

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARACTÉRISATION STRATIGRAPHIQUE, STRUCTURALE ET GÉOCHIMIQUE DU
DISTRICT MINÉRALISÉ DE ROSEBEL (SURINAME) DANS LE CADRE DE L'ÉVOLUTION
GÉODYNAMIQUE DU BOUCLIER GUYANAIS

THÈSE

PRÉSENTÉE

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DU DOCTORAT EN SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ATMOSPHÈRE

PAR

CAROLINE DAOUST

JANVIER 2016

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.07-2011). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

J'aimerais tout d'abord remercier mes deux directeurs de recherche, Gabriel Voicu et Michel Gauthier, pour m'avoir donné l'opportunité de faire ce projet et pour leur support et compréhension durant ces longues années. Un merci spécial à Gabriel pour qui j'ai aussi travaillé à Rosebel et qui a su me soutenir à la fois au travail et dans mes études. Je voudrais aussi remercier lamgold qui m'a permis de faire ce projet et d'avoir contribué financièrement aux analyses.

J'aimerais aussi souligner la contribution de Harold Brisson, un collègue et un patron qui m'a fourni de précieux conseils et commentaires lors de nos nombreuses conversations géologiques, son expérience dans la géologie structurale m'a été d'une grande aide. J'aimerais aussi souligner la contribution de Jamie Roger, géologue en chef pour lamgold qui m'a fourni une aide précieuse de par son expertise géologique et la qualité de son anglais lors de la rédaction de mon article. J'aimerais aussi souligner le support de tous mes collègues de Rosebel qui m'ont assisté au cours des six dernières années et avec qui j'ai eu la chance d'échanger beaucoup d'idées.

Finalement, j'aimerais remercier tout mon entourage, famille et amis, pour leur appui et leurs mots d'encouragement qui m'ont fourni une bonne source de motivation. Un merci spécial à ma cousine Mélanie qui m'a grandement aidé pour la mise en page et à ma sœur Valérie qui m'a été d'une aide précieuse lors du dépôt de la thèse.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	ii
LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX	xviii
LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	xx
LISTE DES ABBRÉVIATIONS	xxi
RÉSUMÉ	xxii
INTRODUCTION	1
Problématique	2
Objectifs	7
Méthodologie	10
CHAPITRE I CONTEXTE GÉOLOGIQUE	14
1.1 Évolution géodynamique du Bouclier Guyanais	14
1.1.1 Orogénie transamazonienne majeure (2,26-2,08 Ga)	17
1.1.2 Orogénie transamazonienne tardive (2,08-1,81 Ga)	22
1.2 Géologie du Suriname	24
CHAPITRE II STRATIGRAPHIE	29
2.1 Roches volcaniques et intrusives	31
2.2 Roches Sédimentaires	34
2.2.1 Séquence turbiditique	35
2.2.2 Séquence arénitique	44
2.3 Synthèse	66
CHAPITRE III LITHOGÉOCHIMIE	70
3.1 Roches volcaniques	76
3.2 Roches sédimentaires	83
3.3 Synthèse	90
CHAPITRE IV GÉOCHRONOLOGIE	92
4.1 Méthodologie	94

4.2 Résultats.....	94
4.2.1 Datation des roches volcaniques et intrusives	95
4.2.2 Datation des séquences sédimentaires	98
4.3 Synthèse	105
CHAPITRE V DÉFORMATION.....	111
5.1 Déformation des roches encaissantes	117
5.1.1 Domaine Nord	118
5.1.2 Domaine Sud	137
5.2 Déformation syn-minéralisation	149
5.2.1 Domaine Nord	150
5.2.2 Domaine Sud	159
5.3 SYNTHÈSE	166
CHAPITRE VI MINÉRALISATION	170
6.1 Minéralogie	170
6.2 Phases minérales.....	174
6.3 Compositions minérales.....	179
6.4 Synthèse	188
CHAPITRE VII DISCUSSION.....	190
7.1 Contexte géodynamique de dépôt des roches sédimentaires	191
7.1.1 Corrélations stratigraphiques	191
7.1.2 Source des sédiments	196
7.1.3 Environnement de dépôt	199
7.1.4 Impact de la stratigraphie sur la minéralisation	214
7.2 Évolution tectonique pré- à syn-minéralisation	217
7.2.1 Formation du bassin sédimentaire	218
7.2.2 Déformation pré-minéralisation des ensembles volcaniques et sédimentaires.....	220
7.2.3 Déformation syn-minéralisation	223
7.2.4 Paramètres structuraux favorables.....	227

7.3 Évolution du district minéralisé de Rosebel dans le cadre géodynamique du bouclier guyanais	233
7.3.1 Évolution tectonique des ceintures de roches vertes et bassins sédimentaires tardifs	233
7.3.2 Chronologie et moteur de la circulation hydrothermale à l'échelle crustale	238
7.3.3 Source des fluides hydrothermaux aurifères	246
CONCLUSION	252
ANNEXE A	259
ANNEXE B	261
ANNEXE C	268
ANNEXE D	275
ANNEXE E	281
ANNEXE F	290
ANNEXE G	295
ANNEXE H	298
RÉFÉRENCES	309

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1	Carte géologique simplifiée du Bouclier Guyanais modifiée de Delor <i>et al.</i> (2003b).....
	16
1.2	Modèle géodynamique de sédimentation de a) la Formation d'Armina, b) la Formation de Rosebel, modifié de Delor <i>et al.</i> (2003b).....
	21
1.3	Carte géologique simplifiée du Suriname montrant les principaux ensembles lithologiques. Les traits pointillés soulignent la limite entre ces différents domaines.....
	28
2.1	Carte géologique de la région du district minéralisé de Rosebel produite dans le cadre du doctorat et basée sur la cartographie dans les fosses, la cartographie d'exploration, les cartes géophysiques et 600000 mètres de forage distribués dans les huit gisements. Voir l'annexe A pour la carte géologique détaillée de la propriété avec les principales mesures structurales et la localisation des échantillons (lithogéochimie et datations)
	30
2.2	Photographies des principales unités volcaniques. a) Texture massive la plus communément observée dans la rhyolite du gisement de Mayo, b) coulée massive de basalte du gisement de Royal Hill, avec c) vue en lame mince d'un basalte métamorphisé et altéré. Quelque cristaux d'amphibole sont présents, mais la minéralogie est dominée par des carbonates (calcite) et de la chlorite secondaire
	33
2.3	Photographies des principales unités volcaniques et intrusives. a) Andésite massive fortement altérée en carbonates avec vue rapprochée de l'altération en carbonates (couleur blanchâtre). b) Tonalite avec cristaux pluri-millimétriques de plagioclases, amphiboles et biotites avec vue rapprochée sur la texture équi-granulaire.....
	34

2.4	Colonne stratigraphique type de la séquence turbiditique représentée dans les dépôts de Koolhoven et de JZone basée sur 833 forages. a) Contact franc entre les unités de conglomérat et l'unité de mudstone dans le haut de la séquence, b) greywacke massif, c) unité de mudstone-siltstone laminée.....	37
2.5	Photographies de différents contacts entre lits de la séquence turbiditique. a) Lits granoclassés de siltstone-mudstone montrant une polarité vers le haut de la photographie, b) lits centimétriques de mudstone et de siltstone/arénite fine montrant des contacts francs.....	39
2.6	Photographie en lame mince d'un greywacke qui se démarque par la présence de grains très anguleux de quartz et feldspath et par une matrice d'argile altérée en séricite et chlorite (peu abondante sur la photographie)	42
2.7	Photographies des différents conglomérats de la séquence turbiditique. a) Microconglomérat associé aux unités de greywacke, b) conglomérat polygénique et hétérogène présent au nord des unités centrales de greywacke	43
2.8	Colonne stratigraphique type de la séquence arénitique représentée dans les dépôts de Pay Caro et d'East Pay Caro basée sur 1228 forages. a) Contact franc entre une arénite et une unité de mudstone, b) conglomérat basal composé de fragments de roches volcaniques et de quartz.....	47
2.9	Colonne stratigraphique type de la séquence arénitique représentée dans les dépôts de Royal Hill et de Mayo basée sur 1051 forages. a) Conglomérat polygénique présent au-dessus des tufs felsiques, b) arénite à lamines entrecroisées, c) conglomérat basal composé de fragments exclusivement volcaniques mafiques	49
2.10	Colonne stratigraphique type de la séquence arénitique représentée dans le dépôt de Rosebel basée sur 788 forages. a) Unité de siltstone-mudstone à laminations parallèles, b) arénite à quartz avec lamines entrecroisées, c) conglomérat grossier et polygénique avec de fragments de roches volcaniques felsiques et mafiques.....	50

2.11	Photographies de structures sédimentaires observées dans les niveaux stratigraphiques de base. a) Laminations entrecroisées tabulaires de faible amplitude (3-5cm) observées dans le gisement de Royal Hill indiquant une polarité vers le nord, b) vue en plan d'un chenal délimité par un niveau de microconglomérat dans le gisement de Pay Caro indiquant une polarité vers le sud	55
2.12	Photographies de différents niveaux de conglomérats du niveau de base de la séquence arénitique. a) Contact dépositionnel entre l'intrusion tonalitique et le conglomérat de base au sud de l'intrusion, dans l'indice minéralisé de Komboe. Les fragments sont bien arrondis, allongés ou sphériques et peuvent atteindre une taille de plus de 30 centimètres. b) Conglomérat déformé riche en fragments de quartz bien arrondis dans le domaine Nord	56
2.13	Photographies des deux types de laminations entrecroisées rencontrées dans les niveaux intermédiaires de la séquence arénitique. a) Laminations entrecroisées tabulaires observées dans une arénite fine du gisement de Pay Caro montrant une polarité vers le sud, b) laminations entrecroisées à base arquée observées dans le gisement de Mayo montrant une polarité vers le nord	59
2.14	Photographies de différents niveaux de conglomérats de la séquence arénitique. a) Microconglomérat dans les niveaux intermédiaires du gisement de Royal Hill, b) conglomérat polygénique, sub-anguleux et hétérogène dans les niveaux intermédiaires du gisement de Royal Hill	60
2.15	Photographies des deux types de laminations entrecroisées rencontrées dans les niveaux supérieurs de la séquence arénitique. a) Laminations entrecroisées tabulaires observées dans le gisement de Rosebel et montrant une polarité vers le nord, b) laminations entrecroisées à base arquée observées dans le gisement de Rosebel montrant une polarité vers le nord	64
2.16	Photographies de l'unité de tuf. a) Contact dépositionnel entre le tuf felsique et le conglomérat sous-jacent de la séquence arénitique intermédiaire, avec vue rapprochée du tuf felsique avec des lapillis. b) Conglomérat à fragments de tuf fortement déformé présent au-dessus de l'unité de tuf felsique	65

2.17	Synthèse stratigraphique du district minéralisé de Rosebel représentant les niveaux de base, inférieurs et supérieurs. Les colonnes stratigraphiques servent aussi de repères pour la localisation des échantillons de géochronologie (chapitre 4).....	69
3.1	Diagramme de classification des roches volcaniques (légende basée sur les descriptions préliminaires de terrain) dans les domaines shoshonitique, calco-alcalin et tholéiitique en fonction des éléments immobiles Th et Co (Hastie <i>et al.</i> , 2007).....	77
3.2	Diagrammes de classification des roches volcaniques (légende basée sur les descriptions préliminaires de terrain) : a) en fonction des éléments mineurs Nb/Y <i>versus</i> Zr/TiO ₂ (Winchester et Floyd, 1977), b) en fonction des éléments majeurs SiO ₂ <i>versus</i> Na ₂ O + K ₂ O (Le Maitre <i>et al.</i> , 1989).	78
3.3	Patron de terres rares normalisé aux chondrites pour les différents ensembles volcaniques: a) basaltes, b) andésites.....	81
3.4	Diagramme de discrimination pour les roches basaltiques et andésitiques mettant en relation les éléments La, Nb et Y (Cabanis et Lecolle, 1989).....	81
3.5	Patron de terres rares normalisé aux chondrites pour les différents ensembles volcaniques: a) les roches volcaniques calco-alcalines (rhyolites) et b) les tufs felsiques du bassin sédimentaire	82
3.6	Spectre multiéléments normalisé au manteau primitif pour a) les roches volcaniques transitionnelles (andésites), b) les roches volcaniques calco-alcalines (rhyolites)	82
3.7	Spectre multiéléments normalisé au manteau primitif pour les tufs felsiques du bassin sédimentaire.....	83
3.8	Diagramme mettant en relation le contenu en SiO ₂ <i>versus</i> Al ₂ O ₃ pour les différentes roches sédimentaires (arénite immature, arénite intermédiaire, arénite mature, greywacke et mudstone)	86
3.9	Fréquence de distribution du SiO ₂ (rang percentile) dans les principaux ensembles sédimentaires (arénite immature, arénite mature, greywacke-mudstone)	86
3.10	Patron de terres rares normalisé aux chondrites des différents ensembles sédimentaires: a) séquence arénitique, b) séquence turbiditique	89

3.11	Spectres multiéléments normalisés au manteau primitif des différents ensembles sédimentaires: a) séquence arénitique, b) séquence turbiditique.....	89
4.1	Diagramme $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ pour a) l'échantillon de tonalite, b) l'échantillon de rhyolite.	97
4.2	Diagramme de probabilité-fréquence pour a) l'arénite «minéralisée» du sommet de la séquence arénitique, b) l'arénite «stérile» des niveaux intermédiaires de la séquence arénitique.....	100
4.3	Diagramme de probabilité-fréquence pour a) le conglomérat «stérile» des niveaux intermédiaires de la séquence arénitique, b) le conglomérat du niveau inférieur de la séquence arénitique, c) le conglomérat de la séquence turbiditique (Koolhoven).	104
4.4	Diagramme résumant la distribution des âges absolus (roches volcaniques et intrusives) et des pics d'âges des zircons détritiques des deux séquences sédimentaires en fonction du niveau stratigraphique. a) Ensemble des populations d'âges archéens et paléoprotérozoïques. b) Zoom sur les populations d'âges paléoprotérozoïques uniquement.....	108
5.1a	Relevé aéromagnétique (IGRF - intensité magnétique totale) du district minéralisé de Rosebel. Les principaux éléments structuraux interprétés comme des failles sont soulignés en noir et les traits les plus gras représentent les failles qui ont aussi été observées sur le terrain	114
5.1b	Relevé aéromagnétique (IGRF - 1 ^{ère} dérivée verticale) du district minéralisé de Rosebel. Les principaux éléments structuraux interprétés comme des failles sont soulignés en noir et les traits les plus gras représentent les failles qui ont aussi été observées sur le terrain	115
5.1c	Interprétation des linéaments géophysiques de la région du district minéralisé de Rosebel. Les principaux linéaments sont séparés en trois ensembles de failles : en rouge les structures minéralisées (E-O à ONO-ESE), en bleu des chevauchements et en vert des failles montrant un mouvement apparent tardif dextre (OSO-ENE).....	116
5.2	Carte géologique du domaine Nord représentant les principales unités lithologiques et structures	120

5.3	Interprétation géologique et structurale détaillée d'un gisement type localisé dans la séquence turbiditique du domaine Nord (Koolhoven), incluant les principales zones minéralisées: a) carte géologique, b) interprétation en coupe verticale orientée NNE-SSO. Aucune exagération verticale. Les forages aux diamants ayant servi à l'interprétation en coupe verticale sont espacés de 25 à 50m	121
5.4	Interprétation géologique et structurale détaillée de gisements types localisés dans la séquence arénitique du domaine Nord (Pay Caro et East Pay Caro), incluant les principales zones minéralisées: a) carte géologique, b) interprétation en coupe verticale du gisement de Pay Caro, c) interprétation en coupe verticale du gisement d'East Pay Caro. Aucune exagération verticale. Les forages aux diamants ayant servi à l'interprétation en coupe verticale sont espacés de 25 à 50m	122
5.5	Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur (projection angle égal) des pôles de la foliation (gauche) et des contours de concentration (droite) dans le domaine Nord. 172 données	123
5.6	Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur (projection angle égal) des pôles des failles inverses (gauche) et des contours de concentration (droite) dans le domaine Nord. 48 données	124
5.7	a) Faille inverse à faible pendage montrant localement une fabrique c/s associée à la mise en place de veines dont certaines montrent des plis d'entraînement. b) Faille inverse à pendage moyen montrant de discrètes fabriques c/s. c) Stries de glissement sur plan de faille indicatives d'un mouvement inverse	125
5.8	Vue en coupe de : a) faille inverse de 10-15 centimètres d'épaisseur développée dans un conglomérat et interprétée comme pré-minéralisation, avec b) zoom sur la fabrique intense associée à la zone de faille et c) zoom sur l'entraînement de la foliation (en bleu) dans le toit de la faille	126
5.9	Faille inverse discrète orientée E-O et à pendage moyen recoupant des veines de tension minéralisées	126
5.10	a) Schiste graphitique associé à une zone de faille orientée ONO-ESE dans la partie sud des gisements de JZone et Koolhoven. b) Exemple de gouge de faille interceptée en carotte de forage dans le gisement de Koolhoven	130

5.11	Exemple de stries de glissement dans une zone de décrochement senestre.....	130
5.12	Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur (projection angle égal) des pôles des failles sénestres (gauche) et des contours de concentration (droite) dans le domaine nord. 22 données	131
5.13	Faille ductile E-O mettant en contact les roches volcaniques et les roches de granulométrie fine (mudstones) de la séquence arénitique. Les veines présentes ne sont pas minéralisées.....	131
5.14	Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur (projection angle égal) des pôles des failles dextres (gauche) et des contours de concentration (droite) dans le domaine nord. 27 données	132
5.15	Zone de faille dextre ONO-ESE marquée par une foliation intense et des veines de cisaillement	132
5.16	Contact faillé de plusieurs mètres d'épaisseur (ici 9m représentés) entre l'andésite et l'arénite fine dans le corridor de faille principale dans le gisement de Pay Caro	133
5.17	Photographies des différents types de plis présents dans la séquence turbiditique du domaine Nord. a) Plis serrés à plongée sub-verticale affectant l'unité de mudstone-siltstone, b) plis ouverts plongeant de 35° vers l'ONO dans l'unité de greywacke	135
5.18	Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur (projection angle égal) des pôles du litage (gauche) et des contours de concentration (droite) dans le gisement d'East Pay Caro. 283 données.....	135
5.19	Photographies des plis parasites de plusieurs dizaines mètres d'amplitude formés sur le flanc nord du pli principal d'East Pay Caro. Les zones plus foncées représentent les mudstones qui sont stratigraphiquement au-dessus des arénites. Les mudstones de part et d'autre de la faille représentent les mêmes niveaux stratigraphiques.....	136
5.20	Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur (projection angle égal) des pôles de foliation (gauche) et des contours de concentration (droite) dans le domaine Sud. 40 données	138

5.21	Carte géologique du domaine Sud représentant les principales unités lithologiques et structures. Le motif d'interférence apparent est interprété comme étant le résultat de la présence de l'intrusion compétente au sud plutôt qu'en termes de tectonique polyphasée.....	139
5.22	Interprétation géologique et structurale détaillée du gisement de Mayo localisé dans la séquence arénitique du domaine Sud, incluant les principales zones minéralisées: a) carte géologique du gisement de Mayo, b) interprétation en coupe verticale du gisement de Mayo. Aucune exagération verticale. Les forages aux diamants ayant servi à l'interprétation en coupe verticale sont espacés de 25 à 50m	140
5.23	Interprétation géologique et structurale détaillée du gisement de Royal Hill localisé dans la séquence arénitique du domaine Sud, incluant les principales zones minéralisées: a) carte géologique du gisement de Royal Hill, b) interprétation en coupe verticale du gisement de Royal Hill. Aucune exagération verticale. Les forages aux diamants ayant servi à l'interprétation en coupe verticale sont espacés de 25 à 50m.....	141
5.24	Relation entre le litage (S0, bleu) et la foliation (S1, jaune) sur le flanc d'un pli entre un niveau de conglomérat montrant des fragments allongés et une arénite	142
5.25	Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur (projection angle égal) des pôles du litage (gauche) et des contours de concentration (droite) dans le gisement de Royal Hill. 53 données	142
5.26	a) Cisaillement de trois mètres d'épaisseur dans l'arénite du gisement de Royal Hill. b) Cisaillement principal localisé près du contact entre les tufs felsiques et le conglomérat sus-jacent montrant une importante elongation des fragments de conglomérat (quelques fragments sont soulignés en rouge)	145
5.27	Photographies de failles inverses observées dans la séquence arénitique du domaine Sud: a) faille abrupte (60°-70°) dans le gisement de Royal Hill. b) Faille à pendage modéré (30°-40°) dans le gisement de Mayo	146
5.28	Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur (projection angle égal) des pôles de failles verticales présentes dans les roches volcaniques du gisement de Mayo (gauche) et des contours de concentration (droite). 7 données.....	147

5.29	Photographie en carotte de forage des textures de failles verticales observées dans la rhyolite du gisement de Mayo	147
5.30	Photographies en affleurement des failles verticales observées dans la rhyolite du gisement de Mayo. a) Faille verticale de 50 cm d'épaisseur orientée ONO-ESE. b) Faille de 20 cm d'épaisseur orientée E-O. c) Stries de glissement obliques avec mouvement décrochant sur la faille ONO-ESE.....	148
5.31	Modélisation des systèmes de veines en cisaillement minéralisées du domaine Nord basée sur les forages de production dans le gisement de Koolhoven. Le trait en vert indique la localisation du contact volcano-sédimentaire	151
5.32	Populations de veines dominantes dans le domaine Nord : a) modèle structural 3D de la distribution des veines de cisaillement et de tension, b) projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur (projection angle égal) des contours de concentration des pôles des veines dans le domaine Nord. 82 données.....	152
5.33	Photographies en carotte de forage des veines de cisaillement du domaine Nord: a) veine de plus de quatre mètres d'épaisseur se trouvant dans la zone centrale de Pay Caro, b) réseau de veines de cisaillement bréchiques dans le gisement de Koolhoven.....	153
5.34	Photographies en carotte de forage de différentes textures d'une zone cisaillement du domaine Nord: a) ensemble de la zone montrant à la fois des textures ductiles et cassantes, b) zoom sur veine avec texture bréchique, c) fabrique ductile avec veinules montrant des plis d'entraînement recoupés par une veine d'extension et d) veinules parallèles à la foliation recoupées par des veines d'extension	154
5.35	Photographies des veines de tension N-S du domaine Nord: a) relation de recoupement entre les veines à pendage nord et les veines N-N. b) Géométrie de veines sigmoïdales N-S dans un corridor de cisaillement (plan).....	156
5.36	Photographies des veines de tension N-S et à pendage nord du domaine Nord: a) empilement de veines de tension à pendage nord recoupant la foliation et le litage, b) relation de recoupement entre les veines à pendage nord et les veines N-S.....	157

5.37	Photographies des autres veines de tension du domaine Nord: a) veines est-ouest sub-verticales, b) stockwork dans une charnière de pli dans les roches volcaniques (East Pay Caro)	158
5.38	Modèle schématique structural 2D de la distribution des veines de cisaillement et de tension, b) projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur (projection angle égal) des contours de concentration des pôles des veines dans le domaine Sud. 96 données.....	160
5.39	Exemple des patrons de distribution aurifère vu en plan tel qu'exposé par les données de forages de production (analyse des teneurs en or au quatre mètre.) Les teneurs font ressortir les principales structures et la présence de plis miéralisés (gisement de Royal Hill)	161
5.40	Veine de cisaillement mise en place au contact entre l'unité de tuf fortement déformée et la séquence arénitique sous-jacente dans le gisement de Royal Hill.....	161
5.41	a) Veine de cisaillement majeure parallèle au litage près du contact volcano-sédimentaire. b) Texture rubanée millimétrique montrant une alternance de niveaux riches en quartz et riches en tourmaline. c) Veine de cisaillement avec entraînement du rubanement indicatif d'un mouvement inverse.....	162
5.42	a) Veines de tension sub-horizontales à faiblement pentées vers le nord dans la rhyolite du gisement de Mayo. b) Veine de tension horizontale localisée dans la charnière d'un anticlinal dans la fosse nord-ouest du gisement de Royal Hill.....	165
5.43	Veines de tension orientées nord-sud recoupées par des veines de tension à faible pendage vers le nord dans le gisement de Mayo	166
6.1	Photographies des veines et de l'altération des dépôts du domaine Nord : a) veine de quartz-carbonate (calcite) avec pyrite dans les épontes altérées en chlorite, b) veines de quartz-carbonate-chlorite avec épontes fortement altérées en chlorite-séricite, c) pyrites automorphes dans veines de quartz-carbonate, d) veine bréchique avec hématite, e) forte concentration de pyrite dans les épontes altérées, f) altération complète en chlorite et hématite d'une roche volcanique	172

6.2	Photographies des veines et de l'altération des dépôts du domaine Sud : a) veine de quartz-carbonate-tourmaline et éponges altérées en plagioclase, b) veine fumée de quartz avec pyrrhotite, c) altération complète en tourmaline d'une roche volcanique, d) pyrrhotite et pyrite dans des éponges altérées en chlorite et carbonate	174
6.3	Microphotographies en lame mince des différentes phases minérales : a) tourmaline grossière de premier stade, b) muscovite, calcite et quartz de premier stade, c) plagioclase de premier stade recoupé par des fractures remplies de calcite et muscovite de second stade, d) brèche hydrothermale avec fragments de quartz, calcite et tourmaline dans une matrice carbonatée, e) cristaux de muscovite et de chlorite en bordure de pyrite automorphe dans une matrice de chlorite et carbonate, f) inclusions d'éponges altérées dans cristal automorphe de pyrite	177
6.4	Microphotographies en lame mince des différentes occurrences d'or natif : a) grains d'or dans cristal de plagioclase de premier stade, b) grains d'or dans des éponges altérées, c) grains d'or dans des micro-fractures remplies de chlorite, muscovite, tourmaline et pyrite, d) grains d'or dans une matrice de brèche hydrothermale, e) grains d'or à la bordure de pyrite automorphe, f) grains d'or dans pyrrhotite	178
6.5	Graphiques représentant certaines compositions des micas : a) Na_2O versus $\text{MgO}+\text{FeO}$, b) FeO versus MgO pour les chlorites métamorphiques et les chlorites hydrothermales	185
6.6	Graphique de classification des tourmalines en fonction des rapports $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ et $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$. Les lignes en rouge pointillées représentent les limites de champs pour les tourmalines d'origine magmatique, métamorphique/sédimentaire et de sulfure massif (Jiang <i>et al.</i> , 1995)	187

6.7	Graphiques ternaires de classification des tourmalines en fonction de leur origine (Henry et Guidotti, 1985). Les compositions des tourmalines du district minéralisé de Rosebel sont représentées par les champs en rouge. Les différents champs représentent : 1- roche granitique riche en Li, 2- roche granitique, pegmatite et aplite pauvre en Li, 3- roche granitique altérée, 4- métapélite et métapsammite avec une phase de saturation en Al, 5- métapélite et métapsammite sans phase saturée en Al, 6- roche à quartz-tourmaline riche en Fe^{3+} , roche calco-silicatée et métapélite, 7- métapélite riche en Ca, 8- métapélite pauvre en calcium, métapsammite et roche à quartz-tourmaline	188
7.1	Organigramme de classification proposé pour les environnements sédimentaires basé sur la classe granulométrique, le niveau de triage des sédiments et les structures sédimentaires diagnostiques	204
7.2	Modèle schématique de l'environnement de dépôt des unités sédimentaires sur le sous-bassement volcanique et intrusif. Les chiffres encerclés sur le schéma font référence aux modes de dépôts numérotés et présentés dans la légende	207
7.3	Modèle en section verticale N-S des variations latérales et verticales de faciès du bassin sédimentaire. Les échelles verticales et horizontales présentées sur la coupe sont approximatives	208
7.4	Modèle tectonique de mise en place de la minéralisation dans un système en décrochement dextre	227
7.5	Modèle de l'évolution géodynamique de la région du district minéralisé de Rosebel, de la formation des bassins sédimentaires à la mise en place de la minéralisation.....	230
7.6	Interprétation en section verticale orientée nord-sud de la géométrie actuelle de la région du district minéralisé de Rosebel.....	231
7.7	Chronologie des événements géologiques ayant résulté en la formation du district minéralisé de Rosebel en relation avec les événements géodynamiques ayant affecté le Bouclier Guyanais.....	237

LISTE DES TABLEAUX

Table	Page
2.1	synthèse descriptive de la séquence turbiditique du domaine Nord (Koolhoven et JZone). ¹ Les descriptions granulométriques sont basées sur la classification de Wentworth (1922). ² Le niveau de triage des grains est basé sur le comparateur visuel de Harrell (1984) et décrit suivant les termes de Folk (1974) pour la classe granulométrique des arénites uniquement. ³ Les grains autres sont de nature indéterminée, le plus souvent altérés en chlorite ou carbonates. N.A. Non-applicable 36
2.2	Synthèse descriptive des niveaux de conglomérats. ¹ Représente l'épaisseur totale de l'ensemble conglomératique et non l'épaisseur des lentilles individuelles. ²⁻³ Basé sur une estimation des fragments qui sont très déformés. ⁴ À noter que seul l'arrondis des fragments est ici décrit, et non la sphéricité (forme des fragments) qui ne peut être évaluée de façon fiable en carotte de forage ou dans les zones déformée..... 46
2.3	Synthèse descriptive de la séquence arénitique du domaine Nord (Pay Caro et East Pay Caro). ¹ Les descriptions granulométriques sont basées sur la classification de Wentworth (1922). ² Le niveau de triage des grains est basé sur le comparateur visuel de Harrell (1984) et décrit suivant les termes de Folk (1974). ³ Occurrence uniquement en carotte de forage. ⁴ La distance réelle par rapport à la base est inconnue dû à la présence de la faille 48
2.4	Synthèse descriptive de la séquence arénitique du domaine Sud et Central. ¹ Les descriptions granulométriques sont basées sur la classification de Wentworth (1922). ² Le niveau de triage des grains est basé sur le comparateur visuel de Harrell (1984) et décrit suivant les termes de Folk (1974). ³ Les grains autres sont de nature indéterminée, le plus souvent altérés en chlorite ou carbonates. ⁴ Occurrence uniquement en carotte de forage..... 51
3.1	Compositions représentatives des roches volcaniques andésitiques et basaltiques..... 72

3.2	Compositions représentatives des roches volcaniques felsiques (rhyolites et tufs).....	73
3.3	Compositions représentatives des roches sédimentaires de la séquence turbiditique.....	74
3.4	Compositions représentatives des roches sédimentaires de la séquence arénitique	75
4.1	Résultats de géochronologie obtenus sur les roches volcaniques, intrusives et sédimentaires. Les âges présentés pour les roches sédimentaires représentent les âges maximaux de dépôt. SA = séquence arénitique, ST = séquence turbiditique	95
5.1	Données de forage par gisement disponibles au 1 ^{er} janvier 2014. Le métrage est exprimé en mètres	112
6.1a	Compositions représentatives des tourmalines de la tourmalinite et d'altération	180
6.1b	Compositions représentatives des tourmalines de premier stade et de second stade	181
6.2	Compositions représentatives des muscovites d'altération, de premier stade et de second stade	182
6.3	Compositions représentatives des chlorites métamorphiques, d'altération, de premier stade et de second stade	183
7.1	Compilation des principales caractéristiques sédimentaires et géométriques de différents environnements de sédimentation	205

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Page

Planche 1	Photographies des variabilités morphologiques des zircons utilisés pour la datation des roches magmatiques provenant de	109
Photo a	La tonalite	
Photo b	La rhyolite	
Planche 2	Photographies des variabilités morphologiques des zircons utilisés pour la datation de la séquence sédimentaire arénitique provenant de	109
Photo a	L'arénite « minéralisée » du sommet de la séquence arénitique	
Photo b	L'arénite « stérile » des niveaux intermédiaires de la séquence arénitique	
Planche 3	Photographies des variabilités morphologiques des zircons utilisés pour la datation de la séquence sédimentaire arénitique (a, b) et de la séquence turbiditique (c) provenant de	110
Photo a	Le conglomérat « stérile » des niveaux intermédiaires de la séquence arénitique	
Photo b	Le conglomérat « minéralisé » du niveau inférieur de la séquence arénitique	
Photo c	Le conglomérat de la séquence turbiditique (Koolhoven)	

LISTE DES ABBRÉVIATIONS

Amp	Amphibole
Cb	Carbonate
Chl	Chlorite
Fds	Feldspath
Hm	Hématite
Ms	Muscovite
Pl	Plagioclase
Po	Pyrrhotite
Py	Pyrite
Qz	Quartz
Sr	Séricite
To	Tourmaline

RÉSUMÉ

Le district minéralisé de Rosebel est encaissé dans une ceinture de roches vertes et un bassin sédimentaire tardi-orogénique du Paléoprotérozoïque localisés dans le Bouclier Guyanais. La stratigraphie contrôle en partie la distribution de la minéralisation et comprend trois ensembles lithologiques, soit des roches volcaniques et deux séquences sédimentaires distinctes. Cependant, les relations chronologiques entre les unités et la minéralisation ne sont pas clairement établies. La minéralisation est encaissée dans des systèmes de veines à quartz-carbonate montrant un fort contrôle structural et partageant plusieurs caractéristiques avec les gisements d'or orogéniques. La déformation régionale du secteur est tributaire des orogénies transamazoniennes majeure et tardive, dont les derniers stades sont reliés à la mise en place de la minéralisation. Les éléments de déformation ayant affecté le Bouclier Guyanais ne sont toutefois pas discriminés dans le district minéralisé de Rosebel. Par conséquent, les travaux effectués ont eu pour but de mieux définir la séquence stratigraphique de la région, de caractériser les épisodes de déformation qui ont affecté les roches et finalement d'établir les différents paramètres géologiques qui ont favorisé la formation du district minéralisé de Rosebel.

Les études de sédimentologie ont permis de démontrer que les deux formations sédimentaires présentes dans le district, soit les formations de Rosebel et d'Armina, se sont toutes deux déposées à la même époque dans un seul bassin tectoniquement actif, même si la première représente une séquence arénitique et la seconde une séquence turbiditique. Ceci est en contradiction avec l'interprétation existante stipulant que la Formation d'Armina s'est déposée avant la formation de Rosebel dans un contexte d'arc volcanique, plutôt que dans un bassin sédimentaire tardif. Ces déductions sont appuyées, non seulement par une étude géochronologique qui démontre que la Formation d'Armina s'est déposée après la formation des arcs volcaniques, mais aussi par une étude des faciès sédimentaires qui suggère que les deux représentent des équivalents stratigraphiques localisés à différentes profondeurs du bassin sédimentaire.

L'analyse structurale des roches encaissantes appuyée par des travaux de cartographie démontre que les déformations ayant affecté le secteur se déclinent en termes de déformations syn-sédimentation, post-sédimentation/pré-minéralisation et syn-minéralisation. Les éléments syn-sédimentation se caractérisent par la présence de failles ductiles-cassantes qui sont liées à la formation du bassin

sédimentaire et montrant des orientations ONO-ESE et ENE-OSO cohérentes avec la formation de bassins en pull-apart. L'état des contraintes lors de cet épisode de déformation est interprété en transtension avec la formation de décrochements senestres à l'échelle régionale. Les roches déposées dans le bassin sédimentaire ont ensuite été déformées lors d'une phase de déformation composite, marquée dans un premier temps par un régime en compression associé au développement de failles de chevauchement et au plissement des unités. La seconde phase se démarque par la continuation du plissement qui a entraîné la verticalisation des unités au nord, par la réactivation en décrochement dextre des structures verticales et par la formation de nouvelles failles inverses. Les contraintes lors de cette phase de déformation sont progressivement passées de NNE-SSO (compression) à N-S (transpression). La phase finale de transpression est marquée par la mise en place de la minéralisation le long des structures préexistantes dans un système de contraintes orienté N-S. L'assemblage des veines et des structures forme des structures en cisaillement de type Riedel à l'échelle régionale.

La présence de structures profondes et verticales liées à la formation du bassin sédimentaire et à la déformation des unités a donc constitué un environnement propice pour la formation de gisements d'or orogéniques. À l'opposé, la présence d'un hiatus considérable de plus de 140 à 160 Ma entre la formation des ceintures de roches vertes et la mise en place de la minéralisation n'est pas représentatif des conditions optimales de formation de gisements d'or orogéniques de classe mondiale. Par contre, la formation tardive de bassins sédimentaires en pull-apart pourrait impliquer la présence d'un amincissement crustal qui aurait généré des conditions plus favorables à la formation ultérieure de gisements d'or orogéniques. Une revue de la littérature a aussi démontré que la province plutono-volcanique d'Uatuma dans la partie sud du Bouclier Guyanais, d'âge similaire à la mise en place de la minéralisation dans les ceintures de roches vertes, a été formée dans un contexte de subduction particulier lié à de forts gradients géothermiques. Ce contexte géothermique aurait pu supporter une circulation hydrothermale à l'échelle régionale. Par conséquent, la présence d'un régime en transpression, couplée à un amincissement crustal et à de forts gradients géothermiques auraient pu favoriser la formation de gisements orogéniques à l'échelle du Bouclier Guyanais. La source des fluides et de l'or est probablement associée à la présence de roches pélitiques riches en carbone de la Formation d'Armina et métamorphisées au faciès des schistes verts.

Mots-clés : gisement d'or orogénique, bassin en pull-apart, ceinture de roches vertes, Bouclier Guyanais, transpression.

INTRODUCTION

La mine de Rosebel constitue à elle seule un district aurifère localisé au Suriname à 80 kilomètres au sud de la capitale Paramaribo. Ce pays est situé dans la partie nord de l'Amérique du Sud entre la Guyane à l'ouest, la Guyane Française à l'est et le Brésil au sud. L'appellation de district aurifère ou district minéralisé fait référence à la distribution de la minéralisation qui est encaissée non pas dans un seul gisement aurifère, mais dans une série de gisements (actuellement huit : Koolhoven, JZone, Pay Caro, East Pay Caro, Rosebel, Royal Hill, Roma et Mayo) qui sont répartis dans une région couvrant plus de 170 km². Les réserves au 1^{er} janvier 2013 sont estimées à six millions d'onces à une teneur moyenne de 1g/t, mais en tenant compte de l'extraction de l'or qui a débutée en 2004, le district compterait des réserves historiques de plus de 10 millions d'onces, ce qui se compare à un gisement de classe mondiale. Les réserves cumulatives dans chacun des gisements constituant le district minéralisé varient entre près de 300 000 onces à plus de 1 000 000 d'onces.

Dans le passé, peu d'études ont été faites en détail sur le district aurifère, Rosebel n'étant abordé que dans quelques publications, officielles ou non (Bardoux, 1994; Wasel *et al.*, 1997; Voicu *et al.*, 2001). Les données géologiques disponibles au commencement de l'étude étaient peu abondantes : une séquence stratigraphique locale mal définie, aucune coupe ni analyse structurale des dépôts, aucune analyse poussée des systèmes de veines, ni de la minéralisation et finalement aucune donnée géochimique ou de géochronologie. Conséquemment, l'établissement de la séquence stratigraphique, la compréhension de l'évolution structurale des roches encaissantes, les processus et le contexte tectonique de mise en place de la minéralisation, le tout dans un contexte géologique régional cohérent, étaient à faire afin de bien

comprendre l'ensemble du système minéralisé. L'avantage de la région d'étude est la présence de plusieurs gisements aurifères dans un district minéralisé qui permettent d'avoir une vision d'ensemble et un échantillonnage de données sur un grand territoire. Les interprétations déduites des observations doivent donc être cohérentes entre les différents dépôts et doivent pouvoir inclure tous les éléments géologiques, ce qui parfois peut constituer un défi, mais d'un autre côté donne une interprétation plus plausible et précise. L'accessibilité aux données est un autre aspect important de l'étude, puisque plus de 600 000 mètres de carottes ont été forés dans l'ensemble des gisements, en plus d'une bonne exposition sur le terrain.

PROBLÉMATIQUE

Régionalement, le district minéralisé de Rosebel est encaissé dans les ceintures de roches vertes du Bouclier Guyanais, formant lui-même la partie nord du Craton Amazonien. Ces roches vertes sont surmontées en discordance par deux formations sédimentaires distinctes, soit la Formation d'Armina et la Formation de Rosebel. Ces deux ensembles sédimentaires étroitement associés dans l'espace se suivent le long d'une structure régionale, le Sillon Nord Guyanais, orientée plus ou moins est-ouest et encaissée dans la partie nord des ceintures de roches vertes. Cette structure est interprétée comme marquant la limite de bassins en pull-apart multiples formés au cours de l'orogénie transamazonienne majeure, et dans lesquels se serait déposée la Formation de Rosebel (Ledru *et al.*, 1991). Par contre, l'origine de la Formation d'Armina n'est pas aussi clairement établie. Historiquement au Suriname, Bosma *et al.* (1984) ont interprété les roches de la Formation d'Armina comme dérivant principalement des roches volcaniques sous-jacentes et ayant été déposées en courant turbiditique dans un contexte d'arc volcanique. D'un autre côté en Guyane Française Delor *et al.* (2003b) ajoutent que les sédiments pélitiques dérivent plutôt

d'une source archéenne et se seraient déposés au-dessus de la séquence volcanique avant la déformation de celle-ci. Dans les deux cas, ce contexte de dépôt, sans référence à la source principale de sédimentation, implique que la Formation d'Armina serait assez précoce par rapport à la Formation de Rosebel, et serait plutôt associée dans le temps aux ceintures de roches vertes. Alors, comment expliquer l'association spatiale quasi-systématique des deux formations sédimentaires dans le Sillon Nord Guyanais, alors qu'elles sont interprétées comme ayant été déposées dans des contextes tectoniques différents et à des époques distinctes?

Le Sillon Nord Guyanais et les formations sédimentaires qui y sont associées sont les hôtes de plusieurs autres gisements et indices aurifères du Bouclier Guyanais, notamment en Guyane Française. Quelle est alors le lien entre ces formations sédimentaires et la minéralisation aurifère, est-ce que la présence d'une structure régionale est le seul moteur de mise en place de la minéralisation, ou bien les roches sédimentaires ont aussi fourni un contexte favorable pour la mise en place de gisements d'or orogéniques? Il s'avère donc critique pour la présente étude de mieux comprendre le contexte de dépôt et de déformation subséquente de ces deux unités sédimentaires afin de contraindre les éléments qui ont favorisé la formation du district minéralisé de Rosebel et, dans un contexte économique, d'établir les contextes géologiques favorables pour la découverte de gisements aurifères de classe mondiale dans le Bouclier Guyanais.

Dans le district minéralisé de Rosebel les gisements sont exclusivement encaissés dans des roches volcaniques et/ou sédimentaires, le plus souvent près du contact entre les deux unités. En 2007, la carte géologique de la propriété montrait l'ensemble des unités lithologiques sous la classification suivante : roches volcaniques de la Formation de Paramaka, roches volcaniques de la Formation d'Armina, roches

sédimentaires de la Formation d'Armina, roches sédimentaires de la Formation de Rosebel et granite de Brinks. Les roches volcaniques de la Formation de Paramaka étaient distribuées en une mince bande au nord de la propriété, alors que les roches volcaniques de la Formation d'Armina constituaient le principal volume de roches volcaniques du district minéralisé. La minéralisation était interprétée comme étant encaissée dans les roches sédimentaires et volcaniques de la Formation d'Armina, alors que la Formation de Rosebel reposait en discordance sur la minéralisation, les gisements étant exposés à la faveur de fenêtres structurales. La source des fluides minéralisateurs était interprétée comme provenant de l'intrusion felsique présente au sud de la propriété. Par contre, ce modèle géologique a été sujet à une réinterprétation majeure au début du projet et donc la reclassification de ces unités dans la nomenclature régionale est devenue un point tournant de la présente étude.

Du point de vue de la littérature, la Formation d'Armina est décrite comme étant principalement une formation sédimentaire à faciès turbiditique, alors que la formation de Paramaka est composée de roches volcaniques (Bosma *et al.*, 1978, 1984; Gibbs, 1987). Alors pourquoi la majeure partie de la propriété encaissée dans des roches volcaniques est-elle reconnue comme faisant partie de la Formation d'Armina, plutôt que de la Formation de Paramaka? La chronologie de la mise en place de l'intrusion demeurerait aussi un problème due 1- à l'absence de dyke dans toutes les unités sédimentaires alors qu'ils sont présents dans les roches volcaniques et 2- à la composition de l'intrusion qui semble plus tonalitique, voire granodioritique, que granitique. Selon Delor *et al.* (2003a), la mise en place des intrusions tonalitiques (suite trondhjémite-tonalite-granodiorite) est liée dans le temps avec la formation des ceintures de roches vertes, mais précède la sédimentation des formations de Rosebel et d'Armina. Celle-ci n'aurait donc dans le cas présent aucun lien génétique avec la mise en place de la minéralisation.

D'un point de vue sédimentologique, les classifications existantes des formations de Rosebel et d'Armina dans le district minéralisé de Rosebel n'étaient pas cohérentes avec les faciès observés. Une étude sommaire des différents faciès sédimentaires a rapidement démontré que les gisements (Pay Caro, East Pay Caro, Royal Hill, Roma, Mayo et Rosebel) sont majoritairement encaissés dans une épaisse séquence arénitique à lamines entrecroisées, alors que les gisements de Koolhoven et de JZone sont encaissés dans une séquence sédimentaire distincte formée de greywacke-mudstone-siltstone. Par contre, toutes ces roches étaient décrites comme faisant partie d'une seule formation sédimentaire, celle d'Armina. De plus, dans la littérature les descriptions sédimentologiques de la Formation d'Armina font référence à des faciès de greywacke, mudstone et siltstone ayant été déposés en milieu turbiditique, alors que la majeure partie des faciès sédimentaires du district minéralisé de Rosebel (sauf pour Koolhoven et JZone) correspondent plutôt à des environnements continentaux où les sédiments se seraient déposés en milieu peu profond. Une autre problématique sédimentaire fait référence à la présence présumée d'une formation sédimentaire post-minéralisation (Formation de Rosebel), alors qu'il ne semble exister aucun argument sédimentologique qui démontre une différence entre les faciès situés à l'extérieur des gisements et ceux situés au cœur des gisements.

Les différents gisements sont encaissés dans trois domaines minéralisés (Nord, Sud et Central) qui montrent des particularités structurales et des évolutions tectoniques qui semblent distinctes, compliquant la compréhension de l'histoire de la mise en place de la minéralisation aurifère. Alors que les gisements du domaine Nord sont localisés le long d'une faille ductile-cassante sub-v verticale orientée ONO-ESE, les gisements du domaine Sud sont encaissés dans le mur d'une zone de faille apparemment ductile et modérément pentée vers le nord. Par conséquent, est-ce que la cinématique de ces

failles, leur niveau de mise en place et la formation des veines associées peuvent s'intégrer dans un seul modèle tectonique régional? Ceci constitue une problématique de premier plan pour la compréhension de l'évolution tectonique du district. Déjà dans les années 90, plusieurs populations de veines ont été identifiées dans le district minéralisé, et ont été reconnues comme étant encaissées dans différents contextes structuraux tels que zones de cisaillement, charnières de pli et contacts lithologiques. Elles ont été traditionnellement interprétées comme étant le résultat de plusieurs événements minéralisateurs ayant formé différentes générations de veines (Bardoux, 1994; Wasel *et al.*, 1997; Voicu *et al.*, 2001). Bien qu'à priori rien ne vienne contredire cette hypothèse, quels sont les arguments structuraux qui permettent de conclure à plusieurs générations de veines, plutôt qu'à différents systèmes de veines qui se sont formés simultanément, comme c'est souvent le cas dans les gisements orogéniques?

A priori, les paragenèses minérales associées aux veines du district minéralisé de Rosebel semblent assez simples et se traduisent par des minéraux tels que quartz, carbonate, plagioclase, tourmaline, chlorite, séricite, hématite, pyrite et pyrrhotite. Par contre, il semble que les associations minérales diffèrent légèrement entre le domaine Nord et le domaine Sud, quelle est donc la cause de ces disparités minérales? Est-ce que la minéralisation s'est effectivement produite lors de différents événements? Ou encore, puisque la minéralogie se distingue entre le nord et le sud, est-ce que la roche encaissante influence les associations minérales et la composition même des minéraux? Il est aussi intéressant de noter que certaines veines situées à l'extérieur des gisements présentent les mêmes caractéristiques minéralogiques et structurales que leurs équivalents minéralisés, mais sont complètement dépourvues d'or. Existe-t-il un lien entre certains minéraux et le contenu aurifère, ou est-il possible

qu'il y ait eu plusieurs phases de circulation hydrothermale, ce qui indiquerait pourquoi certaines veines à l'extérieur des gisements sont « stériles »?

OBJECTIFS

Ce n'est qu'une fois la séquence stratigraphique bien établie, le contexte structural interprété et les paragénèses minérales identifiées que des analyses géochimiques pourraient être utilisées afin de corroborer certaines des hypothèses établies par les observations de base. Si la séquence stratigraphique est mal définie, le contexte tectonique de mise en place de la minéralisation mal interprété, ou les paragénèses minérales et altérations hydrothermales incorrectement associées à l'épisode aurifère, des analyses géochimiques, isotopiques ou encore des datations pourraient être mal interprétées et perdent donc toute signification. Conséquemment, le plus grand défi de la présente étude s'est trouvé relié à l'interprétation de la séquence stratigraphique et de l'évolution tectonique des gisements, plutôt qu'à une interprétation géochimique et isotopique qui se serait avérée précoce dans le cadre actuel des connaissances géologiques du district aurifère Rosebel.

Dans un tel contexte, le principal objectif de l'étude est donc de replacer le district minéralisé de Rosebel dans son cadre tectonique régional afin de mieux comprendre les paramètres qui ont conduit à la formation d'un gisement aurifère de classe mondiale. Cette étude aura un impact qui s'étend au-delà du Bouclier Guyanais de par le fait qu'elle tentera d'expliquer l'association entre la présence de bassins sédimentaires tardifs et de gisements d'or orogéniques, tant d'un point de vue sédimentologique que structural. Dans cette optique, le projet comprend trois objectifs de base qui se partagent entre stratigraphie, structure et minéralisation :

1. Établir la séquence stratigraphique complète de la propriété et comprendre l'environnement de dépôt des deux formations sédimentaires. Cet objectif implique une description détaillée de chaque unité lithologique, avec un focus plus grand sur les formations sédimentaires qui sont ici le principal intérêt due à leur influence potentielle sur la mise en place de la minéralisation. Les roches volcaniques seront aussi étudiées, mais moins en détail, afin d'établir leur classification et leur relation avec les roches sédimentaires sus-jacentes. Ces analyses permettront de proposer une chronologie et un contexte tectonique pour le dépôt des deux formations sédimentaires et d'expliquer leur lien avec la formation de plusieurs gisements d'or orogéniques le long du Sillon Nord Guyanais.
2. Identification des épisodes de déformation de syn-sédimentation à post-minéralisation. L'hypothèse de départ étant que les gisements présents dans le district minéralisé de Rosebel sont d'affinité orogénique implique que les contrôles structuraux sont de première importance dans la mise en place de la minéralisation. Par contre, les terrains du Bouclier Guyanais ayant subi plusieurs phases de déformation, il est important de distinguer les phases de déformation qui sont pré-minéralisations de celles qui sont syn-minéralisations. Une fois les deux épisodes discriminés, il sera possible de reconstituer l'évolution tectonique de la région à partir de l'orogénie transamazonienne majeure jusqu'à l'orogénie transamazonienne tardive dans son cadre régional. Une étude détaillée des veines sera essentielle afin de déterminer le régime tectonique qui a prévalu lors de la mise en place de la minéralisation.

3. Recherche de source(s) potentielle(s) pour les fluides hydrothermaux. La formation d'un gisement d'or orogénique ne nécessitant pas seulement la présence d'un contexte structural favorable, il est aussi critique d'identifier et de comprendre les paramètres régionaux qui ont eu la capacité de fournir une quantité suffisante de fluides hydrothermaux pour former le district minéralisé de Rosebel. Par conséquent, l'objectif va au-delà du débat « magmatique *versus* métamorphique » pour la source des fluides dans les gisements d'or orogéniques, et cherchera tout d'abord à identifier les processus et événements tectoniques qui auraient pu engendrer un événement minéralisateur à l'échelle de ce bouclier.

Une fois ces objectifs atteints, il sera possible de replacer la formation du district minéralisé de Rosebel dans l'évolution du Bouclier Guyanais au cours du Paléoprotérozoïque. Car bien que les différents paramètres locaux puissent fournir des explications générales sur la formation du gisement, à une plus grande échelle, la formation d'un gisement d'or orogénique de telle envergure repose sur plusieurs aspects dont: une source de fluides suffisante, un réservoir source pour l'or, un moteur pour la circulation des fluides et finalement une trappe géochimique ou structurale pour la précipitation de l'or et des minéraux associés. Ces aspects seront donc corrélés à la fois avec les connaissances actuelles du Bouclier Guyanais et avec les observations faites dans le district minéralisé de Rosebel. Finalement, ces objectifs permettront aussi d'aborder une question d'ordre plus général, soit : Quel est le rôle des bassins sédimentaires tardifs par rapport à la mise en place de gisements d'or orogéniques?

MÉTHODOLOGIE

La méthodologie est étroitement liée aux différents objectifs de base et comprend des analyses stratigraphiques, structurales et minéralogiques qui ont été tout d'abord supportées par des observations de terrain, mais aussi par des analyses connexes. Dans le cadre de l'analyse stratigraphique les étapes se détaillent comme suit :

1. Revue de la littérature sur le Bouclier Guyanais et établissement des principales caractéristiques de chaque formation décrite au Suriname et en Guyane Française suivant la nomenclature globalement acceptée.
2. Description générale des différent faciès volcaniques et intrusifs.
3. Analyse détaillée des différents faciès sédimentaires retrouvés dans le district minéralisé, incluant la description des textures et structures sédimentaires.
4. Analyses lithogéochimiques des différentes unités volcaniques (felsique, mafique et intermédiaire) et sédimentaires (arénitique, turbiditique) ayant subi un minimum d'altération hydrothermale.
5. Datation U-Pb sur des zircons magmatiques provenant de roches volcaniques et intrusives et sur des populations de zircons détritiques dans des échantillons provenant de différents niveaux stratigraphiques des séquences arénitiques et turbiditiques.
6. Observation et description ponctuelle de faciès sédimentaires à l'extérieur du domaine minéralisé principal (afin d'élargir le champ des observations) et comparaison aux observations faites dans le district minéralisé.
7. Reconstitution des environnements paléo-sédimentaires pour les formations d'Armina et de Rosebel dans un cadre tectonique cohérent avec les observations structurales faites dans le district minéralisé de Rosebel.
8. Insertion du modèle dans l'évolution tectonique du Bouclier Guyanais.

L'avancement de l'activité minière dans le district minéralisé de Rosebel a permis une analyse structurale beaucoup plus poussée que les études antérieures, puisqu'en plusieurs endroits la roche non-météorisée affleure maintenant en surface. Dans le passé, les modèles structuraux ayant été principalement basés sur des données limitées de tranchées et d'affleurements météorisés, les interprétations basées sur ces données ont été considérées ici avec précaution. Pour l'analyse structurale les principales étapes incluent :

1. Une cartographie détaillée des deux principaux gisements représentant les domaines Nord et Sud (Pay Caro et Royal Hill respectivement). La cartographie inclut un recensement des éléments suivants :
 - a. Les différents systèmes de veines et relations de recoupement, avec discrimination des veines de cisaillement et des veines de tension.
 - b. Les différentes populations de failles, incluant le style (ductile, cassant), le déplacement si visible, l'amplitude et la chronologie par rapport aux autres structures.
 - c. Le litage en tenant compte, lorsque possible, des polarités et des relations par rapport à la foliation régionale, mais aussi en mesurant en détail toute occurrence de plis à petite échelle.
 - d. Toute linéation susceptible de fournir des indications cinématiques.
2. Reconstitution de quelques sections clés dans chacun des huit dépôts à l'aide des carottes de forage et des données de cartographie.
3. Identification des différentes populations de veines par domaine structural basée sur des projections stéréographiques.
4. Différenciation des différentes phases de déformation et interprétation cinématique pour chacune d'entre elle dans les domaines minéralisés Nord et Sud.

5. Établissement de l'évolution du régime tectonique régional en regroupant les observations de terrains et les interprétations structurales de chacun des domaines minéralisés.
6. Comparaison du modèle tectonique avec les interprétations proposées dans la littérature.

L'analyse et la caractérisation de la ou des sources hydrothermales potentielles se base sur deux échelles très différentes, soit sur des analyses en lame mince et sur une analyse des environnements tectoniques du Bouclier Guyanais lors de la formation du district minéralisé de Rosebel. Une revue de la littérature est tout d'abord nécessaire afin de retracer les événements géologiques qui ont pu fournir une source de fluides suffisante à l'échelle régionale. D'un autre côté, les analyses en lame mince et à la microsonde permettront de mieux caractériser les paragénèses minérales qui sont associées à l'or:

1. Sélection d'échantillons de veines, dans le domaine Nord et le domaine Sud, encaissées dans différents types de roches, en incluant les deux types de veines (tension et cisaillement), différentes textures (bréchique, homogène, rubanée...) et une variété de minéraux possiblement associés à l'or.
2. Analyse détaillée en lame mince
 - a. Identification des paragénèses minérales incluant les minéraux silicatés, les sulfures et les oxydes.
 - b. Différenciation et caractérisation des phases de circulation hydrothermale basées sur les différences texturales, minéralogiques et d'occurrence (volume) des minéraux.
 - c. Reconnaissance des environnements de précipitation de l'or (fractures, sulfures, minéraux silicatés...).

