,50	0,51	0,39	0,45
Dy		3,48	3,19	3,22	2,48	2,93
Ho		0,72	0,66	0,66	0,50	0,62
Er		2,20	2,07	1,98	1,51	1,70
Tm		0,30	0,29	0,29	0,22	0,25
Yb		2,10	1,90	1,91	1,39	1,54
Lu		0,33	0,30	0,29	0,22	0,26
Y		20,70	18,80	19,20	13,30	16,40

**ANNEXE 4 : MINIMA, MAXIMA, MOYENNES ET DIFFÉRENTS RATIOS DES
ANALYSES GÉOCHIMIQUES SUR ROCHE TOTALE**

		Métapélite			Métawacke lithique		
		Min	Max	Moy	Min	Max	Moy
SiO ₂		54,10	71,00	61,76	68,90	75,40	72,70
Al ₂ O ₃		12,25	18,20	14,80	9,65	12,25	11,32
Fe ₂ O ₃		5,18	9,40	7,60	1,24	4,31	2,90
CaO		0,28	2,79	1,09	0,22	1,84	1,07
MgO		1,37	3,52	2,37	0,36	1,15	0,74
Na ₂ O		0,86	3,90	2,39	0,14	3,32	0,74
K ₂ O		1,06	3,21	1,90	2,01	3,66	2,88
Cr ₂ O ₃		0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
TiO ₂		0,54	0,86	0,69	0,17	0,30	0,22
MnO		0,04	0,13	0,08	0,02	0,06	0,04
P ₂ O ₅		0,05	0,20	0,14	0,02	0,18	0,08
SrO		0,01	0,03	0,02	0,01	0,04	0,02
BaO		0,03	0,10	0,05	0,06	0,19	0,11
V	ppm	76,00	204,00	146,29	25,00	89,00	50,46
Cr		70,00	160,00	129,29	40,00	130,00	76,15
Co		19,20	35,90	28,60	6,00	19,00	9,00
Th		2,30	5,65	3,65	4,71	15,50	9,73
Zr		108,00	178,00	143,50	69,00	153,00	104,62
Hf		3,00	4,70	3,97	2,00	4,00	3,00
Ta		0,40	0,60	0,54	0,30	1,20	0,48
Rb		53,40	143,00	84,40	72,30	107,00	92,60
Nb		5,70	7,90	7,14	2,50	7,70	4,26
La		14,30	26,90	20,36	21,00	73,80	39,52
Ce		30,90	56,50	43,08	38,00	129,00	68,86
Pr		3,62	6,42	4,99	3,98	12,60	6,92
Nd		15,40	26,40	10,34	14,40	38,80	23,60
Sm		3,44	5,52	4,35	3,40	5,44	3,59
Eu		0,98	1,25	1,14	0,63	1,23	0,95
Gd		3,28	4,27	3,77	1,68	3,45	2,30
Tb		0,50	0,69	0,57	0,21	0,40	0,29
Dy		3,03	4,50	3,60	1,21	2,12	1,61
Ho		0,62	0,96	0,73	0,22	0,43	0,31
Er		1,77	2,81	2,16	0,63	1,19	0,96
Tm		0,25	0,40	0,31	0,09	0,17	0,12
Yb		1,68	2,70	2,08	0,58	1,17	0,83
Lu		0,27	0,42	0,32	0,10	0,20	0,13
Y		17,20	25,50	20,23	6,80	12,30	8,73

		Métaconglomérat			Intrusion felsique		
		Min	Max	Moy	Min	Max	Moy
SiO ₂	%	59,10	69,00	64,60	56,30	60,60	58,45
Al ₂ O ₃		11,05	11,85	11,43	14,05	14,80	14,43
Fe ₂ O ₃		5,52	8,03	6,80	4,01	4,45	4,23
CaO		1,57	2,85	2,03	3,56	3,68	3,62
MgO		1,31	1,88	1,53	1,51	1,71	1,61
Na ₂ O		0,18	2,04	0,83	2,72	3,26	2,99
K ₂ O		2,20	3,41	2,94	2,58	3,16	2,87
Cr ₂ O ₃		0,01	0,02	0,01	nd	nd	-
TiO ₂		0,45	0,66	0,58	0,45	0,47	0,46
MnO		0,07	0,16	0,10	0,09	0,09	0,09
P ₂ O ₅		0,07	0,17	0,11	0,27	0,32	0,30
SrO		0,02	0,04	0,03	0,05	0,07	0,06
BaO		0,10	0,21	0,17	0,08	0,08	0,08
V	ppm	100,00	171,00	140,20	49,00	49,00	49,00
Cr		100,00	150,00	122,00	nd	nd	-
Co		18,60	26,20	23,32	7,70	10,60	9,15
Th		1,89	3,93	3,17	6,00	6,05	6,03
Zr		79,00	111,00	95,00	141,00	142,00	141,50
Hf		2,30	3,20	2,72	3,90	3,90	3,90
Ta		0,30	0,40	0,34	0,50	0,60	0,55
Rb		80,80	117,50	106,26	97,50	102,00	99,75
Nb		4,10	5,10	4,56	6,20	6,20	6,20
La		12,50	21,90	17,58	25,10	25,20	25,15
Ce		26,10	42,20	34,08	50,90	51,10	51,00
Pr		3,25	4,70	3,90	5,79	5,91	5,85
Nd		14,10	18,70	15,48	24,00	24,10	24,05
Sm		2,89	3,74	3,29	4,93	4,96	4,95
Eu		0,82	1,06	0,95	1,25	1,29	1,27
Gd		2,48	3,40	3,05	3,85	3,95	3,90
Tb		0,39	0,52	0,47	0,50	0,52	0,51
Dy		2,48	3,48	3,06	2,95	2,99	2,97
Ho		0,50	0,72	0,63	0,54	0,55	0,55
Er		1,51	2,20	1,89	1,59	1,64	1,62
Tm		0,22	0,30	0,27	0,22	0,22	0,22
Yb		1,39	2,10	1,77	1,46	1,48	1,47
Lu		0,22	0,33	0,28	0,24	0,24	0,24
Y		3,30	20,70	17,68	16,60	16,70	16,65

Granite rose				
		Min	Max	Moy
SiO ₂	%	69,40	76,60	73,00
Al ₂ O ₃		13,20	14,30	13,75
Fe ₂ O ₃		1,25	2,75	2,00
CaO		0,38	2,39	1,39
MgO		0,16	0,60	0,38
Na ₂ O		3,60	4,10	3,85
K ₂ O		2,24	4,37	3,31
Cr ₂ O ₃		nd	0,01	-
TiO ₂		0,07	0,23	0,15
MnO		0,03	0,05	0,04
P ₂ O ₅		0,01	0,03	0,02
SrO		0,01	0,03	0,02
BaO		0,02	0,06	0,04
V	ppm	nd	22,00	-
Cr		10,00	10,00	10,00
Co		1,00	5,10	3,05
Th		5,05	5,63	5,34
Zr		49,00	131,00	90,00
Hf		2,40	3,60	3,00
Ta		1,00	1,30	1,15
Rb		98,00	213,00	155,50
Nb		6,20	14,10	10,15
La		11,60	15,60	13,60
Ce		25,00	27,00	26,00
Pr		2,79	3,13	2,96
Nd		9,80	11,40	10,60
Sm		1,81	3,17	2,49
Eu		0,53	0,60	0,57
Gd		1,87	3,59	2,73
Tb		0,29	0,60	0,45
Dy		1,84	3,82	2,83
Ho		0,37	0,75	0,56
Er		1,14	2,23	1,69
Tm		0,17	0,32	0,25
Yb		1,31	2,25	1,78
Lu		0,20	0,33	0,27
Y		12,50	23,50	18,60

NB : nd= non déterminé

		LaN/SmN	GdN/YbN	LaN/YbN	Cr/Th	Eu/Eu*
Métopélite	Min	0,57	0,9	0,45	12,39	0,74
	Max	0,87	1,26	1,18	60,87	1,36
	Moy	0,69	1,09	0,74	37,85	1,03
Métawacke lithique	Min	0,96	1,12	1,41	2,68	0,95
	Max	2,03	2,36	6,25	12,2	2,7
	Moy	1,52	1,67	3,43	8,55	1,63
Métaconglomérat polygénique	Min	0,54	0,94	0,44	25,45	1,21
	Max	1	1,08	1,04	79,37	1,66
	Moy	0,79	1,03	0,76	42,59	1,39
Intrusion felsique rose (IFQ)	Min	-	-	12,17	-	-
	Max	-	-	12,38	-	-
	Moy	-	-	12,27	-	-
Granite rose	Min	-	-	3,7	-	-
	Max	-	-	8,54	-	-
	Moy	-	-	5,48	-	-

NB : $Eu/Eu^* = EuN / (SmN \times GdN)^{1/2}$

ANNEXE 5 : RÉSULTATS ANALYTIQUES DES SULFURES ET MAGNÉTITES
AU LA-ICP-MS

Tableau 1 : Résultats d'analyses sur les pyrites Py1 au LA-ICP-MS

	V	Co	Ni	Cu	Zn	Ge	As	Se	Ag	Sb	Te	Au	Hg	Pb	Bi
3035-1A	1,48	76,81	1862,00	2513,70	148,96	4,89	20016,50	0,93	1,58	42,83	1,49	6,05	2,98	23,74	7,22
3035-1B	5,03	141,05	768,08	13,97	3,21	4,89	16292,50	1,68	0,66	35,94	1,01	3,68	0,69	38,17	16,48
3035-2E	0,73	64,70	488,78	14,43	13,03	4,61	15221,85	1,44	7,35	125,69	5,12	2,51	1,04	4282,60	81,46
3055-2G	0,59	76,34	85,65	5,03	12,57	3,81	2462,50	1,16	0,31	6,94	0,65	0,71	0,54	14,99	2,33
3011-1E	1,11	11,68	49,81	108,93	22,34	5,77	3770,55	1,72	0,96	62,38	0,63	19,74	3,03	107,53	18,25
3011-3B	1,65	265,34	800,66	90,77	20,02	5,45	7448,00	1,77	0,55	63,31	0,65	1,14	1,48	87,98	13,97
3011-3G	0,94	70,76	181,08	94,96	65,17	4,61	5679,10	0,93	0,46	59,12	0,20	13,55	2,06	114,51	4,19
3011-3H	1,15	123,36	446,88	21,88	26,53	5,17	2299,57	0,98	0,35	28,86	0,59	1,77	0,97	40,03	7,49
3032-4E	20,62	5,87	39,57	5,03	8,84	4,56	300,25	1,16	0,23	5,87	0,33	0,02	0,65	7,68	3,82
3011-3A	0,48	3,21	628,43	0,43	14,43	5,26	3072,30	4,66	0,03	0,22	0,28	0,02	0,56	0,34	0,11
3057-1A	1,63	256,03	182,48	2,09	47,48	7,12	740,15	2,19	0,01	6,52	0,31	0,02	0,15	5,73	1,00
3057-1B	0,75	1685,11	377,52	2,14	293,27	4,84	1559,43	0,47	0,03	3,91	0,41	0,10	0,47	4,33	1,03
3057-1C	0,36	162,93	356,11	6,05	102,41	4,33	1671,15	2,70	0,11	2,14	0,47	0,09	0,47	1,58	0,72
3057-1D	6,94	155,48	288,61	2,42	69,83	4,66	1014,79	4,10	0,14	8,66	0,78	0,05	0,55	9,26	1,46
3057-1E	0,71	357,97	156,41	1,40	30,26	4,41	968,24	2,28	0,09	4,61	0,23	0,02	0,33	1,60	0,44
3057-2A	40,96	1396,50	651,70	8,94	111,72	4,33	1875,97	1,86	0,53	46,08	3,21	0,46	0,44	50,27	13,36
30118-2L	4,56	24,21	162,93	24,72	1,72	3,31	1647,87	1,68	0,18	28,86	0,93	2,51	0,39	158,27	1,16
30118-2O	5,31	74,48	204,82	40,03	1,54	3,99	4655,00	1,12	0,17	16,76	0,40	3,58	0,08	56,79	1,20
30118-2P	18,99	35,42	190,39	26,53	4,47	3,40	6749,75	1,16	0,10	14,62	0,47	1,54	0,42	33,98	2,14
30118-2Q	18,90	71,22	213,66	16,76	46,55	3,77	3593,66	0,79	0,15	2,79	0,19	1,77	1,68	8,38	0,45
30514-2J	1,14	0,93	1233,58	1,86	1,91	5,77	8425,55	8,19	0,06	0,46	0,16	1,55	0,50	0,39	0,03
3056-2E	4,24	92,17	688,94	17,22	5,40	4,53	13639,15	1,86	0,21	10,61	0,48	2,35	0,36	19,55	2,03
3056-2G	39,10	144,77	484,12	5353,25	1433,74	5,07	2644,04	24,21	167,58	2746,45	3,77	2,05	7,73	79,14	9,45
30514-1A	31,65	42,59	34,87	5,45	1,76	7,08	931,00	1,77	0,35	33,98	0,22	0,18	0,47	9,22	2,19
30514-1J	2,51	0,10	712,22	1,08	2,37	5,91	1764,25	7,49	0,06	6,66	0,09	0,01	0,44	3,49	0,14
30514-1L	13,50	7,12	64,24	2,65	14,24	5,83	421,74	2,19	0,12	19,55	nd	0,06	0,49	2,88	2,18
30514-2C	1,10	0,12	419,42	0,46	0,93	5,31	2499,74	1,35	0,04	0,10	nd	0,01	0,44	0,10	0,05

30514-2E	18,48	0,09	225,30	17,88	1,63	5,66	524,15	4,10	0,53	132,67	nd	0,23	0,67	61,45	0,90
30514-2G	2,47	2,59	274,65	1,49	0,75	5,40	1010,14	2,56	0,11	3,63	0,37	0,02	0,48	2,70	0,58
30514-3C	2,47	1,77	121,03	2,42	55,86	5,40	1675,80	4,52	0,13	6,75	0,28	0,01	0,68	8,10	0,81
30514-3D	18,43	30,72	91,24	7,77	111,72	5,17	656,36	1,49	0,26	25,28	0,61	0,07	0,64	9,82	3,12
30514-3G	10,57	9,31	991,52	83,79	58,19	5,40	2732,49	4,38	1,96	22,81	0,31	0,19	0,57	21,23	5,40
3057-3B	0,33	488,78	898,42	3,17	6,33	4,42	1545,46	0,98	0,16	1,48	0,54	0,27	0,07	3,12	0,69
3017-1A	0,23	4,38	5,82	125,69	1,82	4,05	288,61	2,23	0,06	0,11	nd	0,00	0,27	0,09	0,01
3017-1B	11,87	1447,71	512,52	1675,80	36,59	4,02	4375,70	13,55	42,22	391,02	0,18	0,01	31,75	361,23	325,38
3017-3D	98,69	3444,70	3537,80	51,67	283,96	4,75	8285,90	18,15	2,70	31,19	2,33	0,01	0,93	20,95	9,92
3056-2A	0,88	162,46	498,09	25,28	3,26	4,75	21831,95	0,61	0,05	5,63	0,27	15,83	0,47	13,03	0,83
3056-2D	20,11	121,50	363,09	8,94	14,20	4,89	14663,25	1,07	0,17	25,04	0,55	2,98	0,39	25,14	3,44
3031-2D	0,38	0,43	142,44	2,61	20,71	4,05	5446,35	5,31	0,02	0,31	0,98	2,09	1,27	1,30	0,12
3032-2A	0,65	0,20	11,64	1,68	6,05	4,36	805,32	3,68	0,07	2,75	1,30	0,04	0,67	6,47	2,23