3. Analyse de minéraux clés à la microsonde électronique à balayage afin de :
 - a. Comparer les compositions de certains minéraux en fonction des roches hôtes dans lesquelles les veines sont encaissées.
 - b. Caractériser, s'il y a lieu, les différences compositionnelles des minéraux formés lors d'épisodes hydrothermaux distincts.

La thèse se divise en six chapitres en excluant le présent chapitre d'introduction et la conclusion. Une revue de la littérature décrivant le contexte géologique régional est présentée dans le chapitre I. Les chapitres II, III, IV, V et VI présentent les travaux et les résultats obtenus pour les domaines de la stratigraphie, de la lithogéochimie, de la géochronologie, de la géologie structurale et de la minéralisation, respectivement. Chaque chapitre comporte une synthèse des observations et une discussion préliminaire portant sur certains des résultats clés. Le chapitre VII présente une discussion exhaustive sur trois aspects en particulier, soit la formation du bassin sédimentaire, la déformation des roches de la région et finalement le lien entre la formation du district minéralisé de Rosebel et l'évolution géodynamique du Bouclier Guyanais. Un article en relation avec la thèse a été publié en 2011 dans le *South American Journal of Earth Science* (volume 31, février 2011), mais n'a pas été intégré à la thèse sous forme de chapitre, puisqu'il traite de plusieurs aspects déjà présentés dans les différents chapitres et représente donc une synthèse de certains aspects du projet. De plus, quelques-unes des hypothèses présentées dans l'article ont changé suite à l'ajout de nouvelles données telles que les datations et des données additionnelles de terrain.

CHAPITRE I

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

1.1 ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU BOUCLIER GUYANAIS

L'évolution tectonostratigraphique du Bouclier Guyanais présentée dans cette étude fait principalement référence aux travaux de Delor *et al.* (2003a et b), qui sont eux-mêmes en continuation avec les travaux de Vanderhaeghe *et al.* (1998) et de Delor *et al.* (2000, 2001), et qui reposent en grande partie sur des observations faites en Guyane Française et localement au Suriname. Conséquemment, la nomenclature utilisée pour décrire les différents aspects de l'évolution tectonique de l'orogénie transamazonienne est basée sur celle utilisée par ces auteurs. Par contre, les descriptions lithostratigraphiques et la classification des différentes unités du district minéralisé de Rosebel suivent la nomenclature du Suriname.

Le Bouclier Guyanais couvre une superficie de plus de 900 000 km² et fait partie de la région nord-est du Craton Amazonien qui couvre le Venezuela, la Guyane, le Suriname, la Guyane Française et le nord du Brésil (figure 1.1). La majorité des roches du bouclier ont été accrétées soit durant l'orogénie transamazonienne majeure ou l'orogénie transamazonienne tardive (Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Delor *et al.*, 2003a, b). Par conséquent, la majorité des roches formant le Bouclier Guyanais sont du Paléoprotérozoïque, bien que des reliques archéennes soient préservées dans la partie ouest du bouclier au Venezuela (Montgomery et Hurley, 1978; Montgomery, 1979; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari *et al.*, 2001) et potentiellement dans la région

sud-est (Avelar, 2002; Avelar *et al.*, 2003). Les roches formant la partie paléoprotérozoïque du Bouclier Guyanais tendent à montrer des âges de plus en plus jeunes du nord vers le sud (figure. 1.1), avec les suites tonalite-trondhjémite-granodiorite (TTG) et les ceintures de roches vertes au nord (unités en vert), une succession de granitoïdes dans la partie centre-est (unité orange) et les roches volcaniques, intrusives et sédimentaires du Paléoprotérozoïque tardif au Mésoprotérozoïque au sud (unités rose et jaune) (Santos *et al.*, 2000; Tassinari *et al.*, 2000). L'évolution tectonique du Bouclier Guyanais peut se diviser en quatre stades distincts reliés à la formation ou au remaniement de ces différentes unités : 1- formation du sous-bassement archéen (Province d'Imataca), 2- orogénie transamazonienne majeure (D1 et D2a), 3- orogénie transamazonienne tardive (D2b) et 4- événements paléoprotérozoïques et mésoprotérozoïques subséquents (Ledru *et al.*, 1991; Milési *et al.*, 1995; Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Delor *et al.*, 2003a). Dans le cas présent, seuls les événements de l'orogénie transamazonienne majeure et transamazonienne tardive seront discutés en détail, le district minéralisé de Rosebel étant encaissé et ayant été affecté par ces deux événements tectoniques principalement.

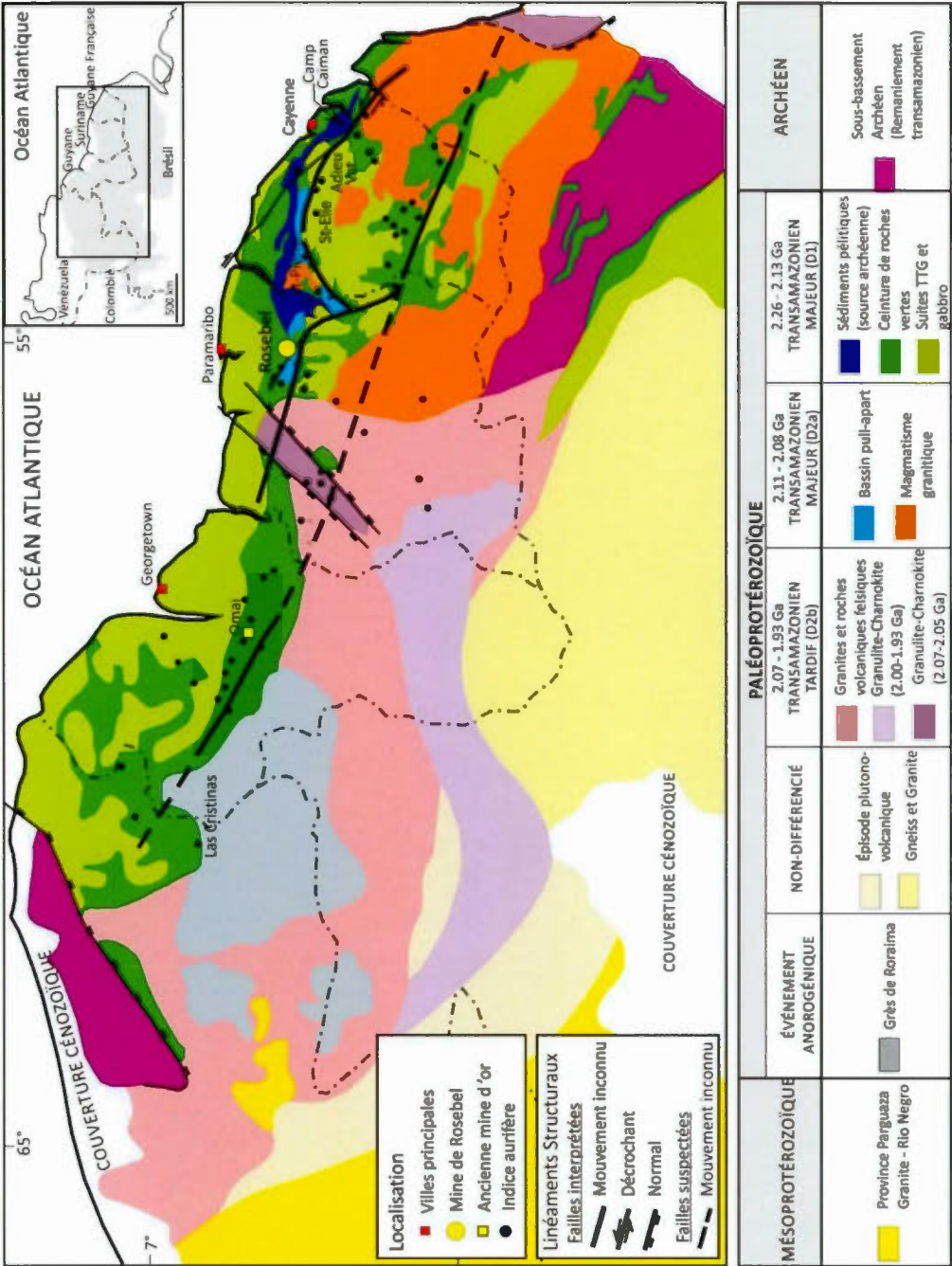


Figure 1.1
Carte géologique simplifiée du Bouclier Guyanais modifiée de Delor *et al.* (2003b).

1.1.1 Orogénie transamazonienne majeure (2,26-2,08 Ga)

L'orogénie transamazonienne majeure (D1 et D2a), actuellement contrainte entre 2,26 Ga et 2,08 Ga (Day *et al.*, 1995; Norcross *et al.*, 2000; Delor *et al.*, 2001, 2003a), consiste en un événement de croissance crustale ayant généré les suites TTG et les ceintures de roches vertes dans un premier temps (D1), et les suites granitiques plus jeunes subséquemment (D2a). Le premier stade de l'orogénie transamazonienne majeure (D1) se traduit par une convergence nord-sud des cratons Nord-Amazonien et Ouest-Africain dans un contexte de subduction à vergence sud. Cet événement aurait entraîné la fusion de la croûte océanique et formé les suites TTG et les ceintures de roches vertes dans un contexte d'arc (Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Voicu *et al.*, 1997a; Delor *et al.*, 2003a). La succession lithostratigraphique des ceintures de roches vertes est définie à sa base par une unité de basaltes tholéiitiques océaniques surmontée par une suite volcanique de signature principalement calco-alcaline localement interlitée avec des faciès sédimentaires (Veenstra, 1983; Gibbs, 1987; Marot *et al.*, 1984; Gibbs et Barron, 1993; Vanderhaeghe *et al.*, 1998). Les principaux éléments structuraux associés à cet événement tectonique se trouvent où le remaniement et la déformation associés aux stades plus tardifs de l'orogénie (D2) sont minimaux. Ces éléments de déformation se caractérisent par du plissement, du métamorphisme de faible à moyen grade, par une fabrique magmatique dans les intrusions tonalitiques et une linéation minérale verticale qui indique un mouvement normal résultant de processus de déformation contrôlés par la gravité (Delor *et al.*, 2001, 2003a).

À travers le Bouclier Guyanais les suites TTG et les ceintures de roches vertes sont datées entre 2,18 Ga et 2,12 Ga, la formation de ces deux ensembles étant interprétée comme étroitement liée dans l'espace et le temps (Day *et al.*, 1995; Norcross *et al.*,

2000; Delor *et al.*, 2001, 2003a). L'occurrence de trondhjémites datées à 2,216 Ga et 2,174 Ga (Milési *et al.*, 1995) et d'un gabbro daté à 2,208 Ga \pm 12 Ma (Delor *et al.*, 2001, 2003a) au nord de la Guyane Française, tous deux interprétés comme résultant de la fusion de roches tholéiitiques préalablement mises en place dans un contexte de ride océanique ou de bassin arrière-arc, indique que l'âge des roches tholéiitiques desquelles dérivent ces trondhjémites et gabbro est antérieur à 2,216 Ga et pourrait remonter jusqu'à 2,26 Ga selon ces mêmes auteurs (Delor *et al.*, 2003a, b). Cet âge représenterait donc les stades les plus précoces de formation de croûte océanique dans le Bouclier Guyanais. Dans la géométrie actuelle du bouclier, les ceintures de roches vertes se divisent en deux segments (Ouest et Est) distribués de part et d'autre de la ceinture de Bakhuis située à l'ouest du Suriname. Les ensembles montrent un léger diachronisme au niveau de leur mise en place, avec des âges variant de 2,13 Ga à 2,12 Ga dans la partie ouest (Day *et al.*, 1995; Norcross *et al.*, 2000) et des âges variant de 2,18 Ga à 2,13 Ga dans la partie est (Delor *et al.*, 2001, 2003a). Les roches volcaniques dans les deux ceintures sont formées d'une multitude de faciès allant de laves sous-marines à des coulées pyroclastiques, avec des compositions variant de felsiques à mafiques avec quelques occurrences ponctuelles de roches ultramafiques (Bosma *et al.*, 1978, 1984; Ledru *et al.*, 1991; Manier *et al.*, 1993; Gibbs et Barron, 1993; Milési *et al.*, 1995; Vanderhaeghe *et al.*, 1998).

Ces roches volcaniques sont aussi localement interlitées avec des unités sédimentaires comprenant des mudstones et des roches sédimentaires d'origine chimique (Gibbs et Barron, 1993). Dans la partie ouest du Bouclier Guyanais (en Guyane), les roches volcaniques sont interprétées comme ayant été formées dans un contexte d'extension arrière-arc (Voicu *et al.*, 1997a, b). Dans la partie est, (en Guyane Française) les roches volcaniques sont plutôt interprétées comme ayant été mises en place dans deux contextes différents, premièrement avec la formation de laves

tholéiitiques formées dans un contexte de bassin arrière-arc ou de ride océanique, deuxièmement avec le développement de complexes calco-alcalins dans les parties supérieures de la séquence volcanique (Vanderhaeghe *et al.*, 1998). La mise en place des suites TTG s'est produite pendant deux principaux épisodes de magmatisme, le plus ancien daté entre 2,18 Ga et 2,16 Ga et le plus jeune entre 2,15 Ga et 2,13 Ga (Delor *et al.*, 2001, 2003a).

Une unité sédimentaire de faciès marin profond caractérisée par des séquences de mudstone-greywacke-conglomérat-chert repose sur ces roches volcaniques. L'unité forme une mince bande de roches sédimentaires dans la partie nord-est du Bouclier Guyanais le long d'une structure régionale nommée le Sillon Nord Guyanais. Au Suriname, cette unité sédimentaire correspond à la Formation d'Armina et est interprétée comme une séquence turbiditique déposée dans un environnement d'arc volcanique et dérivant de l'érosion des roches volcaniques sous-jacentes (Gibbs et Barron, 1993). En Guyane Française selon le modèle de Delor *et al.* (2003b), les roches pélitiques se seraient déposées lors de la formation des arcs volcaniques (ceintures de roches vertes), probablement lors des derniers stades du volcanisme, et dériveraient principalement d'une source archéenne (figure 1.2a). Bien que la source des sédiments diffère dans les interprétations, dans les deux cas les roches sont interprétées comme ayant été déposées dans un environnement d'arc (Bosma *et al.*, 1983; Gibbs et Barron 1993; Vanderhaeghe *et al.*, 1998).

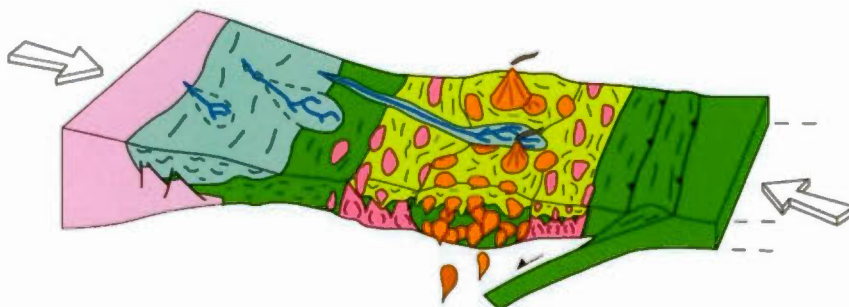
Progressivement la convergence nord-sud entre les cratons Nord-Amazonien et Ouest-Africain a subi une rotation et a passé à une convergence oblique NE-SO qui a généré le régime tectonique en transtension ayant engendré les décrochements senestres observés à travers le Bouclier Guyanais (Marot, 1988; Lasserre *et al.*, 1989; Ledru *et al.*, 1991; Egal *et al.*, 1994, 1995; Milesi *et al.*, 1995; Vanderhaeghe *et al.*,

1998, Delor *et al.*, 2001, 2003b). Le développement de structures décrochantes a subséquemment favorisé la formation de bassins en pull-apart le long de la structure régionale du Sillon Nord Guyanais (Ledru *et al.*, 1991; Egal *et al.*, 1994, 1995), dans lequel se retrouvent aussi les roches des séquences turbiditiques déposées au cours des stades plus précoces de l'orogénie transamazonienne (Delor *et al.*, 2003b, figure 1.2b). Ces bassins se sont remplis pendant le jeu des failles décrochantes, principalement de sédiments arénitiques et conglomératiques reconnus comme constituant la Formation d'Orapu en Guyane Française et la Formation de Rosebel au Suriname. Ces formations sédimentaires reposent donc en discordance sur les ceintures de roches vertes et les suites TTG plus anciennes et ont été déformées et métamorphisées durant des stades plus tardifs de l'orogénie transamazonienne. Les données de géochronologie actuelles faites sur les zircons détritiques provenant de la Formation d'Orapu en Guyane Française suggèrent un âge de dépôt maximal de $2,115 \text{ Ga} \pm 4 \text{ Ma}$ (Milési *et al.*, 1995), qui est donc légèrement plus jeune que l'âge interprété pour la Formation d'Armina.

Des roches granitiques présentes au sud des ceintures de roches vertes dans l'est du Bouclier Guyanais sont datées entre 2,11 Ga et 2,08 Ga (Delor *et al.*, 2001). Elles représentent l'événement magmatique le plus jeune relié à l'orogénie transamazonienne majeure. Les intrusions sont interprétées comme le produit de fusion des suites TTG et ceintures de roches vertes lors de l'étirement crustal extrême du Bouclier Guyanais, tel que démontré par la préservation de xénolites provenant des ensembles plutono-volcaniques plus anciens dans les roches granitiques plus jeunes (Delor *et al.*, 2003a).

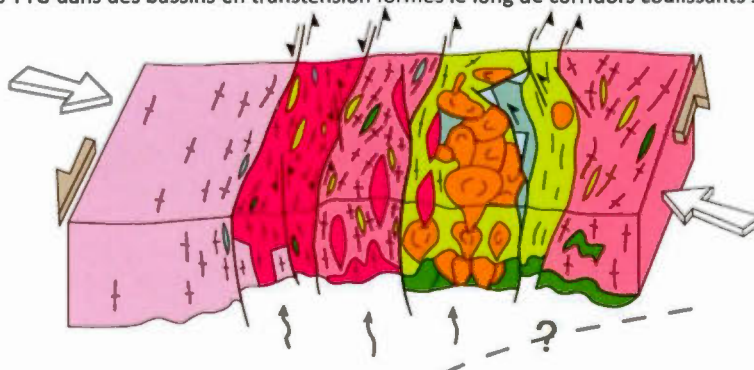
a) Arc volcanique Mésorhyacien (et Formation d'Armina)
(2,18 - 2,13 Ga)

Des courants turbiditiques entraînent le dépôt de sédiments dérivés de l'érosion de terrains archéens sur les roches volcaniques et suites TTG en formation



b) Formation de bassin en transtension Néorhyacien (Formation de Rosebel)
(2,11 - 2,08 Ga)

Les roches sédimentaires de la Formation de Rosebel se déposent en discordance sur les ceintures de roches vertes et suites TTG dans des bassins en transtension formés le long de corridors coulissants senestres











 Bassin pull-apart	 TTG (2,15 - 2,13 Ga)	 Roche sédimentaire turbiditique	 Roche volcanique océanique
 Suite granitique (2,11 - 2,08 Ga)	 TTG (2,18 - 2,16 Ga)	 Roche d'arc volcanique	 Croûte archéenne

Figure 1.2

Modèle géodynamique de sédimentation de a) la Formation d'Armina, b) la Formation de Rosebel, modifié Delor *et al.* (2003b),

1.1.2 Orogénie transamazonienne tardive (2,08-1,81 Ga)

L'orogénie transamazonienne tardive (D2b), qui s'étend de 2,08 Ga à 1,81 Ga, est interprétée comme une phase d'amincissement crustal qui a résulté en une remontée du manteau en relation avec l'étirement extrême des ceintures de roches vertes le long de structures décrochantes senestres (Delor *et al.*, 2003b). Cette remontée du manteau a localement engendré le métamorphisme de grade granulitique et le magmatisme charnockitique qui ont été exposés à la surface à la faveur de failles normales dans la ceinture de Bakhuis (Delor *et al.*, 2001, 2003b; de Roever *et al.*, 2003). Le métamorphisme de haut grade est contraint entre 2,07 Ga et 2,05 Ga et s'est produit simultanément au métamorphisme du faciès des schistes verts observé dans les ceintures de roches vertes présentes dans la partie nord du Bouclier Guyanais (de Avelar *et al.*, 2001; Lafon *et al.*, 2001; de Roever *et al.*, 2003; Tassinari *et al.*, 2003). Dans la partie nord de la Guyane Française, Delor *et al.* (2001, 2003a) ont aussi reconnu la présence d'intrusions métalumineuses de monzogranite et des pegmatites tardives datées à 2,06-2,05 Ga qui se sont mises en place le long de corridors majeurs de décrochement dextre orientés ONO-ESE. Ces structures dextres qui recoupent les bassins en pull-apart sont abondantes dans le nord-est de la Guyane Française et sont interprétées comme étant des cisaillements conjugués dextres qui ont accommodé la déformation dans un système principalement senestre (Delor *et al.*, 2003b; Théveniaut *et al.*, 2006). Par contre, il sera démontré dans cette thèse que de tels cisaillements ne s'accordent pas avec un régime en transtension senestre. Ces cisaillements sembleraient plutôt résulter d'un changement dans l'orientation des contraintes régionales.

La phase finale de l'orogénie transamazonienne tardive est aussi marquée plus au sud par un événement plutono-volcanique majeur, quoique les relations entre l'orogénie

transamazonienne et cet événement ne soient pas bien définies (Almeida et Macambira, 2007). Ces roches font partie du Supergroupe de Uatuma représenté en rose et jaune sur la figure 1.1 et couvrent une surface considérable de plus de 1,5 millions de kilomètres carrés au sud du Bouclier Guyanais. Les roches sont principalement composées d'intrusions granitiques calco-alkalines, de roches volcaniques rhyolitiques, trachytiques et dacitiques et finalement de faciès pyroclastiques. Les roches du Supergroupe d'Uatuma ont été affectées par un raccourcissement nord-sud qui a généré de larges plis ouverts orientés est-ouest et des cisaillements dextres orientés NO-SE. Ces éléments témoignent d'une ultime phase de déformation des roches de la partie sud du Bouclier Guyanais lors de l'orogénie transamazonienne tardive, qui aurait donc eu lieu jusqu'au moins 1,883 Ga, âge des roches rhyolitiques affectées par les cisaillements (Bosma *et al.*, 1984; Gibbs et Barron, 1993; Valerio *et al.*, 2009). Les roches sont métamorphisées au faciès des schistes verts inférieur.

Le magmatisme granitique qui a formé ces ensembles se divise en quatre événements principaux qui sont datés entre 2,03 Ga et 1,81 Ga (Almeida *et al.*, 1997; Reis *et al.*, 2000; Lamarão *et al.*, 2002; Reis *et al.*, 2003; Santos *et al.*, 2000, 2004; Valério *et al.*, 2009). Les roches les plus anciennes qui constituent le sous-bassement de la province dans la partie nord sont interprétées comme ayant été mises en place dans un contexte d'arc daté à 2,03 Ga et associées à des séquences supra-crustales de bassin arrière-arc développées dans un orogène accréctionnaire (Faria *et al.*, 2002; Reis et Fraga 2002; Reis *et al.*, 2003). Les roches intrusives comprennent des séquences TTG, mais aussi des granitoïdes et des orthogneiss contenant des enclaves de roches mafiques. L'ensemble de ces roches est recoupé par des intrusions calco-alkalines datées entre 2,03 Ga et 1,96 Ga et interprétées comme mises en place dans un contexte tardif de collision (Almeida *et al.*, 2002). Les roches plus jeunes que 1,96 Ga

sont interprétées comme ayant été formées dans des contextes post-orogéniques à anorogéniques (Bryan, 2007; Bryan et Ernst, 2008).

Les roches post-transamazoniennes incluent plusieurs unités anorogéniques protérozoïques, soit des granites intracratoniques présents au nord du Brésil dans le sud de la Guyane et au Suriname (1,83 Ga à 1,79 Ga; Lenharo, 1998; Costi *et al.*, 2000), des bassins sédimentaires formés de grès de la Formation de Roraima (1,875 Ga à 1,78 Ga; Santos *et al.*, 2003), des intrusions alcalines du Mésoprotérozoïque (1,7 Ga à 1,3 Ga; Gibbs et Barron, 1993) et des essaims de dykes d'affinité alcaline du Néoprotérozoïque. Les dykes doléritiques d'Apatoe datant du Mésozoïque recoupent tous les ensembles lithologiques et ont été formés lors de l'ouverture de l'Atlantique (Deckart *et al.*, 1997; Nomade *et al.*, 2000; Nomade, 2001).

1.2 GÉOLOGIE DU SURINAME

La géologie du Suriname est caractérisée par une grande variété d'ensembles tectonostratigraphiques. La majeure partie des roches formées lors de l'orogénie transamazonienne majeure et de l'orogénie transamazonienne tardive y est représentée (figure 1.3). La partie nord du pays est marquée par la présence des ceintures de roches vertes et suites TTG surmontées par des roches sédimentaires. Au Suriname, les roches volcaniques des ceintures de roches vertes et les roches sédimentaires turbiditiques sont regroupées sous le Supergroupe de Marowijne, qui est l'équivalent stratigraphique du Supergroupe de Maroni en Guyane Française et du Supergroupe de Barama-Mazaruni en Guyane. Le Supergroupe de Marowijne se divise entre la Formation de Paramaka pour les unités volcaniques et la Formation d'Armina pour les unités sédimentaires, ces deux formations étant surmontées en discordance

par les roches sédimentaires détritiques de la Formation de Rosebel (Bosma *et al.*, 1978, 1984). Préalablement, la Formation de Rosebel était classée dans le Supergroupe de Marowijne par Bosma et de Roever (1975), mais y a été exclue par Gibbs et Barron (1993) en raison de la présence d'une discordance majeure entre les ceintures de roches vertes et cette formation sédimentaire.

La Formation de Paramaka est principalement constituée de roches volcaniques. À la base de la séquence, les roches sont de composition basaltique et sont surmontées par des roches volcaniques calco-alkalines dont la composition varie de mafique à felsique, avec des intercalations mineures de roches sédimentaires siliceuses et calcareuses. Le faciès métamorphique varie des schistes verts à amphibolite et tend à être plus élevé près des intrusions (Gibbs et Barron, 1993). Les roches au faciès des schistes verts sont caractérisées par l'assemblage actinolite-épidote-chlorite-plagioclase sodique avec des textures primaires localement préservées, incluant des textures porphyritiques, amygdaloïdes et de laves en coussins (Bosma *et al.*, 1983; Gibbs et Barron, 1993). Les roches de la Formation d'Armina correspondent à l'ensemble sédimentaire décrit comme une séquence rythmique de mudstone, siltstone et greywacke interlité avec des conglomérats et interprété comme une séquence turbiditique dérivée de l'érosion des roches de la Formation de Paramaka sous-jacente (Bosma *et al.*, 1983; Gibbs et Barron, 1993). Ces roches sédimentaires montrent un niveau de métamorphisme le plus communément au faciès des schistes verts associé à la déformation régionale (Veenstra, 1983; Milési *et al.*, 1995).

Les formations de Paramaka et d'Armina sont surmontées en discordance par la Formation de Rosebel. Telle que décrite par Bosma *et al.* (1978, 1984), la Formation de Rosebel est formée de grès immatures, de conglomérats et de phyllites. En général, les grès ont une granulométrie moyenne à grossière, bien que des grès plus fins sont

présents près des unités de phyllites. Des textures primaires telles que des lamines parallèles et des lamines entrecroisées sont abondantes et bien préservées. Des conglomérats sont interlités avec les séquences arénitiques, ils sont mal triés et polygéniques avec des fragments arrondis. Les fragments montrent parfois une foliation qui est divergente de la foliation présente dans la matrice, impliquant une phase de déformation pré-sédimentation. Selon Gibbs et Barron (1993), la Formation de Rosebel est aussi principalement dérivée de l'érosion des roches volcaniques de la Formation de Paramaka. Les roches détritiques ont été déposées dans un environnement d'eau peu profonde tel que démontré par les faciès sédimentaires et étaient traditionnellement interprétées comme ayant été déposées dans un contexte de molasse continentale (Bosma *et al.*, 1983). Par contre, les travaux subséquents de Ledru *et al.* (1991) et de Manier *et al.* (1993) dans le cadre de l'évolution tectonique du Bouclier Guyanais suggèrent plus précisément un dépôt dans un contexte de bassin en pull-apart durant l'orogénie transamazonienne majeure.

Le Suriname est aussi marqué par la présence de plusieurs ensembles intrusifs et localement volcaniques dans ses parties ouest et sud. Les roches intrusives présentes dans la partie sud-est sont corrélées avec les intrusions granitiques datées entre 2,08 Ga et 2,11 Ga et reliées à l'orogénie transamazonienne majeure (D2a; Delor *et al.*, 2001). Les roches correspondent principalement à des intrusions massives avec des textures granulaires montrant des compositions principalement granitiques avec quelques occurrences de granites à pyroxènes et amphiboles (Bosma *et al.*, 1978, 1983). Les roches de composition granitique dans la partie ouest à sud-ouest représentent les roches plus jeunes et se corrélient avec l'épisode plutono-volcanique d'Uatuma, et sont donc plus jeunes que 2,03 Ga (Almeida *et al.*, 2002). Au Suriname elles sont classifiées sous la Formation de Dalbana. Elles sont formées par un assemblage de roches volcaniques felsiques et d'intrusions granitiques calco-

alcalines. Les roches volcaniques sont formées de plusieurs faciès pyroclastiques (ignimbrites, tufs et tufs à lapillis) et se seraient déposées dans des conditions de haute température dans un contexte de caldera (Vasquez *et al.*, 2008).

Les roches volcaniques sont abondantes dans la Formation de Dalbana et elles montrent une grande variété de faciès. Les roches volcaniques les plus souvent observées sont des aphanites à quartz et plagioclase qui contiennent beaucoup de fragments de roches volcaniques et de phénocristaux. Des faciès pyroclastiques tels que des ignimbrites, des tufs ou des tufs à lapillis sont aussi couramment observés. Du litage parallèle rythmique peut être observé dans les faciès à cendres, alors que des textures d'écoulement sont communes dans les laves (Gibbs et Barron, 1993). Les compositions des laves se rangent généralement entre rhyolite, rhyodacite, dacite et localement andésite. Les roches intrusives associées à la Formation de Dalbana au sud du Suriname sont principalement formées de granites métalumineux, riches en potassium et de composition calco-alcaline, ou encore de monzogranites et de granites à feldspaths alcalins. La granulométrie des roches intrusives est généralement grossière, avec localement des textures granophyriques et rapakivi (Vasquez *et al.*, 2008).

Finalement, dans la partie ouest du Suriname une ceinture de grade métamorphique granulitique (ceinture de Bakhuis) orientée NE-SO composée de charnockite avec présence quasi-systématique d'hyperstène est exposée à la faveur de failles normales (de Roever, 1973, 1975; Dahlberg, 1973). Le protholite est interprété comme étant principalement des roches sédimentaires et volcaniques, tel que démontré par la présence de bandes de gneiss pélitique, de quartzite à sillimanite et spessartine et de certains lits graphitiques (de Roever, 1973).

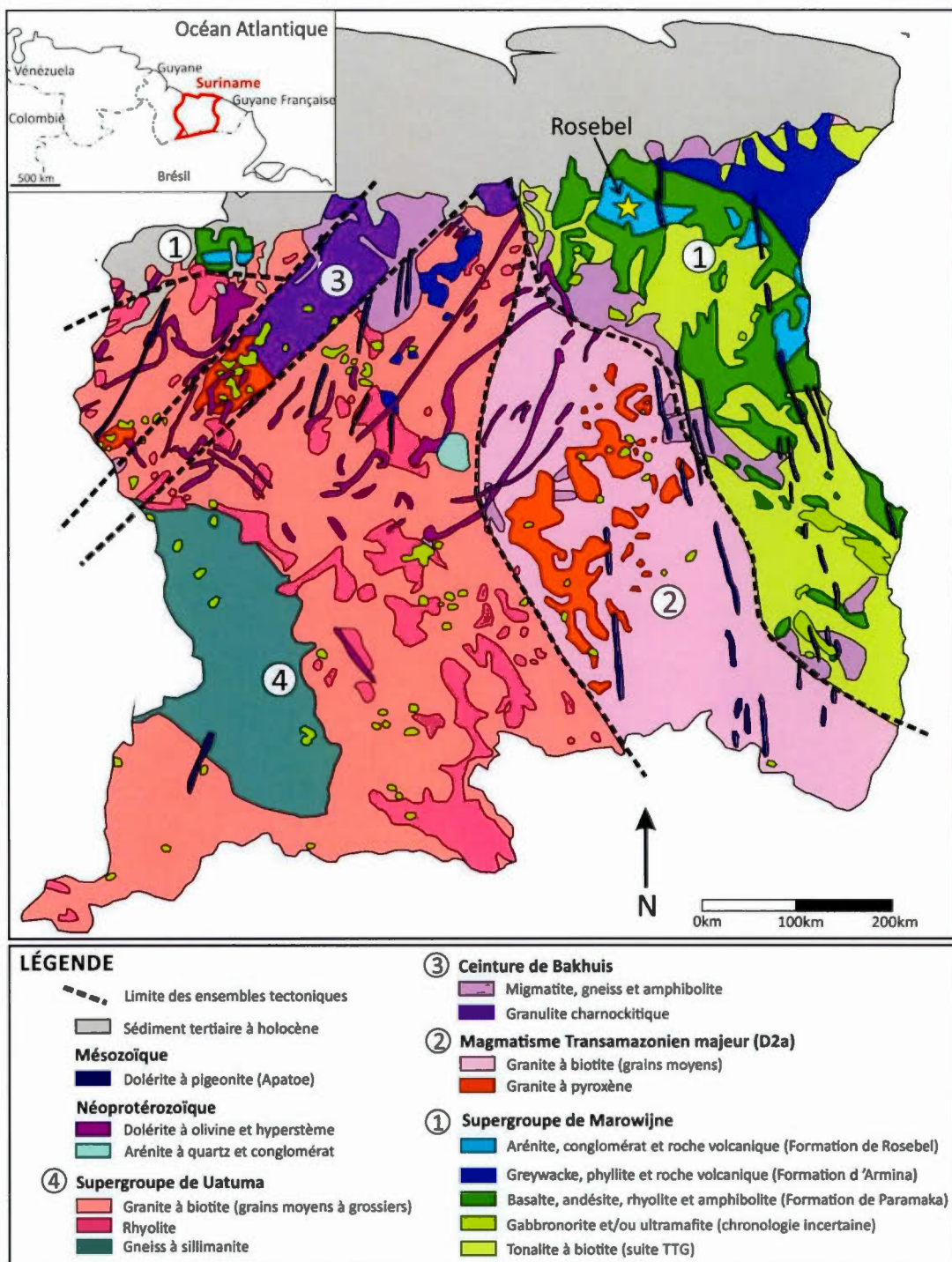


Figure 1.3

Carte géologique simplifiée du Suriname montrant les principaux ensembles lithologiques. Les traits pointillés soulignent la limite entre ces différents domaines.

CHAPITRE II

STRATIGRAPHIE

La base de la séquence stratigraphique du district minéralisé de Rosebel est constituée de roches volcaniques et de roches intrusives surmontées par deux séquences sédimentaires distinctes, soit des roches de faciès turbiditique et une séquence arénitique riche en quartz. Ces roches sont recoupées par une série de dykes tardifs qui sont globalement orientés nord-sud. Dans la carte géologique régionale proposée dans la présente étude (figure 2.1 et annexe A pour carte géologique plus détaillée de la propriété) la région se divise en deux secteurs principaux basés sur la répartition des séquences sédimentaires : le secteur nord où se retrouvent les roches de la séquence turbiditique et le secteur sud qui est marqué par la présence d'un bassin sédimentaire d'eau peu profonde contenant les roches de faciès arénitique. Les deux séquences sont en contact dépositionnel avec les roches du sous-bassement volcanique, mais la relation entre les deux formations sédimentaires reste à établir. Le district minéralisé de Rosebel se trouve en majorité encaissé dans la séquence arénitique au sud, quoique les gisements de JZone et de Koolhoven soient encaissés dans la séquence turbiditique au nord. La minéralisation est entièrement contenue dans les roches volcaniques et les deux séquences sédimentaires. Toutefois, l'intrusion présente dans le sud de la propriété n'est pas complètement dépourvue de minéralisation, mais à ce jour aucune occurrence aurifère économique n'y a été répertoriée.

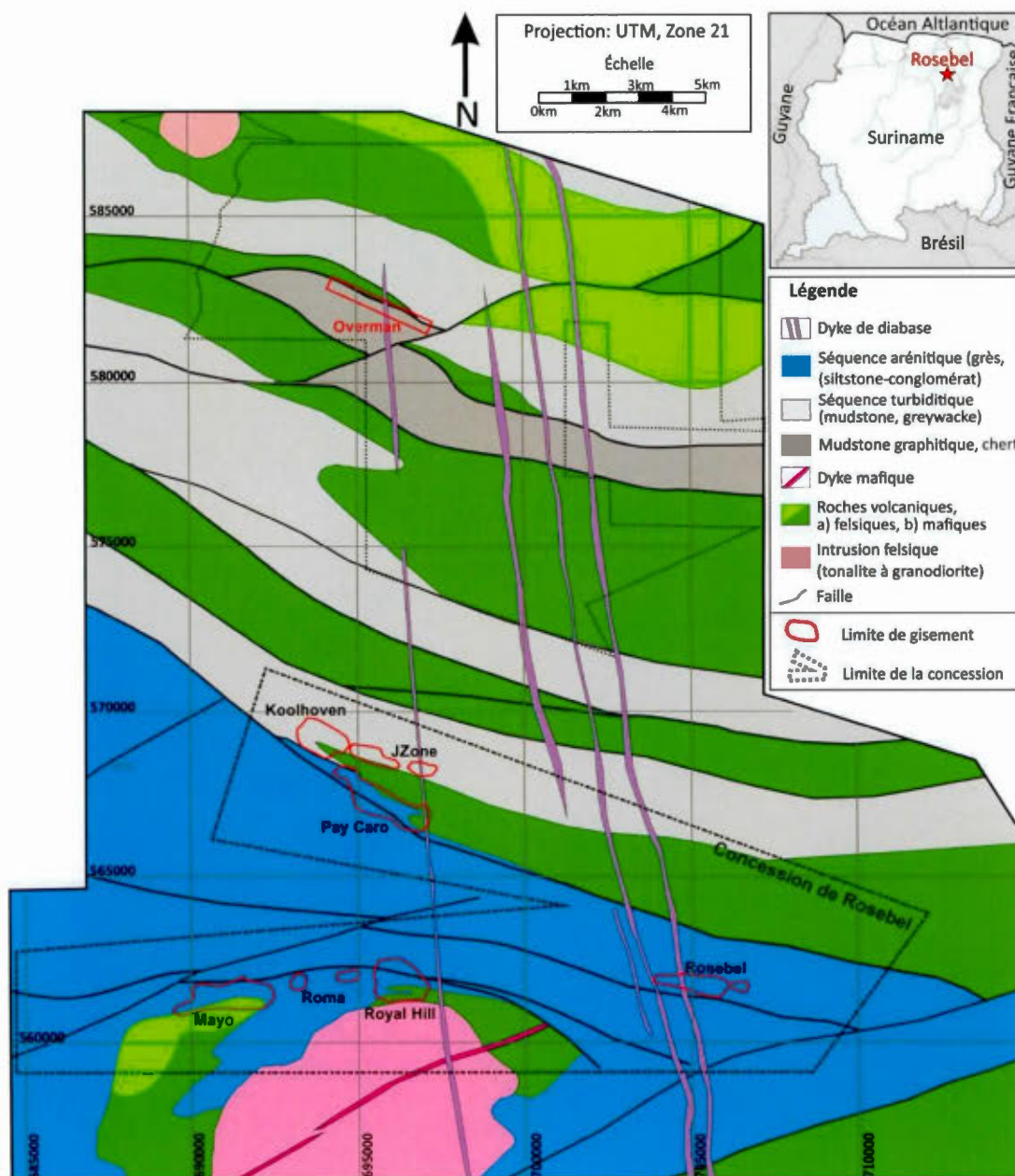


Figure 2.1

Carte géologique de la région du district minéralisé de Rosebel produite dans le cadre du doctorat et basée sur la cartographie dans les fosses, la cartographie d'exploration, les cartes géophysiques et 600000 mètres de forage distribués dans les huit gisements. Voir l'annexe A pour la carte géologique détaillée de la propriété avec les principales mesures structurales et la localisation des échantillons (lithogéochimie et datations).

2.1 ROCHES VOLCANIQUES ET INTRUSIVES

Les roches volcaniques varient entre basalte, andésite et rhyolite au sud de la propriété (dans les gisements de Royal Hill, Mayo et Roma), tandis que les roches volcaniques dans les gisements du nord (Pay Caro, Koolhoven et JZone) sont dominées par des andésites uniquement. Bien que les roches volcaniques soient majoritairement présentes sous forme de coulée massive et parfois bréchique, quelques unités pyroclastiques de tuf, de tuf à lapillis et d'agglomérat d'origine volcanique se retrouvent interlitées avec des unités plus massives, particulièrement dans le secteur nord du district. La minéralogie primaire des roches volcaniques a été partiellement à complètement oblitérée par le métamorphisme régional de faible à moyen grade (faciès des schistes verts à schistes verts supérieur) et par l'altération subséquente reliée à la circulation hydrothermale.

Les rhyolites se retrouvent exclusivement dans le dépôt de Mayo et au sud de celui-ci. La roche est caractérisée par sa composition riche en quartz et son aspect vitreux lui conférant généralement une couleur pâle, variant de grisâtre à légèrement rosée ou dans les teintes de mauve (figure 2.2a). Les textures primaires de la rhyolite varient entre coulée massive et coulée bréchique, cette dernière semblant être caractéristique de la rhyolite car elle n'est pas observée dans les roches volcaniques de composition plus intermédiaire ou mafique. La roche est aphanitique et aucun cristal de nature primaire n'y est observé à l'œil nu, seuls quelques cristaux de chlorite, séricite et chloritoïde d'origine secondaire sont reconnus. À l'opposé, les basaltes se retrouvent majoritairement dans le dépôt de Royal Hill. Ils sont reconnus à leur couleur verte très foncée, quoiqu'il soit difficile de les différencier des andésites fortement chloritisées (figure 2.2b). Leur minéralogie primaire a été presque complètement remplacée par des processus métamorphiques et hydrothermaux par

de la chlorite, de la calcite et localement de l'amphibole (figure 2.2c). Peu de textures primaires ont été préservées, la roche est de texture assez massive et homogène et présente une minéralogie de granulométrie fine à aphanitique. L'andésite est la roche volcanique la plus commune sur la propriété, et tout comme les roches basaltiques, elle est fortement altérée. Elle est généralement massive et les textures primaires sont rarement préservées (figure 2.3a). Les coulées massives sont parfois interlitées avec des faciès plutôt pyroclastiques montrant des fragments de même composition que la roche intermédiaire environnante. La minéralogie pour les andésites et les basaltes se traduit par l'ensemble chlorite + calcite \pm séricite \pm feldspath \pm amphibole \pm pyrite témoignant du métamorphisme au faciès des schistes verts aux schistes verts supérieur.

L'intrusion qui recoupe les roches volcaniques est de composition tonalitique à granodioritique et est formée de plagioclase, quartz, amphibole et biotite (figure 2.3b). La granulométrie est assez grossière (2-5 mm) avec une texture équi-granulaire. Le contact entre la tonalite et les roches volcaniques est de nature intrusive, mais peut être localement cisailé. Quelques dykes mineurs à grains très fins recoupent l'intrusion et les roches volcaniques, mais ces dykes ne sont pas observés dans les roches sédimentaires. Le contact entre la tonalite et les roches sédimentaires est de nature discordante, tel que démontré par le contact dépositionnel entre les conglomérats de base de la séquence arénitique et la tonalite dans la partie sud de l'intrusion, à l'extérieur du district minéralisé de Rosebel. Par conséquent, l'intrusion est interprétée comme formant le sous-bassement rocheux avec les roches volcaniques et précède le dépôt de la séquence arénitique.



Figure 2.2

Photographies des principales unités volcaniques. a) Texture massive la plus communément observée dans la rhyolite du gisement de Mayo, b) coulée massive de basalte du gisement de Royal Hill, avec c) vue en lame mince d'un basalte métamorphisé et altéré. Quelques cristaux d'amphibole sont présents, mais la minéralogie est dominée par des carbonates (calcite) et de la chlorite secondaire.

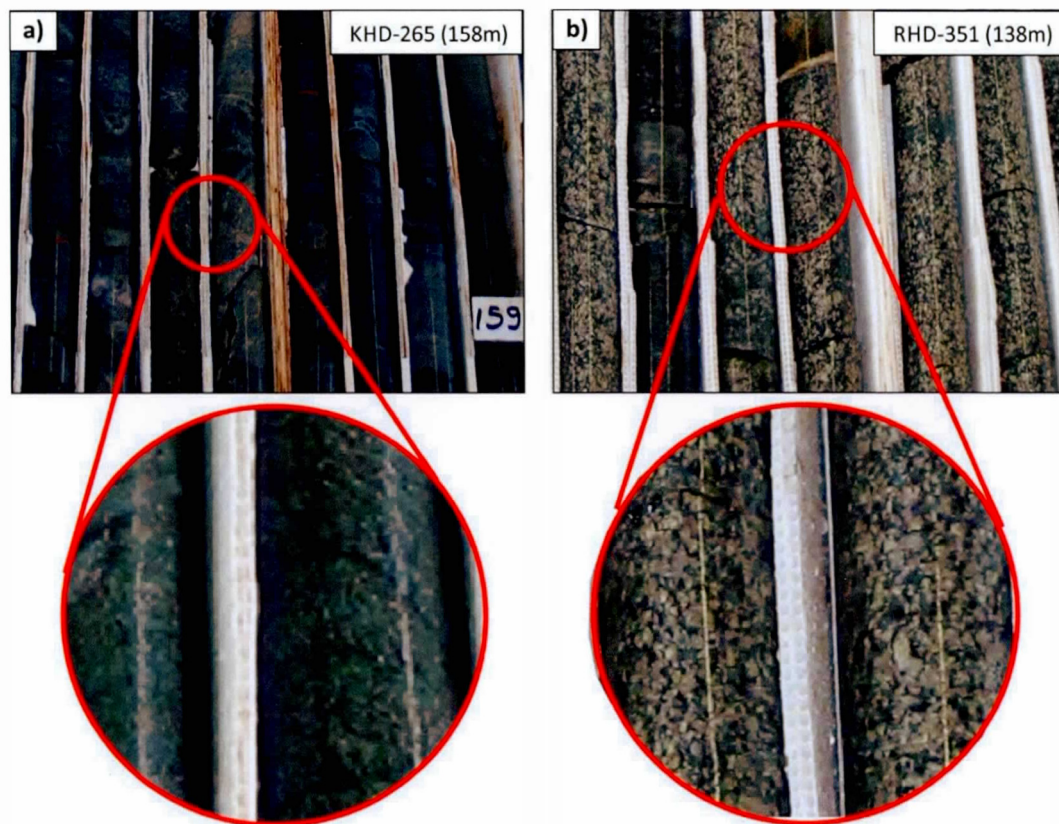


Figure 2.3

Photographies des principales unités volcaniques et intrusives. a) Andésite massive fortement altérée en carbonates avec vue rapprochée de l'altération en carbonates (couleur blanchâtre). b) Tonalite avec cristaux pluri-millimétriques de plagioclases, amphiboles et biotites avec vue rapprochée sur la texture équi-granulaire.

2.2 ROCHES SÉDIMENTAIRES

Deux formations sédimentaires se distinguent sur la propriété : 1- la première est définie comme une séquence turbiditique caractérisée par des unités de mudstone et de greywacke localement interlitées avec des conglomérats de forme lenticulaire, 2- la seconde se définit comme une épaisse séquence arénitique marquée par l'abondance de laminations entrecroisées et par la présence de conglomérats tabulaires. À ce stade, la relation entre les deux formations sédimentaires n'est pas

clairement établie, à savoir si les deux formations sont en contact faillé, discordant ou représentent des variations latérales de faciès.

2.2.1 Séquence turbiditique

Les roches de faciès turbiditique se retrouvent exclusivement dans la partie nord du district minéralisé de Rosebel et sont observées dans les dépôts de Koolhoven et de JZone. Dans la région du district minéralisé cette unité s'étend sur plus de 20 kilomètres latéralement et forme des bandes d'environ deux à trois kilomètres de large orientées globalement ONO-ESE en alternance avec les roches volcaniques. À l'intérieur même de la propriété, le contact avec les roches volcaniques qui se trouvent au sud de la séquence turbiditique est dépositionnel, et donc la polarité générale dans les dépôts de JZone et de Koolhoven est interprétée vers le nord. Par contre, les polarités observées au sein même de la séquence sont variables (vers le nord et vers le sud) indiquant que l'ensemble est plissé. Ces roches sédimentaires sont riches en chlorite, mais les grains de quartz détritiques ainsi que les textures primaires sont généralement préservés. L'origine de la chlorite dans ces roches résulte à la fois de l'altération hydrothermale et du métamorphisme au faciès des schistes verts inférieur à schistes verts. La séquence turbiditique peut se diviser en niveaux de base, inférieur et supérieur qui présentent des caractéristiques distinctes, tant par l'abondance des différents faciès sédimentaires, que par les structures et textures sédimentaires dominantes. Ces caractéristiques sont détaillées dans le tableau 2.1 qui présente les textures et les compositions de la classe granulométrique des arénites/greywackes et les structures sédimentaires observées. Les niveaux de base, intermédiaire et supérieur sont représentés dans la figure 2.4 détaillant la colonne stratigraphique type de la séquence turbiditique dans le gisement de Koolhoven.

Faciès sédimentaires ¹	Textures Sédimentaires		Composition des Arénites			Structures sédimentaires
	Granulométrie ¹	Forme et triage des grains ²	Maturité texturale	% Matrice	Grains	Maturité Compositionnelle
Niveau Supérieur						
400-650m - Siltstone/Mudstone 60% - Conglomérat 40%	Argilite (environ 75%) à siltite	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A. Lits parallèles de mudstone (dominant) et de siltstone (0,5-4cm d'épaisseur)
Niveau Intermédiaire						
75-400m - Greywacke 80% - Siltstone/Mudstone 15% - Microconglomérat 5%	Arénite fine (0,20-1mm)	Anguleux et très mal trié	Immature	30-50%	Quartz 50-60% Feldspath 30% Autre ³ 10-20%	Immature Lits parallèles de mudstone, de siltstone et d'arénite fine (1-4cm d'épaisseur) Granoclassement Lamines parallèles dans le greywacke (0,1-0,3cm d'épaisseur)
Niveau de Base						
0-100m - Mudstone 50% - Greywacke 45% - Conglomérat 5%	Argilite, siltite et arénite fine (0,2 à 1mm)	Anguleux et très mal trié	Immature	30-50%	Quartz 40% Feldspath 30% Autre ³ 30 %	Immature Lits parallèles de mudstone (dominant) et de siltstone (0,5-2cm d'épaisseur) Granoclassement Lamines parallèles dans le greywacke (0,1-0,3cm d'épaisseur)

Table 2.1

Synthèse descriptive de la séquence turbiditique du domaine Nord (Koolhoven et JZone). ¹ Les descriptions granulométriques sont basées sur la classification de Wentworth (1922). ² Le niveau de triage des grains est basé sur le comparateur visuel de Harrell (1984) et décrit suivant les termes de Folk (1974) pour la classe granulométrique des arénites uniquement. ³ Les grains autres sont de nature indéterminée, le plus souvent altérés en chlorite ou carbonates. N.A. Non-applicable.

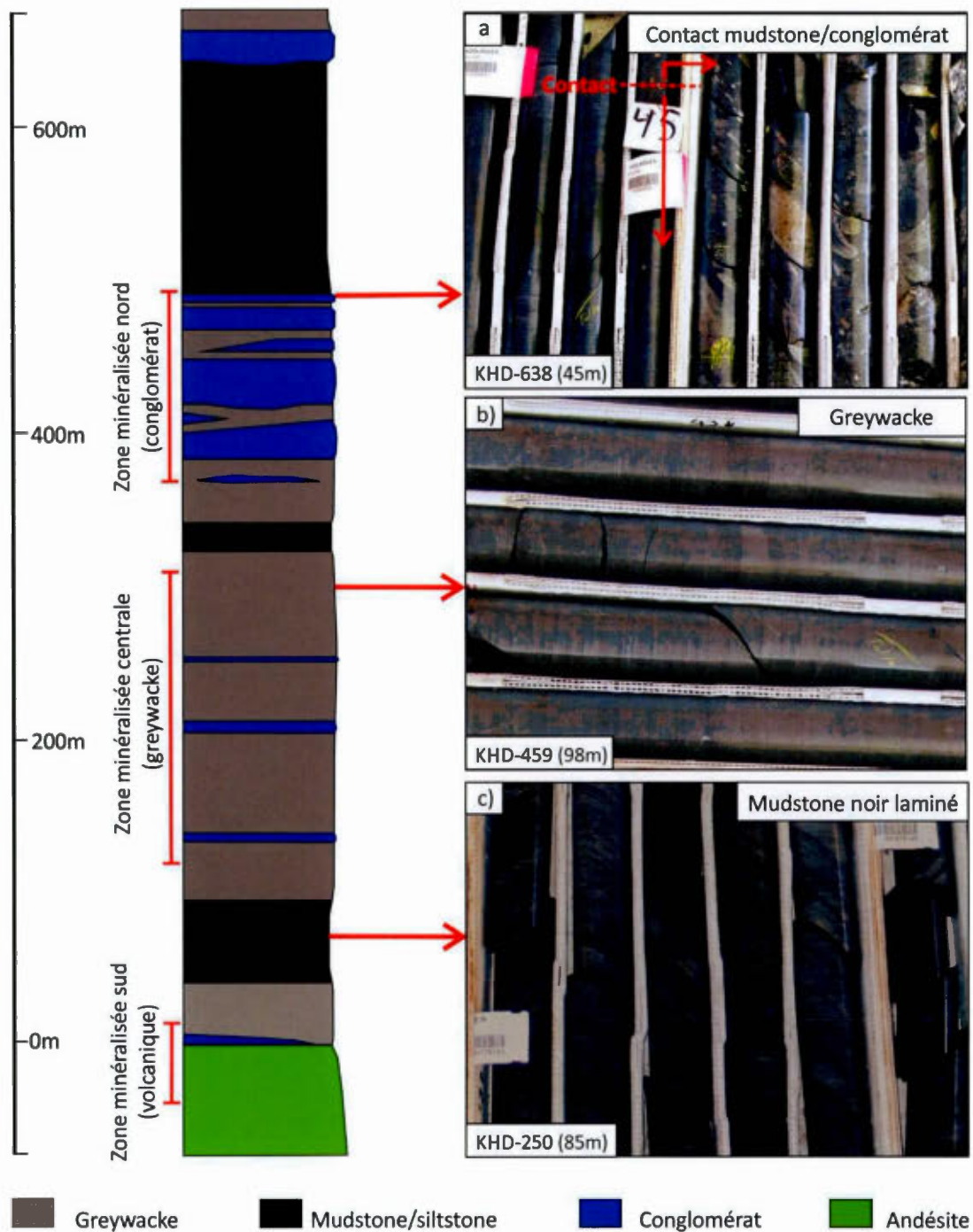


Figure 2.4

Colonne stratigraphique type de la séquence turbiditique représentée dans les dépôts de Koolhoven et de JZone basée sur 833 forages. a) Contact franc entre les unités de conglomérat et l'unité de mudstone dans le haut de la séquence, b) greywacke massif, c) unité de mudstone-siltstone laminée.

La séquence turbiditique est marquée par une alternance de mudstones, siltstones et greywackes localement interlités avec des conglomérats. La séquence stratigraphique type de la base au sommet présente dans les gisements de Koolhoven et de JZone comprend du sud vers le nord (figure 2.4) : 1- Un mince (3-5 mètres) niveau de conglomérat en contact dépositionnel avec les roches volcaniques. 2- Une unité de quelques dizaines de mètres de greywacke surmontée par un niveau de mudstone noir d'aussi quelques dizaines de mètres. 3- Une séquence de greywacke de près de 300 mètres d'épaisseur formant la partie centrale des gisements de Koolhoven et de JZone. 4- Un ensemble conglomératique qui se suit sur plusieurs kilomètres latéralement et formé de plusieurs lentilles de conglomérat. 5- Une épaisse séquence de mudstone (>200m) qui marque la limite nord du domaine minéralisé. La séquence se poursuit ensuite vers le nord à l'extérieur du district minéralisé avec des unités généralement plus épaisses que celles observées à l'intérieur des dépôts (quelques centaines de mètres) de mudstone-greywacke-conglomérat en alternance.