Tableau 2 : Résultats d'analyses sur les pyrites Py2 au LA-ICP-MS

	V	Co	Ni	Cu	Zn	Ge	As	Se	Ag	Sb	Te	Au	Hg	Pb	Bi
3011-2D	0,59	1,05	12,57	34,45	6,38	6,14	3863,65	3,58	0,56	12,57	0,22	19,74	0,90	12,57	1,35
3011-3E	1,68	148,49	595,84	423,61	35,38	5,40	3025,75	2,79	0,40	74,48	0,27	2,33	1,01	97,76	46,55
30512-1C	0,31	35,05	115,44	7,45	377,06	4,52	12103,00	1,30	0,02	0,36	0,15	5,68	0,51	0,88	0,04
3035-3A	0,69	7,12	132,67	0,84	0,70	5,19	493,43	2,23	0,01	0,11	0,10	0,03	0,69	0,34	0,09
3011-1A	0,82	24,21	182,01	0,84	2,84	7,08	791,35	1,91	nd	0,16	0,05	0,01	0,94	0,18	0,04
3011-1B	0,68	9,50	149,89	0,37	5,73	6,14	749,46	2,14	0,42	2,79	0,33	0,04	0,87	0,23	3,26
3011-1D	0,83	4,19	101,01	1,86	7,26	6,05	740,15	0,93	0,04	0,98	0,06	0,23	0,74	0,21	0,02
3011-1F	0,66	3,03	108,93	0,56	5,21	6,42	679,63	2,05	0,02	0,81	nd	0,08	0,62	0,98	0,07
3011-1I	0,69	23,28	176,42	1,02	23,74	6,05	935,66	4,19	0,65	0,56	0,33	0,17	0,56	0,31	0,02
3011-2B	0,89	2,06	34,91	4,70	191,79	5,35	549,29	0,93	0,10	0,04	0,13	0,02	0,63	0,26	0,16
3011-2C	0,67	27,93	152,22	0,61	5,82	5,49	796,01	nd	0,06	0,50	nd	0,03	0,66	0,79	0,29
3057-2D	4,56	29,79	122,43	2,79	11,64	4,33	749,46	1,07	0,03	10,43	1,77	0,17	0,30	23,93	4,89
30512-2F	0,40	148,03	977,55	2,14	181,55	5,07	2765,07	3,44	0,01	1,63	0,20	0,07	0,48	2,33	0,09
30118-1B	4,14	50,27	254,63	48,88	23,74	4,00	8891,05	0,93	0,17	10,85	nd	4,98	0,33	17,22	0,60
30118-1C	2,75	29,00	215,06	12,57	65,17	4,52	754,11	2,33	0,20	4,70	0,65	0,88	0,26	33,05	0,71
30118-1G	3,21	98,69	321,20	186,20	46,08	4,38	856,52	5,26	1,72	97,76	1,91	2,19	2,56	162,46	15,31
30118-2N	0,34	112,65	200,63	13,03	15,36	4,28	3817,10	nd	0,09	0,70	0,21	1,15	0,20	2,09	0,10
3017-2B	0,35	1559,43	1447,71	28,86	69,83	4,42	5306,70	2,05	1,26	15,83	0,23	0,02	0,93	17,69	5,87
30118-3A	4,38	15,73	60,05	4,89	6,52	3,58	540,91	0,65	0,08	6,70	0,13	0,04	0,16	6,80	0,64
3031-3A	0,28	145,70	242,06	19,09	2,00	3,56	4934,30	2,56	0,16	10,89	1,21	13,55	0,06	27,93	6,19
3032-2E	0,46	53,07	6,24	3,58	242,06	4,70	10241,00	1,72	0,41	21,88	0,84	0,88	2,06	14,52	6,66
3031-1B	0,44	55,86	13,64	41,90	43,76	4,24	2457,84	6,19	0,10	0,61	0,23	0,05	0,81	1,17	0,52
3031-1C	0,41	2,53	23,74	2,56	42,83	4,00	1666,49	1,40	0,05	0,29	3,26	0,01	0,20	0,23	0,11
3031-1D	0,41	14,43	44,22	0,70	57,26	4,14	1503,57	0,98	0,06	0,01	0,22	0,02	0,49	0,15	0,02

3031-1F	0,34	1,07	29,79	0,90	28,86	4,42	3821,76	6,14	4,19	0,40	nd	0,02	0,53	0,64	0,18
3031-1I	0,39	7,17	61,91	1,63	27,46	4,14	2746,45	3,96	0,03	0,03	0,34	0,02	0,16	0,10	0,01
3031-1J	0,31	12,71	7,17	0,69	32,59	3,86	1829,42	2,89	0,05	0,10	0,37	nd	0,11	3,26	0,34
3031-2E	0,43	3,17	45,15	2,75	18,39	4,24	968,24	4,98	0,23	1,77	nd	0,11	0,81	8,38	1,02
3031-2G	0,43	19,09	180,61	2,61	20,02	4,33	5027,40	6,70	0,30	4,84	0,13	0,18	0,33	6,42	1,35
3031-2J	0,32	10,61	6,33	2,37	26,07	3,77	1745,63	4,10	0,11	0,30	nd	0,01	0,28	32,59	0,17
3032-2C	0,41	65,17	3,31	0,50	6,52	4,28	498,09	0,93	0,10	2,89	0,05	0,03	0,46	5,96	1,07
3012-2B	0,30	15,59	54,46	1,16	2,79	4,00	9961,70	0,70	0,02	1,12	0,16	0,08	0,42	1,44	0,18

Tableau 3 : Résultats d'analyses sur les pyrites Py3 au LA-ICP-MS

	V	Co	Ni	Cu	Zn	Ge	As	Se	Ag	Sb	Te	Au	Hg	Pb	Bi
3035-3D	0,66	49,34	367,28	6,00	41,90	4,79	1866,66	0,70	0,01	0,57	0,09	1,67	0,50	1,40	0,47
3035-3E	1,08	148,49	665,67	116,38	6,98	4,26	7075,60	nd	0,22	16,11	1,30	3,03	0,70	19,46	5,07
3055-2F	0,41	208,08	164,32	3,49	19,55	4,17	2290,26	0,61	0,05	0,69	0,10	2,00	0,43	0,92	0,27
3011-1G	0,66	2,58	5,63	30,26	7,35	5,82	3491,25	0,74	0,05	8,84	0,09	16,76	0,57	16,76	0,52
3011-1H	0,64	9,22	53,07	19,04	7,08	8,57	2937,31	2,70	0,07	8,33	0,35	8,98	0,64	29,33	0,50
3011-1J	0,71	5,96	50,74	219,72	7,45	5,96	8797,95	4,79	0,24	43,29	0,28	54,00	1,27	75,41	2,98
3011-2F	0,58	24,07	105,67	60,52	144,31	5,03	3719,35	1,96	0,09	21,41	0,17	20,44	0,71	48,41	1,42
3011-2G	0,58	12,94	51,67	311,42	283,96	5,31	8937,60	3,35	0,62	101,01	0,41	66,10	1,20	218,79	3,91
3011-3F	3,07	104,74	286,28	113,12	186,20	5,31	5306,70	2,23	0,74	97,76	0,88	7,17	3,31	80,53	15,27
3058-2E	0,34	38,59	225,30	6,10	3,03	4,19	1796830,00	0,47	0,51	7,77	0,49	1,08	0,43	20,02	2,01
30512-1B	0,47	391,02	833,25	1024,10	1149,79	3,60	6144,60	8,15	18,15	851,87	9,87	1,68	4,33	6889,40	118,70
30512-1D	0,34	171,77	530,67	15,36	195,51	4,79	14337,40	1,07	0,33	6,75	1,02	6,10	0,12	12,62	2,28
30512-1E	0,28	18,20	36,31	5,77	197,84	4,16	10427,20	nd	0,20	18,62	0,70	1,28	0,08	52,60	2,05
30512-2B	0,72	279,30	665,67	25,60	516,71	4,38	17549,35	2,84	0,01	1,31	0,26	20,02	0,75	3,07	6,52
30512-2C	0,58	212,27	558,60	8,94	234,61	4,45	14430,50	1,40	0,13	4,42	0,10	6,89	0,20	6,00	0,51
30512-2G	0,31	122,43	307,23	24,21	242,06	5,73	17176,95	0,98	1,26	9,68	0,19	6,89	0,53	30,26	1,86
3011-2E	0,42	5,77	125,22	0,56	9,78	4,75	600,50	nd	0,00	0,88	nd	0,07	0,60	0,37	0,06
3011-3C	9,50	175,03	367,75	5,82	158,27	5,96	1862,00	0,01	0,10	6,28	nd	0,11	1,35	6,75	1,12
3057-2B	0,84	12,38	149,89	37,24	10,71	4,10	2253,02	4,70	0,02	2,79	nd	0,02	0,38	4,14	0,37
3057-2C	0,26	2,65	409,64	1,72	79,14	4,42	3388,84	7,63	0,05	3,12	7,77	0,37	0,39	0,53	2,93
3057-2D	4,56	29,79	122,43	2,79	11,64	4,33	749,46	1,07	0,03	10,43	1,77	0,17	0,30	23,93	4,89
3057-2F	25,60	3444,70	460,85	5,77	121,96	4,75	2746,45	2,14	0,17	32,91	2,47	0,27	0,34	41,43	6,70
30512-2D	0,42	87,51	684,29	1,01	256,03	4,25	2052,86	2,14	0,17	0,23	0,13	0,01	0,47	0,34	0,03
30512-2E	0,58	29,93	265,34	15,83	349,13	6,10	986,86	0,84	0,23	5,54	0,25	0,03	0,17	19,55	0,74
30118-1D	5,87	12,10	133,60	22,34	22,34	3,90	435,71	3,54	0,21	13,41	0,98	0,89	0,33	59,12	1,60
30118-1E	1,15	23,79	213,66	50,27	41,90	5,17	609,81	1,26	0,84	4,84	1,09	0,60	0,37	37,71	1,28
30118-1G	3,21	98,69	321,20	186,20	46,08	4,38	856,52	5,26	1,72	97,76	1,91	2,19	2,56	162,46	15,31