Du granoclassement est fréquemment observé au sein de la séquence stratigraphique, marquant le passage progressif sur un à cinq centimètres de niveaux d'arénite ou de siltstone à des niveaux millimétriques de mudstone (figure 2.5a). La granulométrie fine de la séquence (arénite fine à mudstone), ainsi que la présence de granoclassement et de séquences répétitives sont caractéristiques des horizons D et E observés dans une séquence de Bouma typique qui se forme lors du dépôt des sédiments par des courants de turbidité (Bouma, 1962). De plus, la dominance des niveaux de granulométrie fine et l'absence ou la rareté des niveaux plus grossiers A à C de la séquence de Bouma type précisent l'hypothèse d'un mode de dépôt par des courants de turbidité de faible densité (Lowe, 1982). Par contre, la présence locale de niveaux de graviers et de microconglomérats qui ont une importante étendue latérale, mais qui sont de faible épaisseur, suggère un certain apport par des courants

de turbidité de plus haute densité, tel que décrit par Hsü (1989). Dans certain cas, comme au sommet de la colonne stratigraphique de la figure 2.4, les passages entre niveaux de différente granulométrie ne sont pas toujours progressifs. Il est aussi courant d'observer des alternances de niveaux centimétriques de siltstone et de mudstone marquées par des contacts francs (figure 2.5b) qui indiquent plutôt la présence de changements brusques dans les conditions de sédimentation. Par conséquent, certains niveaux de mudstone pourraient s'être déposés lentement à partir de la colonne d'eau et ne feraient donc pas partie de l'unité E de la séquence de Bouma (Hsü, 1989). Ainsi, dans le cas où les contacts entre les unités de siltstone et de mudstone sont francs, que les lits de mudstone atteignent plusieurs centimètres d'épaisseur et dominant dans des ensembles stratigraphiques pluri métriques, cette hypothèse de dépôt non-turbiditique (hémipélagique) est privilégiée.

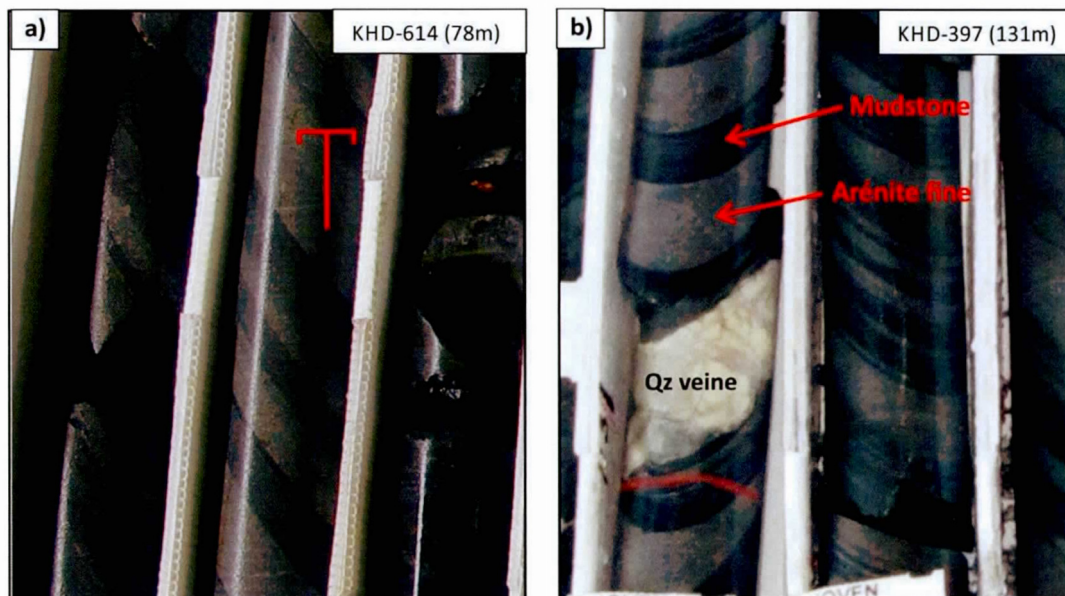


Figure 2.5

Photographies de différents contacts entre lits de la séquence turbiditique. a) Lits granoclassés de siltstone-mudstone montrant une polarité vers le haut de la photographie, b) lits centimétriques de mudstone et de siltstone/arénite fine montrant des contacts francs.

Les unités de mudstones/siltstone se démarquent par leur couleur très foncée, allant du gris moyen au noir selon le pourcentage de niveaux de mudstone. Ces unités se retrouvent en plusieurs endroits dans la séquence stratigraphique et peuvent former soit de minces niveaux de quelques dizaines de mètres d'épaisseur à l'intérieur de la pile de greywacke, ou encore constituer une pile de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (par exemple au nord des dépôts minéralisés). La roche est formée d'une alternance de lits très réguliers et centimétriques de mudstone très fin et noir avec des niveaux plus grossiers de siltstone (figure 2.4c). Les pourcentages de lits de mudstone et de lits de siltstone sont variables d'un endroit à l'autre. La transition entre les unités de mudstone/siltstone et les unités de greywacke ou de conglomérat est généralement progressive, telle que démontrée par le pourcentage décroissant de niveaux de mudstone à l'approche du greywacke près de la base de la séquence. Par contre, le contact peut aussi être franc, comme par exemple au nord des lentilles conglomératiques, où une séquence de mudstone/siltstone est en contact franc avec les niveaux de conglomérat, sans faciès transitionnel (figure 2.4a). Les mudstones sont généralement riches en carbone, tel que démontré par la couleur noire et par la présence de niveaux graphitiques parallèles à la stratigraphie et à des cisaillements mineurs. Les mudstones sont peu affectés par l'altération hydrothermale en raison de leur faible perméabilité et porosité.

Les greywackes se retrouvent principalement en plein cœur des dépôts minéralisés et par conséquent la roche est généralement très altérée, rendant localement difficile la reconnaissance de la minéralogie, des textures et des structures primaires. Mais en général, la roche est plus massive que dans les séquences de mudstone/siltstone, quoique des lamines parallèles et des lits de quelques centimètres d'épaisseur sont localement reconnus (figure 2.4b). La roche est composée d'une matrice vraisemblablement d'origine argileuse qui est maintenant complètement séricitisée

et chloritisée et dans laquelle se trouvent des grains de quartz détritiques, de feldspaths et quelques fragments lithiques. La forme anguleuse des grains (figure 2.6) et l'abondance de matrice d'origine argileuse (30-50%) sont cohérentes avec un dépôt par des courants de turbidité (Bouma, 1962). Les greywackes sont localement interlités avec des niveaux de conglomérat et de microconglomérat de moins de 50 centimètres d'épaisseur à plus de deux mètres d'épaisseur. Ces minces niveaux conglomératiques à micro-conglomératiques sont caractérisés par la présence de petits fragments anguleux (0,5-3 cm) de nature volcanique allant de felsique à mafique qui se retrouvent dans une matrice de greywacke (figure 2.7a). Le pourcentage des fragments dans ce cas n'est pas élevé, allant de moins de 10% à environ 50%.

Les premières unités conglomératiques d'épaisseur importante présentes dans la séquence turbiditique (excluant les microconglomérats et le conglomérat de base) sont rencontrées dans la partie nord des gisements de Koolhoven et de JZone, stratigraphiquement au-dessus des greywackes. Mais d'autres niveaux de conglomérats se retrouvent aussi dans les parties supérieures de la séquence stratigraphique plus au nord, à l'extérieur du domaine minéralisé principal. Le conglomérat présent dans la partie nord des dépôts de Koolhoven et de JZone est en contact progressif avec le greywacke au sud, mais montre un contact franc avec les mudstones au nord. Bien que lenticulaires, ayant une épaisseur variant de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres, les ensembles conglomératiques peuvent se suivre sur plusieurs kilomètres latéralement. Ces ensembles sont constitués de plusieurs lentilles de conglomérat qui sont anastomosées et interlitées avec des niveaux de microconglomérat, de greywacke ou de mudstone.

Les fragments composant le conglomérat sont polygéniques, leur composition variant entre sédimentaire (siltstone, mudstone, chert), volcanique (felsique à mafique) et intrusive (tonalitique). La roche est très hétérogène, marquée par la présence de fragments très grossiers (5 cm à 15 cm) entourés de fragments plus petits (1-2cm) et d'une matrice variant entre le greywacke et le mudstone (figure 2.7b). Les fragments sont généralement sub-arrondis à sub-anguleux et sont supportés par la matrice argileuse ou par des fragments de plus petite taille. La concentration des fragments varie grandement d'un endroit à un autre; localement les fragments les plus petits forment moins de 20% de la roche, les plus grossiers plus de 60% et la matrice 20%, alors qu'ailleurs, la roche peut être composée à plus de 70 % de matrice dans laquelle se retrouvent quelques fragments dispersés.

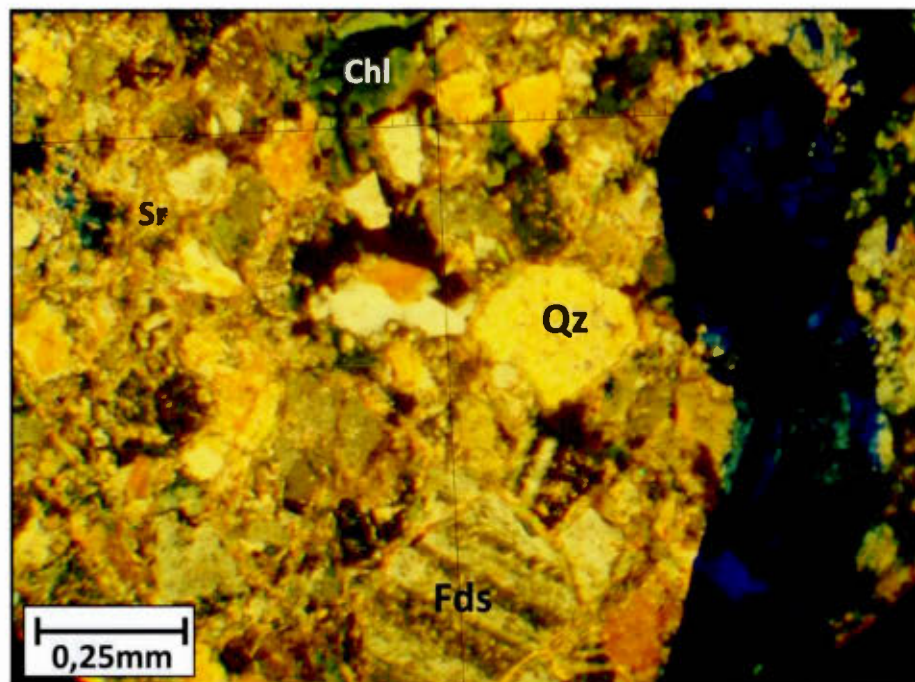


Figure 2.6

Photographie en lame mince d'un greywacke qui se démarque par la présence de grains très anguleux de quartz et feldspath et par une matrice d'argile altérée en séricite et chlorite (peu abondante sur la photographie).

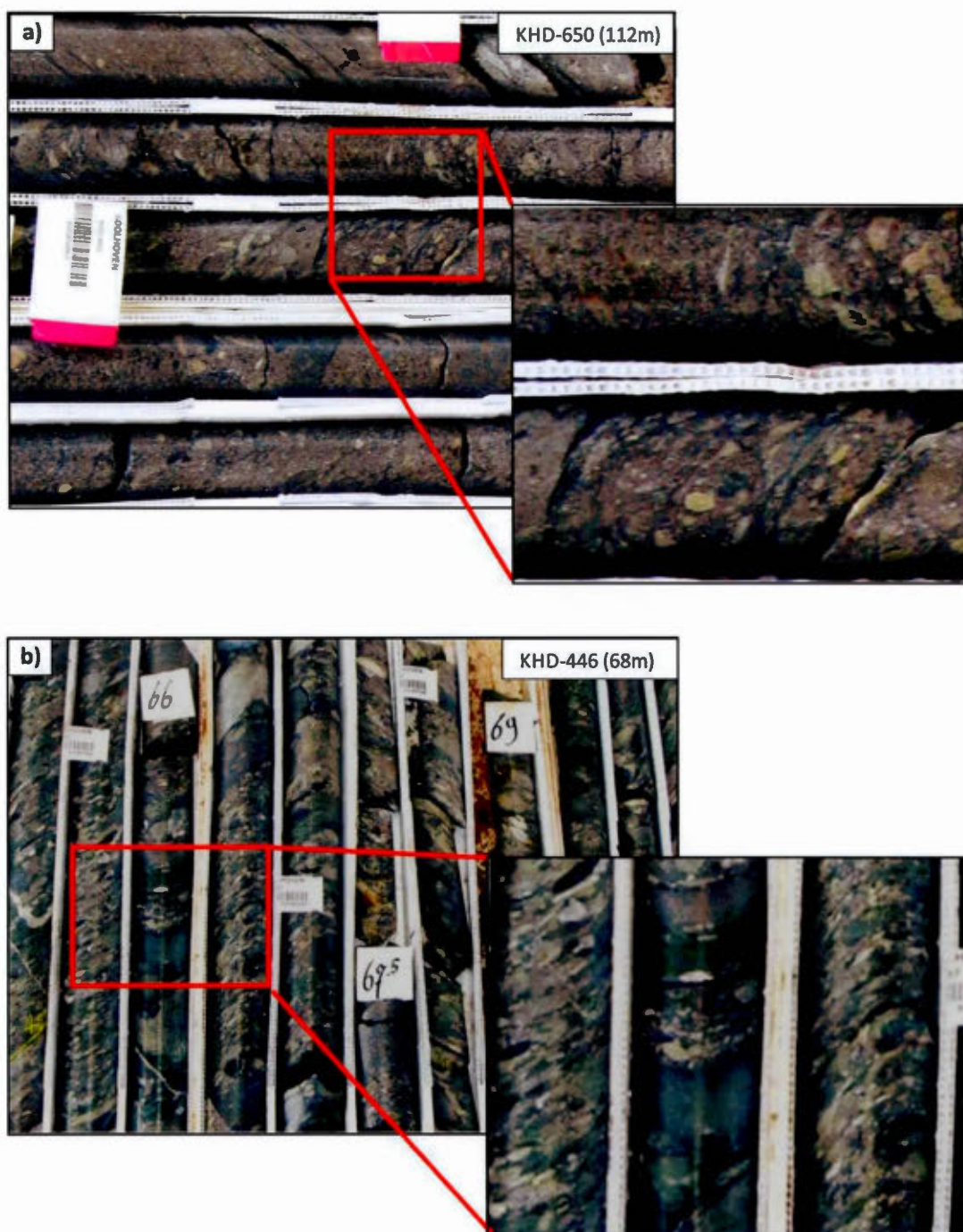


Figure 2.7

Photographies des différents conglomérats de la séquence turbiditique. a) Microconglomérat associé aux unités de greywacke, b) conglomérat polygénique et hétérogène présent au nord des unités centrales de greywacke.

2.2.2 Séquence arénitique

Les roches de la séquence arénitique se retrouvent dans le bassin sédimentaire central du district minéralisé de Rosebel et sont les principales hôtes de la minéralisation. Plusieurs niveaux stratigraphiques de la séquence sont représentés dans les différents dépôts, allant de la base dans les dépôts de Royal Hill, Mayo et Pay Caro, aux niveaux intermédiaires dans le dépôt de Roma et aux faciès supérieurs dans le dépôt de Rosebel (figures 2.8, 2.9 et 2.10). Les roches arénitiques forment la majeure partie du bassin sédimentaire central et elles sont caractérisées par l'abondance de laminations entrecroisées tabulaires ou arquées de magnétite montrant des amplitudes variables. Chaque niveau stratigraphique, soit de base, intermédiaire et supérieur, contient des horizons de conglomérat qui sont interlités avec les arénites. Une évolution des faciès sédimentaires est observée de la base au sommet de la séquence, avec 1- une arénite immature qui évolue vers une composition de plus en plus riche en quartz et 2- une évolution compositionnelle et texturale des conglomérats qui démontrent une diversification des sources sédimentaires de la base vers le sommet. Par conséquent, les éléments sédimentologiques diagnostiques de la séquence arénitique étant propres à chaque niveau stratigraphique, les niveaux seront traités indépendamment dans les trois sous-sections subséquentes. Une synthèse des principales caractéristiques sédimentologiques sous forme de tableau est aussi présentée dans les tables 2.2 (conglomérat), 2.3 (domaine Nord) et 2.4 (domaine Sud).

Une unité de tuf felsique se retrouve à environ 500 mètres de la base de la séquence, au nord et au sud du bassin sédimentaire, et marque la transition entre les niveaux stratigraphiques intermédiaires et supérieurs de la séquence arénitique. Bien que les faciès arénitiques et conglomératiques soient dominants, quelques horizons de

roches plus fines sont aussi observés à divers niveaux de la séquence stratigraphique du bassin sédimentaire central. Quoique les unités stratigraphiques soient généralement continues sur plusieurs kilomètres, des variations latérales de faciès sont observées à l'échelle du bassin sédimentaire, créant ainsi une asymétrie entre les faciès du domaine Nord et du domaine Sud pour les niveaux stratigraphiques de base et intermédiaires. L'épaisseur réelle de la séquence arénitique n'est pas connue, mais doit être de deux kilomètres au minimum, épaisseur estimée entre la base de la séquence et le gisement de Rosebel. En général les textures primaires sont bien préservées, et puisque le sédiment est riche en quartz, la roche n'a pas été trop fortement affectée par l'altération hydrothermale et le métamorphisme, sauf pour les niveaux les plus immatures et les plus fins.

Les conglomérats représentent un aspect important de l'analyse sédimentologique puisque ceux-ci évoluent beaucoup de la base au sommet de la séquence stratigraphique. Cette évolution est facilement identifiable, puisque représentée par des changements visibles, soit dans la composition des fragments, soit dans la forme des fragments ou encore dans les textures mêmes du conglomérat. Ces différents aspects sont des éléments importants dans la discrimination des environnements sédimentaires; comme par exemple pour l'arrondi des fragments qui peut caractériser les mécanismes de transport, la composition des fragments qui indique la source de sédimentation, ou encore l'abondance de matrice qui est indicatrice du niveau d'énergie de l'environnement de sédimentation.

Position stratigraphique		Géométrie des niveaux			Matrice		Fragments	
Localisation		Épaisseur et niveaux	Étendue et forme	%	Description	Taille et classement	Arrondis ⁴	Composition
Conglomérats Supérieurs								
env. 2km	a) Sommet de la séquence	Rosebel	10-15m (1 niveau)	Tabulaire; extension latérale importante allant jusqu'à 3 kilomètres minimum	20-40%	Arénitique; grains de quartz grossiers	5-15cm Hétérogène	Polygénique; volcanique (felsique à mafique) et occurrence de fragments intrusifs
	b) Niveaux moyens	Roma	1-10m (>10 niveaux)	Lenticulaire à tabulaire; les niveaux les plus épais se suivent jusqu'à 1km	env. 30%	Arénitique; grains de quartz grossiers	5-15cm Hétérogène	Polygénique; tuf, rhyolite et roche volcanique mafique
	c) Sus-jacents au tuf	Royal Hill Mayo Roma	5-10m (1 niveau)	Tabulaire; l'unité est systématiquement associée à l'unité de tuf	60-70%	Argileuse; composition similaire au tuf sous-jacent	2-5cm ² Homogène	Monogénique; fragments de tuf exclusivement (source probable: tuf sous-jacent)
Conglomérats Intermédiaires								
400-500m	a) Domaine Nord	Koolhoven JZone	20-100m ¹ (1 ensemble conglomératique)	Lenticulaire; série de lentilles plurimétriques distribuées sur plusieurs kilomètres latéralement	20-70%	Argileuse à greywacke	1-15cm Très hétérogène	Très polygénique; origine sédimentaire, volcanique et intrusive
	b) Domaine Sud	Royal Hill Mayo	1-5m (5 à 10 niveaux)	Tabulaire; extension latérale importante allant de 2 à 5 kilomètres	50-60%	Arénitique; grains de quartz et localement de magnétite	1-6cm Hétérogène	Polygénique; dominance volcanique (felsique à mafique) et occurrence de fragments intrusifs
Conglomérats de Base								
0-50m	a) Domaine Nord	Pay Caro	10-30m (1 niveau)	Tabulaire; unités continues sur plusieurs kilomètres à dizaines de kilomètres dans les deux dimensions (nord-sud et est-ouest)	30-40%	Arénitique; grains de quartz et autres micro-lithiques chloritisés	4-10cm Homogène à hétérogène	Polygénique; chert, jaspe, quartz, volcanique intermédiaire
	b) Domaine Sud	Royal Hill Mayo	10-20m (2 niveaux)		15-25%		3-6cm Homogène	Monogénique; volcanique (composition similaire à la roche sous-jacente)

Table 2.2

Synthèse descriptive des niveaux de conglomérats. ¹ Représente l'épaisseur totale de l'ensemble conglomératique et non l'épaisseur des lentilles individuelles. ²⁻³ Basé sur une estimation des fragments qui sont très déformés. ⁴ À noter que seul l'arrondis des fragments est ici décrit, et non la sphéricité (forme des fragments) qui ne peut être évalué de façon fiable en carotte de forage ou dans les zones déformées.

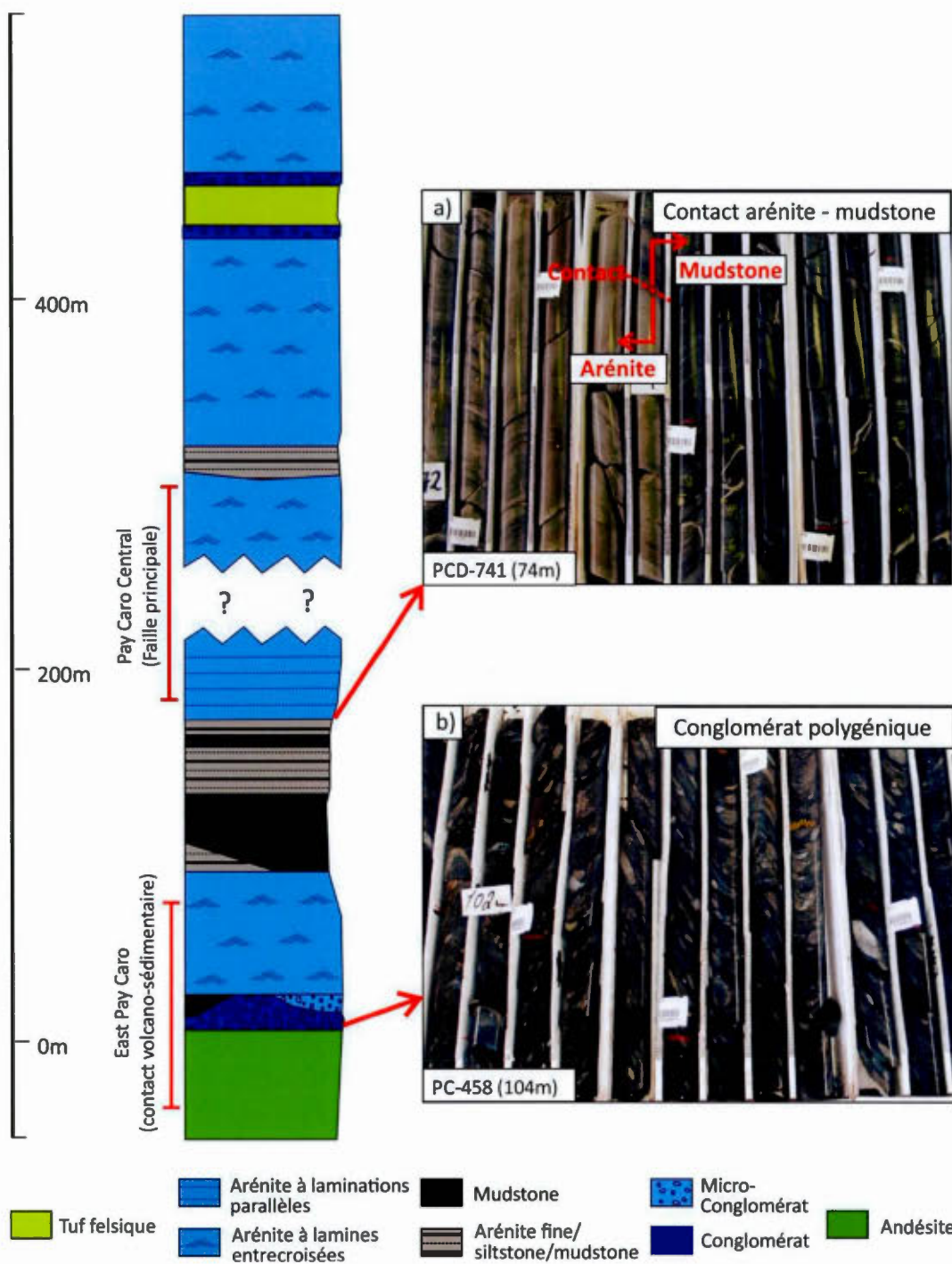


Figure 2.8

Colonne stratigraphique type de la séquence arénitique représentée dans les dépôts de Pay Caro et d'East Pay Caro basée sur 1228 forages. a) Contact franc entre une arénite et une unité de mudstone, b) conglomérat basal composé de fragments de roches volcaniques et de quartz.

Faciès sédimentaires ¹	Textures Sédimentaires des Arénites		Composition des Arénites			Structures sédimentaires
	Granulométrie ¹	Forme et triage des grains	Maturité texturale	% Matrice	Grains	Maturité Compositionnelle
Niveau de Tuf (origine volcanoclastique)						
450-500m						
Niveau Intermédiaire						
300-450m ²	- Grès 90% - Siltstone/Mudstone 10%	Fine à Moyenne (0,2-0,7mm)	Sub-arrondis et bien trié	Mature	Quartz 90% Feldspath 5-10% Magnétite 2-4%	Mature
Lamines entrecroisées de magnétite de type inconnu ³ (amplitude de 10-20 cm) Lits parallèles dans le siltstone/mudstone (0,5-1cm d'épaisseur)						
entre 200-300m						
Faille Principale						
75-250m	- Grès 60% - Siltstone/Mudstone 40%	Fine à Moyenne (0,2-0,5mm)	Sub-arrondis et bien trié	Mature	Quartz 80-90% Feldspath 10-20% Magnétite 2-5%	Mature
Lamines entrecroisées de magnétite de type tabulaire (amplitude de 15-20cm) Lamines parallèles de magnétite Lits parallèles dans le siltstone/mudstone (0,5-2cm d'épaisseur)						
Niveau de Base						
0-75m	- Grès 50% - Conglomérat 30% - Microconglomérat 15% - Mudstone 5%	Moyenne à grossière (0,25-1,0mm)	Sub-anguleux et/ou sub-arrondis et mal trié	Immature	Quartz 70% Feldspath 30% Magnétite 1-2%	Immature
Lamines entrecroisées de magnétite de type tabulaire (amplitude de 3-5cm) Chenaux Lamines parallèles dans le mudstone (0,1-0,5cm d'épaisseur)						

Table 2.3

Synthèse descriptive de la séquence arénitique du domaine Nord (Pay Caro et East Pay Caro).¹ Les descriptions granulométriques sont basées sur la classification de Wentworth (1922).² Le niveau de triage des grains est basé sur le comparateur visuel de Harrell (1984) et décrit suivant les termes de Folk (1974).³ Occurrence uniquement en carotte de forage.⁴ La distance réelle par rapport à la base est inconnue dû à la présence de la faille.

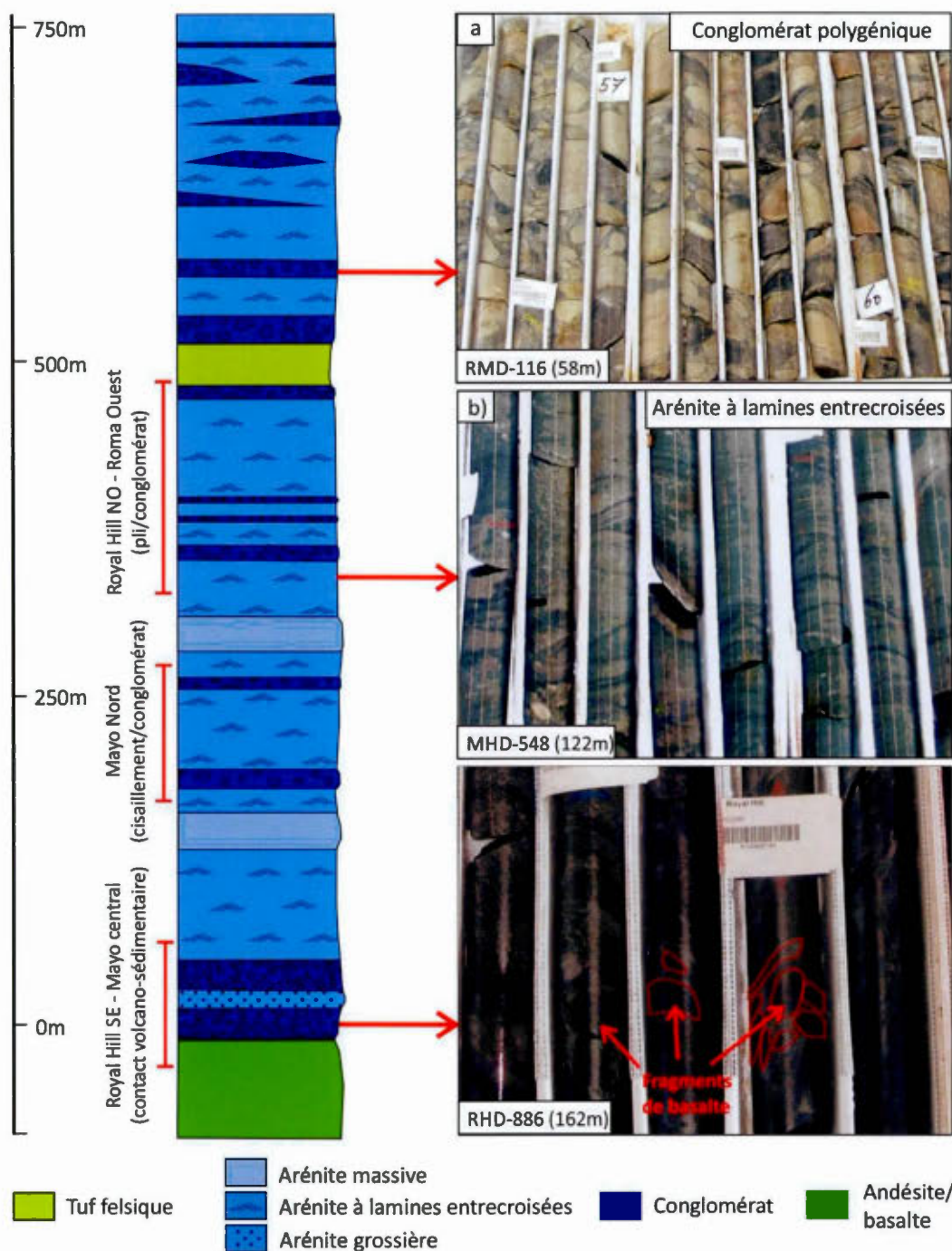


Figure 2.9

Colonne stratigraphique type de la séquence arénitique représentée dans les dépôts de Royal Hill et de Mayo basée sur 1051 forages. a) Conglomérat polygénique présent 50 mètres au-dessus des tufs felsiques (gisement de Roma), b) arénite à laminations entrecroisées, c) conglomérat basal composé de fragments de roches volcaniques mafiques.

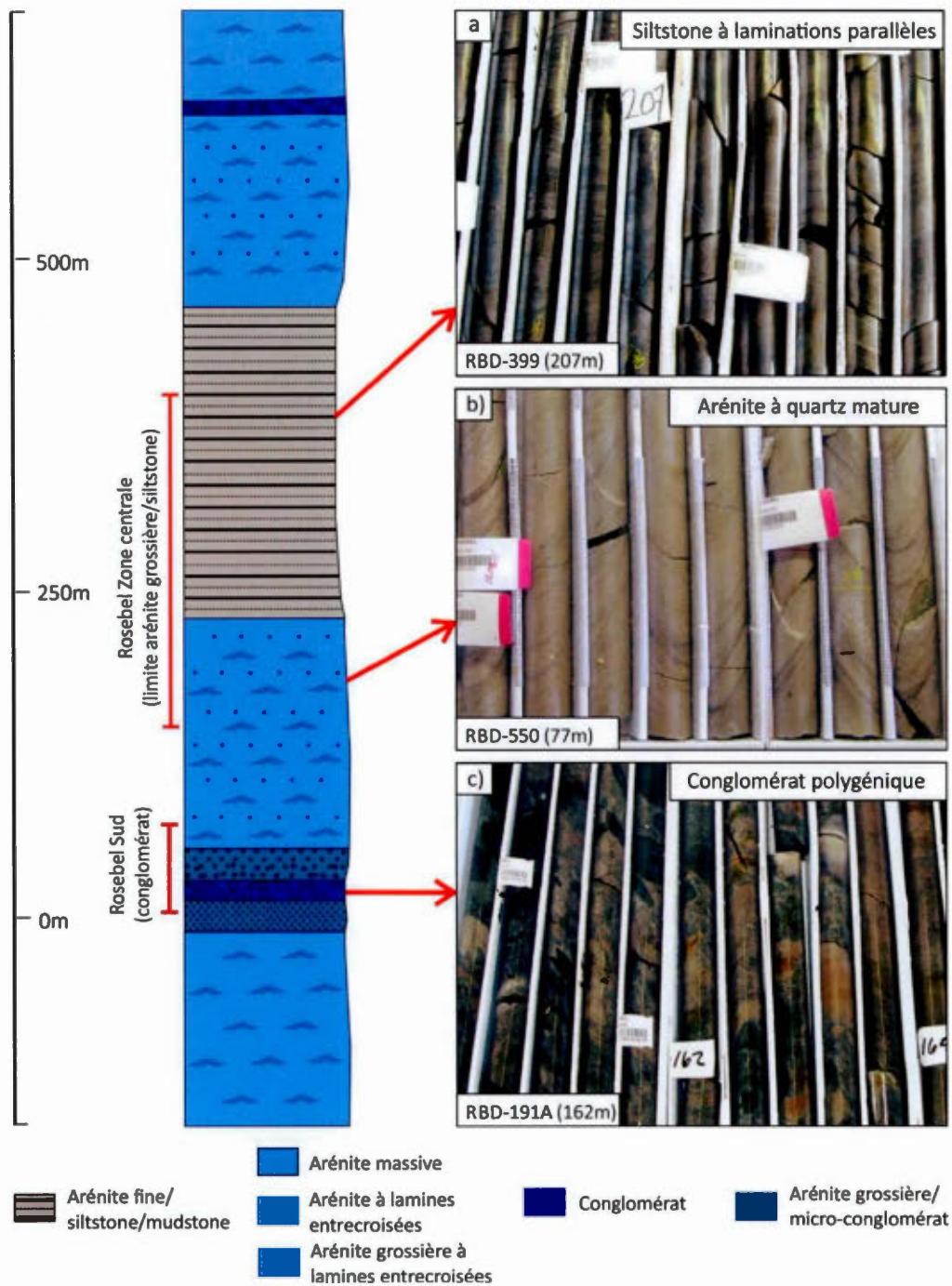


Figure 2.10

Colonne stratigraphique type de la séquence arénitique représentée dans le dépôt de Rosebel basée sur 788 forages. a) Unité de siltstone-mudstone à laminations parallèles, b) arénite à quartz avec lames entrecroisées, c) conglomérat grossier et polygénique avec fragments de roches volcaniques felsiques et mafiques.

Faciès sédimentaires		Textures Sédimentaires des Arénites		Composition des Arénites			Structures sédimentaires		
		Granulométrie ¹	Forme et triage des grains	Maturité texturale	% Matrice	Grains		Maturité Compositionnelle	
Niveau Supérieur									
2,0-2,5km	- Grès	55%	Grossière à très grossière (0,75 à >1,5 mm)	Arrondis et très bien trié	Extrêmement mature	<5%	Quartz >95% à 100% Magnétite 1-5%	Extrêmement mature	Lamines entrecroisées de magnétite de type inconnu ⁴ (amplitude de 3-10cm) Lits parallèles dans le siltstone/mudstone (0,3-3cm d'épaisseur)
	- Siltstone/Mudstone	40%							
	- Conglomérat	5%							
550-750m	- Grès	70%	Grossière à très grossière (0,5-1,5mm)	Sub-arrondis et bien trié	Mature	5-10%	Quartz 85-90% Feldspath 10% Magnétite 1-2%	Mature	
	- Conglomérat	30%							
500-550m								Niveau de Tuf (origine volcanoclastique)	
Niveau Intermédiaire									
75-500m	- Grès	80%	Grossière à très grossière (0,5-1,0mm)	sub-anguleux à sub-arrondis et peu trié	Immature	5-10%	Quartz 75-90% Autre ³ 10-20% Magnétite 1-5%	Immature à mature	Lamines entrecroisées de magnétite de type arqué (amplitude de 10-15cm)
	- Conglomérat	15%							
	- Microconglomérat	5%							
Niveau de Base									
0-75m	- Grès	50%	Moyenne (0,3-0,5mm)	Sub-anguleux et peu trié	Immature	>10%	Quartz 50-70% Autre ³ 30-50% Magnétite 1-2%	Très immature	Lamines entrecroisées de magnétite de type tabulaire (amplitude de 3-5cm) Grès massif
	- Conglomérat	40%							
	- Microconglomérat	10%							

Tableau 2.4

Synthèse descriptive de la séquence arénitique du Domaine Sud et Central. ¹ Les descriptions granulométriques sont basées sur la classification de Wentworth (1922). ² Le niveau de triage des grains est basé sur le comparateur visuel de Harrell (1984) et décrit suivant les termes de Folk (1974). ³ Les grains autres sont de nature indéterminée, le plus souvent altérés en chlorite ou carbonates. ⁴ Occurrence uniquement en carotte de forage.

Niveau de base

La base de la séquence arénitique inclue les premiers 75 mètres de la séquence et se démarque par l'abondance de conglomérats, par la présence locale de niveaux de mudstone/siltstone et par une arénite de composition et de texture immature. L'arénite est de granulométrie moyenne et immature avec un important pourcentage de grains de quartz (>50-70%), mais contient aussi des grains feldspathiques ou lithiques et une quantité significative de matrice fine. Par contre, la base de la séquence étant le plus souvent observée à l'intérieur des gisements, la roche y est fortement altérée et la composition de la matrice ou des grains non-quartzeux est difficile à déterminer avec précision, les deux étant partiellement à complètement altérés/métamorphisés en chlorite et séricite. Les grains de quartz ont une taille variant de 0,25 mm à 0,5 mm et semblent sub-anguleux et/ou sub-arrondis. Les structures sédimentaires observées comprennent des laminations entrecroisées tabulaires de faible amplitude dans les arénites (3-5cm, figure 2.11a), des chenaux contenant des microconglomérats (figure 2.11b) et des laminations parallèles dans les unités de mudstone/siltstone.

En raison des variations latérales de faciès présentes au sein du bassin sédimentaire, des différences sont observées entre les séquences stratigraphiques du domaine Nord et du domaine Sud. Une de ces principales différences fait référence à la présence de niveaux de siltstone/mudstone dans le domaine Nord, alors qu'ils sont absents dans le domaine Sud. Dans le gisement de Pay Caro une unité de mudstone/siltstone est localement en contact avec les roches du sous-bassement volcanique, au seul endroit où ils n'y a pas de conglomérat de base. Cette unité est en contact franc avec l'arénite sus-jacente (figure 2.8a).

La base de la séquence stratigraphique est systématiquement marquée par un ou deux niveaux de conglomérats qui sont en contact dépositionnel avec les roches volcaniques ou intrusives sous-jacentes. La composition et les textures des conglomérats qui se trouvent au contact avec les roches volcaniques varient entre la limite nord et la limite sud du bassin sédimentaire central. Dans la partie sud du district minéralisé (Royal Hill, Mayo), le contact avec les roches volcaniques est souligné par la présence de deux niveaux de conglomérat de 10 à 20 mètres d'épaisseur chacun. Ces niveaux de conglomérat ont une composition monogénique des fragments reflétant la composition de la roche volcanique sous-jacente (figure 2.9c). Dans le cas de Royal Hill, les fragments sont principalement composés de basalte ou d'andésite, alors qu'à Mayo les fragments sont dominés par de la rhyolite. Les fragments ont une distribution assez homogène avec un diamètre moyen variant entre trois centimètres et six centimètres. Les fragments sont sub-arrondis et forment plus de 75% de la roche, le reste étant composé d'une matrice arénitique immature, riche en quartz et en micro-fragments chloritisés. Une unité de grès grossiers (grains de 2-3 mm de diamètre) très riches en quartz d'environ 10 mètres d'épaisseur se trouve entre les deux unités de conglomérat.

Un type semblable de conglomérat de base est aussi observé à l'extérieur de la propriété au sud de l'intrusion, à environ 12 kilomètres au sud du gisement de Mayo dans un indice minéralisé du nom de Komboe (non représenté sur la carte géologique régionale). Dans le cas présent, le conglomérat de base est en contact dépositionnel avec l'intrusion felsique et est presque exclusivement composé de fragments tonalitiques et de fragments de rhyolite (figure 2.12a). Les fragments sont très grossiers, pouvant atteindre plus de 30 centimètres de diamètre, orientés aléatoirement, sub-arrondis (mais pas nécessairement sphériques) et supportés par la matrice arénitique. Contrairement aux conglomérats de base observés dans les

dépôts de Mayo et de Royal Hill (deux niveaux), il existe plus de quatre à cinq niveaux de conglomérat de base en contact avec la tonalite à Komboe et donc l'épaisseur de l'ensemble conglomératique de base peut atteindre plus de 80 mètres dans ce cas.

Le conglomérat de base présent à la limite nord de la séquence arénitique diffère de celui présent au sud principalement par la composition de ses fragments. Dans les gisements du nord (Pay Caro, East Pay Caro) le conglomérat de base est plutôt polygénique, la roche est en grande partie composée de fragments de chert et de jaspe, mais comprend aussi des fragments de quartz et de roche volcanique intermédiaire. L'épaisseur moyenne du conglomérat peut aller d'une dizaine de mètres à plus de 30 mètres. Ce conglomérat est localement très déformé et les fragments sont considérablement aplatis, mais dans le cas contraire il est possible de reconnaître que les fragments sont bien arrondis à sub-arrondis et que la distribution de ces derniers varie de hétérogène à homogène selon la localisation (figure 2.12b). La matrice est essentiellement arénitique et constitue généralement 30% à 40% de la roche. La différence entre les conglomérats de base du nord et du sud pourrait être attribuable à leur position par rapport au bassin sédimentaire dont les limites originelles ne sont pas connues. Par conséquent, les deux conglomérats étant initialement situés à quelques kilomètres l'un de l'autre, ils ont pu avoir des sources sédimentaires distinctes.

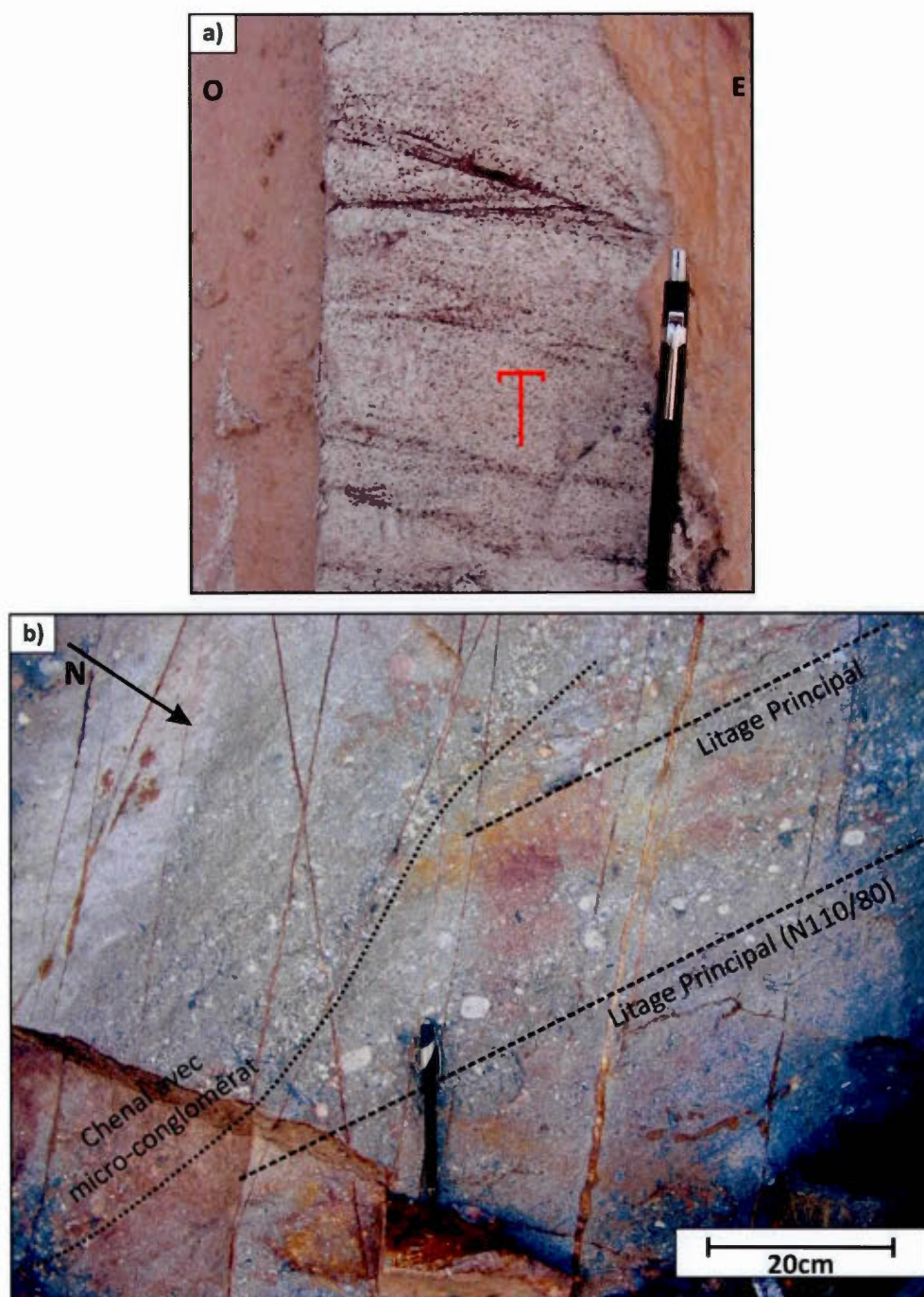


Figure 2.11

Photographies de structures sédimentaires observées dans les niveaux stratigraphiques de base. a) Laminations entrecroisées tabulaires de faible amplitude (3-5cm) observées dans le gisement de Royal Hill indiquant une polarité vers le nord, b) vue en plan d'un chenal délimité par un niveau de micro-conglomérat dans le gisement de Pay Caro indiquant une polarité vers le sud.

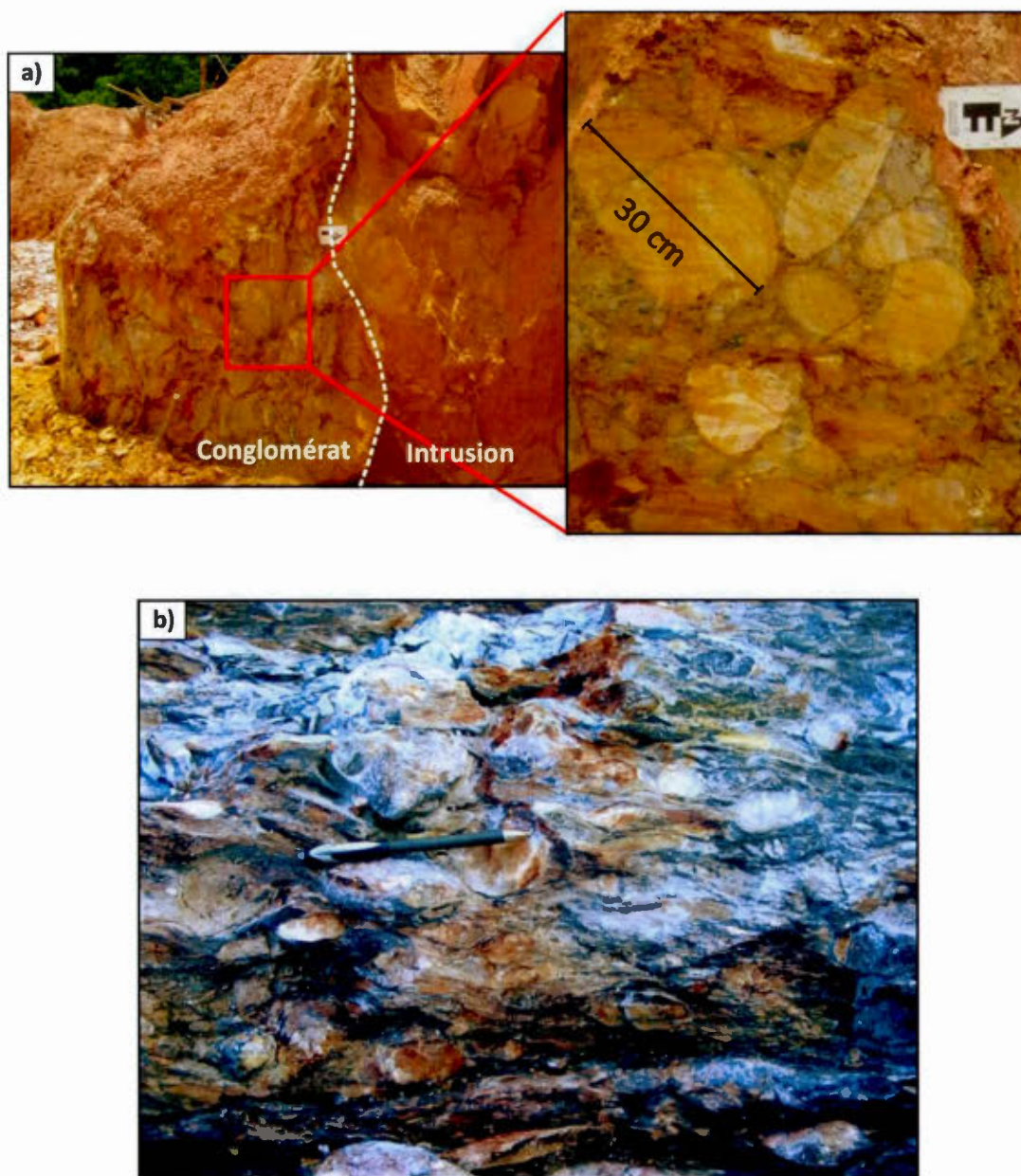


Figure 2.12

Photographies de différents niveaux de conglomérats du niveau de base de la séquence arénitique. a) Contact dépositionnel entre l'intrusion tonalitique et le conglomérat de base au sud de l'intrusion, dans l'indice minéralisé de Komboe. Les fragments sont bien arrondis, allongés ou sphériques et peuvent atteindre une taille de plus de 30 centimètres. b) Conglomérat déformé riche en fragments de quartz bien arrondis dans le domaine Nord.

Niveau intermédiaire

Les niveaux intermédiaires de la séquence arénitique se situent à environ 75m au-dessus du sous-bassement volcanique et sont délimités dans leur partie supérieure par un niveau de tuf, à environ 500 mètres. L'évolution des sédiments est ici marquée par l'évolution texturale (arrondi des grains, pourcentage de matrice) et compositionnelle (pourcentage des grains de quartz) des arénites. Les arénites contiennent en général moins de 10% de matrice, sont formées de grains moyennement arrondis, dont le degré de triage varie de faible (domaine Sud) à bien trié (domaine Nord). Le pourcentage de grains de feldspaths et de fragments lithiques tend à décroître à la faveur des grains de quartz qui peuvent atteindre plus de 90% des grains. Les grains sont plus grossiers dans le domaine Sud (plus de 1 millimètre) que dans le domaine Nord (moins de 1 millimètre). Les structures sédimentaires observées sont similaires à celles dans les niveaux de base, mais se démarquent par la présence de laminations entrecroisées tabulaires (domaine Nord, figure 2.13a) et arquées (domaine Sud, figure 2.13b) d'amplitude plus importante, allant de 10 à 20 centimètres. À la limite nord du bassin dans le gisement de Pay Caro et d'East Pay Caro, une autre unité de roche sédimentaire à grains fins d'une vingtaine de mètres d'épaisseur peut se suivre sur plus de trois kilomètres. Cette unité est formée d'une alternance de niveaux centimétriques de siltstone, d'arénite fine et de niveaux millimétriques de mudstone.

Des horizons de conglomérat se retrouvent aussi dans les niveaux intermédiaires de la séquence arénitique dans le sud du district minéralisé, mais ceux-ci sont absents dans les dépôts localisés à la limite nord du bassin sédimentaire (Pay Caro et East Pay Caro). Ces niveaux de conglomérat montrent une claire évolution de leur composition selon leur position stratigraphique. Alors que les conglomérats de base au sud sont

de composition monogénique, la composition des fragments dans les niveaux supérieurs de la séquence stratigraphique tend à se diversifier. Les fragments, toujours à prédominance volcanique, montrent des compositions volcaniques variées allant de mafique à felsique, ainsi que quelques fragments de nature intrusive (tonalitique). Des laminations entrecroisées de magnétite peuvent se trouver localement dans la matrice des conglomérats. Une dizaine de ces conglomérats sont rencontrés sur une épaisseur totale de 400 mètres. Tout comme pour les conglomérats de base, ces derniers forment des bancs tabulaires et peuvent se suivre sur plusieurs kilomètres latéralement. L'épaisseur des conglomérats est modeste, variant entre un mètre et cinq mètres, dépassant rarement plus de 10 mètres d'épaisseur.

Ces conglomérats des niveaux intermédiaires montrent différentes textures d'un niveau à l'autre. Alors que certains horizons ont tendance à être riches en matrice arénitique (>60%) et pauvres en fragments qui sont plutôt petits (1-3cm), d'autres conglomérats se distinguent par leur caractère hétérogène, leur grande variété de fragments grossiers et leur matrice moins abondante (figure 2.14a, b). Dans les deux cas, les fragments sont en général sub-anguleux à sub-arrondis en fonction de leur composition. Les fragments de roche volcanique mafique ayant tendance à s'éroder plus facilement que les fragments de roche tonalitique ou rhyolitique, ces derniers sont généralement plus petits et plus arrondis.

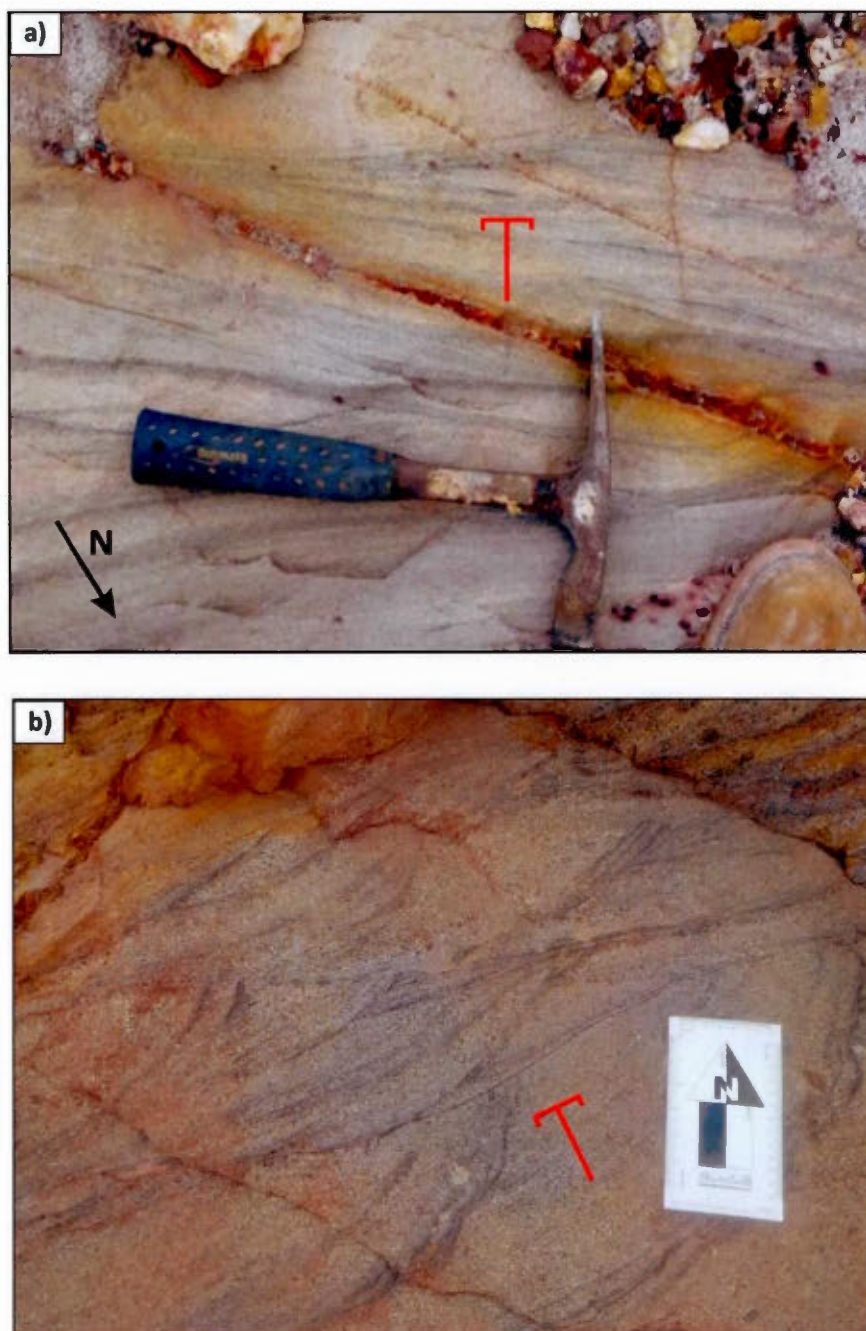


Figure 2.13

Photographies des deux types de laminations entrecroisées rencontrées dans les niveaux intermédiaires de la séquence arénitique. a) Laminations entrecroisées tabulaires observées dans une arénite fine du gisement de Pay Caro montrant une polarité vers le sud, b) laminations entrecroisées à base arquée observées dans le gisement de Mayo montrant une polarité vers le nord.