30118-2A	14,66	66,10	279,30	94,50	32,59	4,38	2467,15	4,19	0,63	91,70	0,70	3,17	0,77	549,29	1,30
30118-2K	10,61	71,22	265,34	81,93	3,72	4,24	661,01	1,02	0,37	41,90	1,44	0,56	0,56	137,32	0,74
3056-2M	0,88	256,03	1424,43	8,15	3,40	4,45	17223,50	1,40	0,13	4,66	0,13	5,07	0,31	6,98	0,46
3057-3A	265,34	121,03	224,37	44,73	41,43	4,24	3305,05	1,35	0,31	61,45	4,61	5,07	0,64	162,93	13,83
3017-2A	0,22	23,14	115,44	195,98	12,57	3,86	9403,10	7,82	1,68	130,34	1,63	2,51	53,07	451,54	5,21
30514-1J	2,51	0,10	712,22	1,08	2,37	5,91	1764,25	7,49	0,06	6,66	0,09	0,01	0,44	3,49	0,14
30514-2H	11,36	0,39	366,81	1,84	2,19	5,87	1875,97	3,58	0,11	12,66	0,10	0,02	0,53	10,71	1,66
30514-2I	3,54	0,11	238,80	3,40	0,61	5,73	1159,10	2,79	0,14	14,34	0,10	0,09	0,47	5,96	1,00
30514-2L	1,36	0,59	665,67	0,64	2,79	5,21	3803,14	2,61	0,07	1,14	0,74	0,08	0,59	2,00	0,50
30514-2M	0,79	0,10	431,05	0,79	16,76	5,54	1717,70	3,77	0,08	0,63	0,08	0,03	0,57	0,74	0,61
3017-2D	0,24	2,65	1,48	0,06	2,14	3,86	232,75	3,44	0,19	0,02	nd	0,01	0,36	32,59	0,07
3017-2E	0,23	6,98	3,77	1,26	11,17	3,72	367,75	5,40	0,00	0,10	0,15	nd	0,27	0,84	4,19
3017-2F	0,70	3,96	1,33	0,27	3,82	3,96	1717,70	8,01	0,01	0,74	0,42	0,02	0,11	2,19	0,13
3017-3A	0,26	1256,85	1722,35	20,48	246,72	4,79	4236,05	20,95	1,19	14,01	4,66	0,01	1,10	13,69	14,43
3017-3B	0,24	1489,60	1955,10	13,97	4,56	3,97	3491,25	12,85	0,72	10,29	0,34	0,04	1,02	9,36	8,75
3017-3C	0,20	99,62	223,44	0,09	79,14	4,56	1782,87	7,68	0,01	0,07	0,07	nd	0,15	1,12	0,19
3017-2C	0,25	0,76	262,54	0,70	74,48	4,33	2732,49	14,66	0,47	0,46	0,27	0,04	0,17	1,63	0,20
3056-1G	3,03	152,22	377,06	7,35	232,75	4,79	17735,55	3,63	0,21	7,08	0,91	2,33	0,55	12,80	1,28
3056-1I	7,26	59,12	125,69	43,29	46,55	4,61	13685,70	2,47	0,37	11,36	1,11	1,16	0,59	28,40	2,61
3056-1K	0,40	182,01	679,63	12,10	3,58	4,46	11963,35	3,72	0,20	0,70	0,09	3,95	0,36	1,12	0,21
3056-2B	0,31	81,00	418,95	14,90	9,78	4,84	22204,35	1,91	0,00	0,48	0,23	13,13	0,50	0,98	0,23
3031-1H	0,37	190,86	122,43	17,69	33,98	3,76	5818,75	2,05	0,79	8,89	0,84	5,68	0,34	48,88	2,00
3031-2H	0,38	1,37	1163,75	3,72	15,83	3,96	5492,90	5,49	0,03	0,37	0,40	0,53	0,27	2,51	4,66
3032-2D	0,52	6,84	15,36	39,10	116375,00	3,77	34912,50	1,72	2,00	84,72	3,96	7,45	162,93	232,75	18,15
3032-3C	0,36	12,80	9,64	3,12	17,22	3,78	29326,50	2,33	1,77	41,90	3,58	6,42	0,80	29,33	11,73
30512-2H	0,33	107,53	292,33	16,29	279,30	4,33	15687,35	0,79	0,11	17,69	0,46	8,66	0,23	24,21	1,10
3031-1A	0,64	7,12	19,27	1,68	56,33	4,28	3724,00	6,70	0,09	0,38	0,33	0,03	0,32	0,79	0,51
3031-1G	0,33	44,69	27,00	5,59	34,91	3,80	1028,76	1,86	0,42	0,16	0,56	0,01	nd	0,46	0,47
3031-1K	0,34	74,01	29,33	5,12	51,67	4,23	2280,95	4,75	0,08	0,42	0,24	0,09	0,20	1,21	0,17
3031-2A	0,34	3,49	204,82	2,51	18,99	3,68	1447,71	5,31	nd	0,02	0,39	nd	0,72	0,22	0,02
3031-2C	0,42	0,69	32,12	3,26	19,32	3,52	1159,10	6,24	0,11	0,05	0,31	0,01	2,00	0,21	0,19

3031-2M	0,37	12,89	30,26	3,31	13,97	4,56	2113,37	4,14	0,07	0,19	0,35	0,02	0,16	0,08	0,05
3012-1C	0,23	37,24	117,31	0,60	6,14	4,50	1722,35	3,44	0,01	0,84	0,15	0,01	0,49	0,44	0,18
3012-1F	0,34	48,88	93,10	1,91	14,43	4,47	1457,02	1,44	0,08	1,09	0,13	0,07	0,65	2,79	2,19
3012-2A	0,26	26,49	68,89	1,30	3,07	4,11	5320,67	2,37	0,01	0,36	0,58	0,02	0,46	0,38	0,10
3012-2C	0,30	63,77	91,70	1,30	107,07	4,45	37752,05	3,12	0,03	0,43	0,06	0,05	0,39	2,70	37,24
3012-2D	0,35	53,07	104,74	37,24	2,23	3,80	nd	nd	0,01	0,47	nd	0,00	0,31	0,50	0,09

Tableau 4 : Minima, maxima, médianes, moyennes et ratio Co/Ni de Py1, Py2 et Py3 analysées au LA-ICP-MS

		V	Co	Ni	Cu	Zn	Ge	As	Se	Ag	Sb	Te	Au	Hg	Pb	Bi	Co/Ni
Py1	Min	0,23	0,09	5,82	0,43	0,75	3,31	288,61	0,47	0,01	0,10	0,09	0,00	0,07	0,09	0,01	-
	Max	98,69	3444,70	3537,80	5353,25	1433,74	7,12	21831,95	24,21	167,58	2746,45	5,12	19,74	31,75	4282,60	325,38	-
	Méd	2,47	70,99	322,36	8,94	14,34	4,79	2481,12	1,82	0,17	12,62	0,44	0,25	0,55	11,43	2,09	-
	Moy	10,29	276,52	486,16	259,76	77,64	4,87	4880,15	3,61	5,77	100,81	0,79	2,18	1,71	142,43	13,69	0,57
Py2	Min	0,28	1,05	3,31	0,37	0,70	3,56	493,43	0,65	0,01	0,01	0,05	0,01	0,06	0,10	0,01	-
	Max	4,56	1559,43	1447,71	423,61	377,06	7,08	12103,00	6,70	4,19	97,76	3,26	19,74	2,56	162,46	46,55	-
	Méd	0,45	21,18	112,19	2,58	23,74	4,40	1706,06	2,09	0,10	1,05	0,23	0,08	0,52	2,21	0,31	-
	Moy	1,05	85,49	189,99	26,75	51,01	4,75	2994,07	2,62	0,36	8,97	0,49	1,65	0,63	15,09	3,06	0,45
Py3	Min	0,20	0,10	1,33	0,06	0,61	3,52	20,98	0,01	0,00	0,02	0,06	0,00	0,08	0,08	0,02	-
	Max	265,34	3444,70	1955,10	1024,10	116375,00	8,57	37752,05	20,95	18,15	851,87	9,87	66,10	162,93	6889,40	118,70	-
	Méd	0,50	37,91	223,91	6,73	20,95	4,40	3121,18	2,75	0,13	5,91	0,35	0,55	0,49	8,17	1,20	-
	Moy	6,16	160,73	329,34	47,04	1909,90	4,61	6569,67	3,76	0,61	30,40	1,00	4,61	4,01	150,69	5,25	0,45