Figure 2.14

Photographies de différents niveaux de conglomérats de la séquence arénitique. a) Microconglomérat dans les niveaux intermédiaires du gisement de Royal Hill, b) conglomérat polygénique, sub-anguleux et hétérogène dans les niveaux intermédiaires du gisement de Royal Hill.

Niveau supérieur

Le niveau supérieur représente l'ensemble de la séquence qui est compris au-dessus de l'unité de tuf et qui s'étend au-delà de deux kilomètres au-dessus du sous-bassement volcanique. Les niveaux supérieurs ne sont pas représentés dans le domaine Nord où les affleurements et les forages sont exclusivement localisés sous le tuf. Ces niveaux sont plutôt représentés dans leur partie inférieure dans le gisement de Roma du domaine Sud et dans leur partie supérieure dans le gisement de Rosebel du domaine Central. Dans le gisement de Roma, les arénites sont similaires aux arénites du niveau intermédiaire, mais elles semblent tout de même démontrer une certaine évolution dans la maturité du sédiment, avec une tendance à être plus riches en grains de quartz, qui démontrent aussi un niveau de triage plus élevé.

En montant dans la séquence stratigraphique, la roche tend à s'enrichir en quartz et les grains à devenir localement plus grossiers. Au sommet de la séquence, dans le dépôt de Rosebel, l'arénite contient plus de 95% de quartz, très peu de matrice et les grains sont très arrondis et relativement grossiers (>1mm) démontrant la maturité du sédiment. Des lits entrecroisés tabulaires et arqués de magnétite sont aussi présents dans l'ensemble de la séquence supérieure et se caractérisent par leur amplitude de faible à moyenne, allant de trois à dix centimètres (figure 2.15a, b). D'autres horizons de granulométrie fine sont trouvés au sommet de la séquence dans le gisement de Rosebel où ils contiennent la majorité de la minéralisation du dépôt. La roche est principalement formée de siltstone avec des laminations parallèles de mudstone de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur. L'unité est continue latéralement et a une épaisseur apparente d'environ 250 mètres.

L'unité de tuf felsique d'environ 50 mètres d'épaisseur qui délimite les niveaux stratigraphiques intermédiaires et supérieurs présente des caractéristiques volcanoclastiques plutôt que purement sédimentaires. La roche est de granulométrie très fine (aphanitique), est laminée et a une apparence de tuf felsique de couleur variant entre le gris pâle, le beige et légèrement rosé. Quelques fragments ressemblant à des lapillis sont dispersés dans la roche et semblent avoir une composition de roche volcanique felsique (figure 2.16b). Des cristaux de quartz de quelques millimètres de diamètre sont aussi dispersés localement dans la roche. Aucune structure sédimentaire n'est observée et la roche ne s'apparente pas aux unités fines de siltstone-mudstone observées ailleurs et caractérisées par leur couleur plus foncée et la présence de granoclassement. L'unité est continue sur plusieurs dizaines de kilomètres de part et d'autre du bassin sédimentaire au nord et au sud. L'unité est aussi reconnue à 12 kilomètres au sud du district minéralisé, stratigraphiquement à 300 mètres au-dessus de l'intrusion tonalitique dans l'indice minéralisé de Komboe. Dans la partie sud du district minéralisé cette unité se retrouve systématiquement comprise entre deux niveaux de conglomérats. Le contact avec le conglomérat sus-jacent est progressif, mais à l'opposé le contact du tuf avec le conglomérat sous-jacent est très franc (figure 2.16a).

Une unité de conglomérat de cinq à dix mètres d'épaisseur caractéristique se trouve systématiquement au-dessus de l'unité de tuf présente dans les dépôts du sud. Due à la présence d'une zone de faille majeure, le conglomérat est fortement déformé, mais les fragments y sont toujours reconnaissables avec une composition similaire à l'horizon volcanoclastique sous-jacent, par contre leur forme initiale est impossible à déterminer (figure 2.16b). La matrice, formant 60 à 70% de la roche, a une composition similaire aux fragments et présente des textures analogues à l'unité de tuf sous-jacente. Le contact entre le niveau de conglomérat et la roche

volcanoclastique n'est pas toujours franc et les deux niveaux semblent localement alterner. Au nord du gisement de Roma, à près de 50 mètres au-dessus de l'unité de tuf, d'autres horizons de conglomérat montrent des caractéristiques distinctes. Ces conglomérats sont grossiers et hétérogènes avec des fragments généralement bien arrondis de diamètres minimums moyens de plus de 10 centimètres. Leur composition comprend des fragments de tuf similaire au tuf sous-jacent, des fragments de rhyolite, ainsi que quelques fragments de roche volcanique mafique (figure 2.9a). Les fragments se touchent localement, mais sont généralement supportés par la matrice grossière arénitique qui constitue 30% de la roche.

Finalement, au sommet de la séquence stratigraphique, au nord et au sud du gisement de Rosebel, se trouvent d'autres niveaux de conglomérat qui peuvent se suivre sur plus de trois kilomètres latéralement. Ces conglomérats sont polygéniques et sont constitués de fragments arrondis qui sont moyennement grossiers (5 à 15 cm) avec des compositions volcaniques variant entre felsique, mafique et intermédiaire et localement la présence de fragments de nature tonalitique. La matrice des conglomérats est mature, très riche en quartz, est assez grossière (0,5mm-2mm) et représente des pourcentages variables dans la roche, allant de 40% à moins de 20% de matrice (figure 2.10a). Ces conglomérats sont généralement bordés par des unités de quelques mètres d'épaisseur de grès très grossiers (1-5 millimètres) et très riches en grains de quartz arrondis.

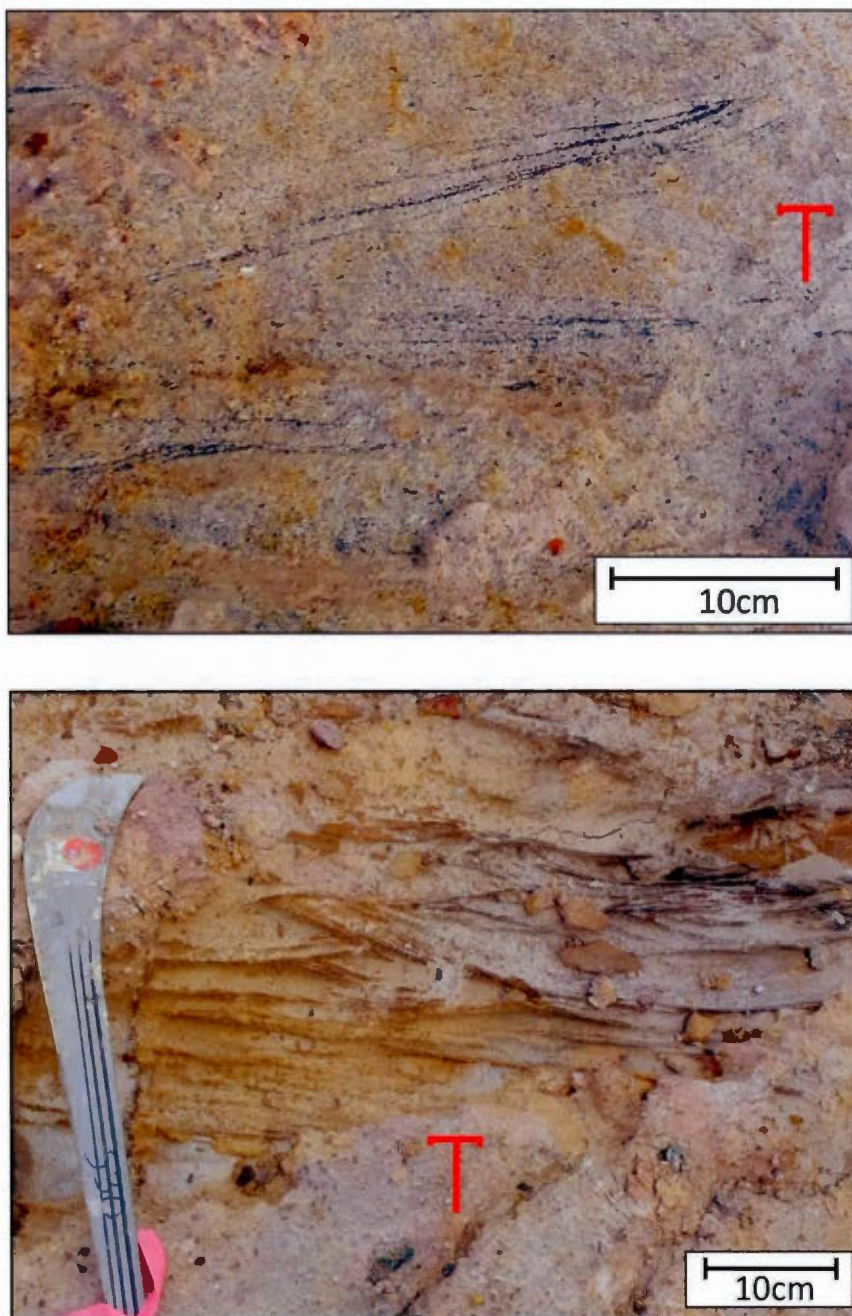


Figure 2.15

Photographies des deux types de laminations entrecroisées rencontrées dans les niveaux supérieurs de la séquence arénitique, a) laminations entrecroisées tabulaires observées dans le gisement de Rosebel et montrant une polarité vers le nord, b) laminations entrecroisées à base arquée observées dans le gisement de Rosebel montrant une polarité vers le nord.

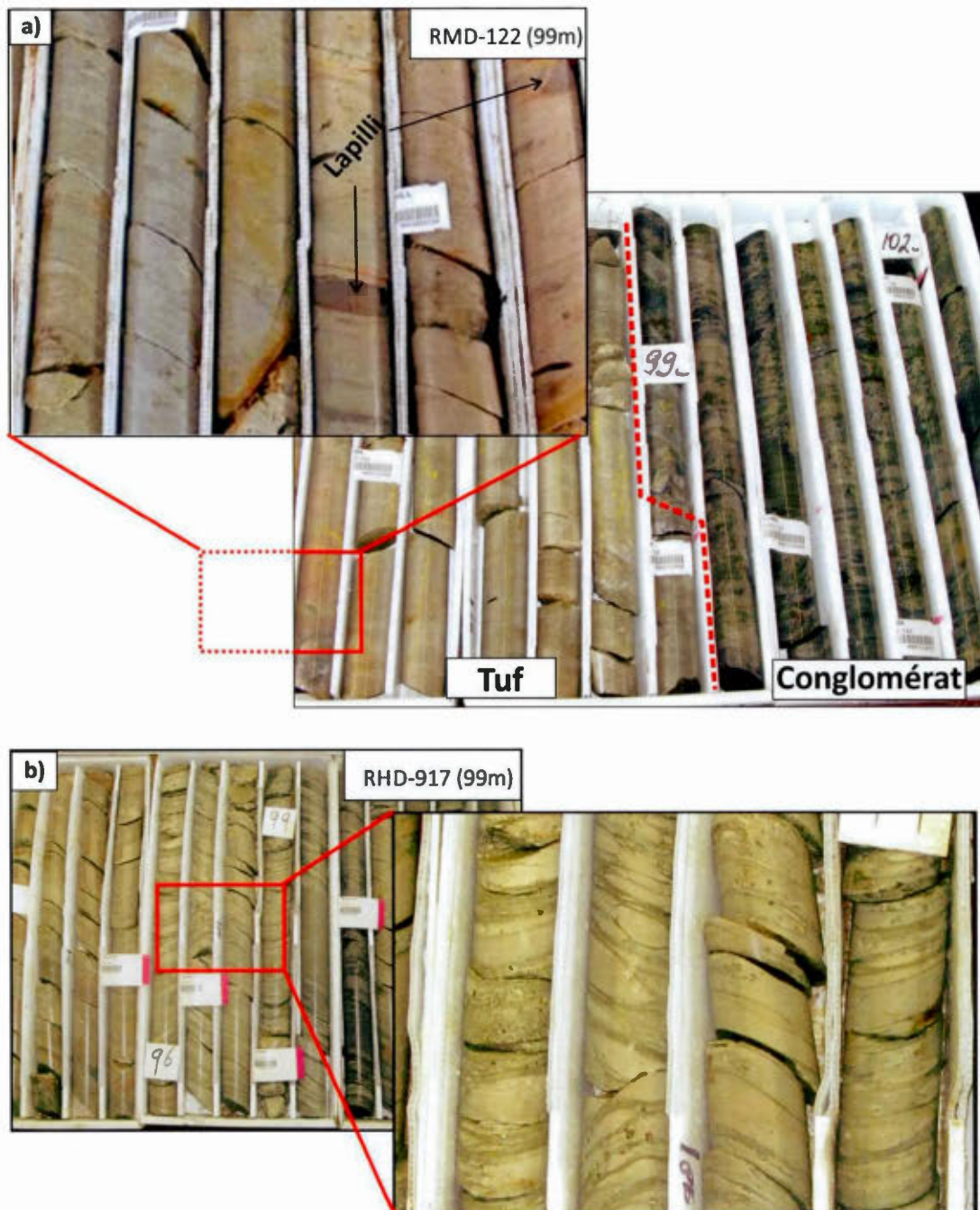


Figure 2.16

Photographies de l'unité de tuf. a) Contact dépositionnel entre le tuf felsique et le conglomérat sous-jacent de la séquence arénitique intermédiaire, avec vue rapprochée du tuf felsique avec des lapillis. b) Conglomérat à fragments de tuf fortement déformé présent au-dessus de l'unité de tuf felsique.

2.3 SYNTHÈSE

Des roches volcaniques, intrusives et sédimentaires sont présentes dans le district minéralisé de Rosebel. Les roches volcaniques et une intrusion tonalitique forment le sous-bassement de la propriété, sur lequel deux formations sédimentaires distinctes reposent en discordance (synthèse figure 2.17). Les roches volcaniques varient entre rhyolites (Mayo), andésites (ensemble du domaine Nord) et basaltes (Royal Hill). Elles montrent dans l'ensemble un métamorphisme de moyen grade, variant entre les faciès des schistes verts et schistes verts supérieur. La minéralogie primaire n'est pas préservée en raison du métamorphisme, de l'altération hydrothermale et, près de la surface, de la météorisation. L'intrusion tonalitique est interprétée comme étant synchrone au volcanisme et se caractérise par l'abondance de plagioclases, d'amphiboles et de biotites montrant des textures équi-granulaires.

Les roches sédimentaires se regroupent en deux séquences, turbiditique et arénitique, dont la relation n'était pas clairement établie au début du projet et sera analysée plus en détail dans la section 7.1. Les roches de la séquence turbiditique se retrouvent exclusivement dans le secteur nord du district minéralisé. Elles sont caractérisées par une alternance de mudstones, de siltstones et de greywackes localement interlités avec des niveaux lenticulaires de conglomérat. L'abondance de granoclassement dans les faciès sédimentaires fins et la présence de séquences répétitives de quelques centimètres sont caractéristiques d'une séquence de Bouma et, par conséquent, cette séquence sédimentaire résulterait d'un dépôt par des courants de turbidité de faible densité. Par contre, l'absence de granoclassement dans les niveaux de mudstone de plusieurs mètres d'épaisseur indique aussi la présence d'un mode de dépôt hémipélagique des sédiments.

Les roches de la séquence arénitique sont présentes dans le domaine Nord et le domaine Sud et peuvent aussi se diviser en niveaux de base, intermédiaire et supérieur. Elles se caractérisent notamment par la dominance des faciès arénitiques, par l'abondance de niveaux de conglomérat et par l'occurrence presque systématique de laminations entrecroisées dans les arénites. Une évolution des faciès sédimentaires est observée de la base au sommet de la séquence, avec des arénites immatures qui évoluent vers des compositions plus riches en quartz et démontrant un plus grand niveau de triage vers le sommet. Le contact avec les roches du sous-bassement volcanique est discordant et est systématiquement marqué par un ou deux niveaux de conglomérat. Dans le domaine Nord, des niveaux de mudstone/siltstone sont observés à la base et dans les niveaux intermédiaires de la séquence, alors que ceux-ci sont absents dans le domaine Sud, démontrant une certaine asymétrie du bassin sédimentaire. Les niveaux intermédiaires du domaine Sud sont caractérisés par la présence de conglomérats tabulaires qui sont absents dans le domaine Nord, soulignant une fois de plus cette asymétrie. Dans les deux domaines, les niveaux intermédiaires se démarquent tout de fois par l'abondance de lamines entrecroisées arquées ou tabulaires. La transition entre les niveaux intermédiaires et supérieurs est soulignée par une unité de tuf felsique à environ 500 mètres au-dessus du contact volcano-sédimentaire. Les niveaux supérieurs de la séquence se caractérisent par une grande maturité texturale et compositionnelle des arénites, mais aussi par la présence de conglomérats et d'unités plus fines de siltstone (gisement de Rosebel).

Les principales caractéristiques des séquences sédimentaires suggèrent que ces dernières se sont déposées dans des environnements distincts. Dans le cas de la séquence turbiditique, l'environnement de dépôt, qui est associé à des courants de turbidité, correspond à un environnement profond ou distal par rapport à la source

des sédiments. À l’opposé, la séquence arénitique, avec ses arénites à laminations entrecroisées et ses faciès grossiers abondants, semble plutôt associée à un environnement de sédimentation peu profond. Cet environnement aurait impliqué une énergie du milieu assez importante pour effectuer le transport des fragments très grossiers et le remaniement des arénites les plus matures. Par contre, ces environnements de sédimentation distincts n’impliquent pas nécessairement la présence d’une discordance entre les deux épisodes de sédimentation. Il est aussi possible que ces deux formations sédimentaires représentent des variations latérales de faciès, ce qui sera abordé plus en détail dans la discussion portant sur les environnements de sédimentation du chapitre 7.

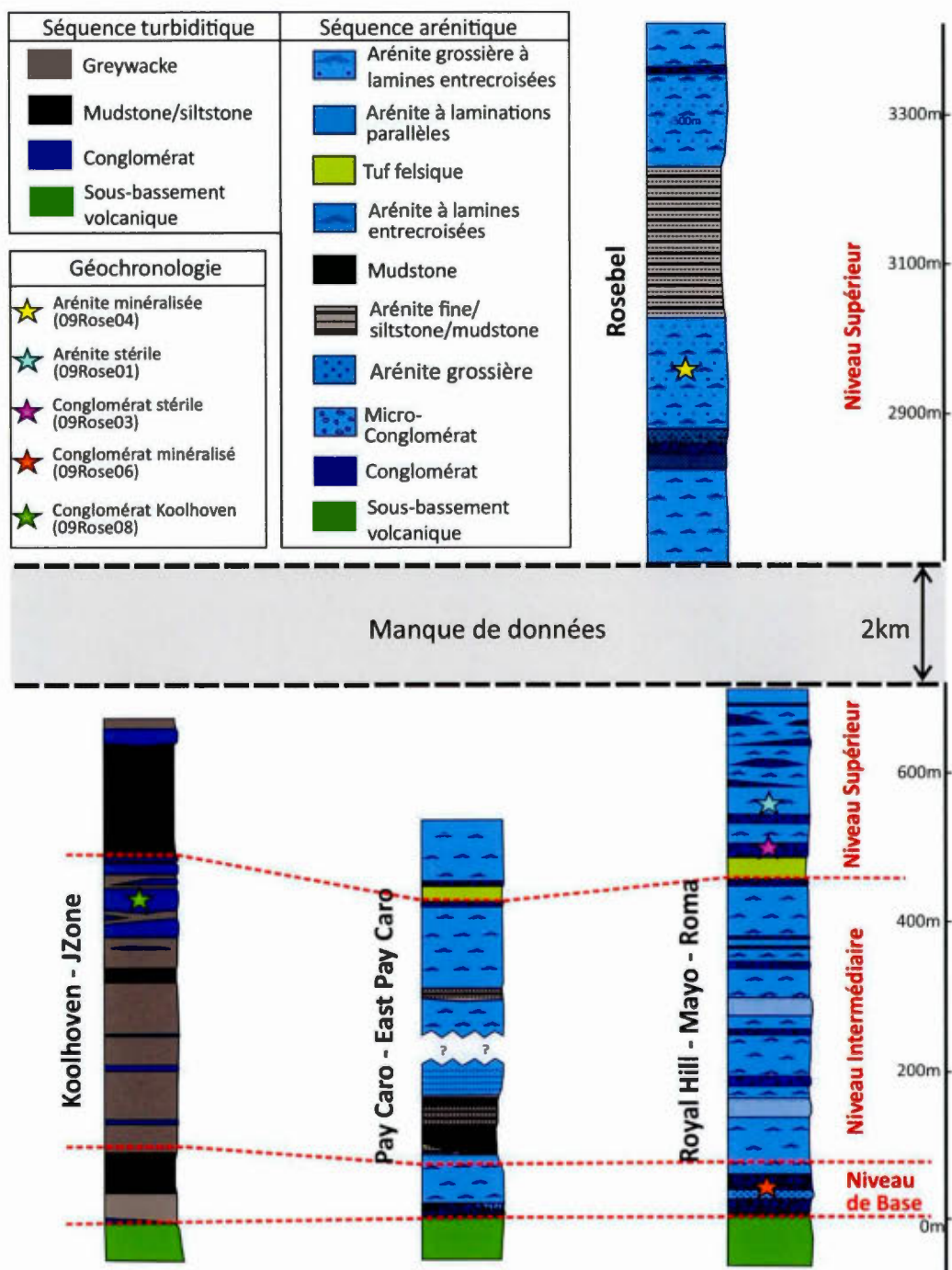


Figure 2.17

Synthèse stratigraphique du district minéralisé de Rosebel représentant les niveaux de base, inférieurs et supérieurs. Les colonnes stratigraphiques servent aussi de repères pour la localisation des échantillons de géochronologie (chapitre 4).

CHAPITRE III

LITHOGÉOCHIMIE

Des analyses lithogéochimiques ont été effectuées sur 127 échantillons non-altérés et non-météorisés dans le but de contraindre l'origine et le contexte tectonique du volcanisme et de la sédimentation dans le district minéralisé de Rosebel. Les analyses géochimiques ont été effectuées pour lamgold en un lot en 2007 par le laboratoire ALS au Canada. Les analyses de roche entière ont utilisé une combinaison de fluorescence par rayon x (XRF) et spectrométrie de masse à source au plasma (ICP-MS). Les éléments majeurs ont été analysés avec la méthode XRF, alors que les éléments traces ont été analysés avec la méthode ICP-MS. L'annexe B présente les détails d'analyses incluant : 1- les limites de détection du laboratoire, 2- les mesures de QA/QC prises lors des analyses afin d'assurer la qualité des résultats et 3- les numéros de forage et les profondeurs desquels proviennent les échantillons.

Tous les échantillons proviennent de carotte de forage et ont été sélectionnés en-dessous des profils latéritiques, ainsi qu'à l'écart des zones minéralisées. De ces échantillons, 86 échantillons proviennent de roches sédimentaires et 41 échantillons proviennent de roches volcaniques. La sélection des échantillons de roches volcaniques a tout d'abord été basée sur une classification visuelle des roches. Au total, trois échantillons de rhyolite, 25 échantillons d'andésite, sept échantillons de basalte et six échantillons de tuf felsique ont été analysés. Ces analyses ont permis premièrement de classer les roches correctement en fonction de leur composition géochimique et deuxièmement de contraindre leur contexte tectonique de mise en

place. Dans les roches sédimentaires, 32 échantillons ont été collectés dans la séquence turbiditique (mudstone, greywacke, conglomérat) et 54 dans la séquence arénitique (grès, conglomérat) afin de comparer dans un premier temps les signatures géochimiques des deux séquences et de reconnaître, si il y a lieu, des différences dans leur source de sédimentation.

Des analyses représentatives de roches sélectionnées sont présentées dans les tables 3.1 à 3.4, alors que l'ensemble des analyses est disponible dans les annexes C, D et E. Pour les diagrammes de discrimination, les analyses utilisées sont celles calculées sur une base anhydre, bien que les résultats présentés dans les tables incluent la perte au feu. L'importante perte au feu de certains échantillons démontre que même si les échantillons ont été pris le plus loin possible des zones minéralisées, il y a encore une quantité considérable de minéraux hydratés, particulièrement dans les roches volcaniques, mais aussi dans certaines roches sédimentaires. Dans les roches volcaniques la perte au feu moyenne est de 9,28% avec des valeurs qui varient entre 1,83% et 15,25%. Les roches volcaniques intermédiaires et mafiques montrent les taux de perte au feu les plus élevés, alors que la rhyolite montre les pourcentages les plus bas. Bien que la présence des minéraux hydratés puisse en partie s'expliquer par le métamorphisme au faciès des schistes verts, la présence de calcite, même dans les zones les plus éloignées des gisements, démontre qu'il existe un halo d'altération hydrothermale large, voire régional, relié à la formation des gisements aurifères. Cette association entre calcite, minéraux hydratés et altération régionale est cohérente avec le fait que les échantillons ayant les niveaux de Ca (jusqu'à 9%) et de carbone (jusqu'à 4%) les plus élevés montrent aussi la plus grande perte au feu. Pour les roches sédimentaires, la perte au feu est significativement plus faible avec une valeur moyenne de 4,95%, avec des valeurs qui varient entre 1,43% dans les arénites riches en quartz et 10,1% dans les conglomérats riches en fragments volcaniques.

Échantillon		JZ-47	JZ-91	JZ-89	JZ-90	PC-375	PC-350	MHD-133
		Andésite	Andésite	Andésite	Andésite	Basalte	Basalte	Basalte
Élément	unité							
SiO ₂	%	55,47	57,14	60,81	54,26	50,95	49,03	49,39
TiO ₂	%	0,84	0,96	0,75	0,89	1,42	0,91	0,96
Al ₂ O ₃	%	16,32	15,66	14,55	16,10	12,85	14,60	14,21
Fe ₂ O ₃ T	%	10,57	10,46	8,82	10,35	16,81	13,14	13,86
MnO	%	0,15	0,13	0,13	0,13	0,22	0,20	0,24
MgO	%	4,75	6,14	4,45	4,42	6,75	8,70	7,73
CaO	%	9,06	6,95	7,72	9,96	8,65	11,24	10,80
Na ₂ O	%	2,11	1,37	1,51	1,45	1,95	1,81	2,35
K ₂ O	%	0,54	1,14	1,12	2,15	0,23	0,22	0,24
P ₂ O ₅	%	0,13	0,22	0,14	0,17	0,10	0,06	0,09
S	%	-0,01	0,01	0,03	0,02	0,24	0,06	0,04
C	%	3,7	3	3,25	4,07	3,38	4,21	4,01
LOI	%	14,33	12,47	12,34	15,39	12,24	14,67	13,98
As	ppm	0,9	10,1	13,7	0,1	1,1	1	0,9
Ba	ppm	266	590	151	237	47,4	9,5	79,5
Co	ppm	40,4	32,1	34,1	26,5	46,9	42	43,3
Cr	ppm	100	110	100	140	10	270	180
Cu	ppm	54	50	53	36	127	112	128
Ni	ppm	85	84	80	105	56	135	111
Sr	ppm	128	67,9	109,5	169	130,5	113	156
V	ppm	201	203	169	153	323	222	242
Zn	ppm	86	80	74	69	102	70	81
Pb	ppm	6	5	-5	-5	-5	-5	-5
Rb	ppm	10,1	42,8	4	19,5	4,9	3,7	4,4
Y	ppm	92	92	90	115	69,00	45,00	49,00
Zr	ppm	23,2	19,4	18,4	19,5	21,90	13,80	15,10
Nb	ppm	3,9	4,1	4,2	6,3	3,6	2	2
La	ppm	9,7	9	7,4	13,3	4,4	2,5	2,7
Ce	ppm	21,2	20,2	16,6	28,6	11,7	6,7	7
Pr	ppm	2,72	2,64	2,09	3,13	1,72	1	1,04
Nd	ppm	11,3	11	9	13,5	8,6	5,1	5,2
Sm	ppm	2,87	2,73	2,28	3,02	2,56	1,64	1,75
Eu	ppm	1,02	0,9	0,89	0,95	1,03	0,66	0,68
Gd	ppm	3,56	3,17	2,77	3,15	3,1	2,16	2,21
Tb	ppm	0,59	0,52	0,5	0,51	0,62	0,39	0,43
Dy	ppm	4,01	3,45	3,29	3,11	3,85	2,56	2,72
Ho	ppm	0,89	0,71	0,75	0,66	0,88	0,55	0,6
Er	ppm	2,65	2,14	2,02	1,97	2,52	1,56	1,68
Tm	ppm	0,38	0,32	0,34	0,3	0,36	0,22	0,23
Yb	ppm	2,51	2,14	2,25	1,88	2,35	1,47	1,67
Lu	ppm	0,39	0,34	0,37	0,31	0,34	0,21	0,25
Hf	ppm	2,6	2,7	2,1	3,4	2,1	1,3	1,4
Ta	ppm	0,3	0,3	0,3	0,5	0,2	0,1	0,1
Th	ppm	1,02	1,01	0,86	1,95	0,38	0,22	0,24
U	ppm	0,37	0,36	0,35	0,65	0,07	-0,05	-0,05
La/Lu		24,9	26,5	20,0	42,9	12,9	11,9	10,8

Table 3.1

Compositions représentatives des roches volcaniques andésitiques et basaltiques.

Échantillon		RMD-026a	RMD-026b	RMD-026c	RMD-027a	RMD-027b	RMD-028	RMD-014
		Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Tuf Felsique	Tuf Felsique	Tuf Felsique	Tuf Felsique
Élément	unité							
SiO ₂	%	75,18	74,69	74,65	73,15	74,61	74,93	73,40
TiO ₂	%	0,14	0,14	0,14	0,46	0,40	0,42	0,42
Al ₂ O ₃	%	13,05	12,71	13,26	15,26	13,27	13,90	13,67
Fe ₂ O ₃ T	%	4,04	3,71	3,45	2,64	2,64	2,81	2,86
MnO	%	0,04	0,10	0,06	0,06	0,04	0,07	0,05
MgO	%	0,30	0,33	0,33	0,52	0,34	0,37	0,31
CaO	%	0,90	1,76	2,32	0,94	0,84	1,06	0,76
Na ₂ O	%	5,08	5,61	4,40	3,79	3,67	2,80	3,78
K ₂ O	%	1,06	0,85	1,19	3,02	4,00	3,40	4,48
P ₂ O ₅	%	0,06	0,05	0,08	0,03	0,06	0,05	0,05
S	%	0,01	-0,01	0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01
C	%	0,57	0,86	0,86	0,82	0,62	0,67	0,81
LOI	%	1,87	2,66	2,66	3,15	2,04	2,96	2,06
As	ppm	0,8	0,5	0,2	0,7	0,5	0,5	0,6
Ba	ppm	520	364	515	962	1290	1125	1385
Co	ppm	1,3	1,4	1,7	3,1	4	4,2	3,4
Cr	ppm	10	10	10	20	30	30	30
Cu	ppm	-5	-5	-5	-5	-5	-5	6
Ni	ppm	-5	-5	-5	7	9	8	9
Sr	ppm	176	123	114,5	206	104,5	131,5	130,5
V	ppm	-5	-5	-5	22	25	23	18
Zn	ppm	51	77	74	41	41	44	41
Pb	ppm	5	5	5	30	22	17	27
Rb	ppm	32	22,4	31,8	101,5	118	127	127,5
Y	ppm	153,00	151,00	154,00	315	269	283	293
Zr	ppm	21,50	21,10	21,70	22,7	17,5	20,4	20,2
Nb	ppm	5,8	6,5	6,4	10,7	9,2	10,5	10,6
La	ppm	22,8	25,3	24,6	41,4	39,1	39,3	44,1
Ce	ppm	50,7	53,9	53,2	76,8	72,4	73,5	82,7
Pr	ppm	5,94	6,58	6,43	8,33	7,93	7,84	8,78
Nd	ppm	21,1	23,4	23	30	28,3	28,1	31,6
Sm	ppm	3,81	4,11	3,9	5,34	4,85	4,74	5,39
Eu	ppm	1,14	1,19	1,19	1	0,92	1,08	0,98
Gd	ppm	4	4,22	4,11	4,57	4,31	4,82	4,41
Tb	ppm	0,61	0,66	0,66	0,64	0,56	0,67	0,63
Dy	ppm	3,66	3,75	3,73	3,77	3,05	3,76	3,43
Ho	ppm	0,83	0,83	0,84	0,8	0,62	0,77	0,72
Er	ppm	2,52	2,41	2,53	2,34	1,92	2,23	2,06
Tm	ppm	0,4	0,39	0,41	0,35	0,27	0,34	0,31
Yb	ppm	2,62	2,52	2,78	2,36	1,85	2,26	2,09
Lu	ppm	0,45	0,44	0,46	0,36	0,27	0,35	0,32
Hf	ppm	4,6	4,5	4,7	8,6	7,3	6,8	6,5
Ta	ppm	0,5	0,5	0,5	0,9	0,8	0,8	0,8
Th	ppm	3	2,99	2,95	21,8	18,25	19,85	19,7
U	ppm	1,02	1,08	0,93	6,62	4,16	5,4	5,28
La/Lu		50,7	57,5	53,5	115,0	144,8	112,3	137,8

Table 3.2

Compositions représentatives des roches volcaniques felsiques (rhyolites et tufs).

Échantillon		JZ-045	JZ-057	KH-360	JZ-057	KH-281	KH-281	KH-281
		Greywake	Greywake	Greywake	Greywake	Mudstone	Mudstone	Mudstone
Élément	unité							
SiO ₂	%	58,96	63,36	70,53	64,88	58,54	59,27	61,49
TiO ₂	%	1,04	0,82	0,83	0,83	0,77	0,90	0,81
Al ₂ O ₃	%	19,78	18,96	11,70	18,75	18,36	22,26	19,92
Fe ₂ O ₃ T	%	12,59	8,87	8,09	7,79	9,76	9,89	9,62
MnO	%	0,11	0,09	0,10	0,10	0,13	0,09	0,07
MgO	%	2,56	2,63	1,99	1,96	2,86	1,67	1,97
CaO	%	0,32	0,87	2,96	1,44	4,36	0,37	0,75
Na ₂ O	%	2,41	2,49	3,06	1,98	1,96	3,19	2,72
K ₂ O	%	2,00	1,70	0,79	1,96	2,97	2,13	2,38
P ₂ O ₅	%	0,11	0,09	0,07	0,16	0,13	0,14	0,18
S	%	0,06	0,01	0,005	0,06	0,08	0,01	0,08
C	%	2,30	1,54	1,15	1,15	1,7	0,15	0,25
LOI	%	8,54	7,01	6,06	6,09	9,41	4,32	4,06
As	ppm	212	104	0,5	0,7	1,2	2,1	1,5
Ba	ppm	478	340	292	453	545	609	500
Co	ppm	43	24,8	22	22,3	16	20	23
Cr	ppm	210	150	120	120	110	130	120
Cu	ppm	57	40	18	18	40	51	35
Ni	ppm	105	76	49	55	47	56	57
Sr	ppm	128,5	129	179,5	140,5	201	230	175,5
V	ppm	245	156	142	153	136	165	140
Zn	ppm	104	88	61	83	97	82	85
Pb	ppm	11	11	2	11	7	5	5
Rb	ppm	70	68,2	28,4	77,3	79,1	74,5	68
Y	ppm	17,8	16,9	14,9	18	13,7	20,2	17,9
Zr	ppm	119	142	126	159	140	157	157
Nb	ppm	4,4	6,7	5,2	6,7	5,9	7,1	6,8
La	ppm	15,6	22,8	13,9	22,7	14,5	21,3	17,6
Ce	ppm	33,4	48,3	30,1	47	32	46,8	37,9
Pr	ppm	4,14	5,48	3,45	5,44	3,85	5,5	4,47
Nd	ppm	17,1	21,1	13,9	20,7	14,8	20,7	17,5
Sm	ppm	3,79	4,17	3,04	4,25	3,09	4,32	3,71
Eu	ppm	1,07	0,98	0,89	1,07	0,97	1,28	1,1
Gd	ppm	3,21	3,47	2,94	3,67	3,06	4,33	3,66
Tb	ppm	0,54	0,5	0,46	0,54	0,47	0,71	0,6
Dy	ppm	3,09	3,03	2,88	3,21	2,66	3,97	3,51
Ho	ppm	0,68	0,64	0,57	0,65	0,53	0,82	0,71
Er	ppm	1,94	1,86	1,79	2,04	1,76	2,49	2,15
Tm	ppm	0,28	0,27	0,25	0,29	0,26	0,35	0,32
Yb	ppm	1,86	1,76	1,68	1,89	1,79	2,36	2,16
Lu	ppm	0,3	0,27	0,26	0,3	0,27	0,36	0,32
Hf	ppm	3,3	3,9	3,4	4,4	3,8	4,5	4,4
Ta	ppm	0,4	0,5	0,4	0,6	0,5	0,7	0,6
Th	ppm	2,54	3,82	2	5,72	3,72	5,87	4,58
U	ppm	1,54	1,05	0,74	1,96	1,02	1,47	1,27
La/Lu		52,0	84,4	53,5	75,7	53,7	59,2	55,0

Table 3.3

Compositions représentatives des roches sédimentaires de la séquence turbiditique.

Échantillon		PC-415	PC-415	PC-415	RMD 028	RMD 028	RMD 019	RMD 019
		Arénite Mature	Arénite Mature	Arénite Mature	Arénite Immature	Arénite Immature	Arénite Immature	Arénite Immature
Élément	unité							
SiO ₂	%	83,92	73,59	81,10	55,78	61,31	59,12	59,70
TiO ₂	%	0,51	0,77	0,47	0,88	0,65	0,75	0,61
Al ₂ O ₃	%	6,96	10,95	9,27	15,65	16,87	15,66	18,21
Fe ₂ O ₃ T	%	4,87	7,87	4,58	13,01	8,00	10,03	7,62
MnO	%	0,09	0,15	0,13	0,21	0,11	0,17	0,12
MgO	%	0,47	1,18	0,61	4,88	1,96	3,78	2,10
CaO	%	1,10	2,65	1,56	4,83	4,54	5,48	4,96
Na ₂ O	%	0,43	1,42	0,73	3,02	4,96	3,01	5,57
K ₂ O	%	1,51	1,26	1,49	1,42	1,28	1,65	1,02
P ₂ O ₅	%	0,05	0,08	0,02	0,18	0,17	0,12	0,12
S	%	-0,01	-0,01	-0,01	0,01	-0,01	-0,01	-0,01
C	%	0,68	0,72	0,51	1,87	1,01	2,17	1,44
LOI	%	2,41	3,56	2,59	7,83	4,15	8,52	5,52
As	ppm	1,3	1,4	1,4	0,5	1,3	0,4	0,3
Ba	ppm	437	375	489	366	761	555	404
Co	ppm	14	35,1	23	42,1	21,5	34,8	18,2
Cr	ppm	40	90	40	300	80	200	50
Cu	ppm	11	0	0	0	39	8	15
Ni	ppm	26	46	31	90	36	71	27
Sr	ppm	85	226	163	364	344	421	500
V	ppm	69	140	78	164	138	142	122
Zn	ppm	31	46	31	108	86	87	74
Pb	ppm	11	8	9	15	17	15	13
Rb	ppm	49,6	36,5	44,2	43,6	43,9	56	31,7
Y	ppm	16,1	18,5	12,6	14,9	12,9	14,9	8,8
Zr	ppm	104	141	89	106	128	111	100
Nb	ppm	5,1	4,9	3,1	4	5,3	4,4	3,8
La	ppm	24,3	21	14,8	18,9	26,4	25,2	17,2
Ce	ppm	44,8	43,3	27,9	37,3	49,3	47,8	33
Pr	ppm	5,89	5,25	3,55	4,36	5,61	5,43	3,7
Nd	ppm	21,2	19,7	13,1	17,4	20,4	20,4	14,2
Sm	ppm	4,1	3,96	2,66	3,66	3,61	3,84	2,75
Eu	ppm	1,22	1,48	1,02	1,08	1,09	1,10	0,83
Gd	ppm	4,11	4,25	2,85	3,28	3,49	3,48	2,25
Tb	ppm	0,63	0,67	0,46	0,5	0,45	0,49	0,33
Dy	ppm	3,36	3,68	2,51	2,86	2,49	2,85	1,76
Ho	ppm	0,66	0,76	0,54	0,63	0,51	0,58	0,36
Er	ppm	1,74	2,13	1,43	1,68	1,45	1,66	0,94
Tm	ppm	0,26	0,3	0,22	0,25	0,21	0,24	0,14
Yb	ppm	1,53	1,86	1,27	1,70	1,31	1,53	0,93
Lu	ppm	0,26	0,29	0,21	0,25	0,19	0,23	0,14
Hf	ppm	3,1	3,9	2,7	2,6	3,2	2,7	2,2
Ta	ppm	0,4	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,2
Th	ppm	6,11	3,51	2,2	5,62	8,8	6,68	3,15
U	ppm	1,35	1,25	1,08	1,61	2,16	1,74	0,84
La/Lu		93,5	72,4	70,5	75,6	138,9	109,6	122,9

Table 3.4

Compositions représentatives des roches sédimentaires de la séquence arénitique.

3.1 ROCHES VOLCANIQUES

La composition géochimique des roches volcaniques se distingue tout d'abord par leur contenu en SiO_2 qui varie entre un minimum de 49% et un maximum de 75%. Les basaltes ont une moyenne de 50%, les rhyolites une moyenne de 75% et la majeure partie des analyses tombe entre les deux pour les compositions andésitiques, avec un contenu en SiO_2 moyen de 60%. Dans le cas des tufs présents au sud du bassin sédimentaire central, leur teneur en SiO_2 est constante et varie entre 73% à 75%, confirmant leur composition felsique. Étant donnée l'incertitude en ce qui attrait à l'altération, au métamorphisme et à la météorisation des roches, un premier diagramme de discrimination opposant les éléments Th et Co a été utilisé afin de discriminer à la fois les séries tholéiitiques, calco-alcalines et shoshonitiques, ainsi que le type de roche (figure 3.1). Ce diagramme tiré de Hastie *et al.* (2007) a l'avantage d'utiliser des éléments immobiles, où le Th présente une alternative au K_2O et le Co remplace le SiO_2 . Tel que démontré par ce diagramme, la classification préliminaire des types de roches volcaniques entre basalte, andésite et rhyolite est généralement cohérente avec les observations de terrain. Seule la limite entre les andésites et les basaltes pour certains échantillons ne semble pas se corréliser aussi clairement entre les observations de terrain et le diagramme de discrimination. Par contre, il est démontré sur le graphique que les roches visuellement classifiées comme basaltes montrent les plus hautes concentrations de Co et les plus basses quantités de Th. Ce graphique permet la distinction entre trois séries volcaniques distinctes dans le district minéralisé de Rosebel : 1- les basaltes sont associés à la série tholéiitique, 2- les andésites et les rhyolites à la série calco-alcaline, 3- alors que les tufs felsiques se distinguent avec leur contenu élevé en Th et leur appartenance à la série shoshonitique (riche en K).

Dans le diagramme de classification utilisant le ratio Zr/TiO_2 versus Nb/Y (figure 3.2a - Winchester et Floyd, 1977) la composition de ces trois ensembles est dispersée dans trois champs pour les roches du sous-bassement volcanique : basalte sub-alcalin, andésite/basalte et rhyolite. Les tufs felsiques tant qu'à eux tombent dans le champ rhyodacite/dacite. En utilisant les éléments majeurs SiO_2 versus Na_2O+K_2O (Le Maitre *et al.*, 1989), la classification est semblable, avec les roches volcaniques classifiées dans le domaine sub-alcalin, couvrant les champs de basalte, andésite basaltique, andésite, dacite et rhyolite (figure 3.2b). Les tufs felsiques présents dans la séquence arénitique montrent une signature géochimique distincte des rhyolites du sous-bassement volcanique, même si les deux ensembles sont de composition felsique. Les différences entre les deux unités sont surtout marquées par le contenu en Zr, TiO_2 et K_2O qui est significativement plus élevé pour les tufs felsiques, leur composition étant particulièrement riche en Zr (de 269 ppm à 315 ppm).

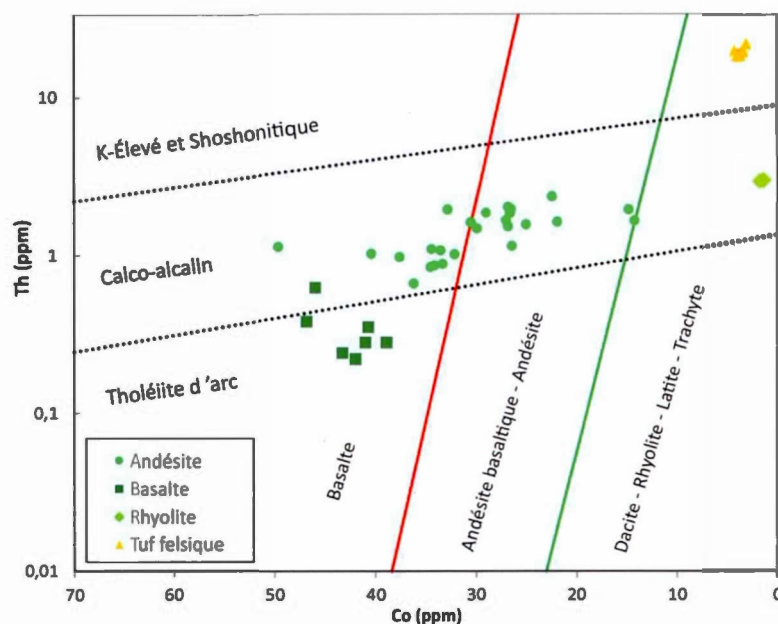


Figure 3.1

Diagramme de classification des roches volcaniques (légende basée sur les descriptions préliminaires de terrain) dans les domaines shoshonitique, calco-alcalin et tholéiitique en fonction des éléments immobiles Th et Co (Hastie *et al.*, 2007).

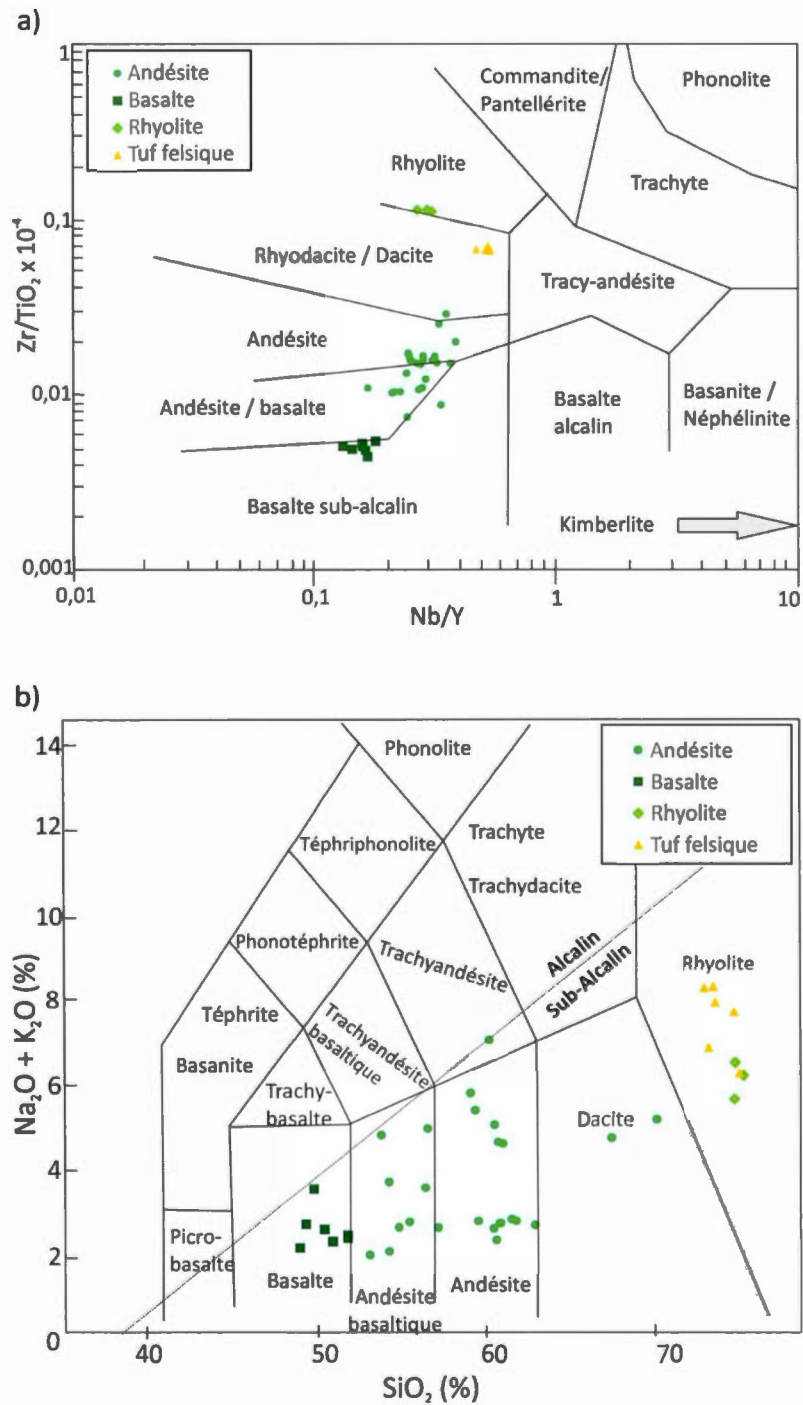


Figure 3.2

Diagrammes de classification des roches volcaniques (légende basée sur les descriptions préliminaires de terrain) : a) en fonction des éléments mineurs Nb/Y versus Zr/TiO_2 (Winchester et Floyd, 1977), b) en fonction des éléments majeurs SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre *et al.*, 1989).

L'affinité tholéitique des basaltes du dépôt de Royal Hill est démontrée par leur profil de terres rares normalisé aux chondrites qui est aplati et enrichi environ de 10X à 25X chondrite (figure 3.3a). Le ratio $(La/Yb)_N$ varie entre 1,70 et 2,10 et indique un fractionnement très faible des terres rares. Dans le cas des roches andésitiques, les patrons de terres rares montrent des enrichissements pour les terres rares légers qui vont de 30X à 62X chondrite, contre 6X à 16X chondrite pour les éléments les plus lourds, pour un ratio $(La/Yb)_N$ qui varie entre 3,98 et 15,01 (figure 3.3b). Dans un diagramme discriminant ternaire utilisant les éléments immobiles La, Nb et Y (Cabanis et Lecolle, 1989), les basaltes montrent une affinité avec les laves formées dans des bassins arrière-arc (figure 3.4). Dans le même diagramme, les roches de composition andésitique à andésite basaltique montrent une affinité plus marquée avec des roches calco-alcalines d'arc volcanique ou de basalte continental.

Dans le cas des rhyolites de la série calco-alcaline, le ratio $(La/Yb)_N$ varie de 8,7 à 10,0. Les profils de terres rares montrent un enrichissement de 97X à 105X chondrite des terres rares légers contre un enrichissement de moins de 15X chondrite pour les terres rares lourds (figure 3.5a). Dans le cas des tufs, la signature géochimique montre un profil très enrichi en terres rares légers avec un ratio $(La/Yb)_N$ qui varie entre 17,4 et 21,1 (figure 3.5b). Cet enrichissement en terres rares légers est marqué par des valeurs atteignant plus de 175X chondrite, ce qui est significativement plus élevé que pour les rhyolites. Le profil montre aussi une anomalie négative en Eu qui est absente des roches du sous-bassement rhyolitique. Cette anomalie implique que les tufs pourraient provenir d'un magma dont la cristallisation fractionnée a tout d'abord précipité des plagioclases. Le ratio entre Eu^{2+} et Eu^{3+} étant en grande partie contrôlé par les conditions de température (le Eu^{2+} augmentant avec la température; Bau, 1991) et que subséquemment c'est le Eu^{2+} qui prendra la place du Ca dans les plagioclases, ceci pourrait impliquer que les tufs résultent d'un épisode magmatique

associé à de plus hautes températures que les rhyolites. Ceci pourrait démontrer une différence entre les processus magmatiques et les conditions de température de la formation des laves rhyolitiques et ultérieurement des tufs felsiques.

Le spectre multiéléments normalisé au manteau primitif pour les roches de la série calco-alcaline (andésite, rhyolite et tuf felsique) montre des anomalies négative Ta-Nb modérément prononcées pour les andésites et très prononcées pour les rhyolites (figure 3.6a, b). Cette anomalie en Ta-Nb peut résulter de la fusion d'une croûte subductée en interaction avec le manteau qui forme résidu de fusion relativement riche en rutile. Le rutile étant un hôte important de Ta et Nb, les laves ainsi formées seront appauvries en Ta-Nb (Rubatto et Hermann, 2003). Cette signature est similaire à celle des laves formées dans les zones de subduction récentes (Briqueu *et al.*, 1984), puisque le rutile se forme normalement à des conditions de haute pression et température qui ne correspondent pas à un environnement d'extension. Ceci implique que le volcanisme ayant formé le sous-bassement volcanique à Rosebel aurait évolué dans un contexte tectonique allant d'extension arrière-arc pour les basaltes, à un environnement tectonique dominé par un régime en subduction avec la formation d'arc volcaniques pour les andésites et les rhyolites. Ce même spectre multiélément normalisé au manteau primitif pour les tufs (figure 3.7) montre un fractionnement et un enrichissement plus important que pour les rhyolites, quoique la même anomalie Ta-Nb soit présente. Ce qui indiquerait que les tufs présents dans la séquence arénitique se sont aussi formés dans un contexte géodynamique de subduction.

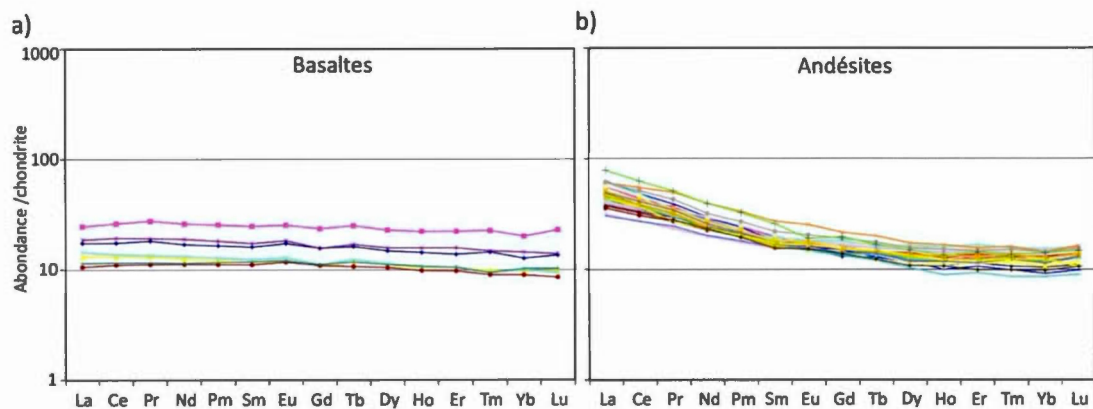


Figure 3.3

Patron de terres rares normalisé aux chondrites pour les différents ensembles volcaniques: a) basaltes, b) andésites.

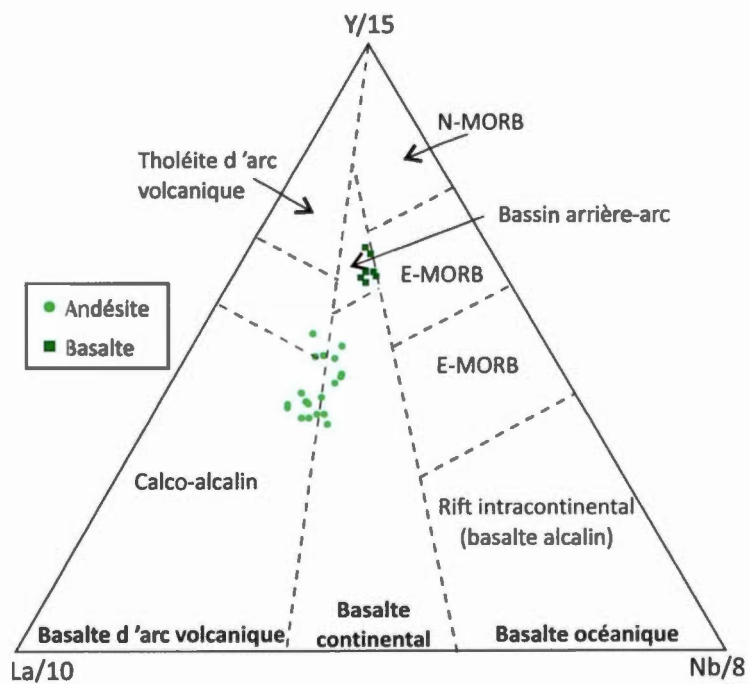


Figure 3.4

Diagramme de discrimination pour les roches basaltiques et andésitiques mettant en relation les éléments La, Nb et Y (Cabanis et Lecomte, 1989).

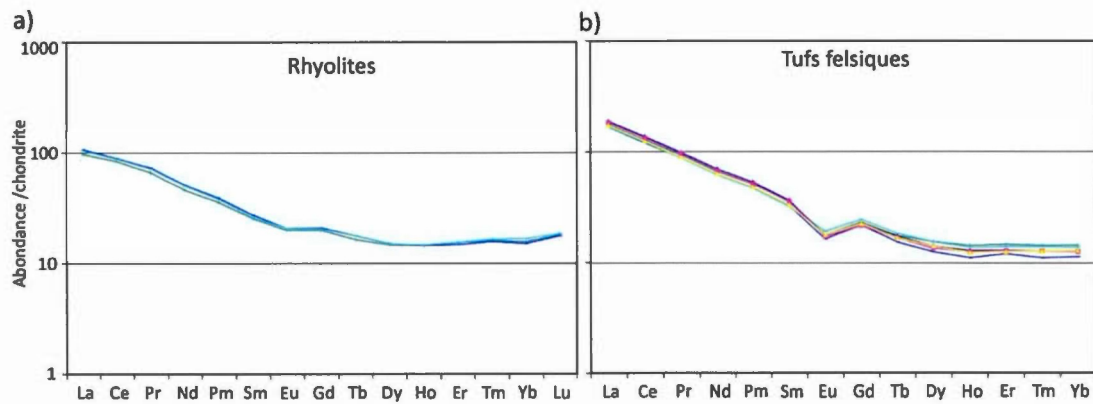


Figure 3.5

Patron de terres rares normalisé aux chondrites pour les différents ensembles volcaniques: a) les roches volcaniques calco-alcalines (rhyolites) et b) les tufs felsiques du bassin sédimentaire.

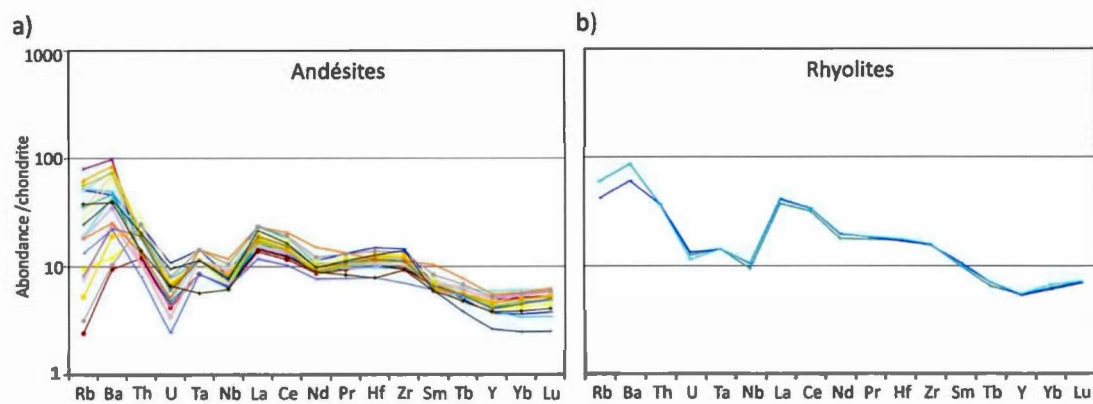


Figure 3.6

Spectre multiéléments normalisé au manteau primitif pour a) les roches volcaniques transitionnelles (andésites), b) les roches volcaniques calco-alcalines (rhyolites).

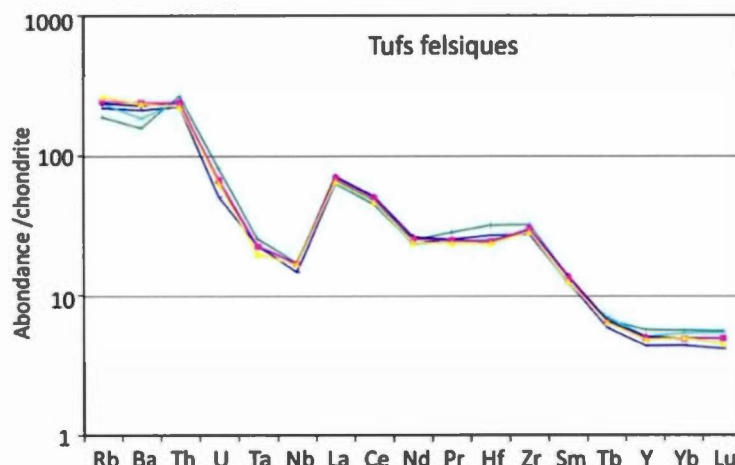


Figure 3.7

Spectre multiéléments normalisé au manteau primitif pour les tufs felsiques du bassin sédimentaire.

3.2 ROCHES SÉDIMENTAIRES

La caractérisation géochimique des roches sédimentaires peut donner de l'information concernant non seulement la source des sédiments, mais aussi sur leur transport et sur l'évolution des bassins. Dans le cas présent, l'échantillonnage s'est basé sur 1- la différenciation des deux séquences sédimentaires (turbiditique *versus* arénitique), 2- sur l'évolution stratigraphique de la séquence arénitique et 3- dans le cas de la séquence turbiditique, sur les différentes lithologies soit les mudstones, les greywackes et les conglomérats. Pour la séquence arénitique les roches analysées ont été sélectionnées en fonction de leur position stratigraphique en distinguant les arénites à la base et dans les niveaux intermédiaires de la séquence (sous l'unité de tuf), les arénites des niveaux supérieurs immédiatement au-dessus de l'unité de tuf, et au sommet de la séquence dans le dépôt de Rosebel. Les terres rares sont reconnus comme étant des indicateurs fiables en ce qui attrait à la source des sédiments pour des sédiments détritiques de granulométrie fine, puisque ceux-ci ont des coefficients

de partition eau-roche faibles, contrôlant partiellement leur transfert quasi-complet de la roche source au sédiment. Ceci permet donc d'assumer qu'ils sont immobiles durant la diagénèse, l'altération ou le métamorphisme de faible à moyen grade (Fleet, 1984; McLennan, 1989). Les signatures des roches sédimentaires plus grossières telles que les arénites devront par contre être analysées d'un point de vue plus critique. En effet, des minéraux tels que le quartz ont pour effet de « diluer » le contenu en terres rares, alors que des minéraux lourds tels que les zircons ou la monazite ont une influence erratique sur la distribution des terres rares en fonction de leur abondance (Cullers *et al.*, 1987).

Le premier élément qui distingue les séquences sédimentaires est le contenu en SiO_2 qui tend à augmenter avec la maturité des roches sédimentaires. Le contenu en Al_2O_3 semble aussi lié à la maturité, mais dans le cas présent la corrélation entre le Al_2O_3 et la maturité du sédiment est inverse (figure 3.8). Les fréquences de distribution des concentrations du SiO_2 à l'intérieur même des ensembles sédimentaires (turbiditique, arénite mature et arénite immature) illustrent aussi très bien la différence entre les sédiments matures et les sédiments immatures. Tel que démontré par la figure 3.9 mettant en relation le pourcentage en SiO_2 et le rang percentile de chaque concentration, les populations d'analyses des roches sédimentaires matures montrent une courbe régulière qui s'incurve vers le bas, puisqu'elles ont une composition uniforme et riche en quartz. À l'opposé, les populations d'analyses dans les arénites immatures et la séquence turbiditique montrent des courbes de distribution plutôt irrégulières et qui s'incurvent vers le haut, puisqu'elles sont moins riches en quartz. Pour la séquence turbiditique, les teneurs en SiO_2 sont en moyenne de 65,5% et la distinction entre les mudstones et les greywackes est peu marquée avec des moyennes de 62,9% et 67,2% respectivement. Les teneurs de SiO_2 dans les

différents échantillons y montrent une distribution étalée entre 57% et 73% (sauf pour un échantillon à 86% SiO_2).

La distribution des concentrations en SiO_2 diffère pour la séquence arénitique qui contient une plus grande variété de concentrations. Les teneurs en SiO_2 varient entre 53% et 84%. Les pourcentages de SiO_2 sont directement corrélés avec la position stratigraphique des différents échantillons, ce qui expose bien l'évolution en maturité des sédiments, de la base de la séquence près des roches volcaniques au haut de la séquence dans le dépôt de Rosebel. Dans le cas des roches sédimentaires immatures, localisées à la base des dépôts de Pay Caro, Royal Hill, Roma et Mayo, la teneur moyenne en SiO_2 est de 61,4%, contre 73,1% un peu plus haut dans la séquence au-dessus de l'unité de tuf et de 76,8% au sommet de la séquence stratigraphique dans le gisement de Rosebel. L'arénite qui se trouve au-dessus de l'unité de tuf est localisée à moins de 500 mètres de la base de la séquence, mais a tout de même des concentrations assez distinctes de SiO_2 par rapport aux unités localisées stratigraphiquement sous le tuf. Ceci démontre qu'assez tôt dans la formation du bassin sédimentaire, les sédiments ont évolué en maturité, impliquant une distance de transport grandissante, un remaniement des sédiments, ou un mode de dépôt différent ayant contribué à leur maturation minéralogique.

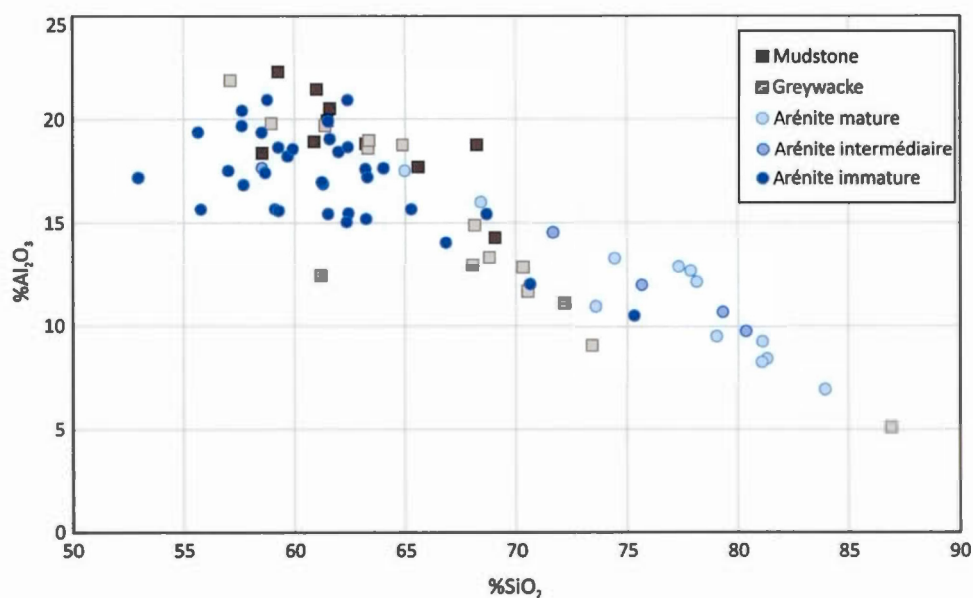


Figure 3.8

Diagramme mettant en relation le contenu en SiO_2 versus Al_2O_3 pour les différentes roches sédimentaires (arénite immature, arénite intermédiaire, arénite mature, greywacke et mudstone).

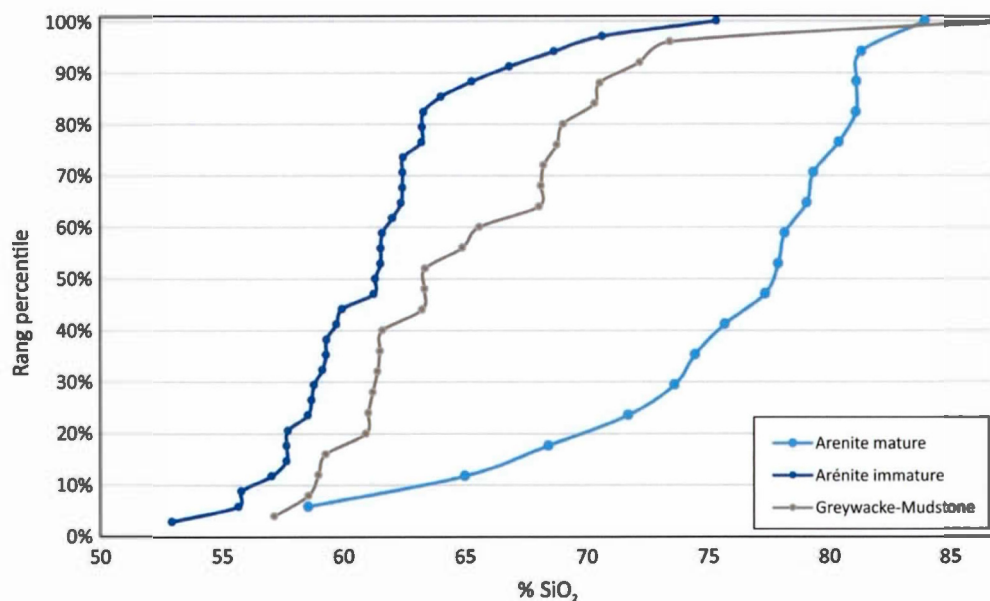


Figure 3.9

Fréquence de distribution du SiO_2 (rang percentile) dans les principaux ensembles sédimentaires (arénite immature, arénite mature, greywacke-mudstone).

Dans le cas de la séquence arénitique, la concentration de certains éléments majeurs tels qu' Al_2O_3 , Fe_2O_3 et MgO tend à décroître avec une maturité plus grande des sédiments, donc en montant dans la séquence stratigraphique. Encore une fois, il existe une coupure nette des compositions entre les sédiments localisés à la base de la séquence sous le tuf ($\text{Al}_2\text{O}_3=17,1\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3= 8,6\%$, $\text{MgO}=2,2\%$) et ceux situés directement au-dessus de l'horizon de tuf ($\text{Al}_2\text{O}_3=12,9\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3= 4,9\%$, $\text{MgO}=0,76\%$), ces derniers ayant une composition qui se rapproche beaucoup plus des roches présentes tout au sommet de la séquence sédimentaire ($\text{Al}_2\text{O}_3=11,5\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3= 4,8\%$, $\text{MgO}=0,72\%$). Dans la séquence turbiditique les concentrations en éléments majeurs ($\text{Al}_2\text{O}_3=16,5\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3= 8,7\%$, $\text{MgO}=2,1\%$) sont très similaires à celles observées à la base de la séquence arénitique. Cette ressemblance entre la séquence turbiditique et la base du bassin sédimentaire central pourrait indiquer que: 1) la source de sédimentation pour les deux séquences était très similaire, 2) même si le mode de sédimentation n'était pas le même (turbiditique *versus* environnement peu profond), les deux sont le résultat d'une sédimentation qui ne découle pas d'un long processus de transport et que les sédiments ont été très peu remaniés suite à leur dépôt.

Les deux formations sédimentaires ont des profils de terres rares similaires à ceux observés dans les roches volcaniques de signature calco-alcaline (rhyolite), malgré le fait que les rhyolites ne soient pas dominantes dans le district minéralisé de Rosebel (figure 3.10a, b). Bien que la signature géochimique soit similaire dans les deux séquences sédimentaires, il existe quelques distinctions entre les roches turbiditiques et les roches arénitiques, dont le fractionnement légèrement plus élevé et variable des terres rares généralement observé dans la séquence arénitique. La séquence turbiditique montre un enrichissement en terres rares légers qui varie entre 54X et 115X chondrite avec un ratio $(\text{La}/\text{Yb})_N$ qui varie entre 4,7 et 13,8 pour un ratio moyen de 7,29. Les roches de la séquence arénitique montrent quant à elles un

enrichissement en terres rares légers variant entre 63X et 213X chondrite pour un ratio $(La/Yb)_N$ qui varie entre 6,7 et 27,3 pour une moyenne de 12,0 dans les arénites matures et de 13,9 dans les arénites immatures.

La différence entre le fractionnement observé dans la séquence arénitique et celui dans la séquence turbiditique pourrait s'expliquer en partie par la présence de minéraux tels que le zircon ou la titanite dans la séquence sédimentaire la plus grossière, puisque ces minéraux ont une très grande influence sur la distribution des éléments traces, même s'ils sont présents en très faible quantité (Cullers, 1988; Rollinson, 1993). Dans l'ensemble des échantillons de la séquence arénitique quelques anomalies négatives en Eu sont observées, mais celles-ci sont exclusivement présentes dans les unités qui sont situées stratigraphiquement au-dessus de l'unité de tuf felsique. Puisqu'aucune des roches présentes dans le sous-bassement volcanique ne présente d'anomalie négative en europium, et que l'anomalie négative n'est observée que dans les sédiments stratigraphiquement au-dessus du tuf, il est possible que cette anomalie soit reliée au remaniement de l'unité de tuf sous-jacente.

Puisque la signature des terres rares des deux ensembles sédimentaires est très similaire à celle des roches rhyolitiques de la série volcanique calco-alcaline, une comparaison a aussi été effectuée pour les spectres multiéléments (figure 3.11). Les résultats démontrent que la signature est toute aussi similaire à celle des roches rhyolitiques; les deux ensembles sédimentaires témoignent d'une anomalie négative prononcée pour le Ta et le Nb. Ceci renforce l'hypothèse d'une source de sédiments similaire pour les deux séquences sédimentaires, soit les rhyolites calco-alcalines du sous-bassement volcanique.

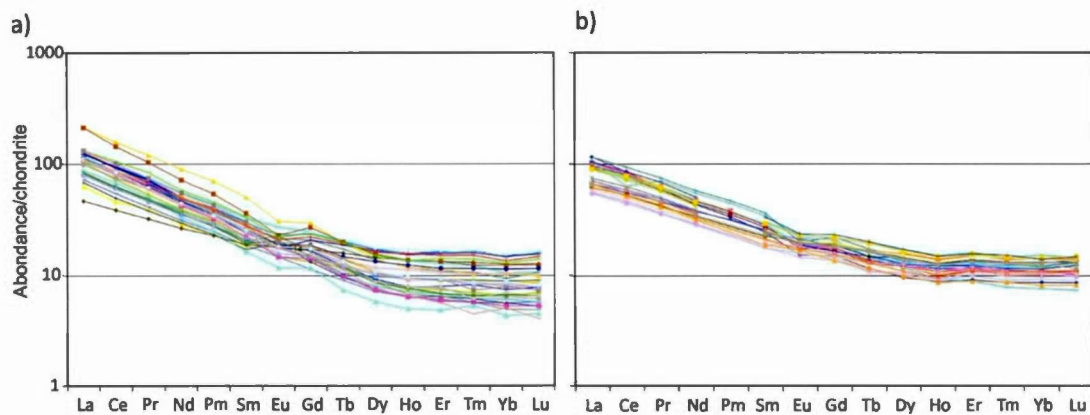


Figure 3.10

Patron de terres rares normalisé aux chondrites des différents ensembles sédimentaires: a) séquence arénitique, b) séquence turbiditique.

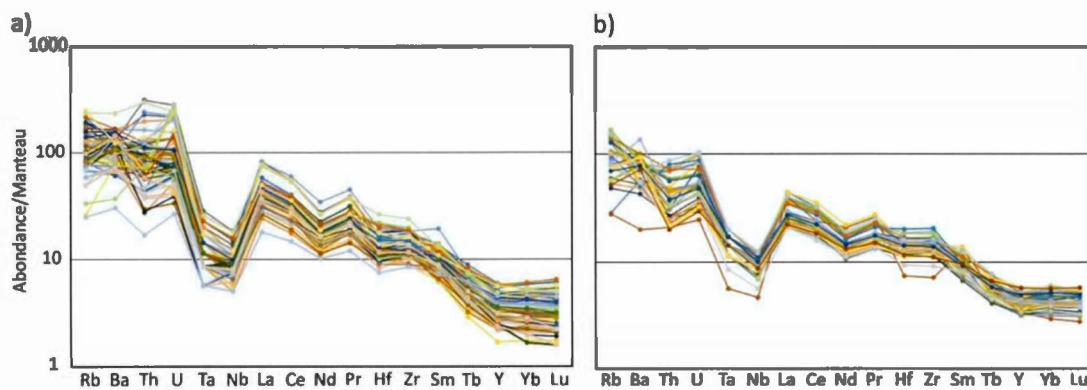


Figure 3.11

Spectres multiéléments normalisés au manteau primitif des différents ensembles sédimentaires: a) séquence arénitique, b) séquence turbiditique.

3.3 SYNTHÈSE

Les roches volcaniques peuvent se diviser en trois séries distinctes, soit tholéitique pour les basaltes, calco-alkaline pour les andésites et les rhyolites et shoshonitique pour les tufs felsiques présents dans la séquence arénitique. Les basaltes montrent des affinités avec des laves formées dans des bassins arrière-arc, alors que les andésites ont une affinité plutôt marquée avec des roches calco-alkalines d'arc volcanique ou de basalte continental. Les andésites, les rhyolites et les tufs felsiques semblent s'être formés dans une zone de subduction, tel que démontré par les spectres multiéléments. Ces différents contextes tectoniques de formation pour l'ensemble des roches volcaniques (excluant les tufs) impliquent donc que le volcanisme aurait débuté dans un contexte de bassin arrière-arc, qui aurait évolué en un environnement dominé par un régime en subduction ayant formé des arcs volcaniques de composition andésitique, puis rhyolitique. La présence d'une anomalie négative en Eu dans les tufs, mais pas dans les roches calco-alkalines du sous-bassement volcanique, démontre que les processus magmatiques n'ont pas été les mêmes dans les deux cas. Les tufs pourraient résulter d'un magmatisme ayant eu lieu dans des conditions de plus hautes températures que pour les roches rhyolitiques.

Les analyses géochimiques des roches sédimentaires ont permis dans un premier temps de confirmer la maturité croissante des sédiments en montant dans la séquence stratigraphique (pour la séquence arénitique), principalement basé sur des éléments majeurs tels que le contenu en SiO_2 et Al_2O_3 . Les concentrations des éléments majeurs tels que Al_2O_3 , Fe_2O_3 ou MgO dans les roches sédimentaires à la base de la séquence arénitique sont très similaires aux concentrations rencontrées dans l'ensemble des roches de la séquence turbiditique. Ceci implique, dans un deuxième temps, que la source des sédiments était probablement la même pour les

deux formations sédimentaires. L'analyse des patrons de terres rares a permis une interprétation plus poussée et indique que les séquences turbiditiques et arénitiques ont des patrons très similaires aux roches rhyolitiques de signature calco-alcaline du sous-bassement volcanique. La principale source de sédiments pour les deux formations sédimentaires est donc interprétée comme étant des roches volcaniques felsiques similaires aux rhyolites présentes dans le gisement de Mayo. Les similitudes entre les sources de sédiments pour les deux formations sédimentaires indiquent qu'il est possible que la séquence arénitique et la séquence turbiditique se soient déposées dans un même bassin sédimentaire, mais à des profondeurs et par des mécanismes différents.

CHAPITRE IV

GÉOCHRONOLOGIE

Sept échantillons ont été analysés pour datations U-Pb sur zircons, de ces échantillons : deux sont d'origine magmatique (une rhyolite et une tonalite), alors que cinq proviennent de roches sédimentaires représentées par des arénites et des conglomérats. De ces cinq échantillons, quatre proviennent de la séquence arénitique (arénite et conglomérat) et un provient de la séquence turbiditique (conglomérat).

Les datations des roches intrusives et des roches volcaniques ont été faites dans le but de contraindre dans le temps la formation des roches volcaniques et la mise en place de l'intrusion tonalitique du district minéralisé de Rosebel. De l'ensemble des roches volcaniques de la région, la rhyolite est celle qui a le plus de potentiel de fournir des âges fiables à partir d'analyses U-Pb sur des zircons. Ces âges permettront donc de replacer la formation des roches volcaniques du district dans un contexte plus régional et de comparer les âges obtenus à ceux disponibles dans la littérature, en grande partie des âges qui ont été obtenus en Guyane Française. Puisque plusieurs épisodes magmatiques ont eu lieu lors de la formation du Bouclier Guyanais au cours du Protérozoïque, les roches intrusives pourraient avoir une affinité avec plusieurs ensembles intrusifs : 1- les séries tonalite-trondhjémite-granodiorite mises en place dans les stades le plus précoces de l'orogénie transamazonienne majeure (Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Delor *et al.*, 2003b), 2- les intrusions granitiques mises en place au cours de l'événement D2a de l'orogénie transamazonienne majeure (Delor *et al.*, 2001), ou encore 3- un épisode magmatique encore plus tardif non répertorié

dans les ceintures de roches vertes et qui serait relié à la mise en place de la minéralisation aurifère. La chronologie de cet épisode magmatique peut donc être considérée critique en ce qui attrait à la mise en place de la minéralisation, à savoir s'il existe un lien génétique entre les deux événements.

Les datations faites sur les roches sédimentaires visent plutôt à caractériser, via les populations d'âges obtenues sur les zircons détritiques, les sources de sédimentation des différents ensembles sédimentaires, ainsi que l'âge maximal de dépôt des deux formations sédimentaires. Tel que mentionné en introduction, une des hypothèses de départ était qu'une formation sédimentaire détritique repose en discordance sur la minéralisation. Par conséquent, des échantillons localisés à l'extérieur des différents dépôts minéralisés ont été analysés afin de déterminer s'ils montrent des âges maximaux significativement plus jeunes que les échantillons pris à même les dépôts minéralisés. Combinées à une analyse de faciès stratigraphique poussée, ces datations permettront d'établir ou non la présence d'une formation sédimentaire post-minéralisation. Dans l'optique de l'absence d'une formation sédimentaire post-minéralisation, les patrons de distribution d'âges permettront tout de même de déterminer s'il existe une différence significative entre les sources de sédimentation pour les séquences arénitiques et turbiditiques, ou à l'intérieur même d'une de ces séquences. D'un autre côté, les âges maximaux permettront potentiellement de déterminer s'il y a une discordance significative entre les deux événements sédimentaires. Par contre, au moment de l'échantillonnage l'hypothèse de la formation post-sédimentation étant dominante, les échantillons ont été pris en majorité dans la séquence arénitique (deux échantillons dans les dépôts et deux échantillons à l'extérieur des dépôts), alors qu'un seul échantillon a été pris dans la séquence turbiditique, dans les conglomérats de Koolhoven.

4.1 MÉTHODOLOGIE

Les analyses ont été effectuées au Laboratoire de Géochronologie de GEOTOP-UQAM (Université du Québec à Montréal), sauf pour les analyses par ablation laser sur les zircons détritiques qui ont été effectuées au département *Earth and Atmospheric Sciences* de l'Université de l'Alberta à Edmonton. Les échantillons utilisés ont un poids moyen de 25 kilogrammes. Les âges sur les zircons provenant de la rhyolite et de la tonalite ont été obtenus par dilution isotopique et spectrométrie de masse à ionisation thermique (ID-TIMS). Cette méthode consiste à mettre les zircons en solution et ensuite à purifier le plomb et l'uranium à l'aide de colonnes chromatographiques avant de les analyser au spectromètre de masse. À l'opposé, les zircons détritiques ont été analysés *in-situ* par ablation laser et spectrométrie de masse à source au plasma (LA-MC-ICP-MS), cette méthode permettant d'analyser relativement rapidement un grand nombre de zircons. Pour cette méthode, les zircons sont montés sur des pastilles de résine d'époxy, l'ablation des cristaux est ensuite effectuée par un faisceau laser et l'analyte ionisé par le plasma fournit différentes masses isotopiques recueillies par les compteurs d'ions. La méthodologie complète pour les zircons magmatiques et les zircons détritiques telle que décrite dans le rapport de l'étude géochronologique de Jean David (rapport interne, 2009), ainsi que la liste des échantillons avec numéro de forage et profondeur sont présentées en détail dans l'annexe F.

4.2 RÉSULTATS

Le résumé des résultats de géochronologie obtenus sur les roches magmatiques et les roches sédimentaires est présenté dans la table 4.1.

Échantillon		Nb Analyses	Datation		Populations de zircons détritiques paléoprotérozoïques					
Description	Numéro		Âge	Erreur						
Tonalite	09Rose05	6	2165,3	+2,5/-1,8						
Rhyolite	09Rose07	5	2164,6	+1,5/-1,4						
Arénite minéralisé (SA)	09Rose04	60	2145	6				2,145	2,164	2,178
Arénite stérile (SA)	09Rose01	60	2071	11	2,071	2,094	2,124	2,147	2,169	
Conglomérat stérile (SA)	09Rose03	66	2088	5		2,088	2,119	2,141		
Conglomérat minéralisé (SA)	09Rose06	60	2076	6	2,076		2,114	2,148	2,163	
Conglomérat Armina (ST)	09Rose08	59	2094	9		2,094	2,108	2,132	2,160	2,202
Moyenne					2,074	2,092	2,116	2,143	2,164	2,190

Table 4.1

Résultats de géochronologie obtenus sur les roches volcaniques, intrusives et sédimentaires. Les âges présentés pour les roches sédimentaires représentent les âges maximaux de dépôt. SA = séquence arénitique, ST = séquence turbiditique.

4.2.1 Datation des roches volcaniques et intrusives

Tonalite

L'échantillon de tonalite (09Rose05) a été récupéré au sud du gisement de Royal Hill, dans une zone distale à la minéralisation et donc à l'altération hydrothermale. L'échantillon consiste en une roche équigranulaire composée de cristaux de quelques millimètres de diamètre de plagioclase, de quartz et de quelques cristaux de biotite. L'échantillon a fourni une quantité importante de zircons ayant des caractéristiques similaires, la plupart étant des cristaux idiomorphes incolores et limpides dont la section prismatique est relativement courte ou même absente produisant des cristaux équidimensionnels (planche 1a). On trouve aussi des cristaux à section prismatique plus allongée, mais qui présentent des caractéristiques typologiques identiques à celles des cristaux plus courts. Des analyses ont été effectuées à partir de six cristaux équidimensionnels; les résultats obtenus ont livré des rapports Th/U similaires entre 0,219 et 0,287 ainsi que des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ cohérents qui varient entre 2157,4±1,6 Ma et 2166,1±2,3 Ma. L'analyse #5, a livré un résultat légèrement inversement discordant (-0.2%), l'analyse #2 est très discordante (9.3%) ce qui est

attribuable au phénomène de perte récente en plomb (0 Ma), alors que les résultats des quatre autres analyses sont peu discordants (<0.8%). L'ensemble des analyses, à l'exception de l'analyse 5, a été utilisé pour établir une droite de régression avec une probabilité de coïncidence de 45% (figure 4.1a). L'intersection supérieure de la droite avec la concordia correspond à un âge de cristallisation de $2165,3 \pm 2.5/1,8$ Ma, interprété comme l'âge de mise en place de l'intrusion.

Rhyolite

L'échantillon de rhyolite (09Rose07) provient de la partie sud du gisement de Mayo, à l'extérieur de la zone minéralisée principale et à l'écart du contact volcano-sédimentaire. L'échantillon consiste en une roche aphanitique, de texture principalement massive, très riche en silice et peu altérée. L'échantillon a produit un nombre plus limité de cristaux de zircons, soit une vingtaine, mais qui ont tout de même pu être utilisés à des fins de datation. Les analyses ont été réalisées à partir de cinq petits cristaux prismatiques relativement courts ou équidimensionnels, quoique quelques cristaux idiomorphes de morphologie variable aient aussi été retrouvés (planche 1b). Les résultats obtenus montrent que ces cristaux sont pauvres en uranium et ont des rapports Th/U peu élevés, similaires à la tonalite se situant entre 0,22 et 0,25. Quatre analyses ont livré des résultats pratiquement identiques considérant les erreurs et dont les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ varient entre $2160,9 \pm 5,5$ Ma et $2167,3 \pm 2,4$ Ma. Une analyse a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ plus jeune de $1983,9 \pm 2,5$ Ma, ce résultat est très discordant et n'a pas été retenu pour le calcul de l'âge. Le calcul de régression effectué en forçant l'intersection inférieure vers 0 Ma, a produit un âge résultant de l'intersection supérieure de la droite avec la courbe concordia de $2164,6 +1,5/-1,4$ Ma (probabilité de coïncidence 15%, figure 4.1b). Cet âge est interprété comme celui du volcanisme et est très similaire à l'âge de l'intrusion tonalitique.

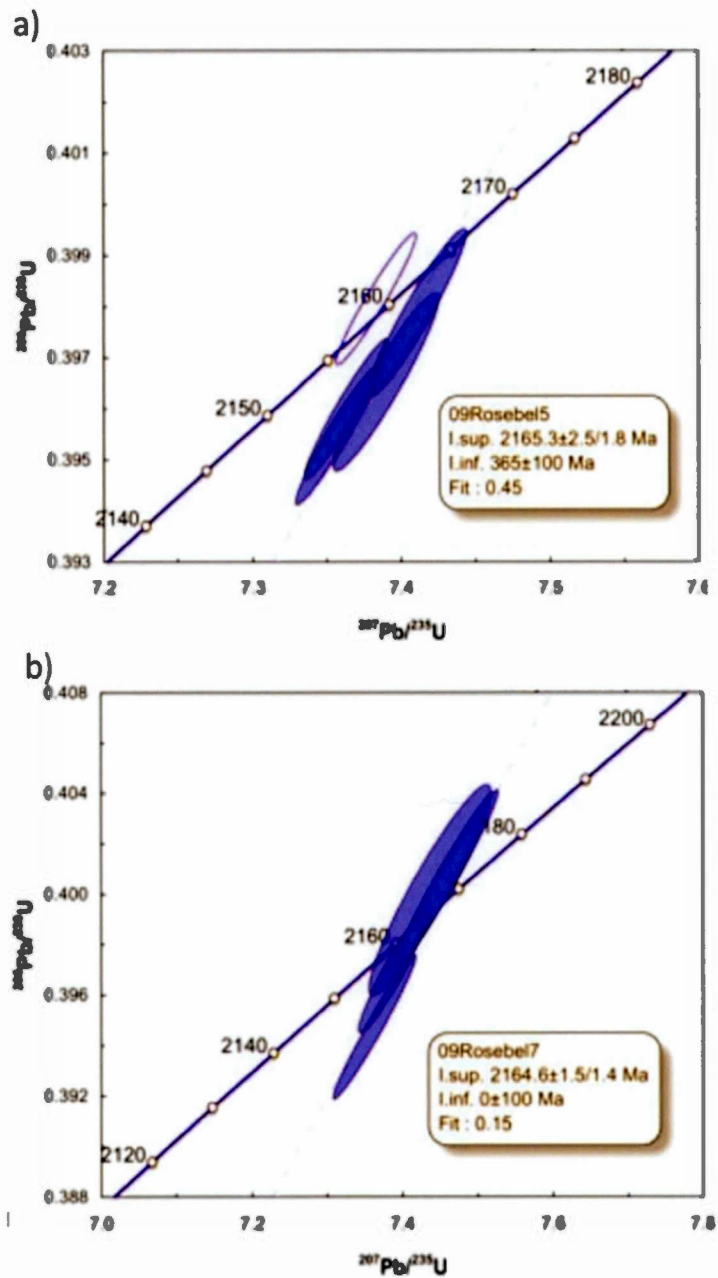


Figure 4.1

Diagramme $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ pour les échantillons a) de tonalite, b) de rhyolite.

4.2.2 Datation des séquences sédimentaires

Arénite « minéralisée » (sommet de la séquence arénitique)

L'échantillon d'arénite minéralisé (09Rose04) provient de la partie sud du dépôt de Rosebel et correspond donc au faciès le plus élevé de la séquence stratigraphique datée. La roche est une arénite grossière, très riche en quartz détritique (plus de 90%) et qui montre plusieurs lamines entrecroisées de magnétite. Le traitement de l'échantillon a permis de récupérer principalement des cristaux idiomorphes de zircon incolore, rose à légèrement brunâtre (planche 2a). Les cristaux sont prismatiques, tabulaires ou équidimensionnels à section rectangulaire ou hexagonale et ont des terminaisons courtes aux faces cristallines moyennement complexes. De même, il ne semble pas y avoir de grain mixte constitué d'un noyau entouré d'une surcroissance. Une soixantaine de grains ont été analysé par ablation laser et cet échantillon est celui des cinq échantillons sédimentaires qui montre la distribution d'âges la plus restreinte. Les résultats ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dont la variation est contrainte entre 2139 ± 9 Ma et 2189 ± 10 Ma et dont la plus grande fréquence d'âges se situe entre environ 2,16 Ga et 2,18 Ga (figure 4.2a). Les résultats indiquent qu'il s'agit de cristaux ayant des concentrations en plomb relativement faibles et les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ peu élevés (<4000) pour des analyses par ablation laser. Par contre, les âges montrent peu de dispersion même s'ils sont relativement discordants, soit entre 4% et 14%. Le traitement statistique des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a fait ressortir deux maxima correspondant à des âges de 2164 ± 2 Ma et 2178 ± 2 Ma. L'utilisation de la macro "unmix ages" permet de faire ressortir un âge de 2145 ± 6 Ma à partir des trois zircons les plus jeunes, un âge qui est interprété comme l'âge maximal de sédimentation.

Arénite « stérile » (niveau intermédiaire de la séquence arénitique)

L'échantillon 09Rose01 provient d'un secteur au nord du dépôt de Royal Hill dans une zone non minéralisée. La roche est une arénite de granulométrie moyenne, riche en quartz et présentant des lamines entrecroisées. La position stratigraphique de l'échantillon le situe au-dessus du niveau de tuf, soit à environ 500 mètres au-dessus de la discordance avec les roches volcaniques, mais tout de même à un niveau inférieur de la séquence stratigraphique en comparaison de l'échantillon 09Rose04 (arénite minéralisée). Les cristaux de zircon récupérés sont majoritairement incolores, roses ou brunâtres autant idiomorphes que sub-arrondis et une quantité importante de cristaux sont prismatiques courts et caractérisés par des micro-fractures (planche 2b). D'un autre côté, certains grains présentent des surcroissances, et d'autres forment des xénocristaux incolores, roses ou brunâtres. Les cristaux brunâtres se présentent en prismes allongés ou en cristaux tabulaires avec des terminaisons courtes et asymétriques. Des analyses par ablation laser ont été produites à partir de soixante cristaux échantillonnés de façon à couvrir l'ensemble des variations morphologiques. Les résultats analytiques ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ majoritairement paléoprotérozoïques qui s'empilent entre 2051 ± 22 Ma et 2179 ± 9 Ma, alors que trois analyses ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ archéens plus anciens que 2535 Ma. La plus grande concentration d'âges se trouve aux alentours de 2,12-2,15 Ga comparativement à 2,16-2,18 Ga pour l'échantillon précédent. L'ensemble de ces données est présentée sur un diagramme de probabilité-fréquence obtenu en utilisant la macro "Age display" (Sircombe, 2004), dont le traitement statistique des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a permis de faire ressortir six maxima à 2096 Ma, 2123 Ma, 2146 Ma, 2165 Ma, 2535 Ma, et 2686 Ma (figure 4.2b). La macro "unmix ages" du programme Isoplot a aussi été utilisée pour exécuter le traitement des âges paléoprotérozoïques. Cette macro a permis d'obtenir une incertitude sur les maxima soit; 2094 ± 6 Ma,

2124 \pm 5 Ma, 2147 \pm 3 Ma et 2169 \pm 4 Ma, et un maximum plus jeune de 2071 \pm 11 Ma a été identifié comme étant statistiquement valide. Ce dernier âge obtenu à partir des résultats de cinq analyses correspond à l'âge maximal de sédimentation.

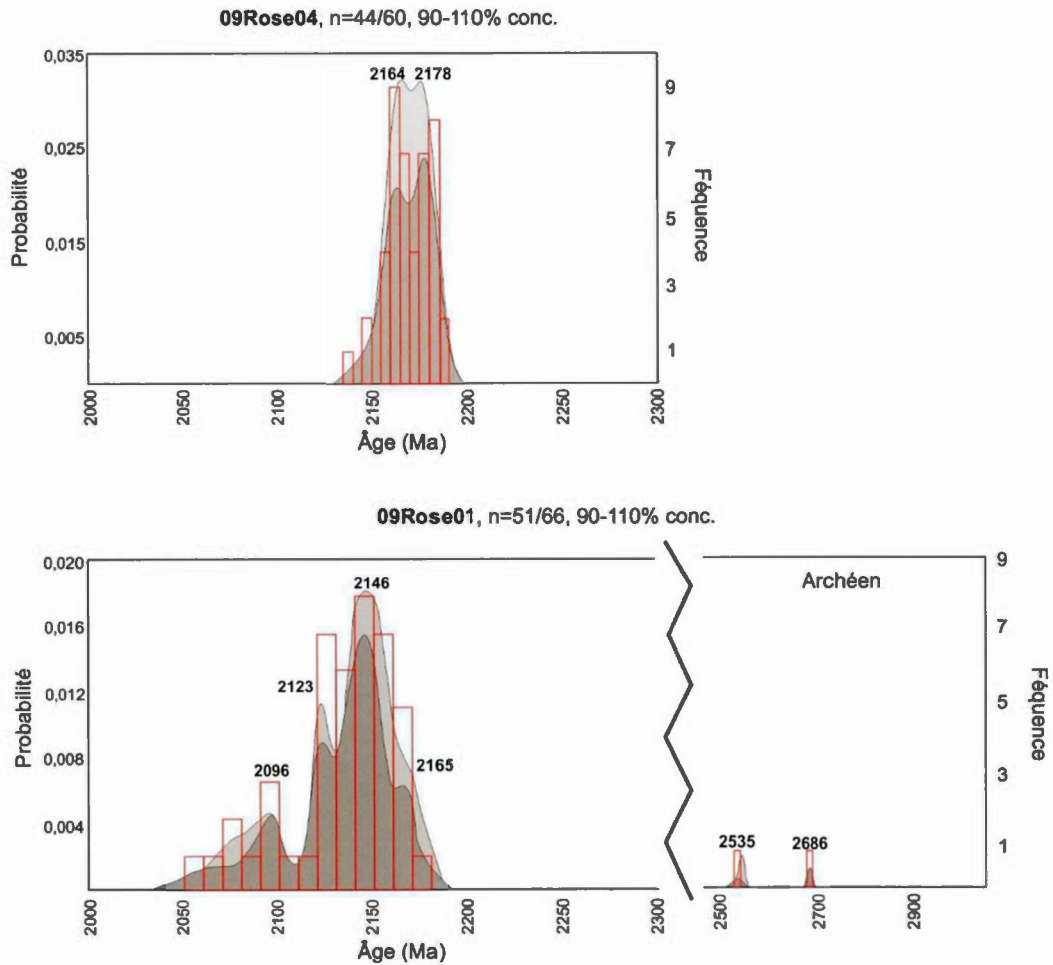


Figure 4.2

Diagramme de probabilité-fréquence pour a) l'arénite « minéralisée » du sommet de la séquence arénitique, b) l'arénite « stérile » des niveaux intermédiaires de la séquence arénitique.

Conglomérat stérile (niveau intermédiaire de la séquence stratigraphique)

L'échantillon de conglomérat stérile (09Rose03) a aussi été récupéré au nord du dépôt de Royal Hill et se trouve donc dans une position stratigraphique similaire à l'échantillon 09Rose01 (arénite stérile), à quelques dizaines de mètres au-dessus de l'unité de tuf. Le conglomérat est de nature polygénique avec principalement des fragments de roche volcanique et de tuf et est composé d'une matrice arénitique. De nombreux cristaux de zircon sub-idiomorphes à subarrondis, incolores ou brunâtres ont été récupérés (planche 3a). Il s'agit de cristaux prismatiques relativement courts à section rectangulaire ou hexagonale qui ont des terminaisons courtes aux faces cristallines simples, quoique quelques cristaux xénomorphes soient aussi présents. Des analyses par ablation-laser ont été effectuées sur soixante-six grains. La qualité du signal analytique a permis d'obtenir des erreurs de 8-9 Ma sur les âges et des résultats dont la discordance est moindre que 11%. Les résultats analytiques démontrent la présence de cristaux principalement paléoprotérozoïques, mais aussi archéens avec des âges qui s'étalent entre 2002 Ma et 3021 Ma (figure 4.3a). Le traitement statistique des analyses dont la concordance est de $\pm 10\%$ a permis de faire ressortir plusieurs maxima d'âges archéens; 2488 Ma, 2600 Ma, 2720 Ma et 3021 Ma. Seulement quatre maxima ressortent de la portion des âges protérozoïques soit 2075 Ma, 2090 Ma, 2120 Ma et 2197 Ma, avec une plus grande fréquence d'analyses à environ 2,12 Ga. L'utilisation de la macro "Unmix ages" ne distingue pas les deux maxima les plus jeunes qui sont plutôt groupés pour donner un seul âge de 2088 ± 5 Ma interprété comme l'âge maximal de sédimentation. Par contre le maxima correspondant à un âge de 2120 Ma déterminé à partir de plus de 25 analyses (cf. diagramme de probabilité-fréquence) a produit deux maxima distincts de 2119 ± 2 Ma et 2141 ± 3 Ma.

Conglomérat minéralisé (niveau inférieur de la séquence stratigraphique)

L'échantillon de conglomérat minéralisé (09Rose06) a été récupéré à l'intérieur du dépôt de Royal Hill dans le secteur nord-ouest du gisement. Le conglomérat se trouve dans les niveaux inférieurs de la séquence d'arénite à lamines entrecroisées qui est en discordance sur les roches volcaniques. Le conglomérat est polygénique, formé de fragments hétérogènes, sub-arrondis à sub-anguleux et supportés par une matrice arénitique. Les zircons récupérés sont mixtes, les cristaux sont incolores, sub-idiomorphes ou xénomorphes arrondis et se caractérisent par la présence fréquente de surcroissances (planche 3b). La population morphologique principale est constituée de cristaux prismatiques courts contenant de nombreuses inclusions ou des micro-fractures. Les résultats analytiques obtenus pour une soixantaine de zircons ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ s'étalant entre 2046 ± 16 Ma et 2189 ± 16 Ma et sont présentés sur le diagramme de probabilité-fréquence (figure 4.3b). Cet échantillon est celui qui montre la distribution d'âges la plus étalée, dont la plus grande fréquence des analyses s'étale sur trois pics entre 2,11 Ga et 2,16 Ga. Les résultats qui ont livré les âges les plus jeunes et qui ont été réalisés par l'analyse de surcroissances pour lesquelles le signal était plus faible, ont montré les erreurs plus élevées. La modélisation statistique a fait ressortir cinq maxima à 2064 Ma, 2092 Ma, 2114 Ma, 2148 Ma et 2163 Ma. Les résultats obtenus en utilisant la macro "unmix ages" sont identiques, mis à part pour la distribution des âges les plus jeunes pour lesquels un seul maximum ressort à 2076 ± 6 Ma en remplacement des deux maxima à 2064 Ma et 2092 Ma. Ceci s'explique par l'utilisation de toutes les données sans rejet en fonction du pourcentage de discordance, cet âge est interprété comme l'âge maximal de sédimentation.

Conglomérat de Koolhoven

Le conglomérat de Koolhoven (09Rose08) se distingue des deux conglomérats échantillonnés précédemment du fait qu'il provient de la séquence turbiditique plutôt que de la séquence arénitique. La matrice du conglomérat est de composition de greywacke-mudstone et les fragments sont polygéniques et très hétérogènes. Une population de zircons montre des cristaux prismatiques, idiomorphes, relativement courts à section rectangulaire ou hexagonale, ou encore des fragments de cristaux prismatiques allongés et de cristaux trapus ou équidimensionnels à faces cristallines complexes (planche 3c). Les cristaux sont généralement incolores et limpides. L'autre population de zircons est représentée par des cristaux xénomorphes incolores à brunâtres qui présentent de petites portions de face cristalline, mais caractérisés principalement par une surface givrée. Dans les deux populations il y a absence de cristaux mixtes de zircon, donc de surcroissance. Les analyses par ablation-laser ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ paléoprotérozoïques et archéens qui se regroupent entre 2073 Ma et 2201 Ma, et entre 2592 Ma et 2668 Ma, respectivement. Ce dernier groupe d'âges archéens a été obtenu systématiquement à partir de l'analyse de cristaux brunâtres et deux maxima ressortent à 2614 Ma et 2660 Ma. Le traitement statistique des âges paléoprotérozoïques a fait ressortir seulement trois maxima à 2112 Ma, 2156 Ma et 2201 Ma. La distribution de ces âges est relativement étalée, mais se concentre tout de même autour d'un seul pic à 2,11 Ga (figure 4.3c). Les maxima obtenus en utilisant la macro "unmix ages" ont été retenus, puisque les résultats semblent mieux se coller aux âges généralement obtenus pour les autres échantillons soit; 2094 \pm 9 Ma, 2108 \pm 4 Ma 2132 \pm 6 Ma, 2160 \pm 6 Ma et finalement 2202 \pm 17 Ma. Le maximum correspondant à l'âge le plus jeune, soit 2094 \pm 9 Ma, est établi à partir de six analyses et par conséquent il est considéré valide pour être interprété comme l'âge maximal de sédimentation.

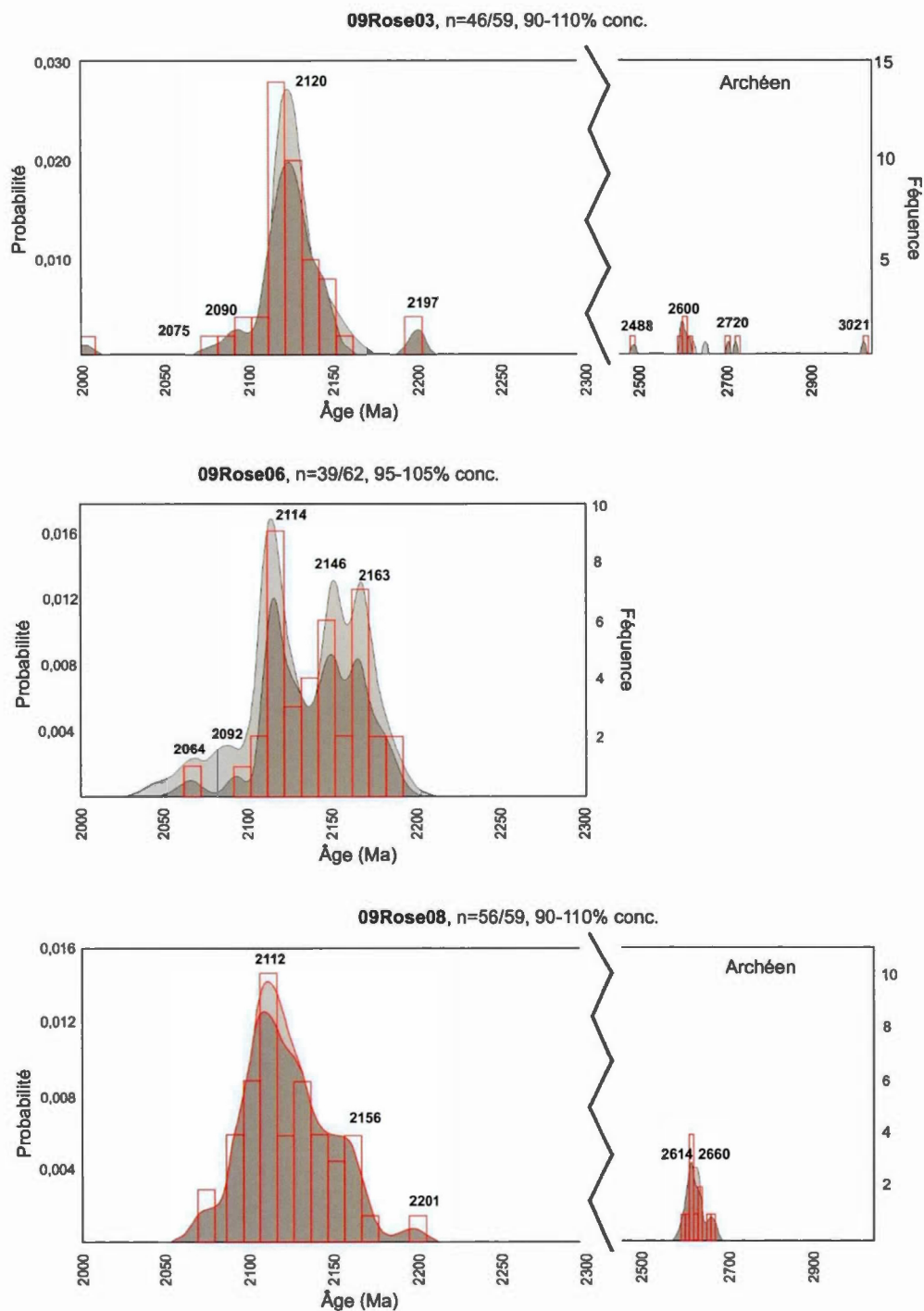


Figure 4.3

Diagramme de probabilité-fréquence pour a) le conglomérat « stérile » des niveaux intermédiaires de la séquence arénitique, b) le conglomérat du niveau inférieur de la séquence arénitique, c) le conglomérat de la séquence turbiditique (Koolhoven).

4.3 SYNTHÈSE

Une synthèse des âges obtenus est présentée dans les diagrammes des figures 4.4a et 4.4b qui détaillent les âges absolus (roches volcaniques et intrusives), les pics de populations d'âges (roches sédimentaires) et les âges maximaux de sédimentation pour l'ensemble des résultats (a) et pour les âges paléoprotérozoïques uniquement (b). Le premier graphique met en évidence que trois échantillons sur cinq, distribués aléatoirement dans la séquence stratigraphique, contiennent des zircons d'âge archéen, bien que la majeure partie des analyses soit de source paléoprotérozoïque. Le graphique fait ressortir un groupe de populations d'âges anciens entre 2,72 Ga et 2,49Ga pour ces trois échantillons, dont la source demeure incertaine. En se référant aux diagrammes de probabilité-fréquence des figures 4.2 et 4.3, il ressort que les pics d'âges archéens les plus fréquents se situent aux alentours de 2,6 Ga, particulièrement dans le conglomérat de la séquence turbiditique. Avelar (2002) et Avelar *et al.* (2003) reconnaissent la présence d'un noyau archéen qui a été retravaillé et mixé à une source paléoprotérozoïque, avec des âges modèles entre 3,29 et 2,92 Ga au nord-est du Brésil, et aussi « jeunes » que 2,55 Ga dans le sud de la Guyane Française. Les âges Pb-Pb sur zircons dans le secteur d'Amapà (nord-est Brésil) démontrent aussi la présence de deux événements magmatiques datés à 2,85Ga et 2,58 Ga respectivement. Cette dernière population d'âges, très similaire aux pics d'âges archéens observés dans certains échantillons des roches sédimentaires du district minéralisé de Rosebel, représente donc une source potentielle distale du sud, quoique non dominante.

Par contre, les pics d'âges dominants sont paléoprotérozoïques, tel que démontré par les diagrammes de probabilité-fréquence. Dans l'ensemble, les roches sédimentaires de la séquence turbiditique et de la séquence arénitique montrent sept populations

moyennes d'âge paléoprotérozoïque, soit : 2,178 Ga, 2,164 Ga, 2,143 Ga, 2,116 Ga, 2,092 Ga, 2,074 Ga et 2,202 Ga. Il n'y a pas de différence significative dans la distribution des âges paléoprotérozoïques des échantillons qui sont dit minéralisés de ceux qui sont considérés « stériles ». Par contre, l'échantillon de Koolhoven représentant la séquence turbiditique est le seul à montrer une population d'âge paléoprotérozoïque aussi ancienne que 2,202 Ga (excluant les âges archéens). Dans le cas de la séquence arénitique, les différents groupes d'âges ne sont pas présents dans tous les échantillons, seul l'âge moyen de 2,143 Ga se retrouve systématiquement dans tous les échantillons. Les autres populations d'âges les plus communes sont celles à 2,164 Ga et 2,116 Ga, autant pour leur occurrence dans les différents échantillons que pour leur fréquence à l'intérieur de ceux-ci. L'arénite au sommet de la séquence stratigraphique est la seule à montrer une population d'âge aussi ancienne que 2,178 Ga dans la séquence arénitique (à l'exception des zircons archéens) et est d'ailleurs la seule à montrer un âge maximal de dépôt aussi ancien que 2,145 Ga. Sauf pour cet échantillon, les autres échantillons contiennent tous une population d'âge relativement jeune de 2,074 Ga et/ou de 2,092 Ga.