Tableau 5 : Résultats d'analyses sur les arsénopyrites AsPy1 au LA-ICP-MS

	V	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Se	Mo	Ag	Sb	Te	Au	Hg	Pb	Bi
3035-1E	0,32	74,09	6,83	143,37	3,26	7,13	1,47	0,05	0,02	96,38	17,49	135,83	0,83	0,80	1,33
3035-2D	0,34	71,00	1,30	52,48	1,72	0,46	1,27	0,08	0,01	384,16	0,40	1,01	0,88	0,66	2,81
3035-2F	0,91	93,10	9,12	182,48	5,59	0,55	2,65	0,06	0,07	354,25	1,01	182,01	1,20	5,40	2,79
3032-1A	0,24	83,01	42,88	68,60	1,68	857,50	2,54	0,05	0,14	113,19	1,13	180,76	1,58	3,33	3,43
3032-1B	0,21	72,37	240,10	428,75	0,74	0,83	0,41	1,02	0,01	541,94	0,63	51,45	0,93	0,33	0,91
3032-1C	0,26	73,75	82,32	124,17	0,56	12,69	1,03	0,29	0,04	576,24	1,34	80,61	0,68	1,20	1,31
3032-4B	0,78	76,15	284,69	277,83	1,65	7,61	3,81	0,07	0,08	115,59	3,53	131,03	2,40	5,73	2,06
3032-4D	1,79	73,06	1320,55	1066,73	4,90	17,84	0,65	1,05	0,28	579,67	8,03	3,60	0,91	13,31	7,17
3055-1C	0,28	68,60	62,77	216,09	4,60	0,46	3,16	0,10	0,12	220,21	0,70	49,05	0,81	2,20	0,46
3055-1D	0,91	73,06	151,61	404,74	3,02	2,09	2,20	0,08	0,20	125,20	3,50	120,39	0,92	9,06	1,43
3055-1G	0,20	66,20	67,57	215,40	1,65	0,24	5,18	0,03	0,08	192,77	6,48	48,02	0,82	1,03	0,21
3055-1H	0,19	73,75	10,32	108,73	3,09	0,36	6,31	0,06	0,17	149,89	1,85	7,20	0,85	2,85	0,87
3055-2A	0,20	65,51	51,11	336,14	2,44	0,44	11,25	0,15	0,04	120,05	2,95	5,80	0,81	1,35	0,34
3055-2B	0,17	69,63	22,54	52,48	0,83	0,96	3,53	0,06	0,12	143,72	0,30	15,33	0,67	1,09	0,25
3055-2D	0,19	66,89	29,50	102,56	0,86	0,72	5,56	0,13	0,04	118,34	1,92	4,97	0,60	0,80	0,44
3055-2E	0,18	68,60	0,69	64,48	0,58	0,56	6,62	0,03	0,04	115,59	1,23	8,61	0,43	0,52	0,25
3055-2H	0,43	76,83	24,01	44,93	0,80	0,70	2,81	0,03	0,02	164,30	1,03	95,01	0,90	1,72	0,32
3058-1E	34,99	82,66	40,47	312,13	6,24	212,66	1,37	0,13	0,16	170,81	12,69	5,28	1,00	28,33	3,81
3058-1F	0,58	80,61	187,62	610,54	1,41	8,06	1,75	0,10	0,05	145,78	0,87	90,55	0,63	4,90	0,71
3058-1H	16,50	73,06	64,83	243,53	7,72	26,07	1,03	0,19	0,25	164,64	1,36	3,22	0,96	20,44	4,60
3058-1I	394,45	84,04	51,11	439,04	24,70	576,24	0,96	1,37	0,61	411,60	3,74	7,82	1,45	66,89	11,28
3058-2F	108,73	79,58	33,61	768,32	3,70	229,81	2,02	0,16	0,15	201,68	5,32	6,59	0,99	19,14	1,43
3058-2G	0,71	77,18	103,59	402,68	0,57	3,77	1,10	1,16	2,06	607,11	0,35	28,47	0,56	0,33	0,52
30512-2A	1,34	133,08	57,97	163,95	1,21	318,99	5,97	0,05	0,65	123,48	0,42	315,56	1,07	4,12	0,08
30118-2G	4,18	81,29	38,42	257,25	9,60	1,34	2,30	0,16	0,31	113,19	1,68	86,78	0,86	20,31	2,10
30118-2S	13,51	80,61	154,35	370,44	9,81	1,96	1,99	0,09	0,15	121,42	0,96	50,42	0,57	31,56	2,16
30118-2T	4,73	82,66	83,35	328,59	16,05	2,44	1,92	0,35	0,74	114,56	2,78	30,53	1,07	32,89	4,66

30118-2U	3,50	89,18	221,92	449,33	3,12	3,29	5,83	0,14	0,17	103,24	0,72	161,21	0,38	11,32	0,53
30118-2V	9,23	84,38	56,25	212,66	11,76	2,40	4,05	0,09	0,34	129,31	1,51	117,31	1,21	36,36	3,26
30514-1B	6,28	72,37	8,09	66,89	2,00	0,35	nd	0,16	0,09	241,13	1,03	9,30	0,64	4,66	0,92
30514-1C	7,13	71,00	29,50	115,25	2,21	4,84	1,61	0,08	0,08	216,09	0,84	16,81	0,98	7,20	1,04
30514-1D	12,52	76,90	36,70	181,79	2,85	106,33	0,72	1,75	0,10	214,38	0,48	13,72	1,08	11,94	1,69
30514-1E	26,75	74,43	46,99	233,93	3,70	9,26	0,62	0,93	0,18	237,01	0,98	9,50	0,71	13,03	1,82
30514-1G	8,37	77,52	4,97	105,30	3,40	4,05	nd	0,20	0,13	226,72	0,49	1,17	0,66	9,16	1,58
30514-1H	18,18	78,89	25,45	211,63	2,71	10,98	3,09	0,46	0,17	217,12	1,27	2,20	0,92	9,09	2,04
30514-1M	6,38	70,25	174,93	286,06	2,54	4,46	1,96	0,06	0,16	184,53	1,68	15,06	0,84	14,51	2,02
30514-2A	33,51	77,52	46,99	247,99	4,12	0,69	nd	0,05	0,32	234,61	0,56	3,33	0,84	17,18	2,02
30514-2D	7,31	75,12	11,94	110,10	1,68	0,35	1,54	0,08	0,16	425,32	0,26	0,28	0,79	3,94	0,72
30514-2F	3,88	75,46	15,44	153,32	2,37	0,58	2,50	0,14	0,17	193,11	0,85	4,66	0,73	6,79	1,49
30514-2K	27,54	74,33	14,85	117,31	3,00	0,68	0,72	24,01	0,18	349,86	0,38	3,02	0,93	8,88	1,77
30514-3A	1,34	75,46	60,03	387,59	1,37	0,55	nd	0,21	0,05	270,97	0,48	22,88	0,86	2,95	0,63
30514-3B	0,60	75,77	118,68	435,61	1,48	0,43	2,06	0,13	0,05	343,00	0,63	103,93	0,62	1,99	0,77
30514-3F	2,06	72,72	174,93	250,39	3,26	1,04	nd	7,20	0,13	186,59	1,34	54,19	0,91	13,72	2,33
30514-3H	0,71	77,86	5,35	77,86	1,75	0,72	nd	0,09	0,08	225,35	0,57	13,55	0,69	3,43	0,57
30514-3I	1,44	72,72	66,54	298,41	1,27	0,43	0,62	0,07	0,05	572,81	2,64	86,09	0,85	5,25	1,11
30514-1K	203,06	79,58	35,05	199,28	12,01	397,88	nd	0,09	0,55	306,99	1,47	2,68	1,63	42,88	5,45
3056-2H	12,35	75,12	120,05	463,05	4,49	15,44	5,49	0,13	0,64	151,26	73,75	66,89	0,68	11,80	2,06
3056-2J	19,21	71,00	706,58	2572,50	3,29	45,96	4,56	1,37	0,49	133,43	13,03	61,05	1,15	14,85	2,44
3056-2L	68,60	81,29	456,19	1447,46	3,40	60,71	4,36	4,25	0,83	160,52	4,97	110,79	1,30	32,24	4,70
30118-4C	5,93	97,76	22,64	109,07	10,60	46,99	5,97	0,13	0,21	158,81	2,20	261,71	2,95	11,76	1,46
30118-4E	50,08	87,47	98,10	233,24	13,75	47,33	3,94	0,12	0,21	159,15	1,10	158,12	2,83	22,60	1,91
3056-1E	1,20	79,92	52,82	145,78	5,76	456,19	4,94	0,24	0,20	250,39	5,59	19,21	1,30	4,63	1,01
3056-1A	0,54	81,63	22,30	140,29	3,46	346,43	5,93	0,05	0,08	115,93	1,78	49,39	2,98	3,19	0,86
3056-1B	0,70	86,78	85,41	432,18	24,35	545,37	8,06	0,09	1,37	153,66	3,46	26,41	4,08	20,03	5,76
3056-1C	0,33	70,66	64,14	318,99	6,59	277,83	1,99	0,08	0,06	169,44	8,95	14,17	1,55	1,78	0,44
3056-2N	0,17	67,91	18,32	186,59	1,57	3,98	3,88	0,84	0,11	565,95	8,37	1,65	0,57	2,01	1,11
3031-1E	0,80	93,98	1354,85	244,22	3,67	28,47	4,49	0,18	0,22	401,31	52,14	0,86	3,26	6,28	7,51
3012-2F	3,41	80,95	799,19	1416,59	8,95	67,57	1,92	8,09	0,71	353,29	1,78	42,88	0,80	27,10	15,44