Les âges moyens de 2,178 Ga, 2,164 Ga, 2,143 Ga se corrélaient bien avec les âges reconnus dans les ceintures de roches vertes, qui s'étalent entre 2,18 Ga et 2,12 Ga (Day *et al.*, 1995; Norcross *et al.*, 2000; Delor *et al.*, 2001, 2003a). De plus, une des populations d'âges la plus commune, soit 2,164 Ga, est très similaire à l'âge obtenu pour la rhyolite et la tonalite du district minéralisé de Rosebel. Ces âges appuient donc les conclusions tirées de la lithogéochimie, qui indiquent les roches volcaniques calco-alcalines comme étant la principale source sédimentaire pour les séquences turbiditiques et arénitiques. Les populations d'âges plus jeunes de 2,116 Ga, 2,092 Ga, 2,074 Ga peuvent se corréler avec les intrusions granitiques qui se trouvent dans la partie sud-est du Suriname, et qui sont interprétées comme découlant de

l'événement D2a de l'orogénie transamazonienne majeure datée entre 2,11 Ga et 2,08 Ga (Delor *et al.*, 2001). Le pic d'âge à 2,202 Ga reconnu dans le conglomérat de la séquence turbiditique peut, à l'opposé, se corréliser avec les quelques occurrences de roches intrusives plus anciennes qui se retrouvent au nord de la Guyane Française. Ces dernières sont datées aux environs de 2,20 Ga et interprétées comme résultant de la fusion d'une croûte océanique juvénile (Delor *et al.*, 2001, 2003a, b).

La distribution des âges dans le graphique de la figure 4.3b montre que la majorité des âges paléoprotérozoïques est plus jeune que les roches du sous-bassement volcanique. Ceci indiquerait que les roches sédimentaires découlent effectivement des niveaux supérieurs de la séquence volcanique locale qui ont été érodés et déposés dans les bassins sédimentaires, exposant alors les roches volcaniques les plus anciennes dans le secteur. Ceci est cohérent avec le fait que les roches sédimentaires reposent aussi en discordance sur l'intrusion tonalitique mise en place dans les roches volcaniques. Le graphique semble faire ressortir un patron de distribution des âges plutôt particulier en fonction du niveau stratigraphique. En effet, les pics d'âges, sauf pour quelques populations, semblent se regrouper le long de différentes courbes avec une pente négative. Chaque courbe pourrait représenter un ensemble tectonostratigraphique particulier qui a été progressivement érodé et déposé dans le bassin sédimentaire. Les courbes négatives démontrent que les roches les plus jeunes de chaque ensemble ont été érodées et déposées les premières, alors que les roches dans les niveaux inférieurs (donc plus anciennes) ont été déposées au sommet du bassin sédimentaire. Cette observation est aussi cohérente avec l'hypothèse que les roches du sommet de la séquence volcanique ont été progressivement érodées, jusqu'à exposer les roches intrusives dans le secteur.

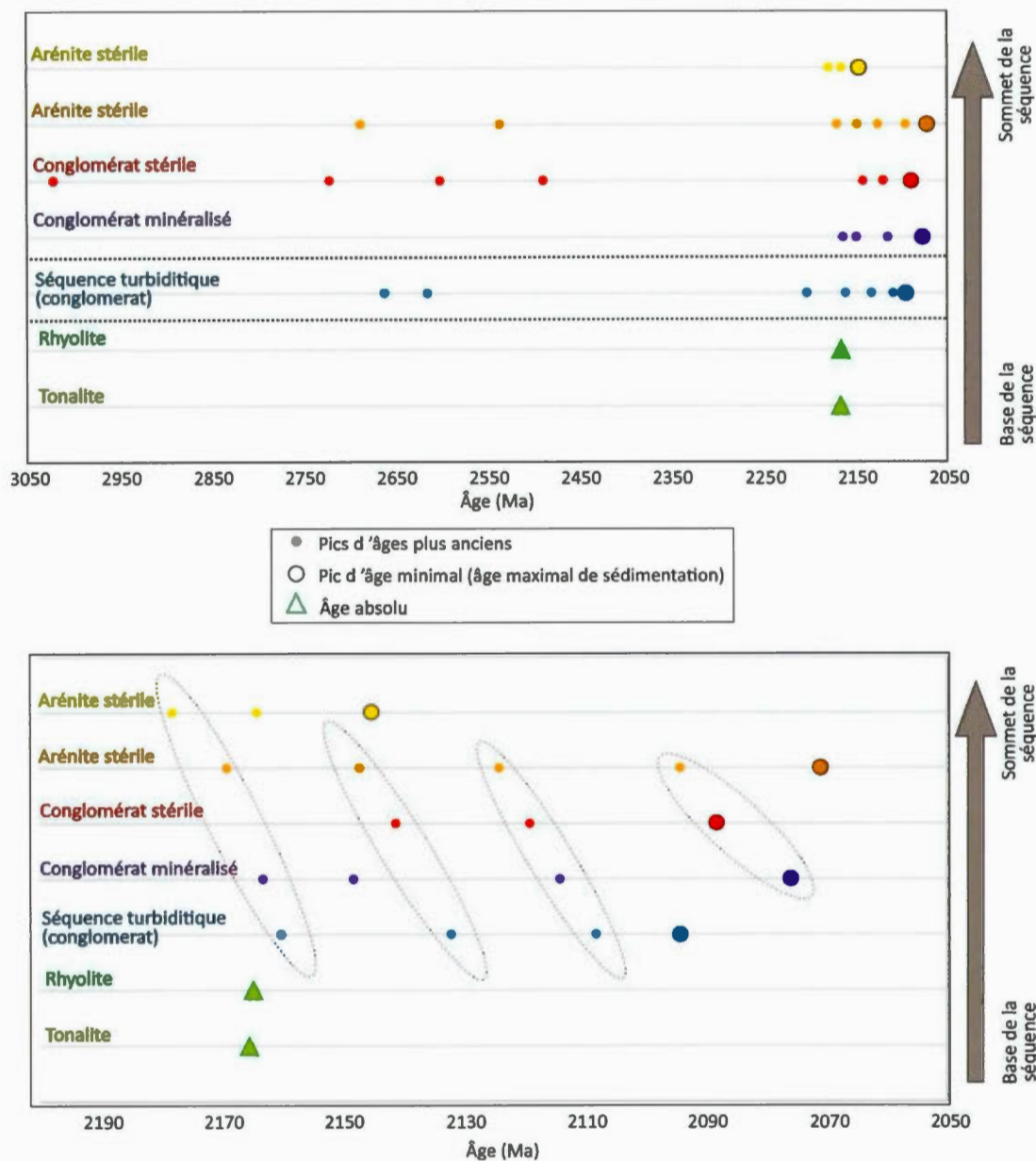


Figure 4.4

Diagramme résumant la distribution des âges absolus (roches volcaniques et intrusives) et des pics d'âges des zircons détritiques des deux séquences sédimentaires en fonction du niveau stratigraphique. a) Ensemble des populations d'âges archéens et paléoprotérozoïques. b) Zoom sur les populations d'âges paléoprotérozoïques uniquement.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES I et II

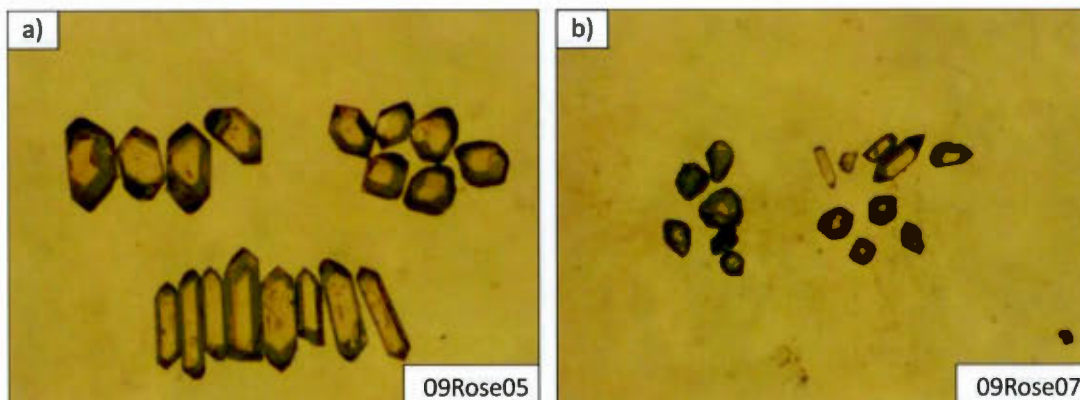


Planche 1

Photographies des variabilités morphologiques des zircons utilisés pour la datation des roches magmatiques provenant de a) la tonalite, b) la rhyolite.

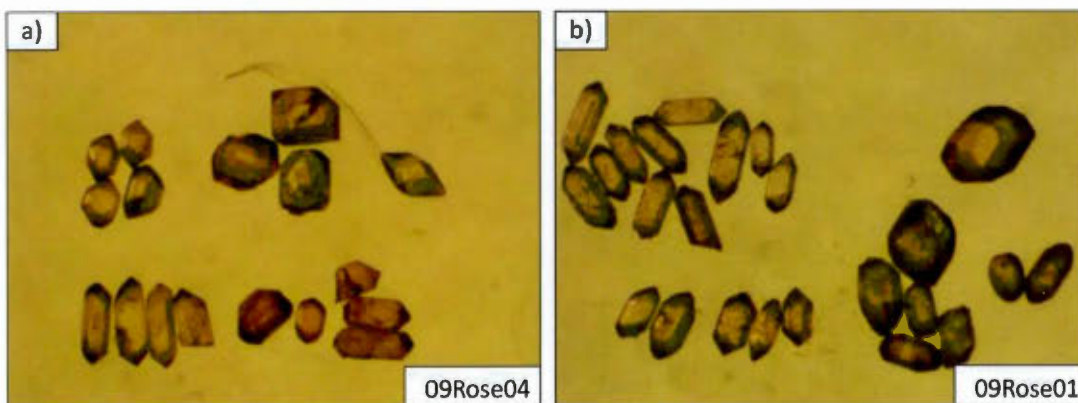


Planche 2

Photographies des variabilités morphologiques des zircons utilisés pour la datation de la séquence sédimentaire arénitique provenant de a) l'arénite « minéralisée » du sommet de la séquence arénitique, b) l'arénite « stérile » des niveaux intermédiaires de la séquence arénitique.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE III

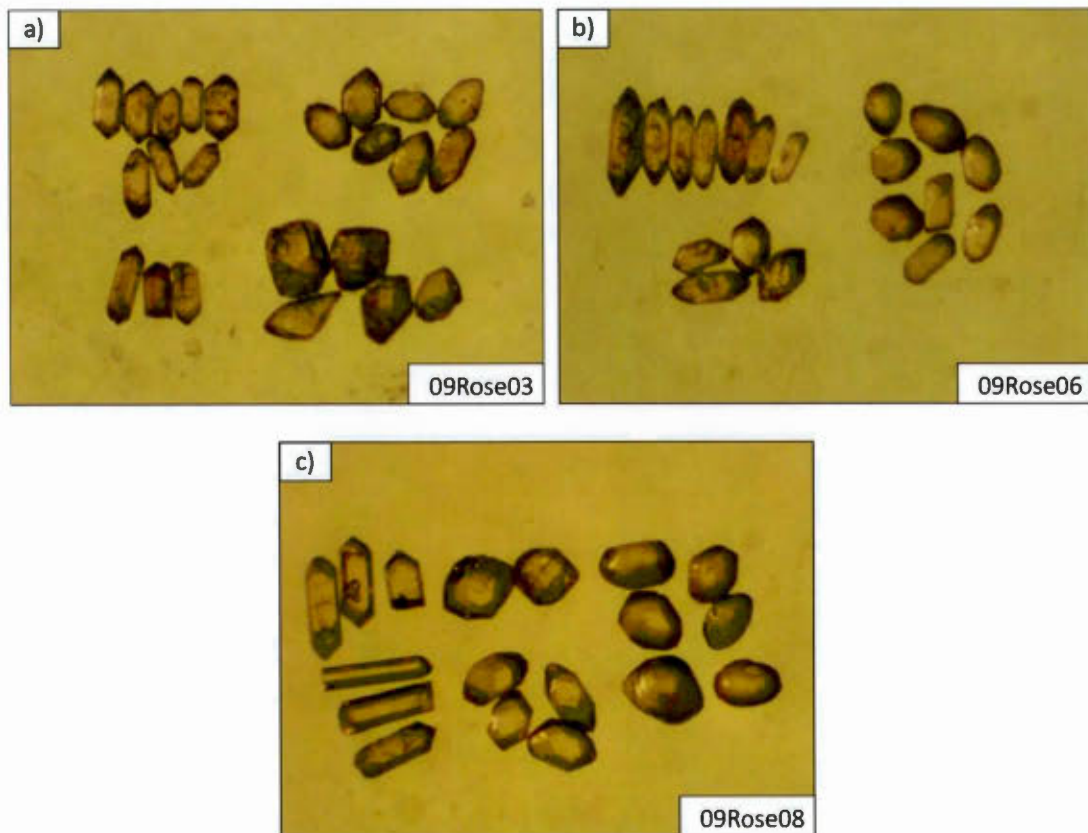


Planche 3

Photographies des variabilités morphologiques des zircons utilisés pour la datation de la séquence sédimentaire arénitique (a, b) et de la séquence turbiditique (c) provenant de : a) le conglomérat « stérile » des niveaux intermédiaires de la séquence arénitique, b) le conglomérat « minéralisé » du niveau inférieur de la séquence arénitique, c) le conglomérat de la séquence turbiditique (Koolhoven).

CHAPITRE V

DÉFORMATION

L'analyse structurale du district minéralisé de Rosebel s'est dans un premier temps focalisée sur l'interprétation de deux gisements clés, soit Royal Hill et Pay Caro/East Pay Caro. Le choix de ces deux gisements repose sur le fait qu'ils sont les seuls dépôts qui étaient en exploitation au début du projet et, par conséquent, les seuls à exposer une certaine qualité d'affleurement (allant localement jusqu'à la roche non-météorisée). De plus, ces deux gisements sont les plus importants du domaine Nord (Pay Caro/East Pay Caro) et du Domaine Sud (Royal Hill) et donnent donc une bonne représentation structurale de l'ensemble du district minéralisé. Tout de même, une grande partie de la cartographie a dû être effectuée sur la base d'affleurements météorisés, et donc des éléments tels que des linéations pouvant indiquer la cinématique des failles sont plutôt rares. Afin d'appuyer les observations de terrain, des carottes de forage (voir tableau 5.1 pour le nombre de forages et métrage par gisement en date du 1 janvier 2014) ont été grandement utilisées pour décrire certains éléments structuraux, ainsi que pour l'interprétation géologique en plan et en section verticale de chacun des gisements. L'espacement des forages, qui varie de 25 mètres à 50 mètres à l'intérieur des gisements, a permis de reproduire assez fidèlement la géométrie des différentes unités stratigraphiques, alors que la cartographie de terrain a permis de mieux établir la cinématique des failles et les relations de recoupement entre les structures. Une fois que l'interprétation des gisements principaux fut complétée, des informations complémentaires ont été recherchées dans les autres gisements du district.

	Domaine Nord			Domaine Sud			Central
Gisement	Pay Caro	JZone	Koolhoven	Royal Hill	Mayo	Roma	Rosebel
Nombre de forages	1228	433	833	1051	989	260	788
Métrage total	202056	60118	117282	157333	157285	38135	105448
Longueur moyenne	165	139	141	150	159	147	134

Table 5.1

Données de forage par gisement disponibles au 1^{er} janvier 2014. Le métrage est exprimé en mètres.

L'évolution tectonique du district minéralisé de Rosebel représente une histoire complexe qui a résulté en la formation d'un ensemble de huit gisements aurifères qui sont connus à ce jour. Ces gisements sont localisés le long de trois structures majeures qui définissent les trois domaines minéralisés du district, soit le domaine Nord (Koolhoven, JZone, Pay Caro, East Pay Caro), le domaine Sud (Royal Hill, Mayo, Roma) et le domaine Central (Rosebel). Aucun des systèmes de veines ne montre de signes de déformation significatifs et par conséquent, la formation des veines est reconnue comme étant tardive par rapport à l'évolution tectonique des ceintures de roches vertes et des bassins sédimentaires sus-jacents. Tel que montré sur la carte géologique de la région du district minéralisé de Rosebel présentée dans le chapitre 2 (retour figure 2.1 ou annexe A), à l'échelle régionale deux ensembles tectonostratigraphiques se distinguent : l'association turbiditique-arénitique-volcanique dans le secteur nord et l'association arénitique-volcanique dans le secteur sud.

L'interprétation structurale des linéaments géophysiques des relevés aéromagnétiques d'intensité magnétique totale (figure 5.1a) et de la 1^{ère} dérivée verticale (figure 5.1b) met en évidence dans un premier temps le changement dans le

style structural entre le secteur arénitique-volcanique au sud et l'ensemble turbiditique-volcanique au nord (figure 5.1c). La partie nord de la carte est marquée par un fort grain tectonique orienté ONO-ESE montrant une série de structures majeures. L'interprétation la plus probable pour ces structures est des chevauchements, puisqu'elles causent une répétition des unités turbiditiques et volcaniques sur la carte géologique. La coupure avec la séquence arénitique au sud est marquée par une structure majeure orientée aussi ONO-ESE, qui tend à devenir plutôt est-ouest dans sa partie est. Les dépôts de Pay Caro et d'East Pay Caro sont situés le long de cette structure, alors que les dépôts de Koolhoven et JZone se situent tout juste au nord.

Le grain tectonique de la séquence arénitique est marqué par la présence de linéaments qui tendent à se rejoindre dans la partie est de la carte géologique représentant possiblement la fermeture d'un synclinal plongeant vers l'ouest. Le centre du pli régional est marqué par la présence d'une autre structure majeure orientée ONO-ESE à est-ouest, le long de laquelle se trouve le gisement de Rosebel. Finalement, une dernière structure minéralisée se retrouve dans la partie sud du bassin sédimentaire et a une orientation est-ouest qui tend à épouser la forme de l'intrusion présente au sud. Les gisements de Royal Hill, Roma et Mayo sont localisés juste au sud de cette structure. D'autres familles de failles orientées ENE-OSO recoupent l'ensemble des unités et des structures et ont un mouvement apparent dextre. Les dykes de diabase orientés N-S et qui recoupent l'ensemble des unités lithologiques du secteur sont aussi visibles sur les relevés, mais n'ont pas été représentés dans l'interprétation des structures.

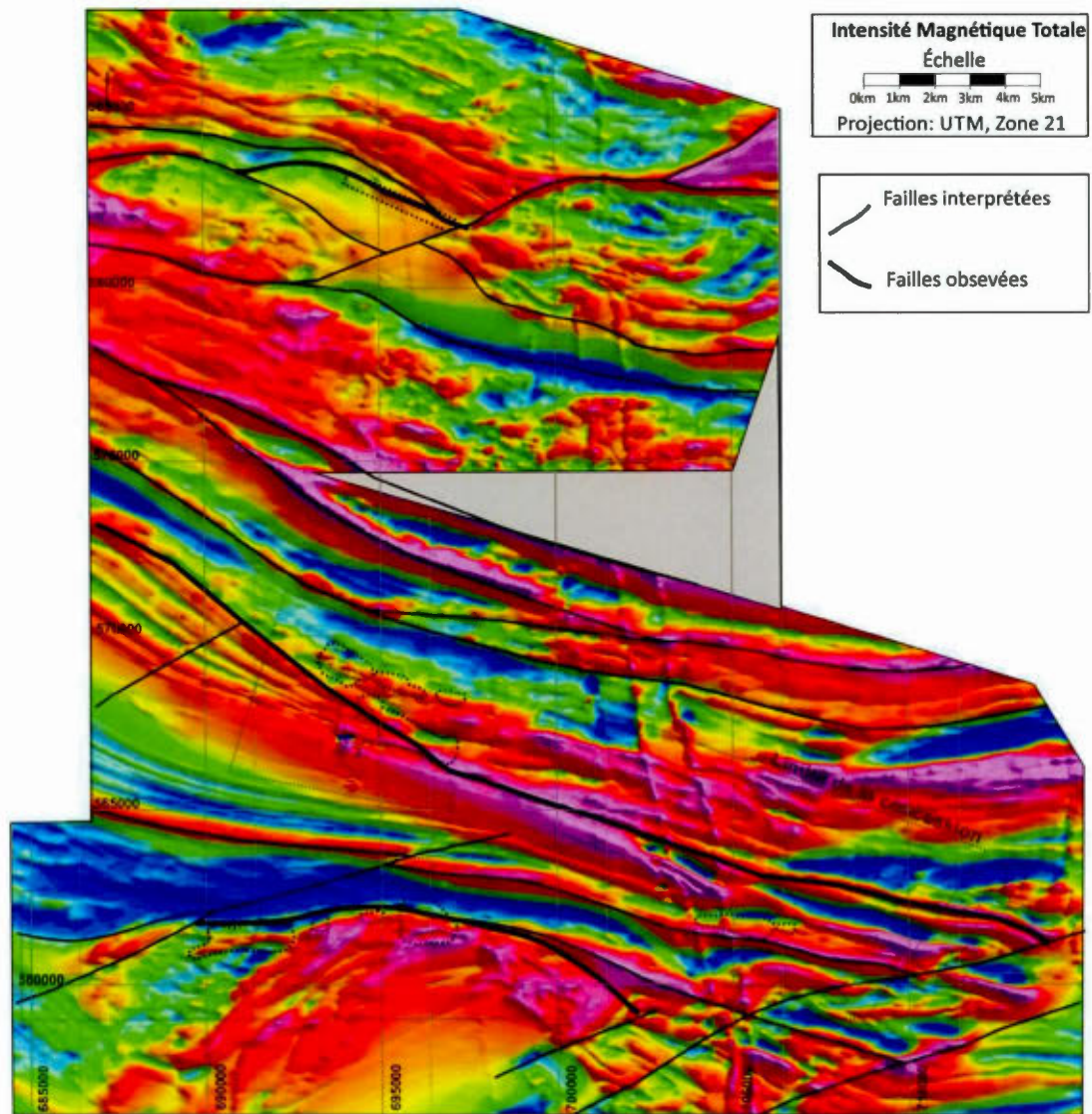


Figure 5.1a

Relevé aéromagnétique (IGRF - intensité magnétique totale) du district minéralisé de Rosebel. Les principaux éléments structuraux interprétés comme des failles sont soulignés en noir et les traits les plus gras représentent les failles qui ont aussi été observées sur le terrain. Les linéaments montrant une orientation nord-sud représentent des dykes de diabase tardifs.

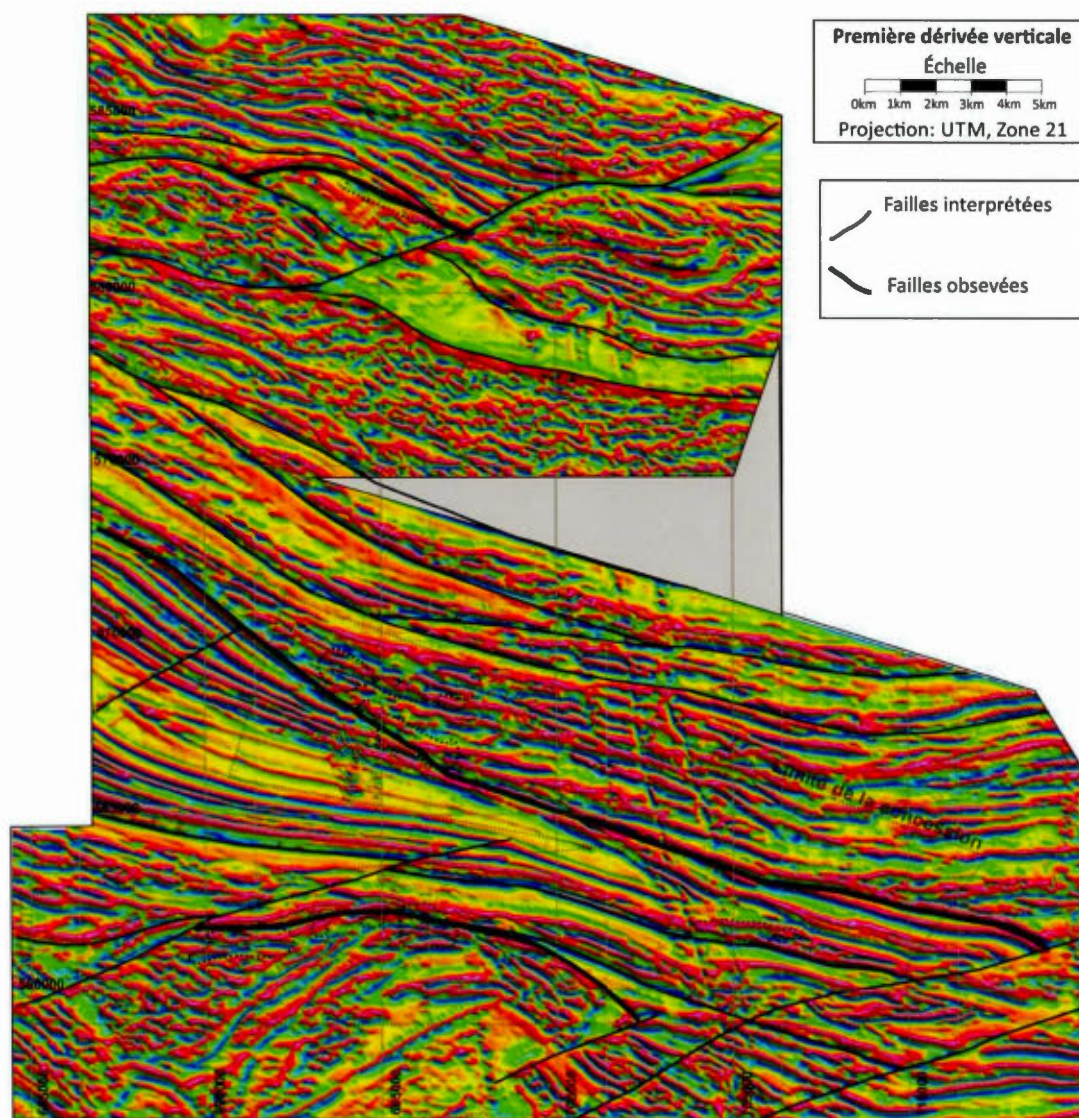


Figure 5.1b

Relevé aéromagnétique (IGRF - 1^{ère} dérivée verticale) du district minéralisé de Rosebel. Les principaux éléments structuraux interprétés comme des failles sont soulignés en noir et les traits les plus gras représentent les failles qui ont aussi été observées sur le terrain.

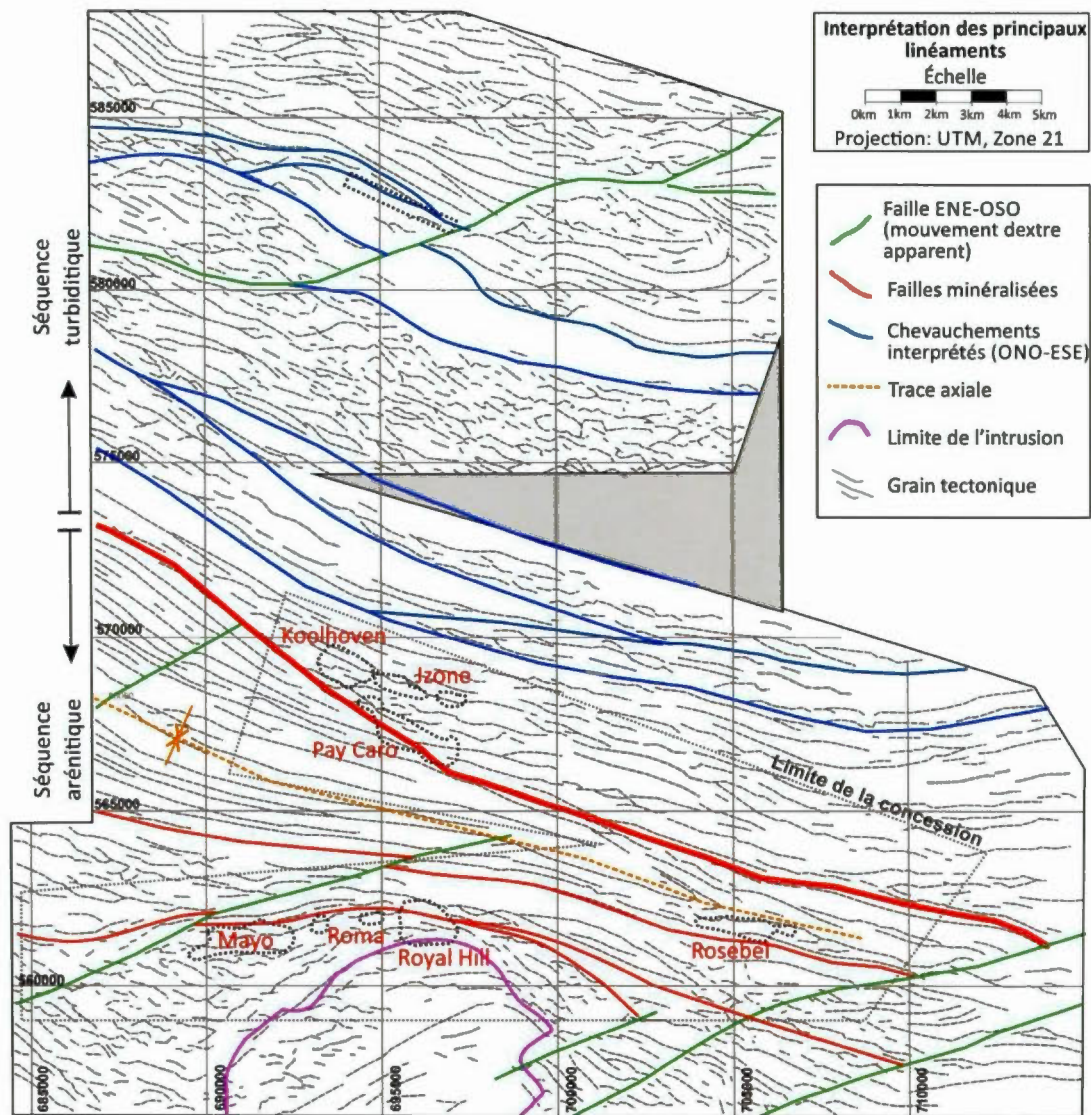


Figure 5.1c

Interprétation des linéaments géophysiques de la région du district minéralisé de Rosebel. Les principaux linéaments sont séparés en trois ensembles de failles : en rouge les structures minéralisées (E-O à ONO-ESE), en bleu des chevauchements et en vert des failles montrant un mouvement apparent tardif dextre (OSO-ENE).

5.1 DÉFORMATION DES ROCHES ENCAISSANTES

L'ensemble des structures qui sont ici décrites regroupe les éléments de déformation qui sont présents dans les roches volcaniques et/ou sédimentaires, mais qui ne semblent pas directement associés à la phase de circulation hydrothermale et donc à la mise en place des veines. Ces éléments structuraux incluent le plissement, les failles à caractère ductile qui sont dépourvues de minéralisation, les structures qui se retrouvent exclusivement dans les roches volcaniques, mais aussi quelques structures post-minéralisation qui recoupent les veines aurifères. Par contre, la caractérisation des éléments structuraux de la présente section pourrait aussi inclure quelques éléments syn-minéralisation, puisque qu'il n'existe pas de coupure franche entre la déformation des roches encaissantes et la mise en place de la minéralisation. Puisque la mise en place de la minéralisation ne semble pas correspondre à des incréments de déformation importants ou à des déplacements majeurs le long des failles, mais plutôt à la mise en place de veines le long ou non de structures préexistantes, cet aspect de la déformation sera traité séparément et plus en détail dans la section 5.2.

L'intérêt de la présente étude portant principalement sur la formation des bassins sédimentaires et de leur lien avec la formation du district minéralisé de Rosebel, l'analyse structurale des roches du sous-bassement volcanique sur lesquelles les roches sédimentaires reposent en discordance n'a pas été faite en détail. Les déformations pré-minéralisation et post-minéralisation sont caractérisées indépendamment pour les deux domaines tectonostratigraphiques, soit le domaine Nord qui comprend à la fois les roches volcaniques, turbiditiques et arénitiques, et le domaine Sud comprenant les roches volcaniques et les roches de la séquence arénitique. Les principaux éléments qui distinguent les deux domaines sont la

verticalité des unités, la cinématique des failles du domaine Nord par rapport au domaine Sud, ainsi que la géométrie et la plongée des plis dans les deux domaines.

5.1.1 Domaine Nord

Le domaine Nord comprend deux « embranchements » : au nord les gisements de Koolhoven et de JZone sont encaissés dans la séquence turbiditique, alors qu'au sud les gisements de Pay Caro et d'East Pay Caro sont encaissés dans la séquence arénitique (figure 5.2). Dans la partie la plus au Nord, les dépôts de JZone et de Koolhoven sont très similaires et partagent les mêmes caractéristiques structurales et stratigraphiques, JZone représentant l'extension est du gisement de Koolhoven. La séquence turbiditique est caractérisée par la verticalisation des unités stratigraphiques, par le plissement des unités et par la présence d'une fabrique pénétrative parallèle au litage (figure 5.3a, b). Les unités et les structures sont principalement orientées ONO-ESE, parallèlement au contact volcano-sédimentaire et à la foliation régionale. Les éléments de déformation observés dans la séquence arénitique du domaine Nord sont cohérents avec la phase de déformation associée à l'ensemble turbiditique de ce même domaine. Les déformations sont caractérisées par le développement d'une foliation sub-verticale, par le plissement des unités et par la présence de zones de cisaillement de styles et d'intensités variables. Les dépôts de Pay Caro et d'East Pay Caro sont localisés le long d'une zone de faille majeure orientée ONO-ESE et sub-verticale à fortement pentée vers le sud (70-80°). Le terme de faille majeure est ici utilisé pour décrire un corridor de failles de plusieurs mètres d'épaisseur, qui marque un contact tectonique important entre deux unités et qui se caractérise par un déplacement important, probablement de plusieurs centaines de mètres. La stratigraphie ainsi que la foliation sont parallèles à cette faille (figure 5.4a,

b et annexe G pour la carte plus détaillée avec mesures structurales). La foliation régionale dans le domaine Nord ne montre que peu de variations d'orientation, allant d'ONO-ESE à E-O à l'approche de certaines failles orientées E-O (figure 5.5).

À l'échelle régionale, les séquences turbiditiques et volcaniques forment une alternance de bandes de quelques kilomètres d'épaisseur au nord du district minéralisé de Rosebel. Cette distribution des unités turbiditiques et volcaniques pourrait s'expliquer en terme d'écailles tectoniques formées le long de plusieurs zones de chevauchement orientées ONO-ESE à est-ouest, formant des duplex ayant répété la séquence. Par contre, aucune évidence directe de terrain au contact faillé des unités n'est à ce jour disponible pour confirmer cette hypothèse. Les zones de failles majeures ne sont visibles que sur les relevés géophysiques et ne sont pas exposées clairement sur le terrain qui montre un important couvert végétal.

Des failles inverses orientées ONO-ESE à est-ouest ont par contre été observées dans le gisement d'East Pay Caro, où elles remontent localement les unités volcaniques au-dessus de la séquence arénitique, ou bien forment des failles discrètes associées à de faibles déplacements. Dans le cas présent, les failles se caractérisent par leur pendage moyen à élevé (entre 40° et 80°) vers le nord ou vers le sud (figure 5.6), par la présence d'une importante fabrique développée à l'approche des failles majeures, par une série de linéations et de structures en c/s et par la présence de plis d'entraînement, tous cohérents avec un mouvement inverse sur les failles (figure 5.7a, b). La relation entre ces failles inverses et la minéralisation démontre que ces failles se sont formées tout au long de l'évolution structurale du district minéralisé, certaines étant pré-minéralisation, d'autres associées à la minéralisation, alors que certaines recoupent clairement les veines de tension. Les failles plus tardives ont plutôt tendance à avoir une orientation E-O.

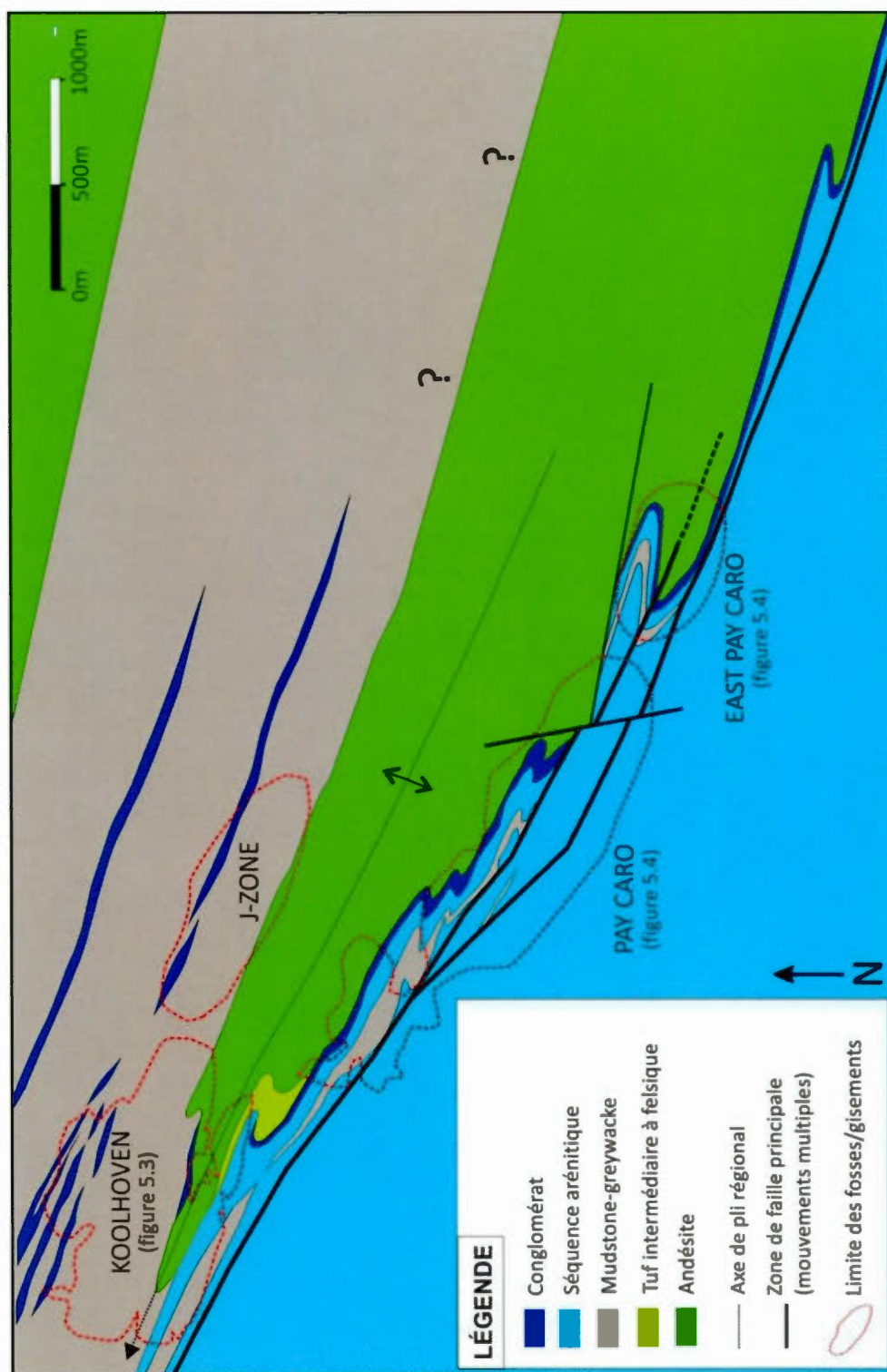


Figure 5.2
Carte géologique du domaine Nord représentant les principales unités lithologiques et structures.

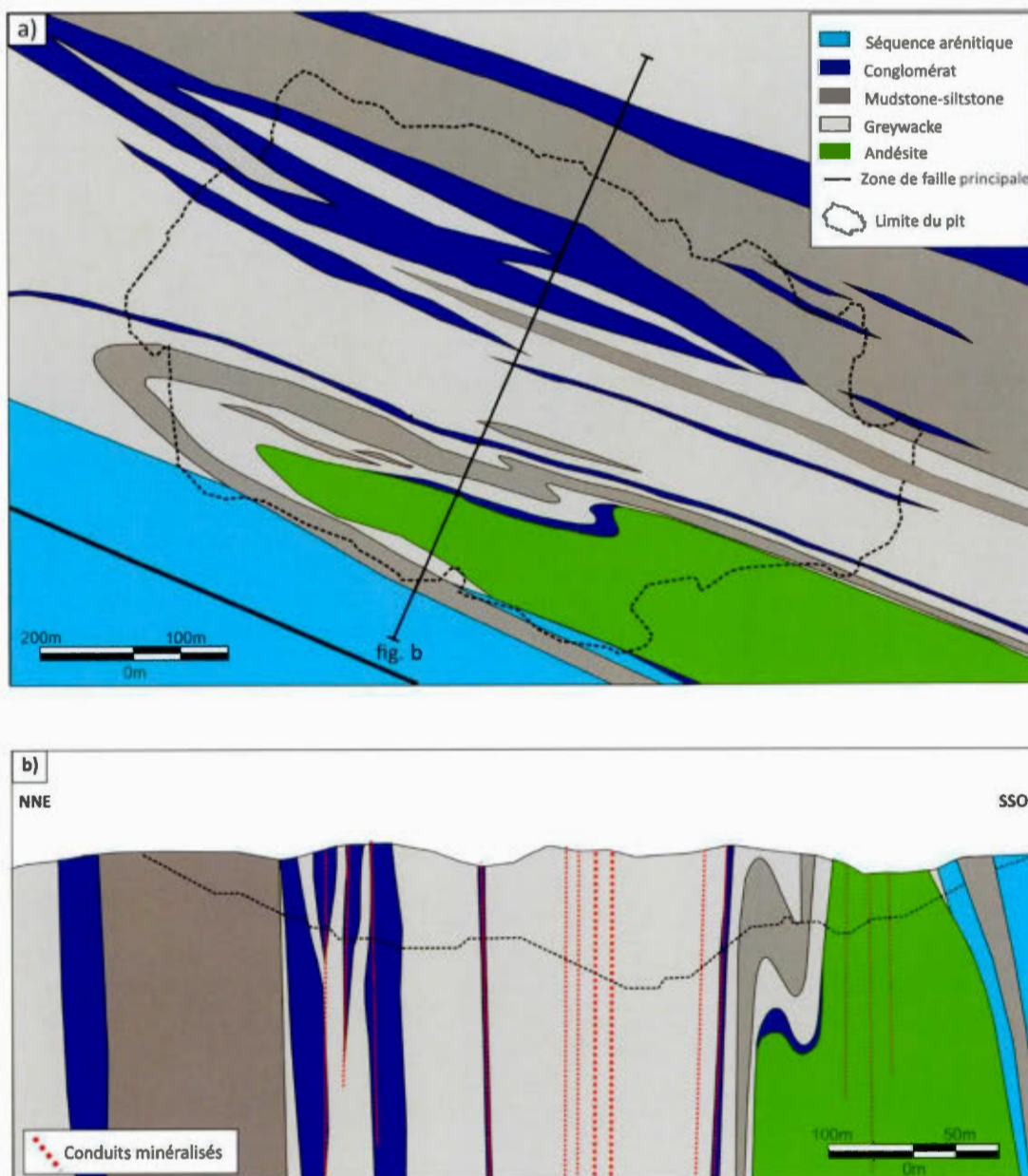
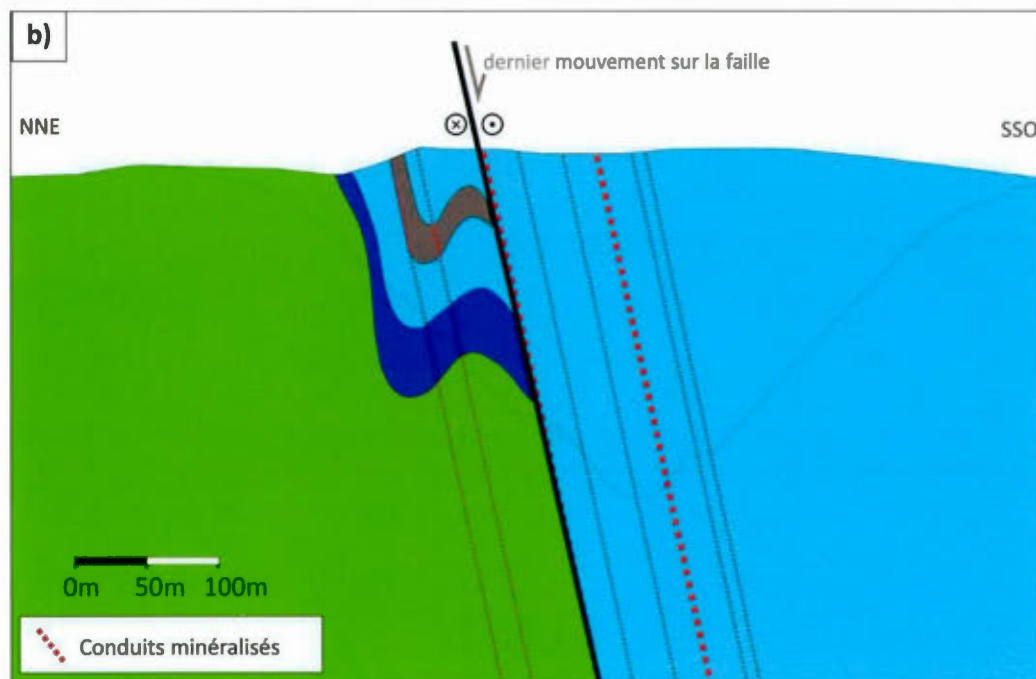
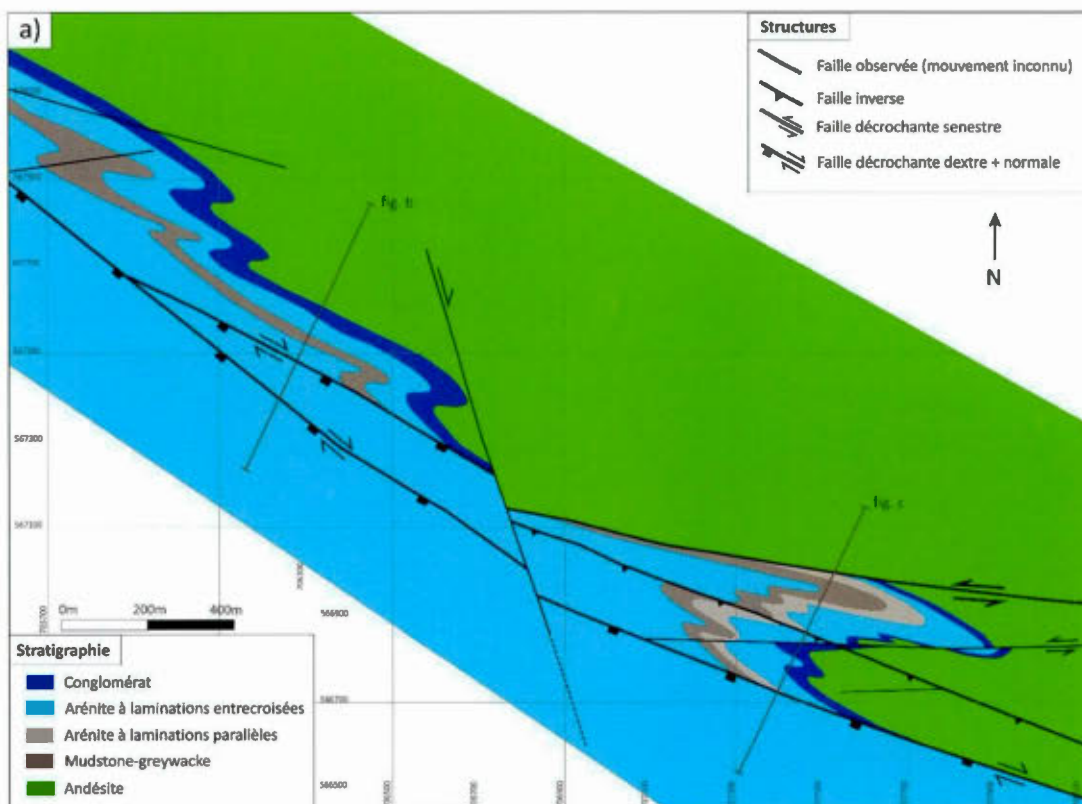


Figure 5.3

Interprétation géologique et structurale détaillée d'un gisement type localisé dans la séquence turbiditique du domaine Nord (Koolhoven), incluant les principales zones minéralisées: a) carte géologique, b) interprétation en coupe verticale orientée NNE-SSO. Aucune exagération verticale. Les forages aux diamants ayant servi à l'interprétation en coupe verticale sont espacés de 25 à 50m.



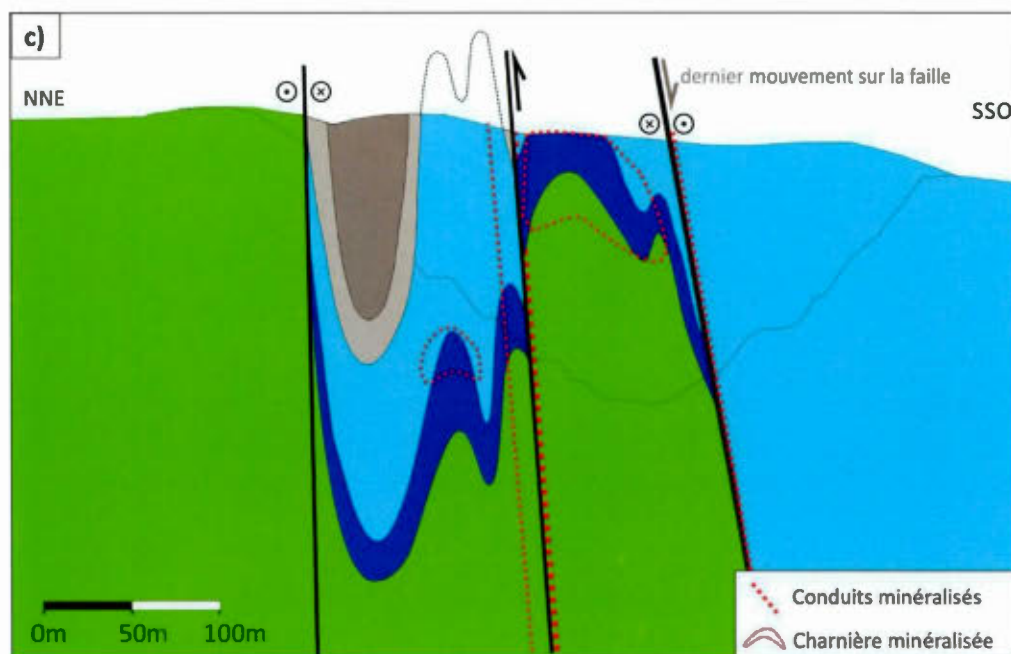


Figure 5.4 (page précédente et ci-dessus)

Interprétation géologique et structurale détaillée de gisements types localisés dans la séquence arénitique du domaine Nord (Pay Caro et East Pay Caro), incluant les principales zones minéralisées: a) carte géologique, b) interprétation en coupe verticale du gisement de Pay Caro, c) interprétation en coupe verticale du gisement d'East Pay Caro. Aucune exagération verticale. Les forages aux diamants ayant servi à l'interprétation en coupe verticale sont espacés de 25 à 50m.

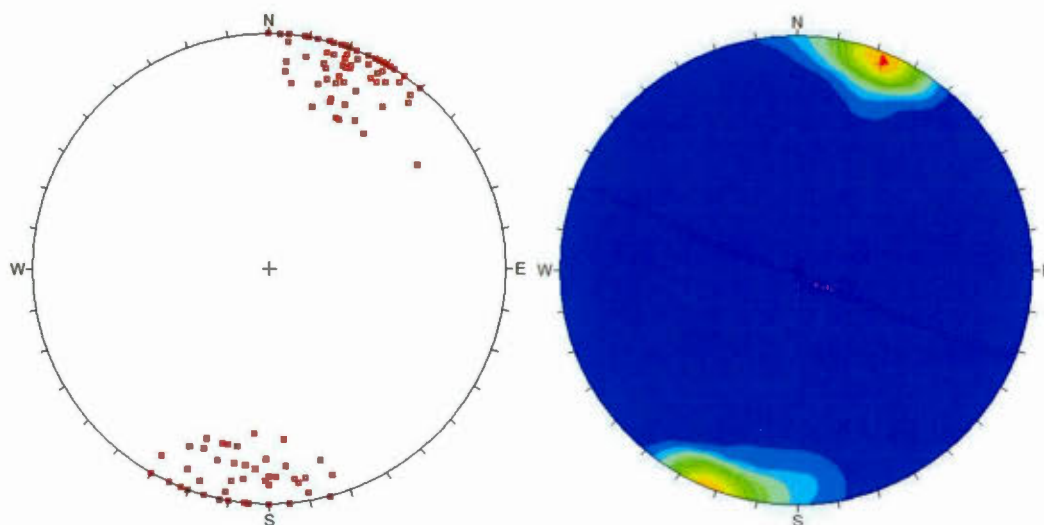


Figure 5.5

Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur (projection angle égal) des pôles de la foliation (gauche) et des contours de concentration (droite) dans le domaine Nord. 172 données.

Les failles inverses potentiellement pré-minéralisation ont des pendages variables, mais généralement assez forts, montrent des textures s'approchant du domaine ductile et elles ne sont spatialement associées à aucune veine minéralisée (figure 5.8a, b et c). Les failles inverses associées à la minéralisation montrent des pendages forts ou modérés et leur mouvement est déduit par la présence de stries en bordure des veines de cisaillement et par le déplacement interprété des unités en section verticale. Les failles de chevauchement les plus tardives recoupent les veines et ont un pendage généralement modéré (figure 5.9). Les failles les plus précoces, montrant généralement les plus forts pendages, pourraient avoir subi une certaine verticalisation, à l'instar du litage, au cours de la déformation progressive des séquences sédimentaires et volcaniques, quoique qu'il ne soit pas impossible que ces dernières aient été originellement fortement pentées.

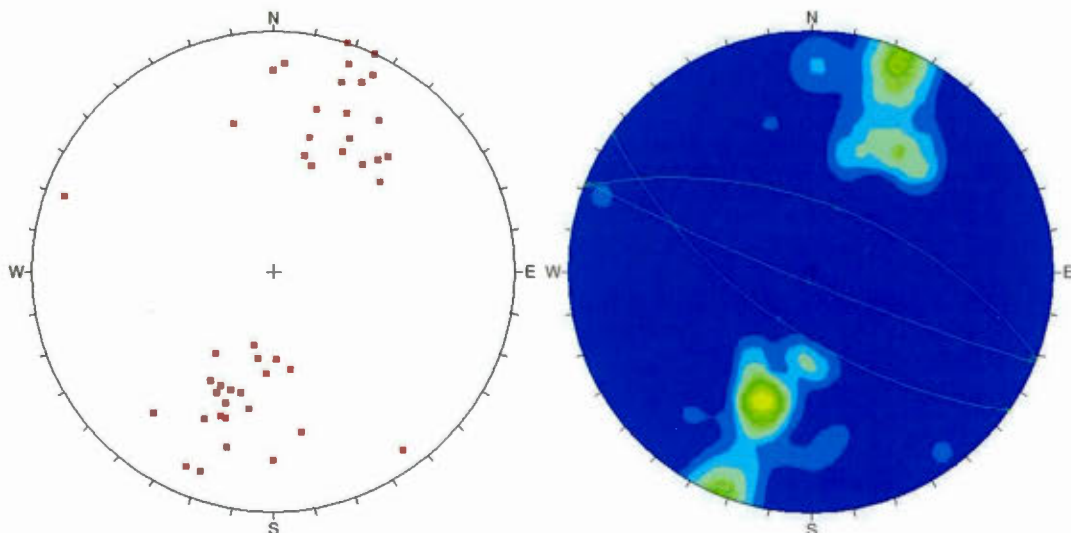


Figure 5.6

Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur (projection angle égal) des pôles des failles inverses (gauche) et des contours de concentration (droite) dans le domaine Nord. 48 données.

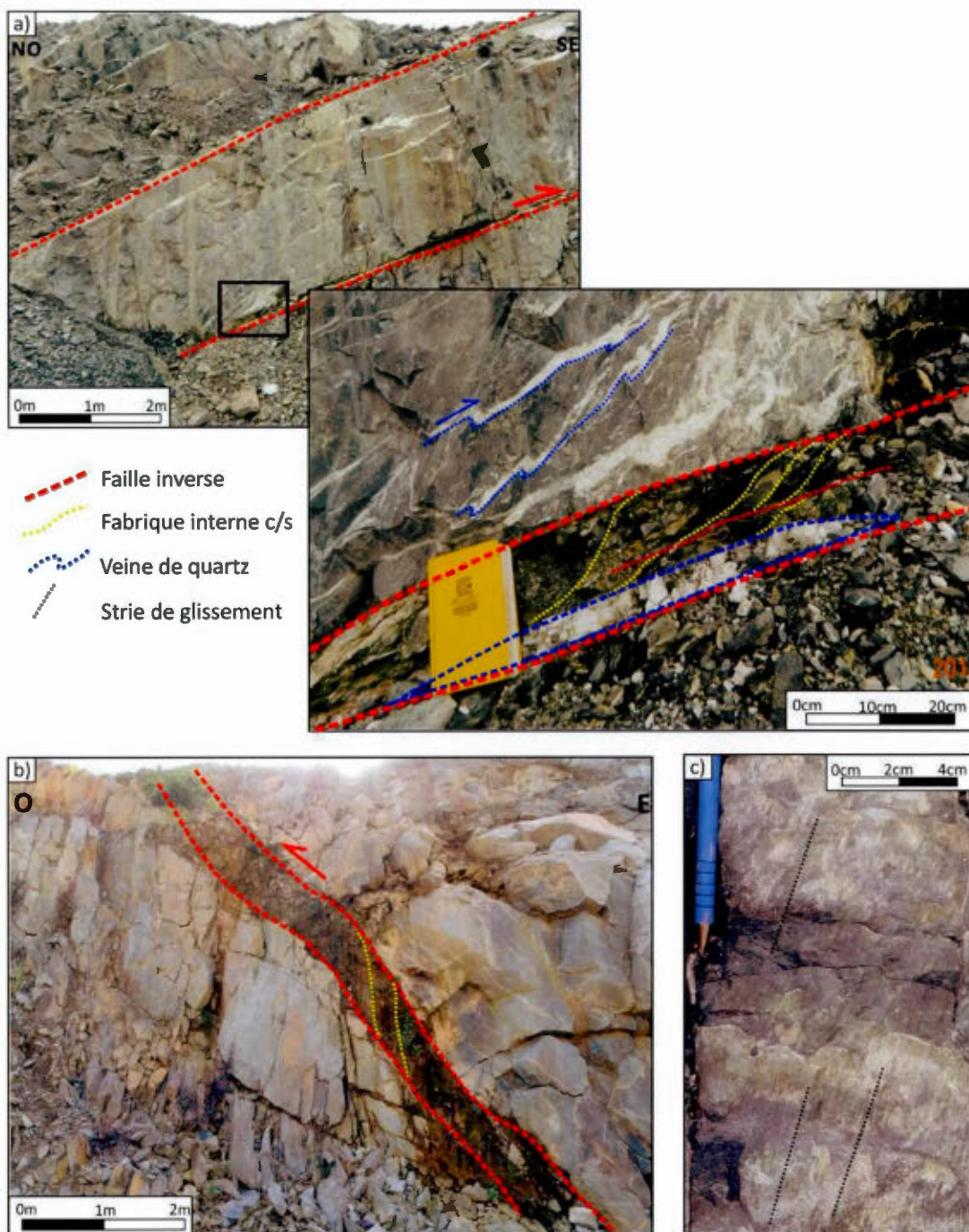


Figure 5.7

a) Faillie inverse à faible pendage montrant localement une fabrique c/s associée à la mise en place de veines dont certaines montrent des plis d'entraînement. b) Faillie inverse à pendage moyen montrant de discrètes fabriques c/s. c) Stries de glissement sur plan de faille indicatives d'un mouvement inverse.

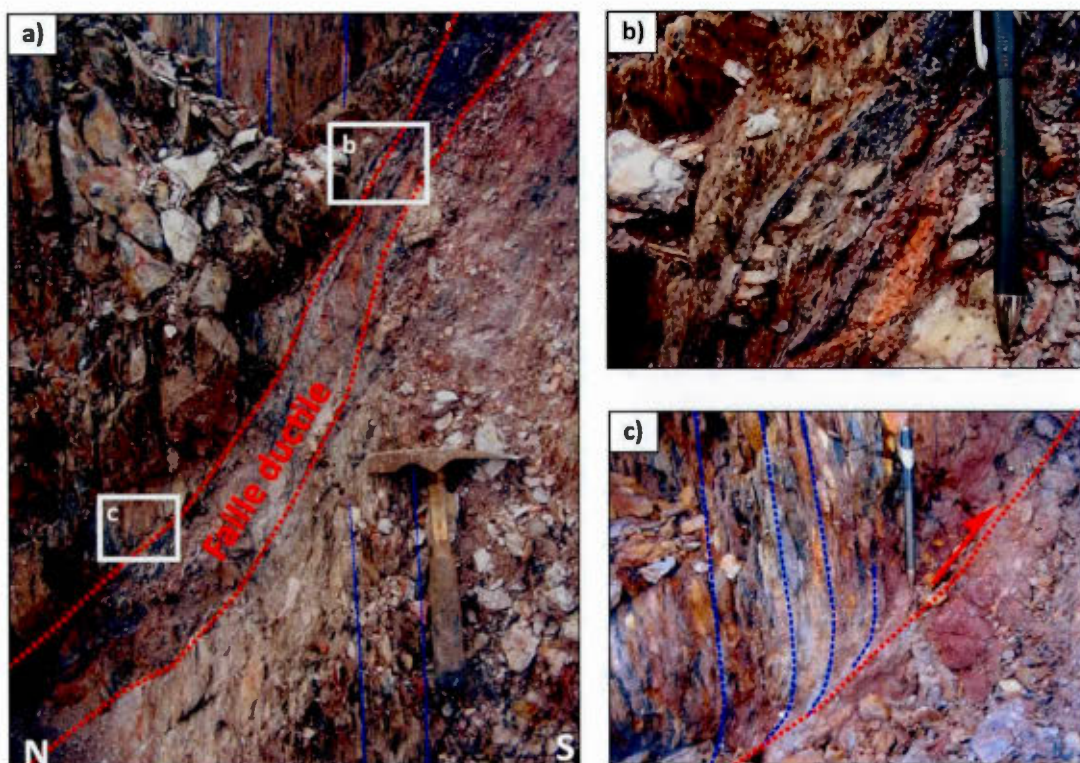


Figure 5.8

Vue en coupe de : a) faille inverse de 10-15 centimètres d'épaisseur développée dans un conglomérat et interprétée comme pré-minéralisation avec b) zoom sur la fabrique intense associée à la zone de faille et c) zoom sur l'entraînement de la foliation (en bleu) dans le toit de la faille.

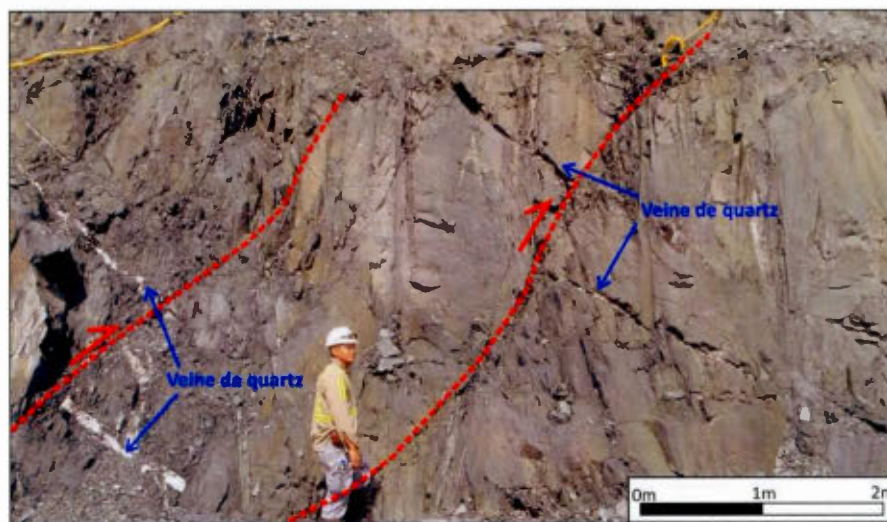


Figure 5.9

Faille inverse discrète orientée E-O et à pendage moyen recoupant des veines de tension minéralisées.

Bien que quelques zones de cisaillement mineures, sans déplacement apparent significatif soient observées dans les dépôts de JZone et de Koolhoven, aucune faille ou zone de cisaillement majeure de grande amplitude n'est observée. Les zones de failles sont parallèles à la foliation régionale et sont orientées ONO-ESE. Ces zones de failles mineures se traduisent le plus souvent par la présence d'une schistosité qui se développe sur quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur. En général, leur cinématique reste inconnue. Localement, dans la partie sud de Koolhoven et de JZone, elles sont caractérisées par une très forte altération en graphite et à une déformation ductile sur une dizaine de mètres (figure 5.10a). Toutefois, d'autres failles verticales orientées ONO-ESE semblent aussi montrer des éléments plus fragiles avec la présence de gouge de faille et de veines non-déformées (figure 5.10b). Des failles de décrochement sont aussi observées en plusieurs endroits dans le domaine Nord avec des orientations allant d'OSO-ENE à NO-SE. Des populations montrant des mouvements dextres et d'autres senestres ont été observées, par contre les relations de recoupement demeurent rares et il est donc difficile de reconstituer avec certitude la formation dans le temps de ces différentes structures. À l'échelle des gisements, la plupart de ces structures semble avoir des déplacements très limités, puisque les contacts stratigraphiques sont généralement peu ou pas déplacés.

Les structures non-minéralisées semblent dominées par des failles décrochantes senestres dans les gisements de Pay Caro et d'East Pay Caro du domaine Nord. Elles peuvent être associées à des stries de glissement qui indiquent un mouvement principalement horizontal, avec une composante oblique négligeable (figure 5.11). Les failles senestres montrent deux principales orientations, soit quelques occurrences avec une orientation N250° (OSO-ENE) et un second groupe majoritaire orienté E-O à ONO-ESE (figure 5.12). La principale faille senestre observée sur le

terrain est orientée est-ouest et se suit sur plusieurs affleurements à travers le gisement d'East Pay Caro. Cette faille se caractérise par l'absence de veines, par une déformation ductile très intense sur une dizaine de mètres et par la formation d'une fabrique très pénétrative. Par contre, elle ne déplace pas la minéralisation, ce qui confirmerait son origine pré-minéralisation. Une autre structure interprétée comme senestre, orientée plus ou moins est-ouest et dépourvue de minéralisation aurifère, mais non de veines, traverse les gisements de Pay Caro et d'East Pay Caro. Cette structure n'est pas exposée sur le terrain, mais semble déplacer de 800 mètres vers l'est le contact volcano-sédimentaire d'East Pay Caro par rapport à Pay Caro (figure 5.4a). Cette zone de faille verticale met en contact direct les mudstones avec les roches volcaniques, recoupant ainsi la majeure partie du conglomérat (figure 5.13).

Deux populations de failles dextres ont été identifiées sur le terrain (figure 5.14), soit une première orientée N 300° (ONO-ESE) et une seconde, plus locale, orientée N350° (N-S). Ces failles présentent les mêmes caractéristiques texturales que les failles senestres (figure 5.15), mais dans l'ensemble ne montrent pas la même intensité de déformation et n'ont pas la même étendue à l'échelle des gisements. Localement des failles dextres ONO-ESE associées à des veines aurifères se sont formées en association avec des failles mineures senestres orientées OSO-ENE. Ces failles dextres et senestres pourraient donc être syn-minéralisation. Les stries de glissement observées sur les plans de faille indiquent la présence locale d'une composante oblique inverse sur ces failles dextres. À l'échelle des dépôts, une faille dextre orientée NNO-SSE déplace d'une centaine de mètres les contacts stratigraphiques et les failles orientées ONO-ESE, tel qu'illustré sur la carte géologique détaillée des gisements de Pay Caro et d'East Pay Caro (retour figure 5.4). Bien que la faille dextre recoupe dans ce cas l'ensemble des failles, il n'est pas exclue que ces failles se soient formées

simultanément en système conjugué, impliquant des contraintes orientées NNE-SSO à N-S.

La zone de faille majeure qui traverse les dépôts de Pay Caro et d'East Pay Caro se trouve près du contact, ou au contact entre les roches volcaniques au nord et la séquence arénitique au sud. Bien que le contact entre les roches volcaniques et le bassin sédimentaire soit considéré comme dépositionnel, la zone de faille affecte localement ce contact et juxtapose les roches volcaniques avec des unités supérieures de la séquence arénitique, indiquant la présence d'un mouvement normal possiblement tardif sur la faille (tel qu'illustré sur les sections verticales géologiques des figures 5.4 b et c). Ce mouvement normal est cohérent avec les linéations verticales observées sur le plan de faille principal qui démontrent qu'un mouvement vertical se superpose à un premier incrément décrochant, dont la cinématique exacte (senestre ou dextre) est inconnue. Cette zone de faille verticale orientée globalement ONO-ESE forme un corridor de cinq mètres à 40 mètres d'épaisseur dans le dépôt de Pay Caro, mais tend à s'amincir vers l'est dans le dépôt d'East Pay Caro et vers l'ouest au sud de Koolhoven. La zone montre des niveaux de déformation variés, caractérisés par des textures bréchiques, de gouge, et de foliation de plus en plus pénétrative au cœur de la zone, et est généralement associée à une importante quantité de quartz (figure 5.16). Le recoupement entre des textures bréchiques et des éléments ductiles indique une histoire polyphasée de la zone de faille principale dans différents niveaux structuraux.

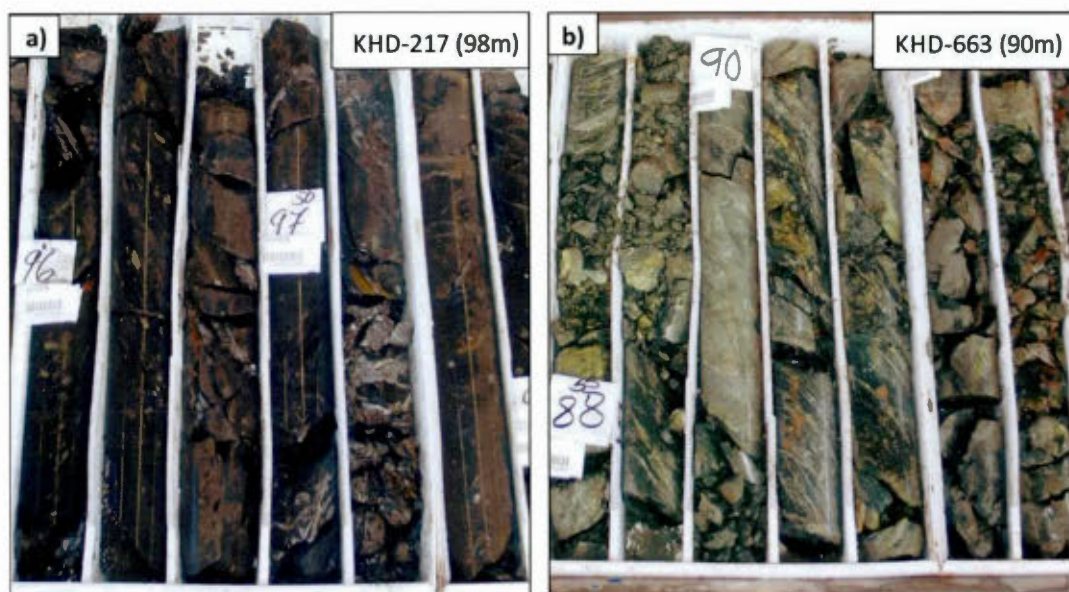


Figure 5.10

a) Schiste graphitique associé à une zone de faille orientée ONO-ESE dans la partie sud des gisements de JZone et Koolhoven. b) Exemple de gouge de faille interceptée en carotte de forage dans le gisement de Koolhoven.



Figure 5.11

Exemple de stries de glissement dans une zone de décrochement senestre.

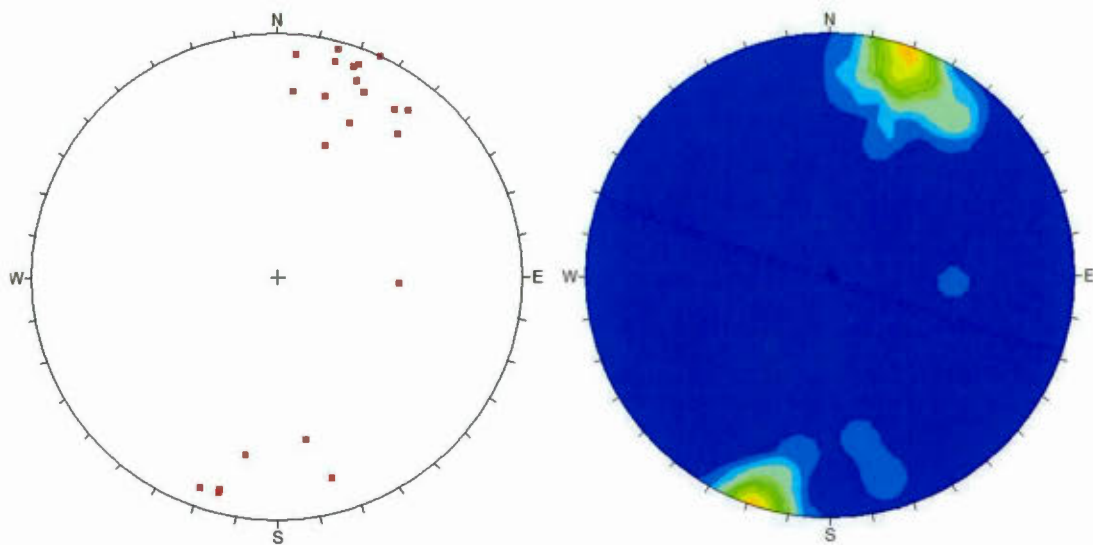


Figure 5.12

Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieure (projection angle égal) des pôles des failles senestres (gauche) et des contours de concentration (droite) dans le domaine Nord. 22 données.



Figure 5.13

Faïlle ductile E-O mettant en contact les roches volcaniques et les roches de granulométrie fine (mudstones) de la séquence arénitique. Les veines présentes ne sont pas minéralisées.

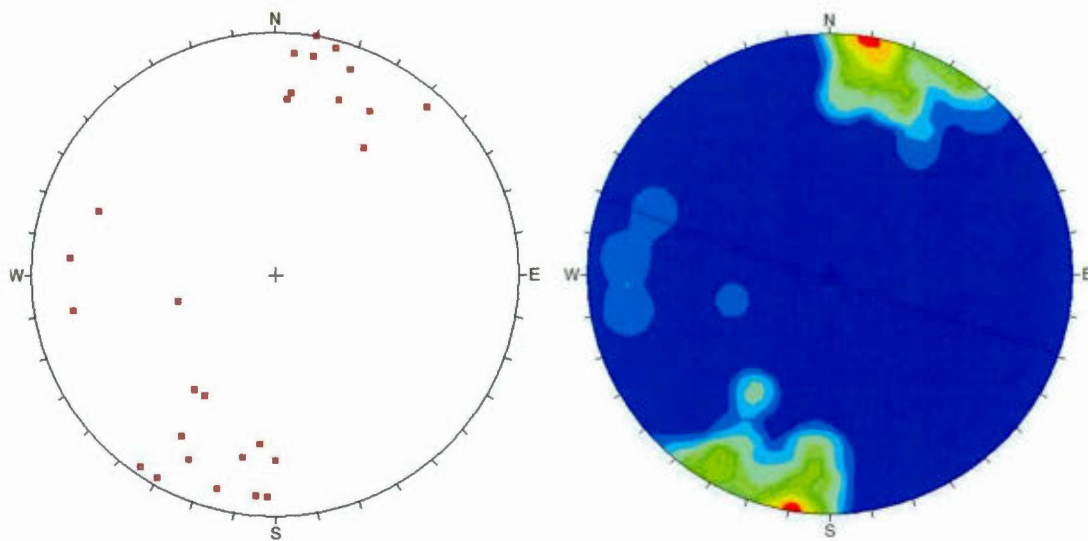


Figure 5.14

Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieure (projection angle égal) des pôles des failles dextres (gauche) et des contours de concentration (droite) dans le domaine Nord. 27 données.

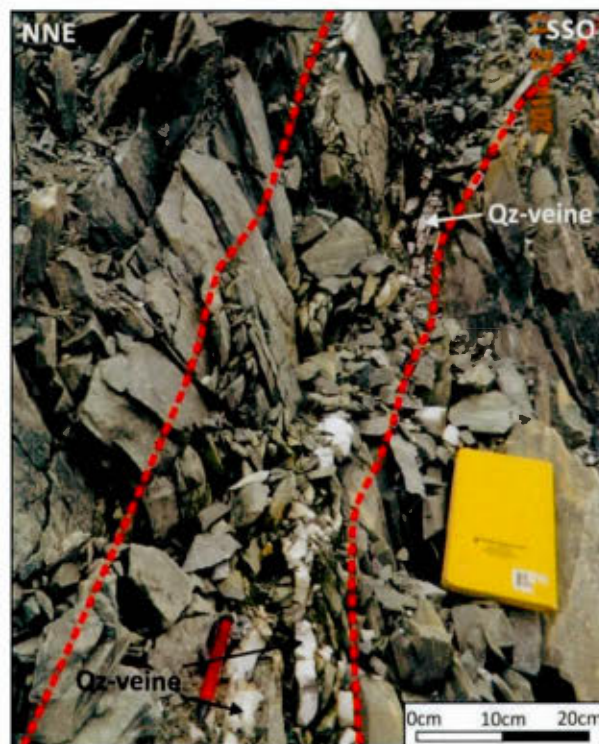


Figure 5.15

Zone de faille dextre ONO-ESE marquée par une fabrique intense et des veines de cisaillement.

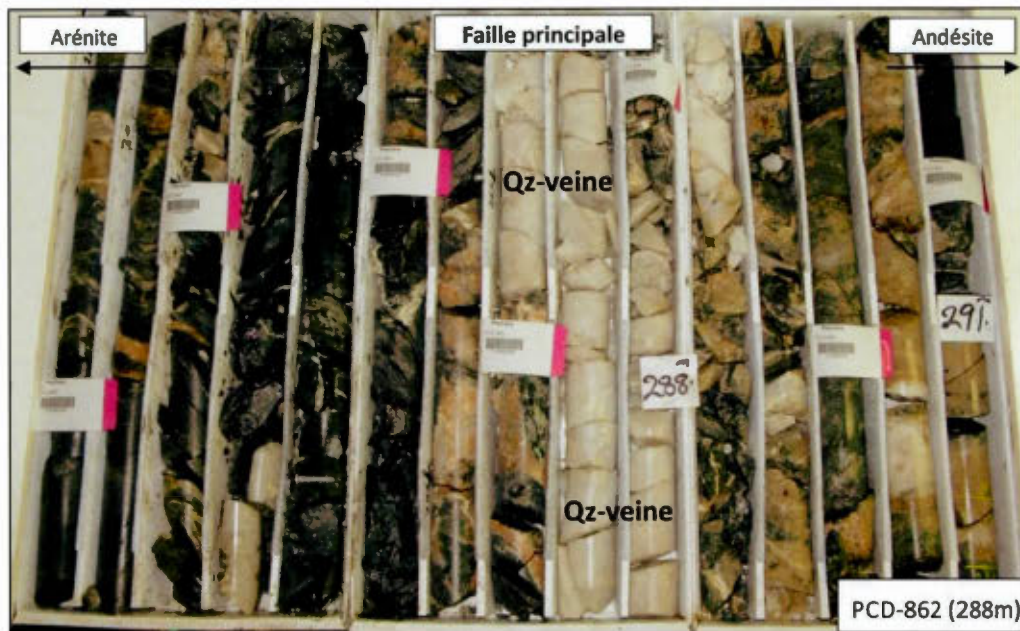


Figure 5.16

Contact faillé de plusieurs mètres d'épaisseur (ici 9m représentés) entre l'andésite et l'arénite fine dans le corridor de faille principale du gisement de Pay Caro.

Deux familles de plis sont reconnues dans le domaine Nord et bien que les plis présentent des caractéristiques différentes, ces plis ne se sont pas forcément formés lors de deux événements tectoniques distincts, mais plus probablement par deux mécanismes différents et pourraient donc représenter une seule phase de plissement. Une première famille de plis serrés à isoclinaux orientés ONO-ESE est reconnue dans les unités de mudstone de la séquence turbiditique. Ces plis ont une plongée sub-verticale et ont tendance à être localisés près des zones de faille (figure 5.17a). Ces plis peuvent être classifiés de semblables, avec un épaississement caractéristique aux charnières et un amincissement aux flancs, témoignant d'une formation produite soit par mécanisme d'aplatissement ou de glissement. Sur le terrain, les plis isoclinaux ont généralement une amplitude assez modeste variant de quelques centimètres à quelques dizaines de décimètres. Ils sont visibles dans les unités de mudstone/siltstone, possiblement en raison du caractère peu compétent

de ces roches. Toujours dans la séquence turbiditique, une autre famille de plis plus ouverts affecte l'ensemble des contacts géologiques à plus grande échelle. Quelques un de ces plis sont aussi observés à l'échelle de l'affleurement et sont cohérents avec les observations faites à l'échelle des dépôts : les plis sont ouverts et plongent en moyenne de 35° à 45° vers l'ONO (figure 5.17b). Dans la partie sud du gisement de Koolhoven, la fermeture d'un de ces plis est observée au contact entre les roches volcaniques et la séquence turbiditique. Cet anticlinal fait plonger les roches volcaniques vers l'ONO et est associé à une série de plis parasites en z (Pay Caro et East Pay Caro) et en s (Koolhoven) au sud et au nord, respectivement.

Dans les gisements de Pay Caro et d'East Pay Caro le contact volcano-sédimentaire est marqué par la présence des mêmes plis ouverts à légèrement fermés en z indiquant la présence d'un anticlinal au nord, ce qui est cohérent avec l'interprétation géologique faite dans l'ensemble turbiditique. Ces plis plongent de 35° à 45° vers l'ONO tel que démontré par les mesures de litage sur projection stéréographique (figure 5.18) et par la géométrie des unités stratigraphiques à l'échelle des dépôts. Ces plis se trouvent en plusieurs endroits le long du contact, formant des plis parasites de 30 mètres d'amplitude, à des plis majeurs de plus de 150 mètres d'amplitude dans East Pay Caro, où le gisement est principalement encaissé dans une charnière d'anticlinal (figure 5.19). Aussi bien à petite échelle sur le terrain qu'à grande échelle dans les gisements, la géométrie des plis est très similaire à celle observée dans Koolhoven avec un léger épaississement des charnières par rapport aux flancs. Les plis se décrivent donc aussi comme des plis semblables (classe 2) dans la classification de Ramsay (1967), même si l'épaississement aux charnières n'est pas aussi important que pour les plis isoclinaux.

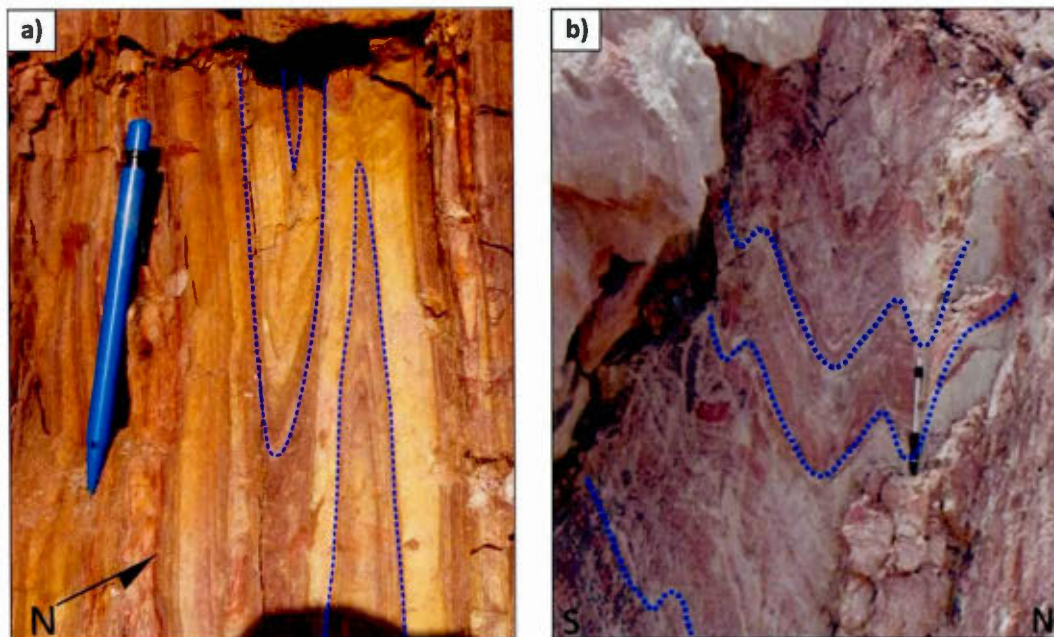


Figure 5.17

Photographies des différents types de plis présents dans la séquence turbiditique du domaine Nord.
a) Plis serrés à plongée sub-verticale affectant l'unité de mudstone-siltstone, b) plis ouverts plongeant de 35° vers l'ONO dans l'unité de greywacke.

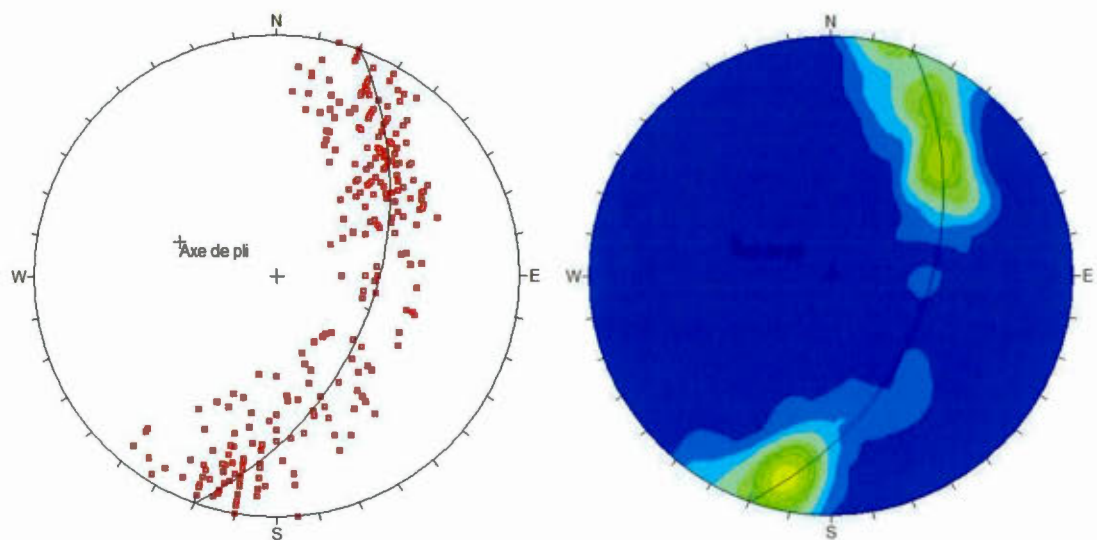


Figure 5.18

Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieure (projection angle égal) des pôles du litage (gauche) et des contours de concentration (droite) dans le gisement d'East Pay Caro. 283 données.

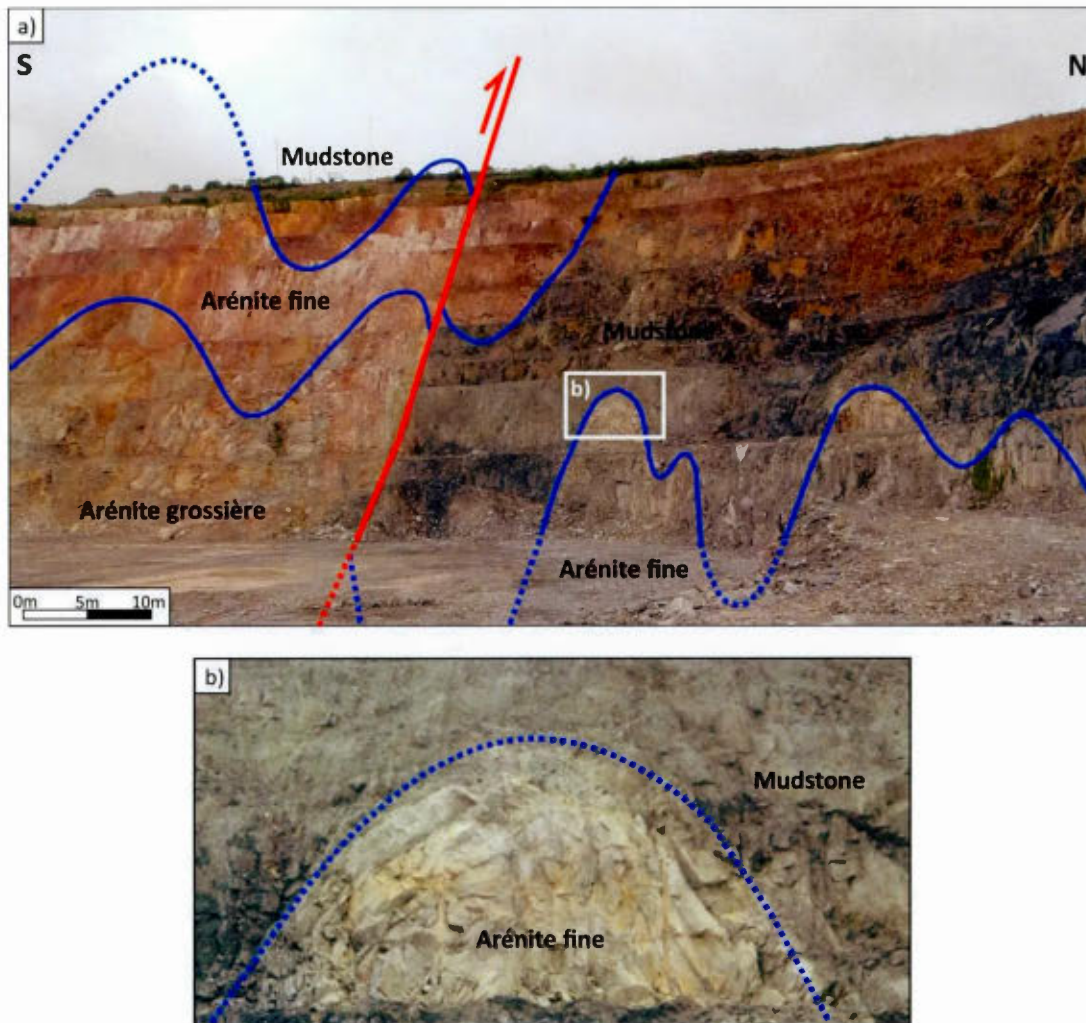


Figure 5.19

Photographies des plis parasites de plusieurs dizaines mètres d'amplitude formés sur le flanc nord du pli principal d'East Pay Caro. Les zones plus foncées représentent les mudstones qui sont stratigraphiquement au-dessus des arénites fines. Les mudstones de part et d'autre de la faille représentent les mêmes niveaux stratigraphiques.

5.1.2 Domaine Sud

Le domaine Sud inclut les gisements de Mayo, Roma et Royal Hill qui sont localisés dans le mur d'une zone de cisaillement majeure à pendage nord et globalement orientée est-ouest. La séquence stratigraphique au sud de la zone de cisaillement (dans le mur) est plissée avec une orientation générale de la trace axiale est-ouest. La foliation est aussi orientée est-ouest et est sub-verticale à fortement pentée vers le nord dans l'ensemble des dépôts du domaine Sud (figure 5.20). Les plis sont bien définis à l'échelle des dépôts par les mesures de litage, les relations entre la schistosité et le litage, ou encore par la présence de différents niveaux repères de conglomérat, l'unité de tuf ou le contact volcano-sédimentaire (figure 5.21). Le plissement consiste en des plis parasites formés sur le flanc nord d'un anticlinal à grande échelle contenant l'intrusion en son centre. L'ouverture, la plongée et l'orientation des plis varient légèrement d'est (Royal Hill) en ouest (Mayo), semblant créer un patron en dômes et bassins. En l'absence d'indicateur de deux phases de déformation distinctes dans les roches sédimentaires, tant à l'échelle locale que régionale, avec par ailleurs une seule fabrique reconnue, ce patron est attribué à l'hétérogénéité des matériaux dû à la présence l'intrusion qui a pu affecter le patron des plis, plutôt qu'à une tectonique polyphasée. Les figures 5.22 et 5.23 (annexe G pour carte détaillée de Royal Hill avec mesures structurales) présentent l'interprétation géologique en plan et en section verticale pour les gisements de Royal Hill et de Mayo.

Dans le gisement de Royal Hill, la séquence stratigraphique montre une alternance de synclinaux et d'anticlinaux d'amplitude moyenne de 100 mètres pour les petits flancs et de plus de 400 mètres pour les flancs longs, avec une longueur d'onde d'environ 500 mètres. Les plis y sont ouverts et la relation entre la foliation et le litage sur les flancs témoigne de cette ouverture (figure 5.24), mais les plis tendent à être de plus

en plus fermés en s'approchant de l'intrusion au sud. Les plis étant plutôt concentriques (classe 1B de Ramsay), aucun épaississement significatif n'est observé en charnière ou aux flancs. Les plis sont en général subhorizontaux, mais tendent à plonger légèrement vers l'ouest dans la partie ouest, et vers l'est dans la partie est (figure 5.25). Le pendage sur les flancs longs est en moyenne de 60° vers le nord. À l'extrémité ouest du domaine Sud, le gisement de Mayo se trouve encaissé principalement sur le flanc nord d'un anticlinal ouvert et non dans une charnière de pli. Les pendages du litage y varient de 35° à 50° vers le nord. Dans le cas présent, le plissement se produit au sud du dépôt et montre une longueur d'onde plus grande que celle observée à Royal Hill, soit d'environ un kilomètre. Le plissement y fait plonger légèrement (15° - 20°) la séquence stratigraphique vers l'ENE. La trace axiale de ce pli se poursuit jusque dans le dépôt ouest de Roma qui est localisé directement sous l'unité de tuf du bassin sédimentaire.

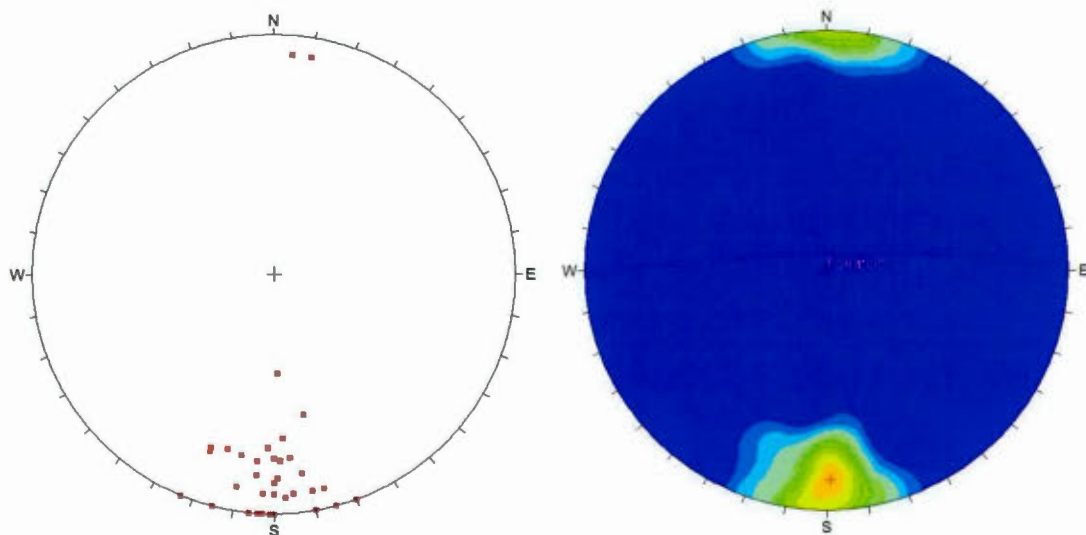


Figure 5.20

Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieure (projection angle égal) des pôles de foliation (gauche) et des contours de concentration (droite) dans le domaine Sud. 40 données.

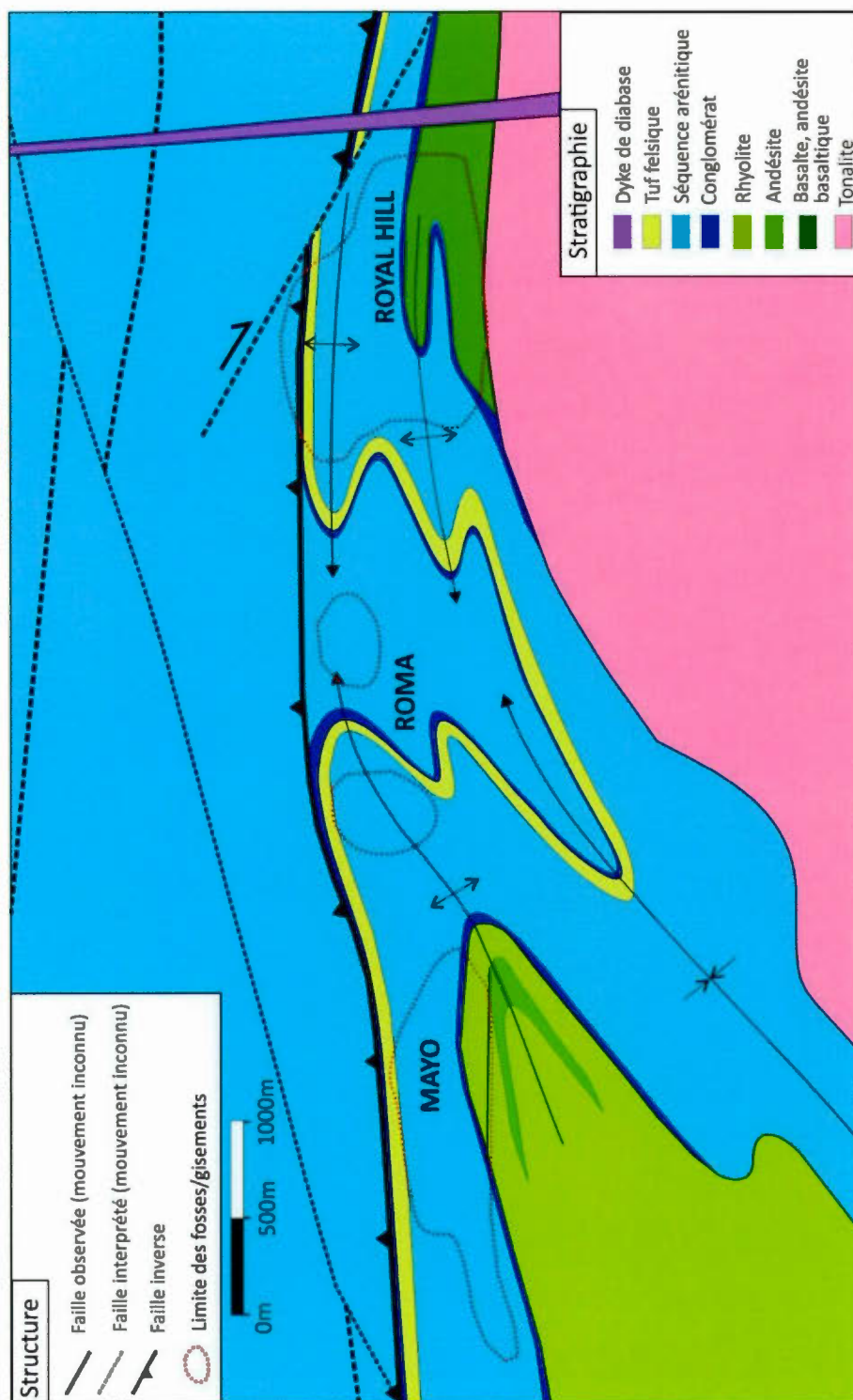


Figure 5.21
Carte géologique du domaine Sud représentant les principales unités lithologiques et structures. Le motif d'interférence apparent est interprété comme étant le résultat de la présence de l'intrusion compétente au sud plutôt qu'en termes de tectonique polyphasée.

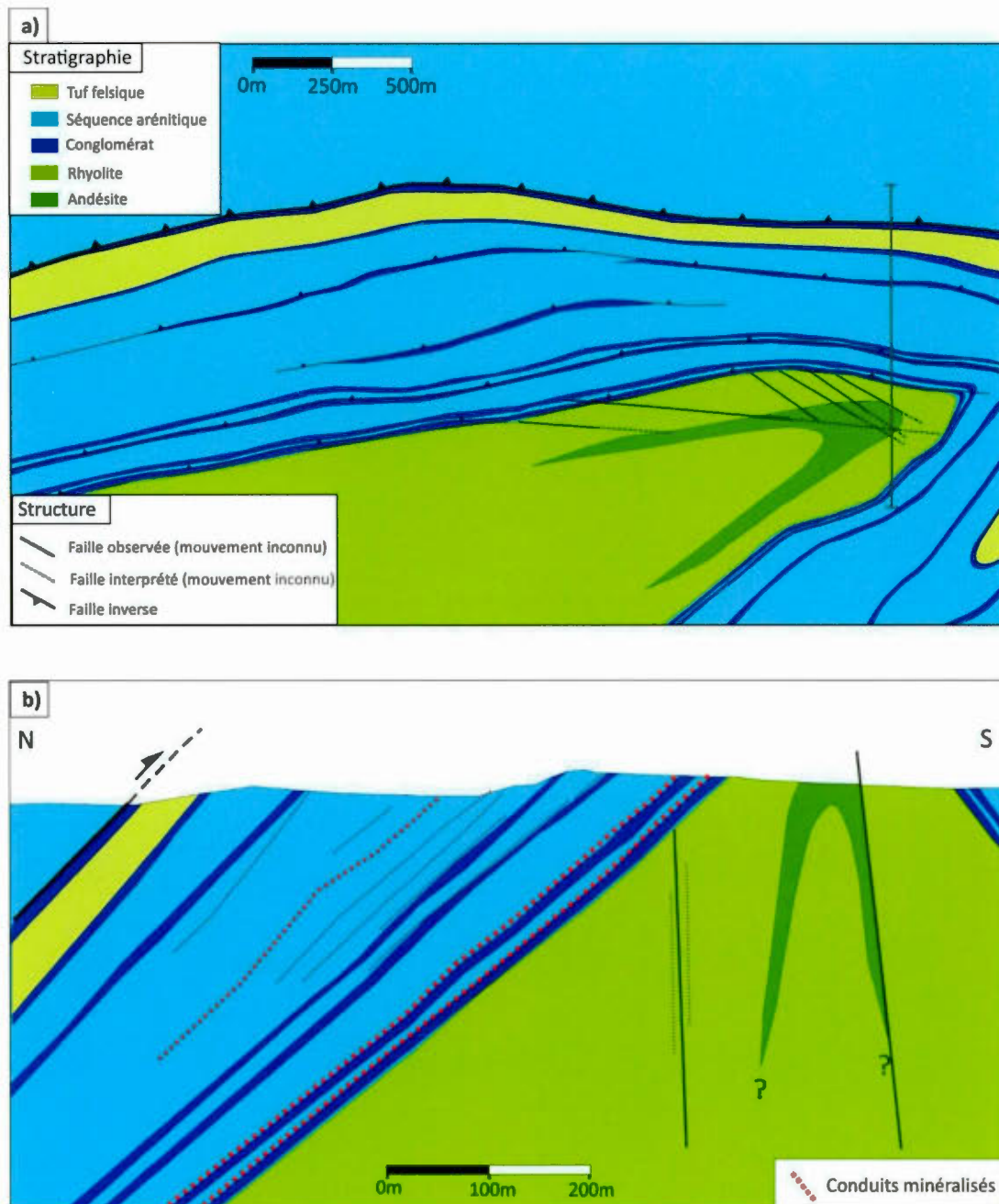


Figure 5.22

Interprétation géologique et structurale détaillée du gisement de Mayo localisé dans la séquence arénitique du domaine Sud, incluant les principales zones minéralisées: a) carte géologique du gisement de Mayo, b) interprétation en coupe verticale du gisement de Mayo. Aucune exagération verticale. Les forages aux diamants ayant servi à l'interprétation en coupe verticale sont espacés de 25 à 50m.

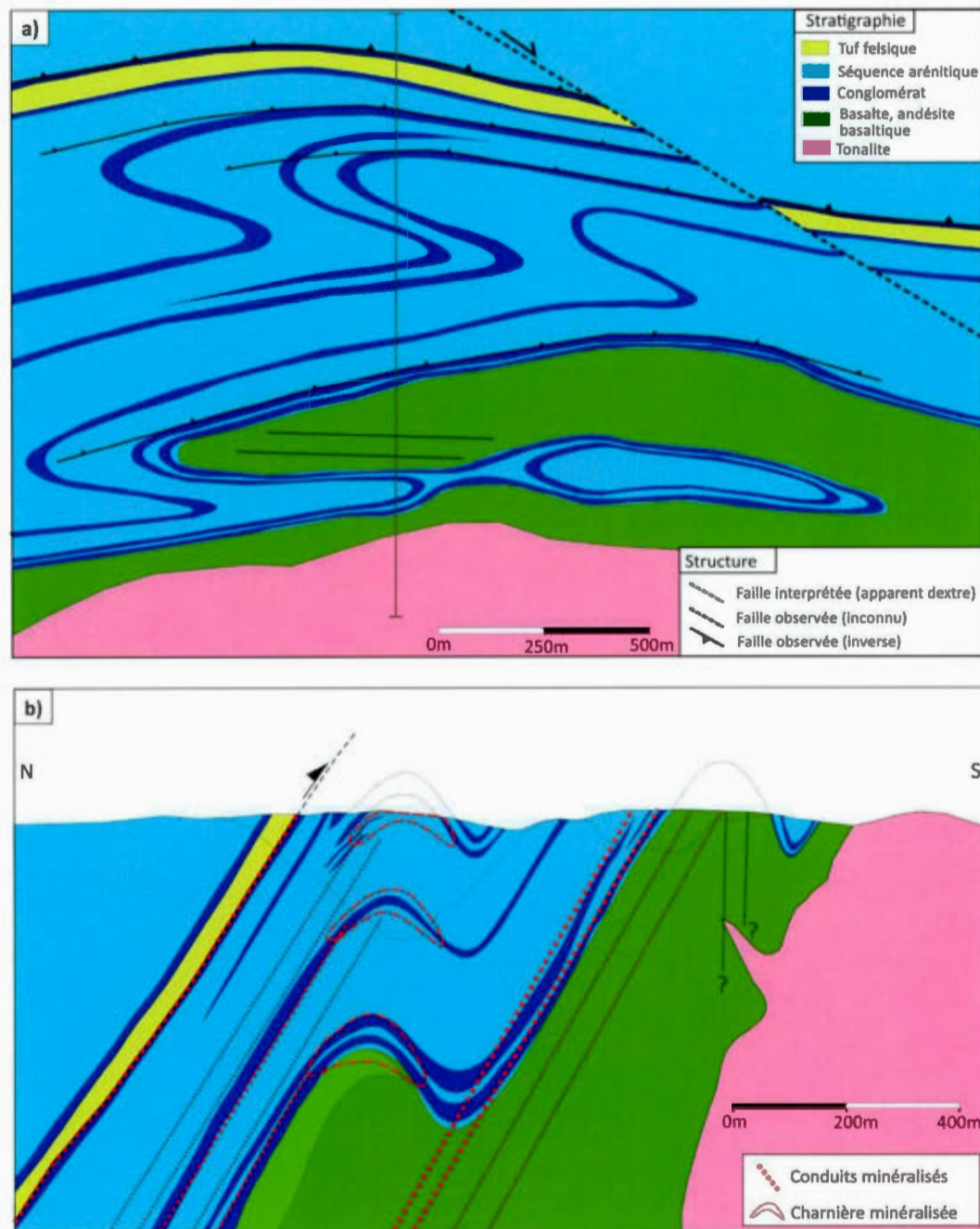


Figure 5.23

Interprétation géologique et structurale détaillée du gisement de Royal Hill localisé dans la séquence arénitique du domaine Sud, incluant les principales zones minéralisées: a) carte géologique du gisement de Royal Hill, b) interprétation en coupe verticale du gisement de Royal Hill. Aucune exagération verticale. Les forages aux diamants ayant servi à l'interprétation en coupe verticale sont espacés de 25 à 50m.

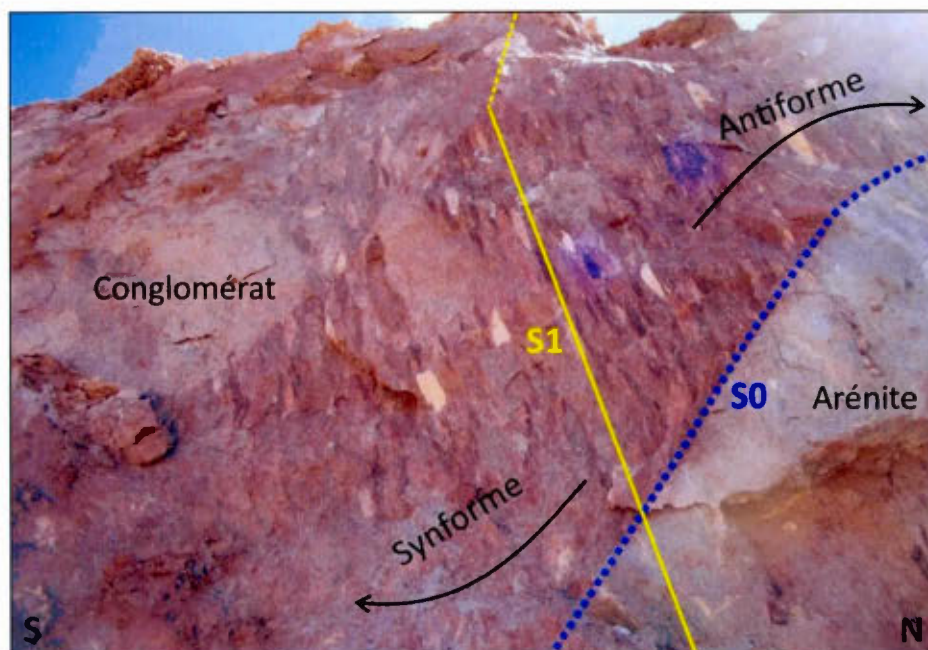


Figure 5.24

Relation entre le litage (S_0 , bleu) et la foliation (S_1 , jaune) sur le flanc d'un pli entre un niveau de conglomérat montrant des fragments allongés et une arénite.

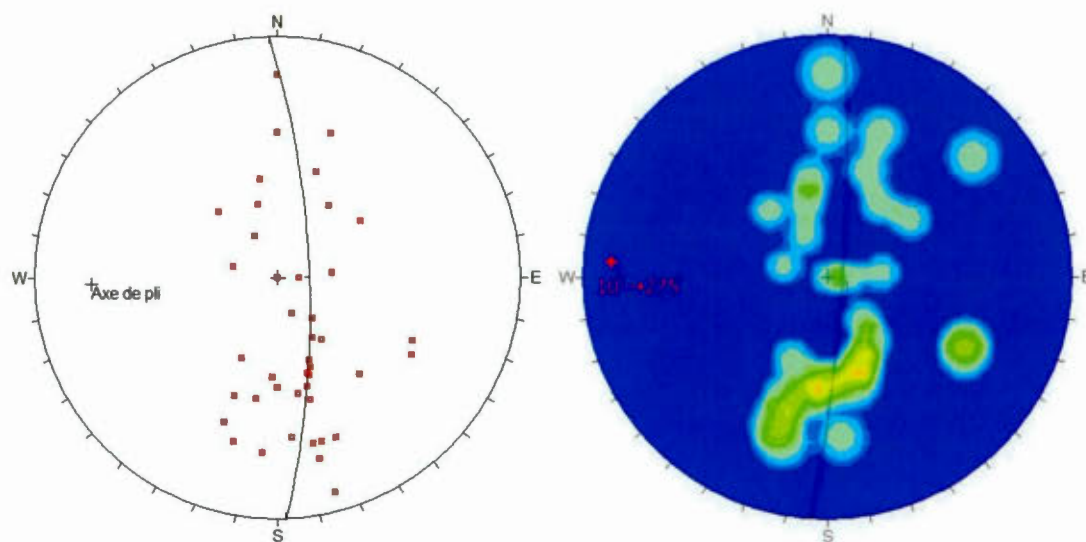


Figure 5.25

Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieure (projection angle égal) des pôles du litage (gauche) et des contours de concentration (droite) dans le gisement de Royal Hill. 53 données.

La zone de cisaillement principale localisée au nord des gisements du domaine Sud est orientée est-ouest et a un pendage qui varie de 60° vers le nord dans Royal Hill, à 40° vers le nord dans Mayo. La disposition de la zone de cisaillement est fortement influencée par les contacts stratigraphiques; le cisaillement est mis en place sur le flanc nord de l'anticlinal, préférentiellement le long de l'unité de tuf lorsque celle-ci est présente, mais aussi dans les roches sédimentaires (figure 5.26a). L'épaisseur du cisaillement varie de 10 à 20 mètres dans l'unité de tuf, à moins de trois mètres dans les sédiments plus compétents. La déformation associée à la faille est de nature ductile, tel que démontré par le développement d'une fabrique rubanée parallèle au plan de cisaillement, par l'accroissement de la schistosité régionale et par l'élongation importante (ratio de 10:1) des fragments de conglomérat (figure 5.26b). Des empilements de veines de tension à faible pendage vers le nord sont spatialement associés à la faille, suggérant que cette dernière est de nature inverse et reliée à la mise en place de la minéralisation, ce qui est cohérent avec son pendage modéré, la présence de veines de cisaillement rubanées et la présence locale de structures c/s.