3012-2E	0,20	75,46	53,51	216,09	3,09	5,11	5,25	0,46	0,21	397,88	9,19	52,82	0,78	8,23	5,83
3012-2I	0,44	75,12	205,11	648,27	13,72	10,22	3,43	12,01	1,22	408,17	8,20	62,43	1,75	264,11	34,64

Tableau 6 : Résultats d'analyses sur les arsénopyrites AsPy2 au LA-ICP-MS

	V	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Se	Mo	Ag	Sb	Te	Au	Hg	Pb	Bi
3035-1C	0,27	79,58	1,97	88,15	3,33	0,30	1,96	0,05	0,02	321,73	0,42	26,75	0,99	0,62	1,14
3035-1D	0,26	72,72	2,68	87,12	3,74	5,93	0,96	0,04	0,02	216,09	4,73	97,07	0,77	1,17	1,47
3035-1F	2,37	76,83	39,79	456,19	1,44	8,78	2,74	0,35	0,16	356,72	0,57	53,51	0,84	5,80	8,13
3035-1G	0,17	72,37	6,28	124,85	2,16	0,58	1,51	0,03	0,02	125,54	0,10	228,78	0,96	0,39	0,56
3035-2A	2,20	76,49	49,39	548,80	11,63	7,89	2,20	0,89	0,23	144,40	0,58	226,72	0,92	11,15	7,27
3035-2B	0,71	77,18	9,64	205,80	4,46	0,90	1,89	0,11	0,10	449,33	6,83	124,51	0,63	7,48	8,09
3035-2C	2,64	72,72	60,37	538,51	7,24	3,36	3,22	6,17	0,33	254,51	0,62	61,40	0,91	23,32	12,21
3035-3C	0,98	83,69	76,15	648,27	7,99	3,94	1,30	0,82	0,07	149,55	1,20	99,13	0,94	5,76	4,29
3032-4A	13,58	75,46	613,97	679,14	2,16	5,93	1,03	0,29	0,39	250,05	6,93	85,06	1,11	13,72	5,69
3055-1A	0,31	72,03	9,40	466,48	2,61	0,35	8,16	0,19	0,14	143,03	3,33	7,13	0,78	5,42	1,20
3055-1B	0,60	72,03	28,47	114,56	3,19	1,03	4,12	0,04	0,21	150,92	1,89	111,48	0,96	6,14	1,11
3055-1E	1,31	73,75	14,27	65,86	3,94	7,20	3,22	0,03	0,14	125,54	2,57	119,36	0,78	7,72	1,20
3055-2C	0,17	71,69	264,11	579,67	4,25	2,64	6,93	0,10	0,68	146,46	2,02	48,02	0,67	12,01	2,74
3058-1C	11,32	89,87	78,89	248,33	1,41	29,84	2,50	0,06	3,43	134,46	1,92	32,59	0,76	9,74	0,34
3012-4A	2,64	82,32	3087,00	6139,70	5,01	17,49	7,61	3,36	0,37	308,70	13,03	11,35	1,09	12,42	9,26
3012-4B	2,61	79,92	771,75	1934,52	12,35	10,77	9,16	0,93	1,03	336,14	17,84	20,24	1,14	19,55	24,01
30118-2C	6,31	87,81	51,45	312,13	5,97	8,37	3,33	0,15	0,26	139,26	1,82	150,23	0,49	38,42	1,40
30118-2D	34,99	81,63	44,59	257,25	4,80	9,98	6,21	0,48	0,18	124,17	0,96	163,27	0,24	16,81	0,78
30118-2E	12,35	84,38	174,93	538,51	5,21	15,44	3,09	0,19	0,11	113,88	2,02	100,16	0,33	12,42	0,73
30118-2F	38,76	89,18	58,31	322,42	5,83	6,62	5,25	0,07	0,25	98,44	1,03	109,76	0,50	16,67	1,30
30118-2I	12,35	88,49	144,06	555,66	8,27	2,44	3,19	0,16	0,15	142,35	0,75	135,49	0,45	17,49	0,92
30118-2J	6,04	83,35	69,97	267,54	9,02	1,72	4,18	0,15	0,22	149,89	0,75	121,42	0,47	26,75	2,37
30514-1I	42,53	67,57	18,21	164,30	4,84	2,20	1,58	0,99	0,25	487,06	1,10	0,68	0,79	13,10	2,98
30514-1F	5,18	72,03	4,90	81,29	1,50	0,43	1,37	0,17	0,06	152,98	0,62	0,65	0,60	5,93	1,20
30514-2B	33,27	74,43	23,67	123,82	6,79	0,98	nd	0,08	0,42	287,09	0,31	6,89	0,94	20,75	1,91
30118-3C	5,32	90,55	69,97	214,72	27,03	28,13	4,90	0,21	2,20	201,34	4,22	91,58	1,39	140,63	10,32
30118-3E	6,04	83,35	171,50	310,42	13,75	3,16	3,53	0,11	0,44	99,81	2,30	83,69	0,80	22,09	3,16

30118-3B	12,86	84,04	67,91	298,41	6,04	18,87	4,90	0,10	0,27	121,08	1,17	157,78	0,71	17,60	1,44
30118-3D	0,56	80,95	322,42	631,12	3,05	5,11	5,04	0,12	0,09	97,07	6,04	301,84	0,57	4,56	0,42
3056-1F	0,17	75,12	11,08	65,51	3,36	3,81	8,20	0,28	0,02	322,42	0,48	6,52	0,68	0,63	0,22
3056-1D	0,22	73,75	108,73	325,85	8,47	63,11	3,33	0,82	1,54	487,06	1,20	20,92	0,98	8,61	4,39
3056-1H	4,84	68,26	87,12	634,55	4,77	209,23	7,17	0,11	0,24	95,01	1,78	20,92	0,80	14,34	1,44
3056-1J	2,50	67,23	20,58	108,05	4,56	4,53	3,22	0,42	0,08	293,95	1,75	30,87	0,50	4,63	0,96
3032-2B	0,72	75,80	37,04	45,96	13,03	0,93	1,96	0,16	5,11	404,74	14,06	66,89	2,08	504,21	69,63
3032-2F	19,55	312,13	103,93	174,93	2,81	72,03	0,69	0,57	0,62	356,72	4,01	69,63	1,29	21,61	11,22
3032-2G	1,17	73,75	332,71	353,29	9,43	17,84	2,57	0,35	2,43	197,23	13,21	98,10	2,23	48,71	60,37
3032-2H	0,21	72,03	79,92	144,06	1,68	116,62	0,69	0,80	0,36	1152,48	2,26	17,15	1,19	15,78	7,07
3012-1B	3,12	82,66	929,53	703,15	15,68	13,03	2,95	5,59	0,84	328,25	6,00	47,33	2,76	26,41	28,13
3012-1D	43,22	114,56	761,46	3773,00	57,28	754,60	20,58	59,68	3,67	291,55	4,60	32,59	3,91	134,80	99,47
3012-1E	0,20	84,38	179,05	418,46	4,94	7,68	2,37	2,30	0,33	283,66	3,53	115,93	1,52	13,24	11,46
3012-1I	2,81	122,45	548,80	1354,85	6,62	32,24	2,64	26,07	0,48	260,34	2,85	40,47	1,17	41,50	24,70
3012-1H	0,19	78,55	119,02	463,05	23,77	6,38	3,70	1,37	2,02	370,78	12,42	87,47	5,32	67,91	51,45

Tableau 7 : Minima, maxima, médianes et moyennes de AsPy1 et AsPy2 analysées au LA-ICP-MS

		V	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Se	Mo	Ag	Sb	Te	Au	Hg	Pb	Bi
AsPy1	Min	0,17	65,51	0,69	44,93	0,56	0,24	0,41	0,03	0,01	96,38	0,26	0,28	0,38	0,33	0,08
	Max	394,45	133,08	1354,85	2572,50	24,70	857,50	11,25	24,01	2,06	607,11	73,75	315,56	4,08	264,11	34,64
	Méd	1,39	75,61	53,17	233,58	3,10	4,25	2,13	0,13	0,16	192,94	1,42	27,44	0,89	7,00	1,53
	Moy	18,85	77,95	140,62	341,69	4,87	79,99	2,99	1,18	0,27	245,72	4,94	55,25	1,13	15,59	2,91
AsPy2	Min	0,17	67,23	1,97	45,96	1,41	0,30	0,69	0,03	0,02	95,01	0,10	0,65	0,24	0,39	0,22
	Max	43,22	312,13	3087,00	6139,70	57,28	754,60	20,58	59,68	5,11	1152,48	17,84	301,84	5,32	504,21	99,47
	Méd	2,62	77,86	69,97	317,28	4,97	6,50	3,21	0,20	0,26	208,72	1,97	76,66	0,87	13,48	2,86
	Moy	8,04	85,64	229,88	608,77	7,99	36,01	3,96	2,74	0,71	254,09	3,71	81,70	1,12	33,29	11,62

Tableau 8 : Résultats d'analyses sur les magnétites (contenues dans le ciment) au LA-ICP-MS

	Mg	Al	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Ag	Sn	Sb	Pb	Bi
30113-3A	74,53	795,96	21708,00	539,08	926,21	252,54	107,09	678,74	1,09	32,20	3,91	2,07	7,74	0,03	1,09	157,02	3,69	0,02
30113-3B	37,63	1866,89	33,29	520,99	397,26	240,24	93,13	658,48	18,81	27,64	4,05	1,58	72,36	0,29	0,56	6,30	0,45	2,75
30113-3C	484,81	2460,24	7887,24	573,81	536,19	303,91	102,10	767,02	0,62	36,69	4,52	1,42	7,53	0,01	1,37	64,40	3,74	0,09
30113-3D	149,06	1316,95	13676,04	477,58	475,41	269,18	85,38	607,82	0,69	26,77	3,76	1,66	6,30	0,01	1,05	130,25	2,44	nd
30113-3E	217,08	6729,48	1801,76	470,34	457,32	296,68	86,18	658,48	0,27	26,19	3,98	1,54	3,11	0,00	0,20	23,95	1,16	0,01
30518-1A	180,18	4023,22	161,36	644,00	4327,13	296,68	14,25	520,27	2,75	10,49	10,56	2,68	4,12	0,01	0,25	18,09	3,00	0,25
30518-1B	320,55	8031,96	162,09	632,43	3646,94	273,52	13,75	426,20	4,99	9,77	7,02	1,06	2,97	nd	0,34	12,01	1,73	0,11
30518-1C	354,56	5933,52	89,00	603,48	3429,86	267,01	16,72	528,95	9,41	24,60	7,14	1,53	5,21	0,01	0,18	11,00	4,34	0,30
30518-1D	1736,64	11071,08	109,26	652,69	4768,52	259,05	17,44	555,72	12,30	32,56	8,39	1,88	3,62	0,02	0,26	8,90	0,74	3,62

Tableau 9 : Résultats d'analyses sur les magnétites (contenues dans les clastes) au LA-ICP-MS

	Mg	Al	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Ag	Sn	Sb	Pb	Bi
30113-1A	52,10	694,66	3111,48	489,88	516,65	297,40	99,13	557,90	0,75	31,11	3,13	2,03	4,49	nd	0,35	77,43	0,82	nd
30113-1B	412,45	1526,80	2170,80	1013,04	327,79	295,23	19,61	162,81	1,30	29,67	1,20	0,97	17,58	0,01	nd	65,12	0,75	0,03
30113-1C	231,55	52,10	8,68	476,13	243,85	578,88	111,43	586,12	0,87	21,78	3,30	1,02	1,23	0,04	0,22	0,75	0,65	0,51
30113-1D	86,83	354,56	13,17	507,24	343,71	275,69	96,17	570,20	0,30	18,23	3,07	1,54	6,44	0,01	0,17	5,07	0,54	0,01
30113-1E	37,63	492,05	651,24	437,78	413,90	263,39	159,19	582,50	nd	19,54	3,37	1,28	1,81	0,09	0,14	9,91	0,46	0,01
30113-1F	1186,70	13386,60	49,93	476,85	687,42	272,80	77,93	709,13	1,01	37,41	4,15	1,44	9,05	0,01	5,79	11,36	1,24	0,09
30113-1G	21,71	701,89	311,15	407,39	499,28	251,81	104,92	591,18	0,42	520,99	3,04	1,66	3,04	0,14	3,62	20,98	1,31	0,87
30113-2A	57,89	2460,24	30,39	484,81	203,33	257,60	111,29	608,55	0,48	25,62	3,36	1,46	2,68	0,05	0,33	7,89	1,22	0,27
30113-2B	102,75	1960,96	788,72	426,20	365,42	279,31	117,95	627,36	2,89	28,44	3,13	1,37	6,30	0,75	0,31	17,73	3,98	1,59
30113-2D	117,22	890,03	18,96	512,31	198,99	260,50	107,67	615,06	3,11	26,05	4,27	1,56	6,73	0,04	1,66	6,22	2,10	0,02
30113-3F	3039,12	8610,84	22,29	465,27	578,88	246,02	97,83	620,13	0,33	35,09	5,35	1,79	7,53	nd	0,29	7,45	0,59	0,43
30525-1A	767,02	14327,28	846,61	526,78	393,64	326,34	123,01	636,04	2,75	36,90	5,54	1,81	4,05	0,05	0,48	21,42	1,32	0,11
30525-1B	91,17	6367,68	3618,00	544,87	267,01	246,02	133,94	685,25	1,09	33,21	3,62	1,48	2,17	0,00	0,33	42,69	1,16	0,03

30525-1C	159,19	4486,32	46310,40	555,00	317,66	279,31	137,48	640,39	1,55	32,56	3,47	3,40	4,92	0,04	2,16	499,28	5,07	0,04
30525-1D	788,72	4124,52	2822,04	510,14	272,80	315,49	180,90	684,53	0,17	37,55	3,47	2,05	3,55	1,09	0,09	40,52	1,18	nd
30525-1E	132,42	8466,12	405,22	636,77	256,88	242,41	133,94	745,31	0,25	31,26	4,20	2,17	57,89	nd	0,07	15,70	0,88	0,05
30525-1F	133,14	9696,24	289,44	511,59	277,86	243,13	133,65	911,74	0,21	31,48	4,04	2,59	2,32	nd	0,17	20,19	2,68	0,01
30525-1G	195,37	3451,57	28220,40	547,04	238,79	296,68	134,66	716,36	6,95	34,66	2,95	3,18	6,87	0,07	1,11	231,55	4,05	1,52
30525-2A	607,82	5065,20	289,44	441,40	962,39	234,45	106,37	497,84	0,40	28,94	3,17	1,52	6,44	0,14	nd	16,64	0,88	0,06
30525-2B	34,73	419,69	14,18	382,78	600,59	226,49	282,20	636,77	57,89	383,51	2,97	1,69	11,58	0,07	0,24	6,87	0,59	2,10
30525-2C	4052,16	13531,32	289,44	441,40	463,83	240,24	124,46	644,00	0,65	31,98	4,41	3,04	4,41	nd	0,22	19,39	0,84	0,14
30525-2D	36,18	991,33	20,04	501,45	371,93	235,17	133,14	730,84	0,55	28,80	2,97	2,08	nd	nd	0,22	5,35	0,43	0,01
30525-2E	129,52	4920,48	49,20	413,90	853,12	232,28	120,84	564,41	6,51	18,81	3,47	2,06	16,64	0,72	0,65	17,37	0,73	1,81
30114-1A	24,60	376,27	10275,12	658,48	564,41	271,35	98,55	767,02	0,82	28,22	3,69	0,75	5,72	0,09	0,88	127,35	1,51	0,03
30114-1B	1302,48	10419,84	716,36	600,59	427,65	269,18	73,81	562,96	0,26	12,88	4,85	1,09	14,62	0,03	0,17	31,55	1,03	0,01
30114-1C	79,60	2387,88	513,76	354,56	188,14	253,26	53,55	426,92	nd	0,26	3,04	2,10	12,30	1,16	0,12	18,09	1,74	nd
30114-1D	34,73	651,24	19,32	556,45	361,08	281,48	151,96	853,85	3,04	21,27	3,70	0,46	37,63	0,02	0,36	5,72	0,40	nd
30114-1E	1447,20	5282,28	22,72	590,46	270,63	376,27	88,28	738,07	9,41	32,56	3,52	0,91	31,11	0,12	0,09	13,39	1,10	0,19
30114-2A	73,08	2626,67	224,32	781,49	260,50	288,72	89,00	658,48	7,24	7,53	3,94	1,48	21,42	0,08	0,48	34,01	1,30	0,11
30114-2B	217,08	4196,88	2026,08	694,66	219,25	249,64	86,11	781,49	0,24	13,75	4,05	1,37	14,83	0,04	0,41	32,56	0,67	0,94
30114-2C	586,12	5354,64	102,03	665,71	231,55	339,37	95,52	696,83	0,54	26,77	5,14	1,42	3,62	nd	0,21	7,02	0,86	0,01
30114-2D	296,68	477,58	607,82	629,53	197,54	274,97	99,86	644,00	622,30	28,22	3,11	1,09	5,35	0,14	0,25	11,07	0,96	0,19
30114-2E	904,50	658,48	607,82	654,86	246,02	341,54	87,92	730,84	2,75	26,77	3,19	2,17	4,34	0,01	nd	7,16	0,35	nd
30114-2F	723,60	6078,24	455,87	687,42	212,01	264,84	92,62	659,20	13,02	15,92	3,69	1,27	20,26	nd	0,09	13,68	2,03	0,06
30114-2G	354,56	8827,92	73,81	781,49	237,34	256,15	78,87	752,54	0,13	15,70	5,79	1,71	14,33	0,05	0,31	21,42	0,90	0,06
30114-2H	2604,96	2076,73	2677,32	687,42	251,09	492,05	73,08	629,53	1,81	130,25	4,34	0,94	9,33	0,03	0,35	21,71	1,03	0,65
30521-1B	240,96	16570,44	926,21	488,43	475,41	279,31	81,77	549,21	0,22	22,50	7,02	2,85	2,53	0,04	0,25	39,07	1,37	0,07
30521-1C	1476,14	60782,40	701,89	518,10	406,66	347,33	65,92	665,71	26,05	27,50	13,10	3,26	1,37	nd	0,18	20,33	2,93	0,02
30521-1D	136,76	8176,68	15919,20	471,79	709,85	254,71	76,99	555,00	0,43	17,37	3,15	1,95	2,60	nd	0,67	207,67	1,66	nd
30521-1E	56,44	4775,76	535,46	447,18	421,14	238,06	76,63	561,51	65,12	23,88	3,42	2,89	44,86	nd	nd	31,19	0,82	0,01
30521-1F	19,25	795,96	1302,48	403,55	340,09	248,12	70,91	519,54	nd	12,81	2,19	2,60	0,39	nd	0,87	26,19	0,81	0,29
30521-1G	149,06	4920,48	7887,24	442,84	615,06	252,54	70,19	586,12	0,50	1591,92	3,12	2,97	2,68	0,01	0,46	103,47	1,48	0,02
30521-2B	303,91	3690,36	108,54	560,07	904,50	297,40	72,43	286,55	65,12	22,72	3,06	2,20	nd	0,06	0,13	5,93	0,59	nd
30521-2C	470,34	1830,71	28,22	620,85	482,64	327,07	66,21	343,71	0,65	31,04	3,24	1,58	1,16	0,02	0,22	4,12	0,29	0,02

30521-2D	3256,20	8827,92	1483,38	556,45	401,60	600,59	86,18	291,61	94,07	75,25	4,25	2,37	17,37	0,01	0,22	26,63	1,51	0,09
30521-2E	2604,96	2822,04	98,41	493,50	403,05	549,94	81,84	268,46	0,23	46,31	3,23	2,64	2,17	0,25	0,29	16,50	0,80	0,01
30521-2F	1606,39	3545,64	2026,08	575,26	327,79	410,28	66,21	275,69	0,16	30,25	3,32	3,40	1,88	0,03	0,17	25,33	1,16	nd
30521-3A	448,63	3473,28	600,59	18,81	201,88	274,97	4833,65	2677,32	17,15	113,61	0,71	0,69	222,15	0,13	0,25	27,50	39,94	8,61
30521-3B	4920,48	4631,04	47,76	614,34	240,96	665,71	95,52	940,68	39,80	318,38	7,60	3,76	27,50	0,22	1,44	16,14	8,97	0,10
30521-3E	376,27	2894,40	303,91	501,45	217,80	282,20	89,73	402,32	3,18	137,48	5,21	3,69	9,05	0,07	0,16	15,85	3,62	0,03
30121-1A	134589,60	9117,36	50,65	180,90	260,50	11577,60	261,94	426,92	0,58	839,38	1,37	3,62	3,47	nd	0,21	0,55	5,14	3,04
30121-1B	189,58	1316,95	20912,04	571,64	636,77	294,51	29,09	1041,98	0,46	11,58	2,39	1,66	2,53	nd	1,05	178,01	1,12	0,58
30121-1C	105,65	2243,16	23,16	557,17	1013,04	261,94	71,78	858,19	1,23	361,80	2,88	2,89	0,87	0,04	0,11	4,63	1,45	1,37
30121-1E	12084,12	35456,40	46310,40	617,95	890,03	374,10	39,15	1063,69	1,32	60,06	9,48	10,06	636,77	13,82	1,88	998,57	31,84	0,33
30121-2A	1150,52	6440,04	1591,92	426,92	492,05	290,89	46,38	868,32	0,25	19,18	23,88	3,69	4,12	nd	0,12	20,26	2,03	0,02
30121-2B	5209,92	38350,80	5282,28	998,57	112158,00	342,99	266,28	955,15	31,84	63676,80	22,65	3,18	4,41	0,72	0,57	90,45	2,17	0,03
30121-2C	448,63	61506,00	3487,75	1787,29	694656,00	1056,46	1295,24	1230,12	186,69	291610,80	62,95	7,96	151,96	0,62	1,95	25,69	5,07	0,10
30121-2D	303,91	10854,00	926,21	535,46	1758,35	309,70	60,06	1273,54	15,20	332,86	7,16	4,70	289,44	6,37	1,13	51,38	46,31	4,12
30110-1A	62,23	2865,46	32,56	408,83	263,39	279,31	25,18	455,87	57,89	15,20	8,18	1,23	0,87	0,08	nd	9,77	0,64	nd

NB : Le ratio moyen Co/Ni = 0,30 pour toutes les magnétites.