Quelques failles subsidiaires est-ouest sont développées parallèlement au cisaillement principal, le long de niveaux de conglomérat sur le flanc nord des anticlinaux. Ces failles sont plutôt discrètes et se manifestent par la présence de minces plans de faille avec des stries principalement verticales ou obliques, témoignant d'un mouvement inverse ou dextre/inverse. Tout comme pour le cisaillement principal, ces failles subsidiaires sont associées à la mise en place de veines de tension horizontales, ou à faible pendage vers le nord, et ont tendance à être plus fortement pentées dans le gisement de Royal Hill (figure 5.27a) que dans le gisement de Mayo (figure 5.27b). La distribution des failles est aussi en partie contrôlée par les hétérogénéités stratigraphiques. La formation des failles subsidiaires pourrait être liée au glissement le long des plans de stratification lors du

plissement, plutôt qu'à un déplacement inverse majeur. Ceci serait cohérent avec la forme concentrique (classe 1b) des plis dont la formation est accommodée par un glissement le long des plans stratigraphiques sur les flancs, plutôt que par écoulement ductile (Ramsay, 1967). Ces plans de faille ne traversant pas les charnières et ayant plutôt tendance à disparaître dans celles-ci, indique leur faible niveau de déplacement.

D'autres structures en cisaillement pré-minéralisation sont observées dans les roches volcaniques au sud. Ces cisaillements sont distincts des zones de cisaillement présentes dans les roches sédimentaires et sont caractérisés par leur verticalité, leur style ductile-cassant et leur texture localement bréchique (figure 5.28 pour projection stéréographique et figure 5.29 pour texture en carotte de forage). Plusieurs de ces failles ont été identifiées sur le terrain dans les roches rhyolitiques du gisement de Mayo et localement au sud de Royal Hill. Ces structures sont associées à une schistosité bien développée sur quelques centimètres à plusieurs décimètres et sont toutes orientées ONO-ESE à E-W (figure 5.30a, b). La cinématique de ces failles n'a pu être établie clairement, mais les quelques linéations observées indiquent un mouvement principalement décrochant avec une tendance oblique (figure 5.30c). Ces structures ne sont pas aurifères en elles-mêmes, mais contiennent parfois des veines non-minéralisées. Ces failles sont interprétées comme pré-datant le dépôt des roches de la séquence arénitique, puisque le contact volcano-sédimentaire n'est pas déplacé par la faille principale. Puisque ces zones de cisaillement sont reconnues dans les roches volcaniques uniquement, leur formation pourrait être liée aux premiers stades de formation des bassins en pull-apart.



Figure 5.26

a) Cisaillement de trois mètres d'épaisseur dans l'arénite du gisement de Royal Hill. b) Cisaillement principal localisé près du contact entre les tufs felsiques et le conglomérat sus-jacent montrant une importante elongation des fragments de conglomérat (quelques fragments sont soulignés en rouge).

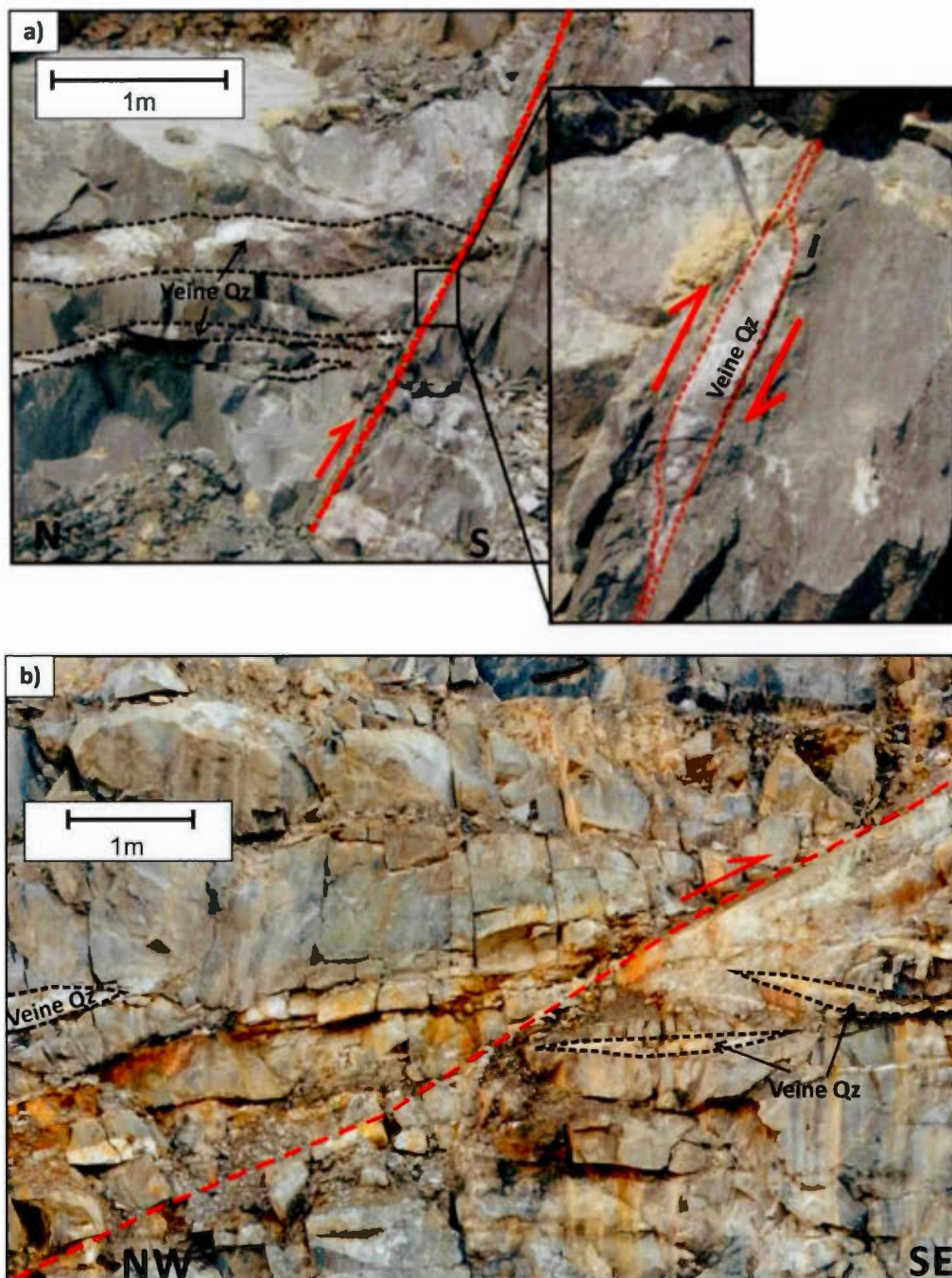


Figure 5.27

Photographies de failles inverses observées dans la séquence arénitique du domaine Sud: a) faille abrupte (60°-70°) dans le gisement de Royal Hill. b) Faille à pendage modéré (30°-40°) dans le gisement de Mayo.

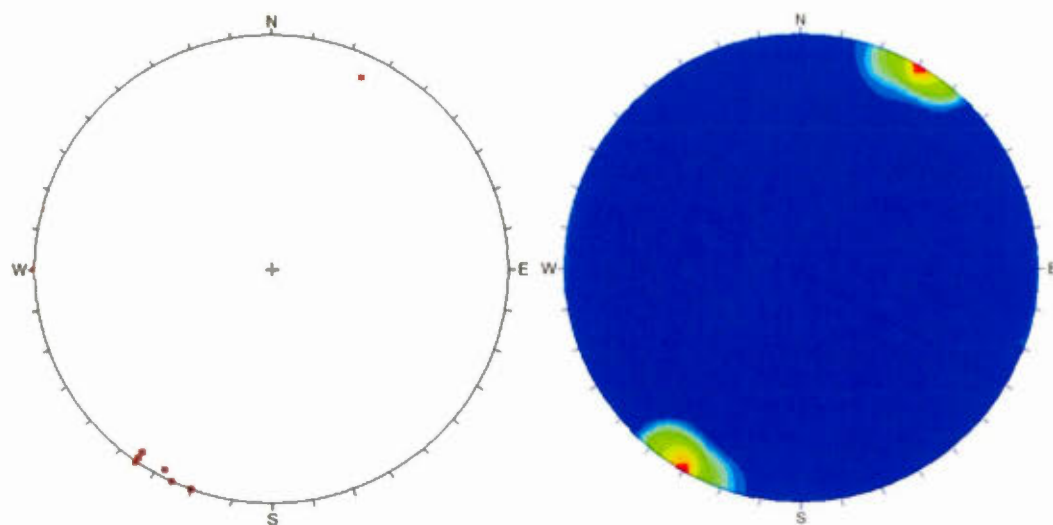


Figure 5.28

Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieure (projection angle égal) des pôles de failles verticales présentes dans les roches volcaniques du gisement de Mayo (gauche) et des contours de concentration (droite). 7 données.

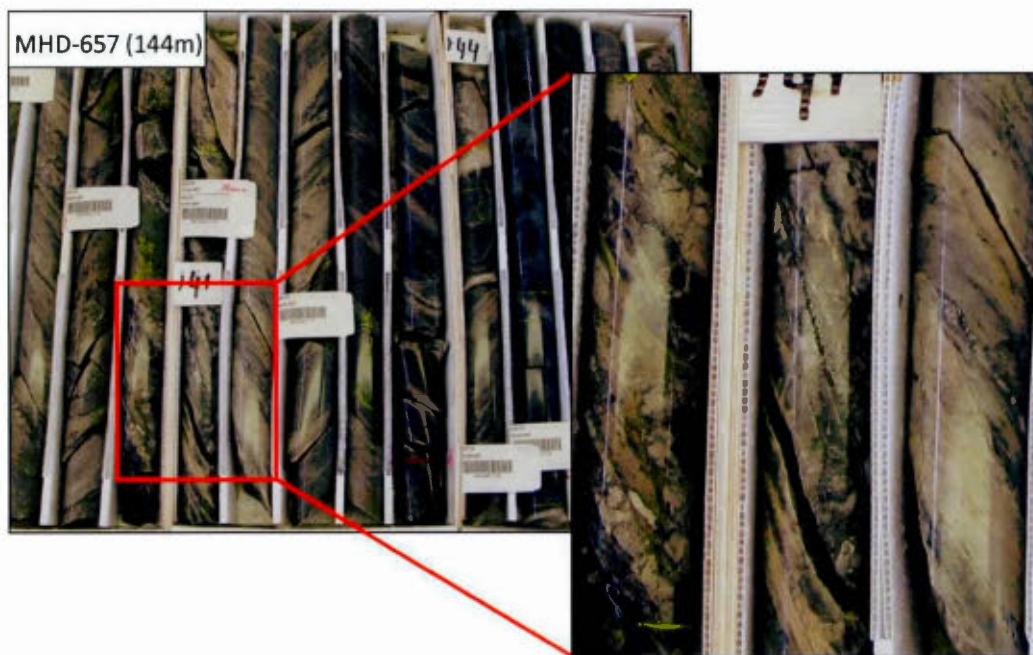


Figure 5.29

Photographie en carotte de forage des textures de failles verticales observées dans la rhyolite du gisement de Mayo.

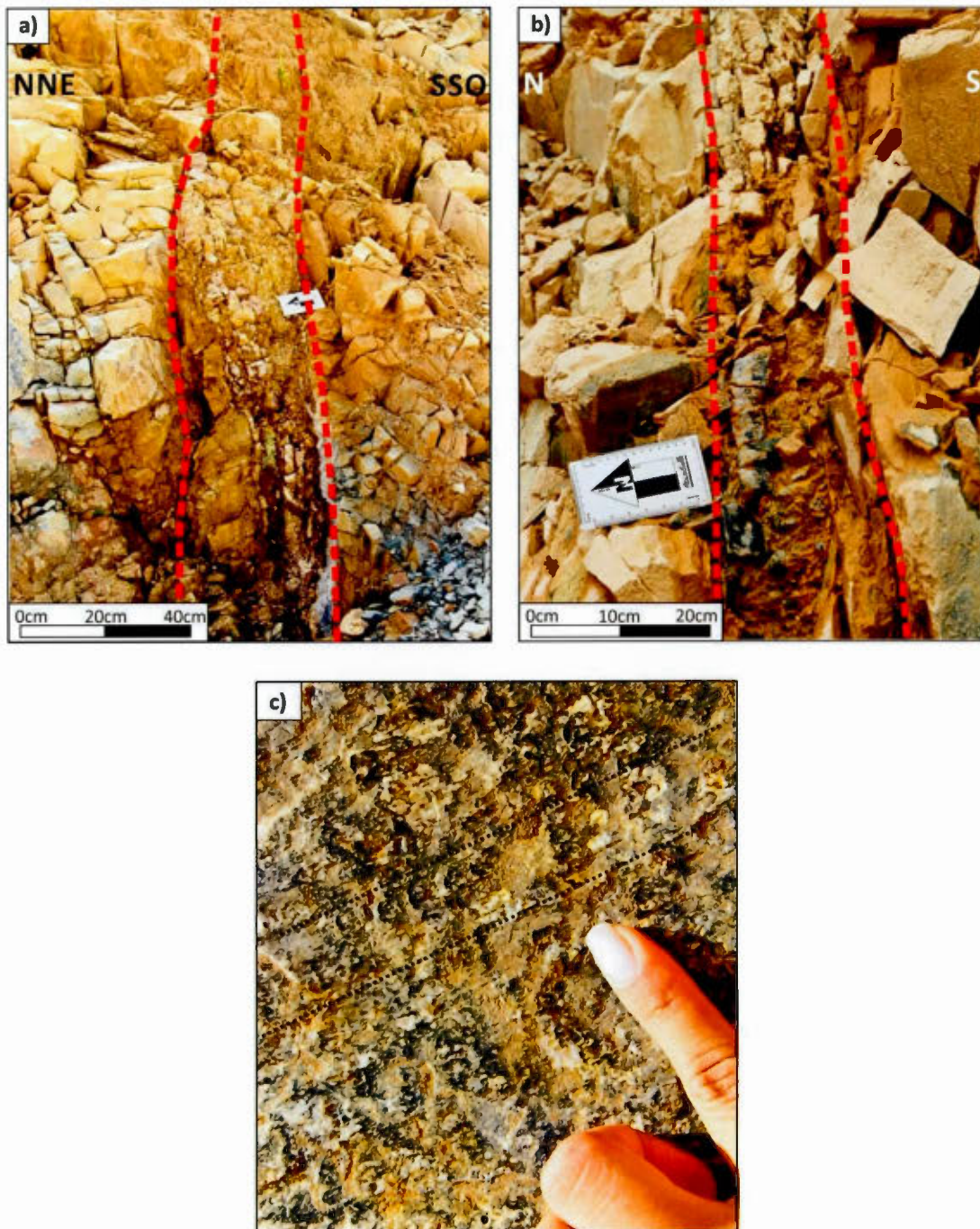


Figure 5.30

Photographies en affleurement des failles verticales observées dans la rhyolite du gisement de Mayo.
 a) Faille verticale de 50 cm d'épaisseur orientée ONO-ESE. b) Faille de 20 cm d'épaisseur orientée E-O.
 c) Stries de glissement obliques avec mouvement décrochant sur la faille ONO-ESE.

5.2 DÉFORMATION SYN-MINÉRALISATION

Les déformations syn-minéralisation sont principalement liées à la mise en place des veines aurifères et ne sont pas associées à une déformation significative des roches encaissantes. Deux types de veines sont présentes dans le district minéralisé, des veines de tension et des veines de cisaillement qui sont étroitement associées dans l'espace et dans le temps. Les populations de veines présentes dans les différents gisements sont toutes aurifères et montrent toutes des teneurs en or équivalentes, laissant penser qu'elles sont issues d'un même événement hydrothermal global, bien que certaines veines soient légèrement plus précoces que d'autres. Par contre, des populations de veines non-minéralisées se trouvent aussi à l'extérieur des gisements principaux, mais celles-ci partagent les mêmes caractéristiques structurales que les veines à l'intérieur des gisements.

La distribution des veines est contrôlée par différents facteurs tels que la présence de structures majeures, de charnières de plis, d'unités lithologiques favorables, ou encore d'hétérogénéités stratigraphiques comme le contact volcano-sédimentaire ou la présence de niveaux de conglomérats. Le développement de veines étant un bon indicateur cinématique, l'analyse des systèmes de veines aidera à comprendre l'évolution géodynamique de la région lors des derniers stades de l'orogénie transamazonienne. Bien que certaines veines soient visibles en affleurement et dans les carottes de forage, leur étendue ne peut pas toujours être bien évaluée et ces dernières présentent souvent des variations locales dans leur orientation, rendant difficile la reconnaissance de différentes populations se recoupant à faible angle. Par conséquent, l'analyse des données de forage de production, qui montrent les teneurs en or avec une maille de moins de quatre mètres a aussi permis de mieux identifier à grande échelle les différents systèmes aurifères.

5.2.1 Domaine Nord

Le domaine Nord inclut un ensemble de veines de cisaillement et quatre populations distinctes de veines de tension (figure 5.32). Dans les dépôts de Pay Caro et d'East Pay Caro, les veines de cisaillement sont principalement contenues dans la zone de faille majeure orientée ONO-ESE traversant les deux dépôts. Les veines de cisaillement sont sub-verticales ou à fort pendage vers le sud et leur orientation varie légèrement avec trois orientations principales, soit ONO-ESE, NO-SE et OSO-ENE. Les veines de cisaillement se recoupent l'une et l'autre indiquant qu'elles ont probablement été formées lors d'un même épisode tectonique. Plusieurs systèmes de failles et/ou de cisaillements syn-minéralisation sont aussi reconnus dans le gisement de Koolhoven, bien que dans le cas présent le niveau de déformation associé aux failles soit moindre que dans les gisements de Pay Caro et d'East Pay Caro. La première population de veines de cisaillement a la même orientation que la zone de faille principale de Pay Caro et est orientée ONO-ESE, parallèlement au litage et à la foliation. Ces veines de cisaillement peuvent se suivre à travers tout le gisement de Koolhoven et de JZone. Deux séries de veines de cisaillement de moindre amplitude, continues sur quelques dizaines de mètres à une centaine de mètres sont associées aux cisaillements principaux et se trouvent à faible angle avec ces derniers. Un des systèmes est orienté NO-SE et l'autre OSO-ENE, les deux populations étant sub-verticales. La trace de ces populations de veines de cisaillement qui se recoupent à faible angle se démarque avec les données aurifères des forages de production (figure 5.31).

Les veines de cisaillement ont des épaisseurs très variables selon leur localisation; les veines situées dans la zone de faille majeure de Pay Caro peuvent faire plusieurs mètres d'épaisseur (figure 5.33a), alors que les veines dans le dépôt de Koolhoven sont généralement moins épaisses et moins régulières, formant des assemblages qui

s'apparentent localement à des stockworks (figure 5.33b). La texture généralement bréchique des veines indique un niveau de mise en place dans les niveaux supérieurs de la croûte. Dans le gisement de Pay Caro, la déformation d'aspect ductile de certaines roches hôtes associées à une forte schistosité suggère que ces structures se seraient formées dans un niveau inférieur de la croûte. Ces textures contrastent avec l'aspect plutôt bréchique des veines de cisaillement (figure 5.34a, b) et avec les veines de tension qui y sont associées (figure 5.34c, d) et par conséquent, il est possible que ces zones de failles aient été formées lors d'un premier incrément de déformation. Ces structures auraient ensuite été réactivées dans des niveaux supérieurs de la croûte lors de la circulation des fluides hydrothermaux aurifères.

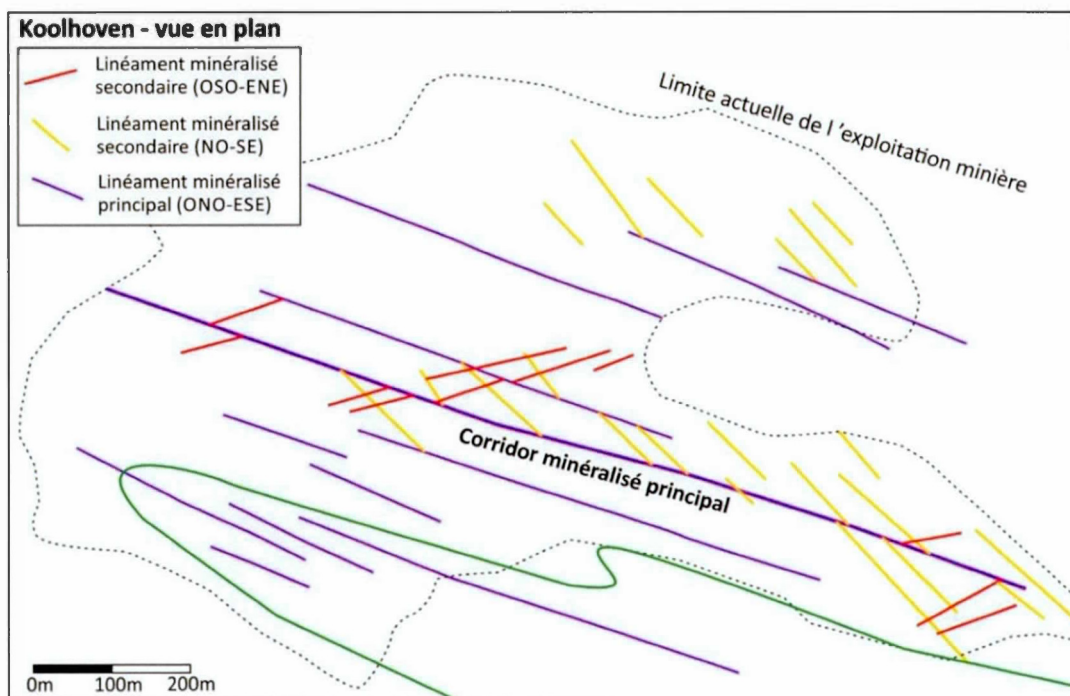


Figure 5.31

Modélisation des systèmes de veines en cisaillement minéralisées du domaine Nord basée sur les forages de production dans le gisement de Koolhoven. Le trait en vert indique la localisation du contact volcano-sédimentaire.

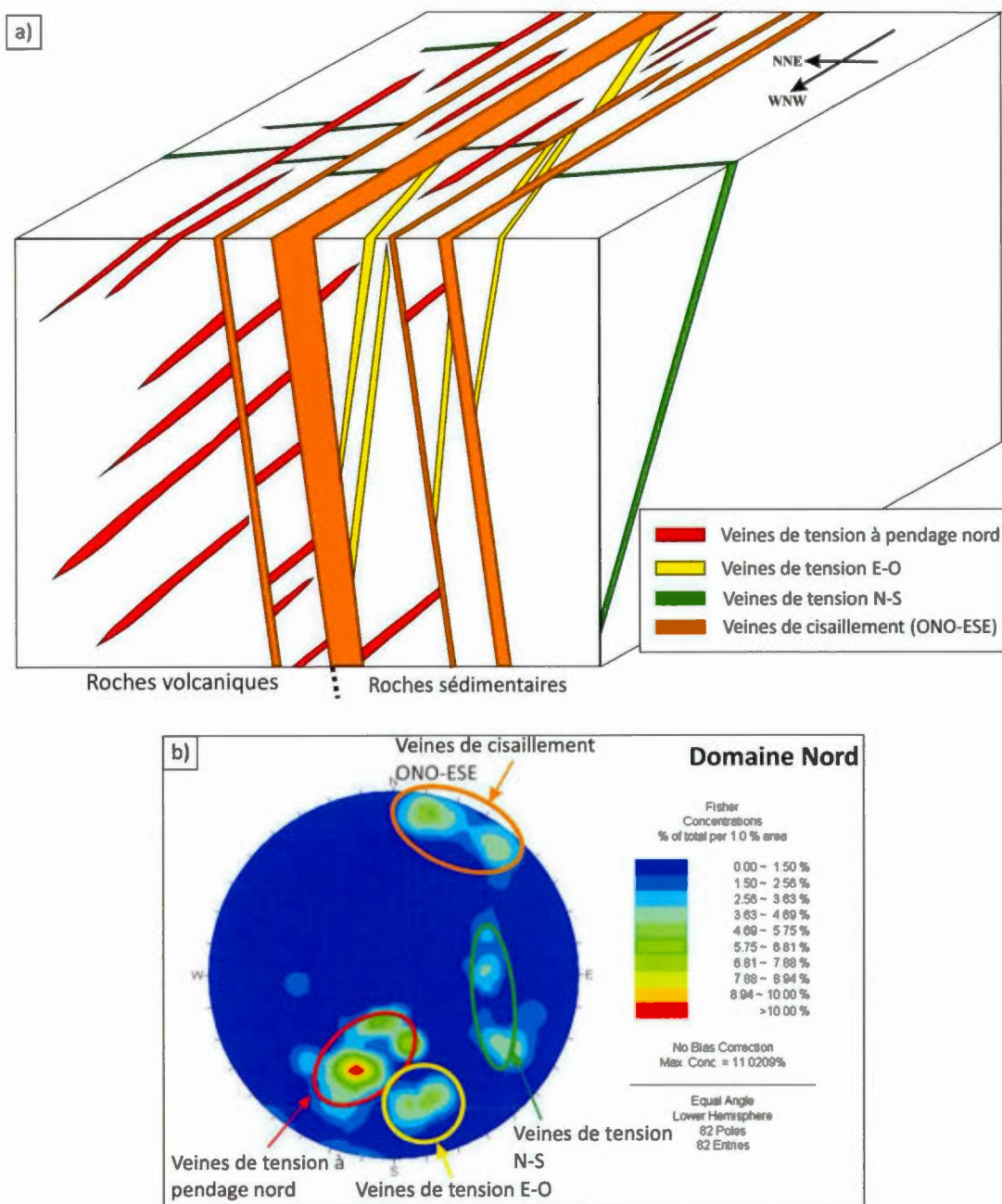


Figure 5.32

Populations de veines dominantes dans le domaine Nord : a) modèle structural 3D de la distribution des veines de cisaillement et de tension, b) projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur (projection angle égal) des contours de concentration des pôles des veines dans le domaine Nord. 82 données.

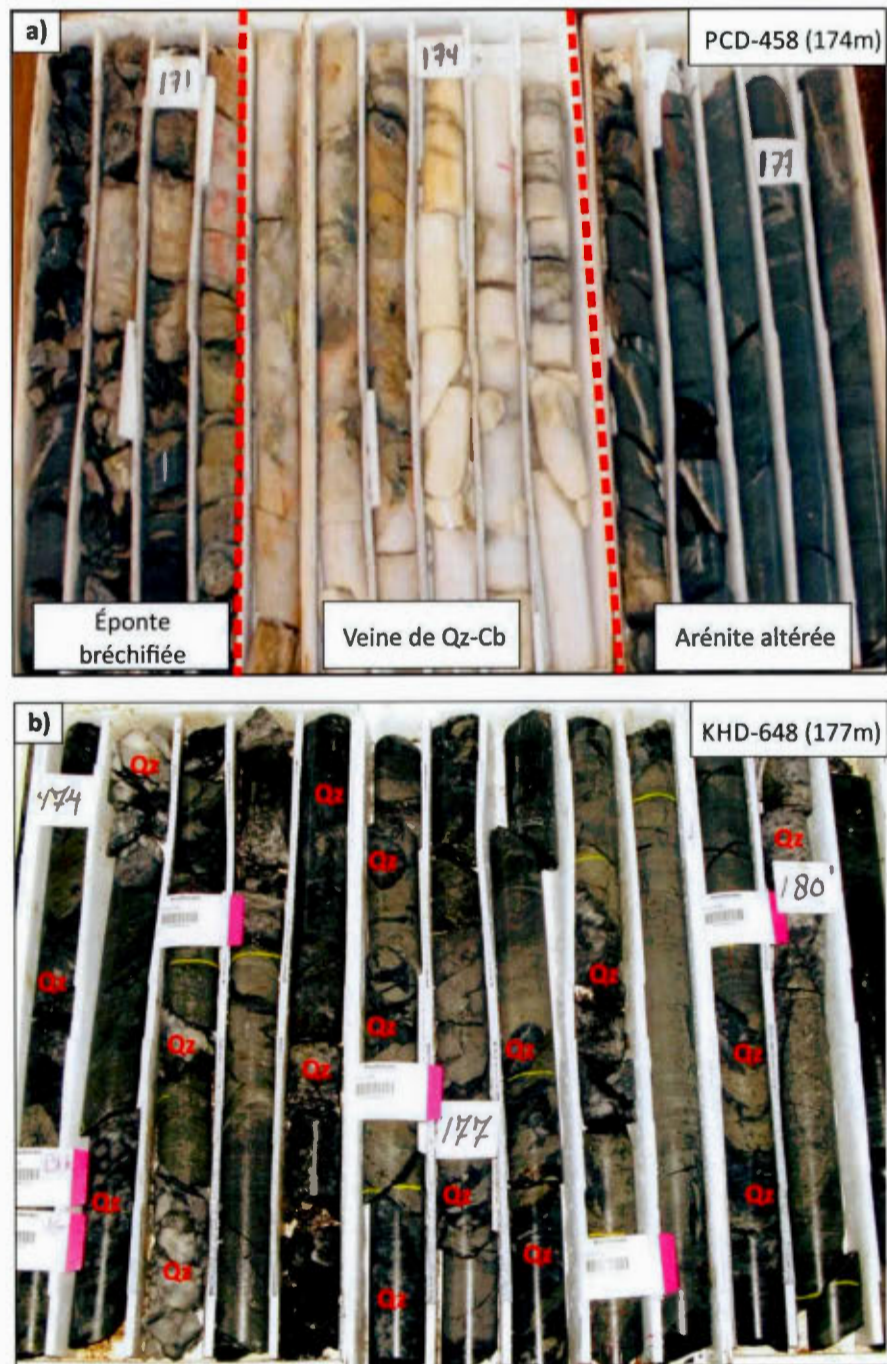


Figure 5.33

Photographies en carotte de forage des veines de cisaillement du domaine Nord: a) veine de plus de quatre mètres d'épaisseur se trouvant dans la zone centrale de Pay Caro, b) réseau de veines de cisaillement bréchiques dans le gisement de Koolhoven.



Figure 5.34

Photographies en carotte de forage de différentes textures d'une zone cisaillement du domaine Nord: a) ensemble de la zone montrant à la fois des textures ductiles et cassantes, b) zoom sur veine avec texture bréchique, c) fabrique ductile avec veinules montrant des plis d'entraînement recoupés par une veine d'extension et d) veinules parallèles à la foliation recoupées par des veines d'extension.

La première population de veines de tension dans le domaine Nord consiste en des veines sub-verticales ou à fort pendage ouest qui sont globalement orientées nord-sud et regroupées près des veines de cisaillement. Ces veines ont une épaisseur qui varie de quelques centimètres à environ 30 centimètres et sont continues sur quelques dizaines de mètres (figure 5.35a). Quelques rares occurrences en plan montrent que ces veines nord-sud ont une légère forme sigmoïdale indicative d'un mouvement dextre sur le cisaillement principal (figure 5.35b). Les autres veines de tension dominantes du domaine Nord sont des veines à pendage nord orientées ONO-ESE. Ces veines ont un pendage moyen de 45° à 50° et forment des empilements en marge des veines de cisaillement (figure 5.36a). Les veines de tension à pendage nord ont tendance à recouper les veines nord-sud et le déplacement inverse des veines nord-sud indique que les veines de tension à pendage nord sont plutôt des veines d'extension oblique (figure 5.36b). Ces relations de recoupement n'étant pas toujours présentes, la formation de ces veines s'est probablement produite peu de temps après la formation des veines nord-sud, voire lorsque celles-ci n'étaient pas encore toutes formées, au cours d'un simple épisode minéralisateur.

Un autre système de veines se retrouve localement dans le gisement de Pay Caro, mais semble absent de Koolhoven, ce sont les veines de tension verticales orientée est-ouest (figure 5.37a). Ces veines sont donc plus rares et ne sont confinées qu'à la partie la plus proximale de la zone de faille majeure près des charnières de plis. Elles ont une forme lenticulaire en section verticale et se sont mises en place dans des fractures qui se sont ouvertes plus ou moins parallèlement au plan axial des plis. Leur mise en place semble donc résulter de la formation de fractures d'extension qui se sont formées dans l'extrados des plis. La dernière population de veines est représentée par une série de veines plus ou moins régulières qui se trouvent confinées dans les roches volcaniques au cœur de l'anticlinal d'East Pay Caro ou de

Koolhoven. Ces veines ont tendance à former des stockworks plutôt que des empilements réguliers de veines (figure 5.37b). À l'opposé des veines est-ouest, leur formation semble résulter d'une mise en place dans des fractures irrégulières formées dans les couches intrados des plis.

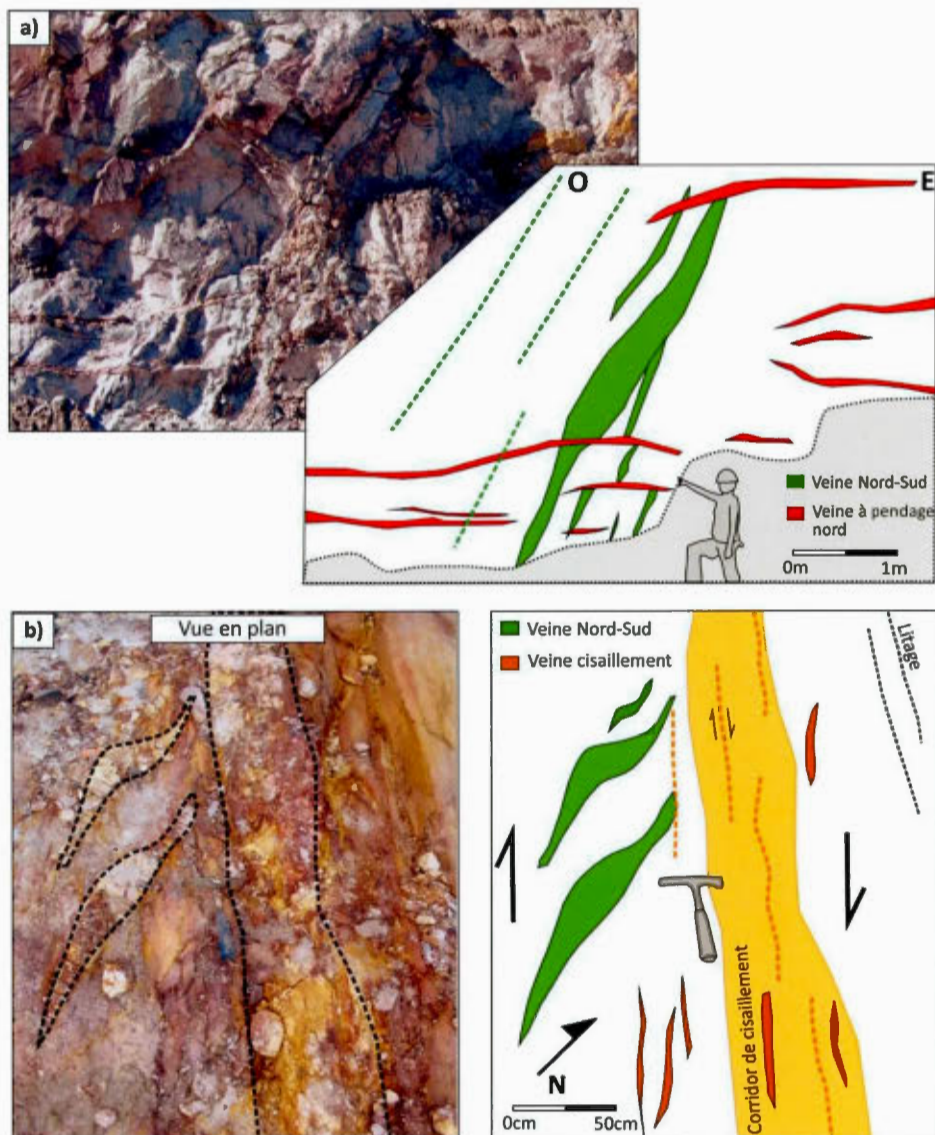


Figure 5.35

Photographies des veines de tension N-S du domaine Nord: a) relation de recoupement entre les veines à pendage nord et les veines N-S. b) Géométrie de veines sigmoïdales N-S dans un corridor de cisaillement (plan).

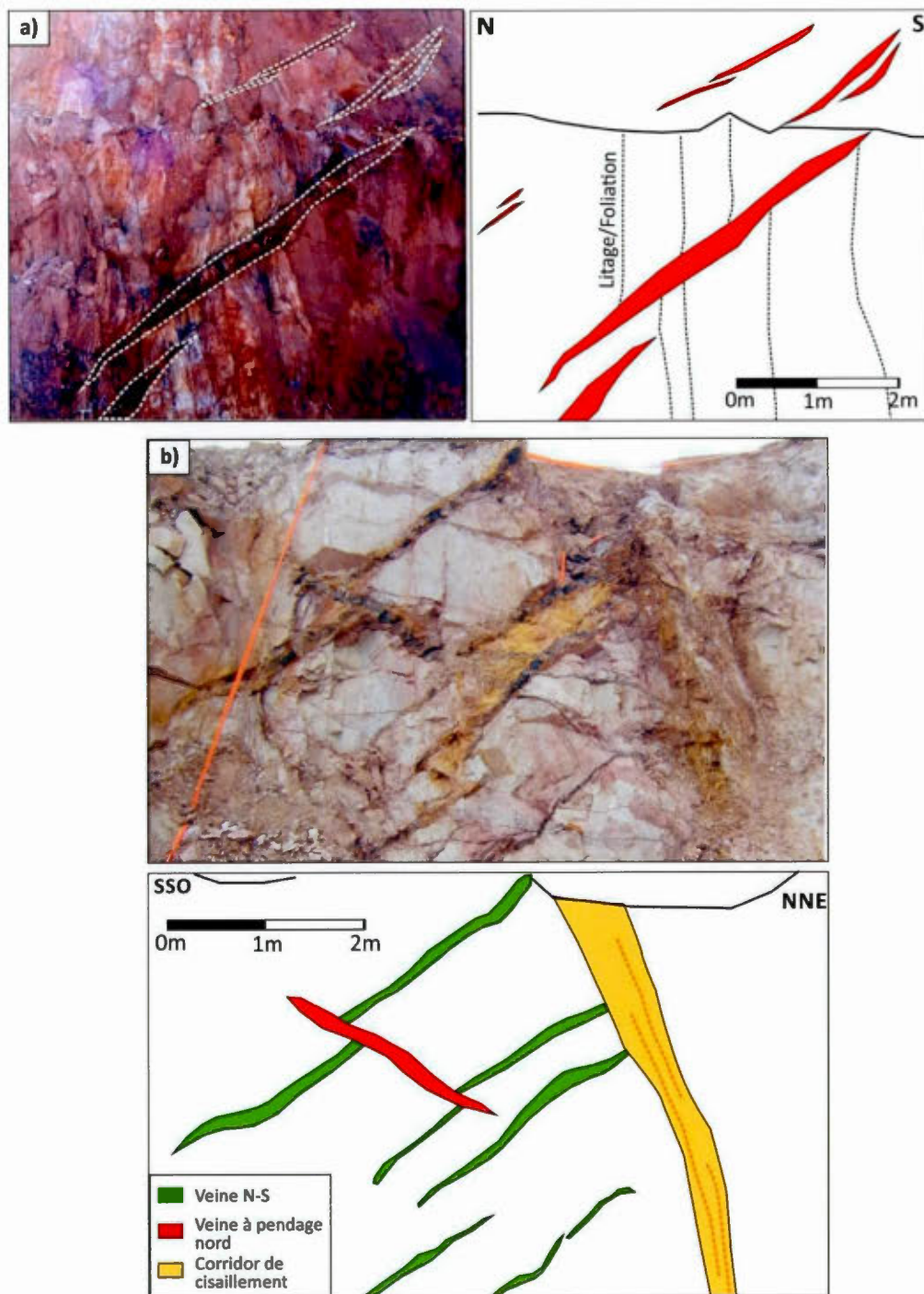


Figure 5.36

Photographies des veines de tension N-S et à pendage nord du domaine Nord: a) empilement de veines de tension à pendage nord recoupant la foliation et le litage, b) relation de recoupement entre les veines à pendage nord et les veines N-S.

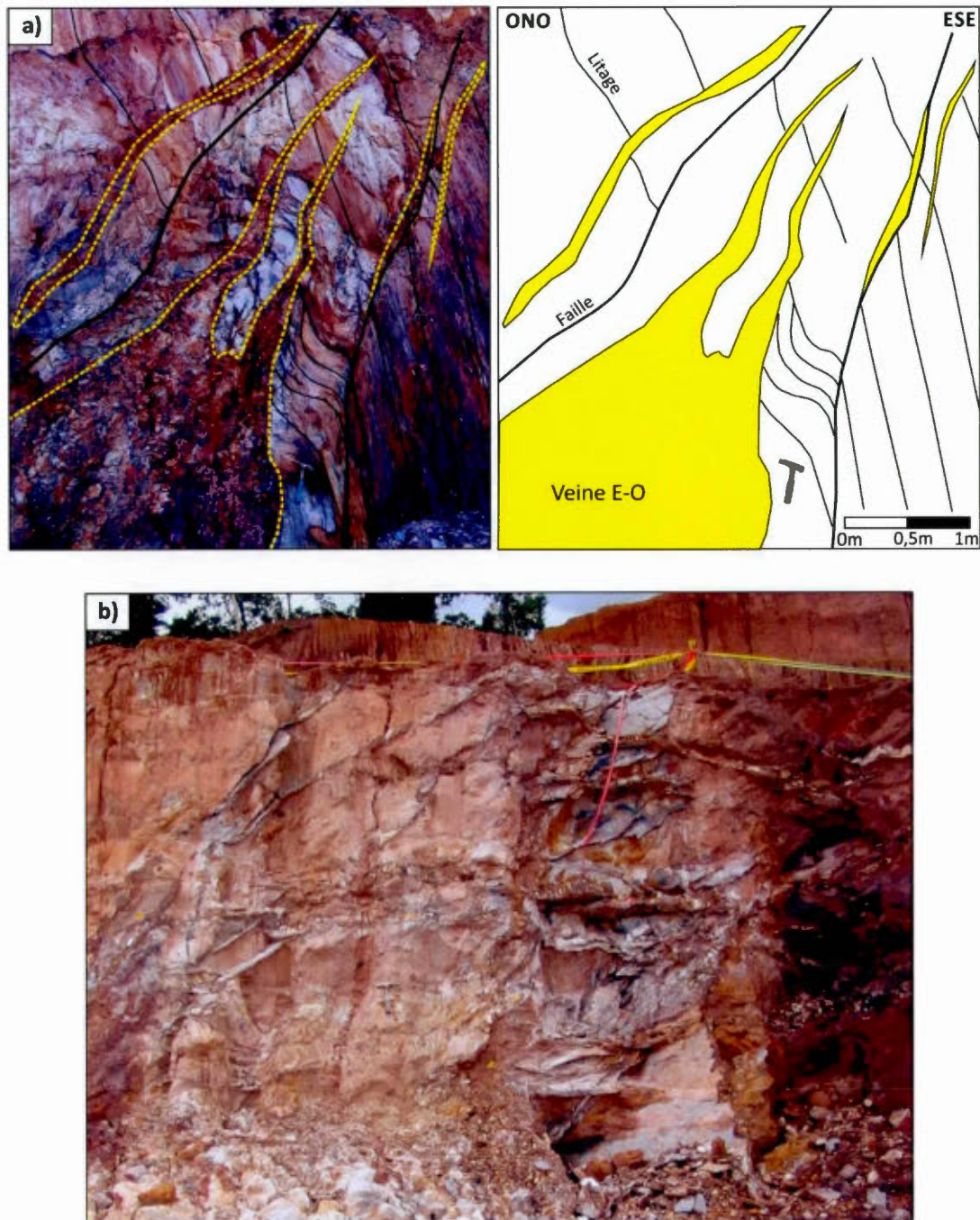


Figure 5.37

Photographies des autres veines de tension du domaine Nord: a) veines est-ouest sub-verticales, b) stockwork dans une charnière de pli dans les roches volcaniques (East Pay Caro).

5.2.2 Domaine Sud

Le domaine Sud comprend une population de veines de cisaillement et trois populations de veines de tension (figure 5.38). La distribution des veines de tension et de cisaillement est bien illustrée par les données aurifères des forages de production en projection verticale (corridor de 20 mètres), qui font ressortir à la fois les corridors minéralisés le long de failles et les veines de tension mises en place dans les charnières de plis (Royal Hill, figure 5.39). Quelques veines de cisaillement se sont mises en place dans la faille principale (figure 5.40) située dans les secteurs nord de Royal Hill et de Mayo, au contact entre un niveau de conglomérat et les tufs. Mais contrairement au domaine Nord, les veines de cisaillement les plus importantes ne se situent pas nécessairement dans la faille principale elle-même; les veines de cisaillement se trouvent en majeure partie dans les zones subsidiaires présentes dans le mur de celle-ci. Ces veines de cisaillement dans le domaine Sud sont principalement encaissées près du contact volcano-sédimentaire. Ces veines se sont mises en place parallèlement au litage, systématiquement sur les flancs nord des anticlinaux. Les deux corridors minéralisés les plus importants sont situés le long des deux niveaux de conglomérat qui se trouvent à la base de la séquence sédimentaire.

Les veines de cisaillement localisées près du contact volcano-sédimentaire sont orientées est-ouest et ont un pendage vers le nord qui varie entre 60° à 65° dans Royal Hill et entre 40° à 50° dans Mayo. Ces veines de cisaillement sont très continues (jusqu'à deux ou trois kilomètres latéralement) et ont une épaisseur moyenne de 60 centimètres à trois mètres (figure 5.41a). Certaines ont une texture rubanée associée à une alternance de niveaux à quartz-carbonate et de niveaux riches en tourmaline qui indique localement un mouvement inverse sur les veines de cisaillement (figure 5.41b, c).

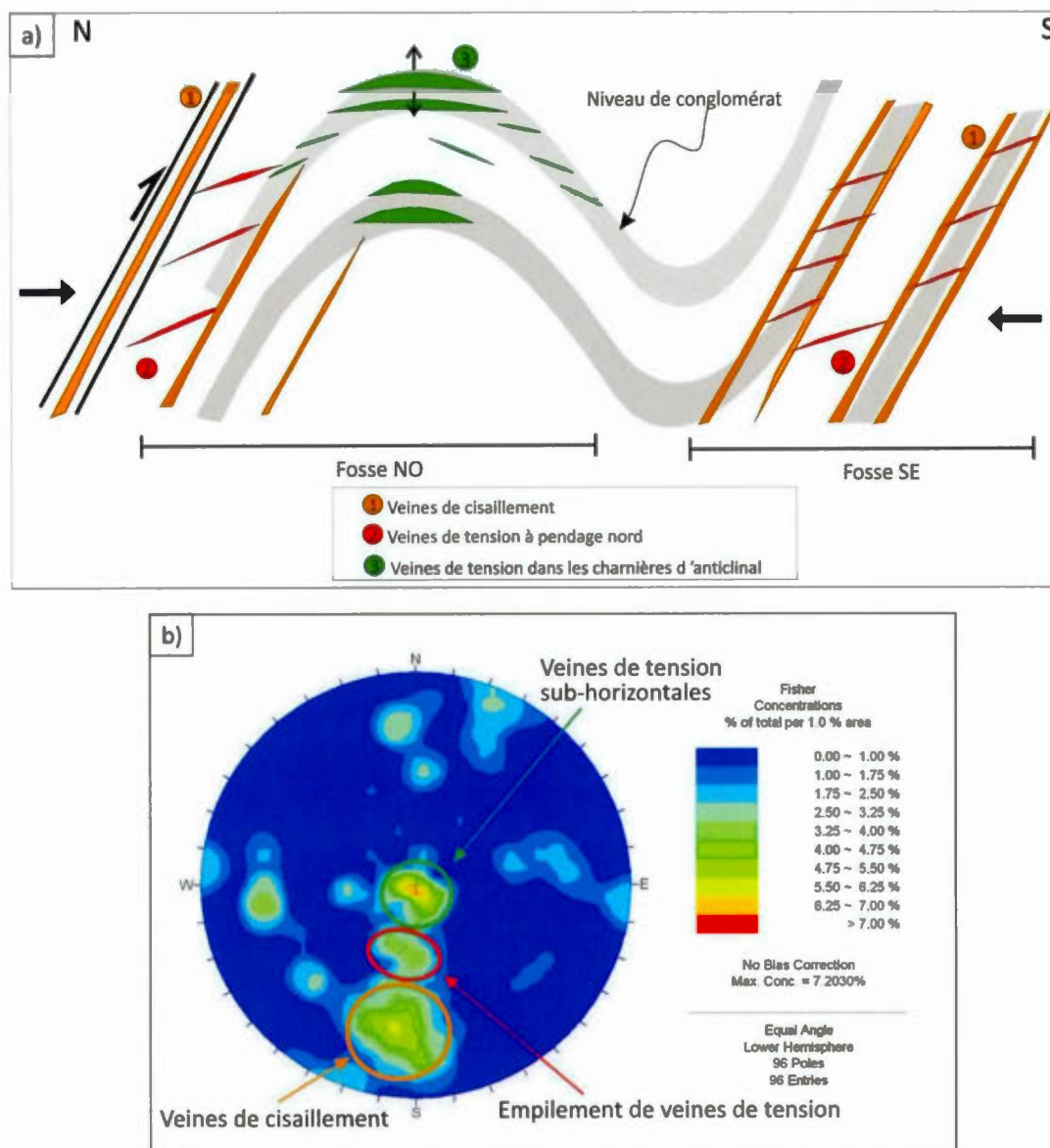


Figure 5.38

a) Modèle schématique structural 2D de la distribution des veines de cisaillement et de tension, b) projection stéréographique dans l'hémisphère inférieure (projection angle égal) des contours de concentration des pôles des veines dans le domaine Sud. 96 données.

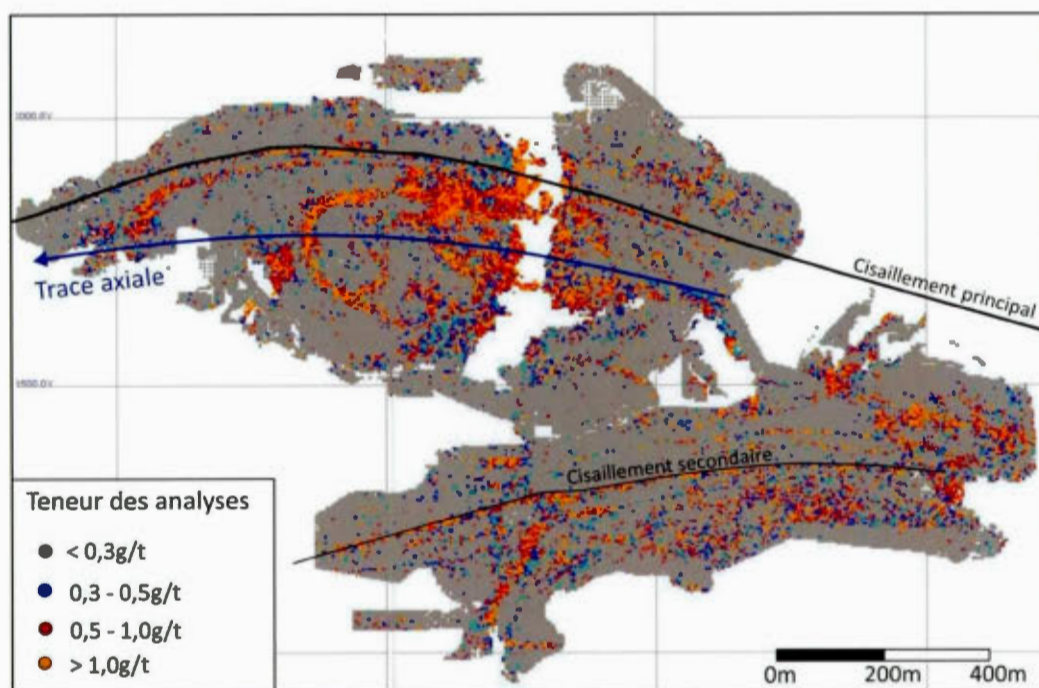


Figure 5.39

Exemple des patrons de distribution aurifère vu en plan tel qu'exposé par les données de forages de production (analyses des teneurs en or au quatre mètres). Les teneurs font ressortir les principales structures et la présence de charnières de plis minéralisés (gisement de Royal Hill).



Figure 5.40

Veine de cisaillement mise en place au contact entre l'unité de tuf fortement déformée et la séquence arénitique sous-jacente dans le gisement de Royal Hill.

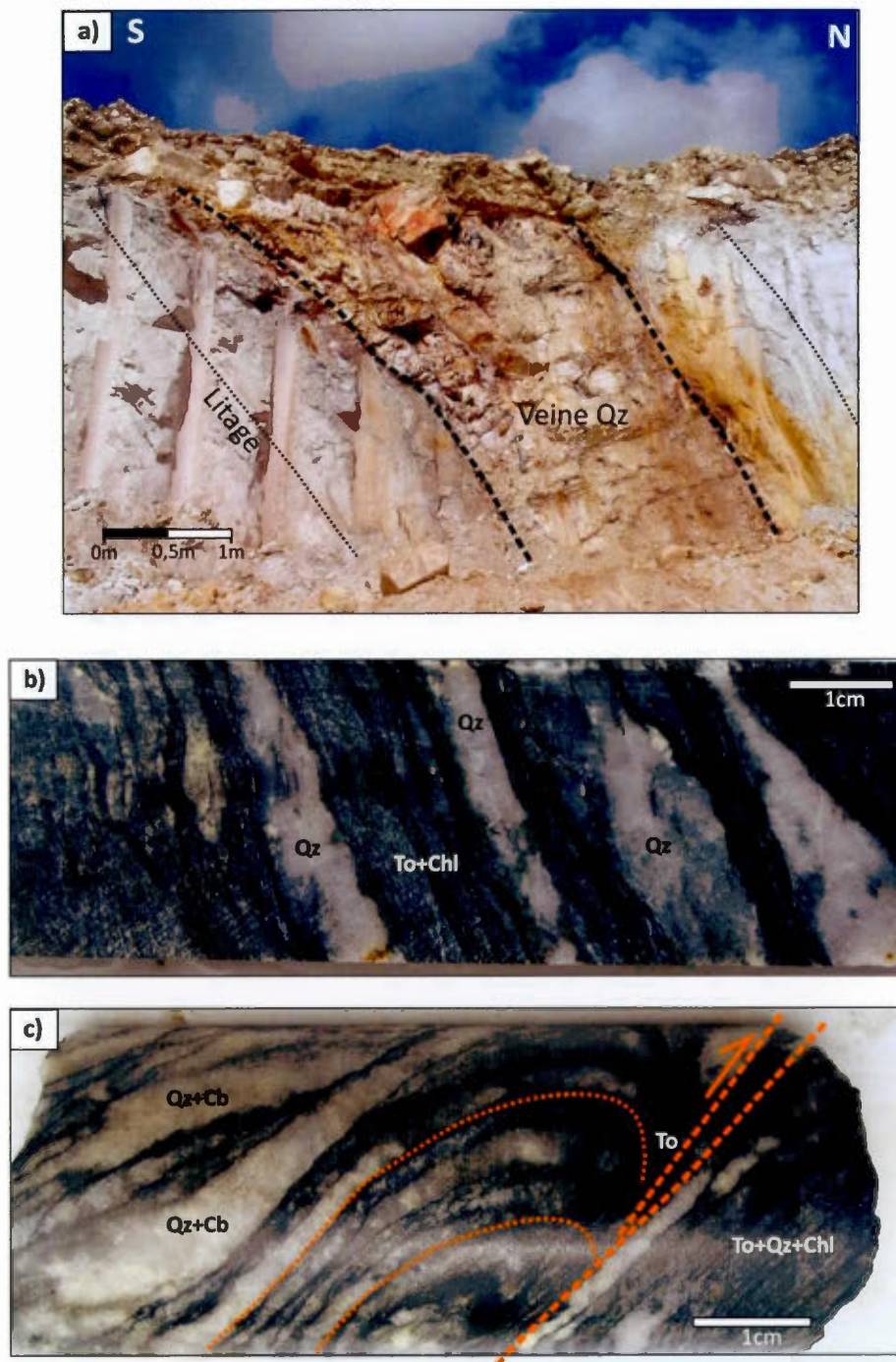


Figure 5.41

a) Veine de cisaillement majeure parallèle au litage près du contact volcano-sédimentaire. b) Texture rubanée millimétrique montrant une alternance de niveaux riches en quartz et riches en tourmaline. c) Veine de cisaillement avec entrainement du rubanement indicatif d'un mouvement inverse.

D'autres veines de cisaillement mineures sont observées dans les niveaux supérieurs de la séquence stratigraphique le long des niveaux de conglomérat, lorsque ceux-ci ont un pendage favorable vers le nord. Dans ce cas, les veines sont plus discrètes et font rarement plus de quelques décimètres d'épaisseur. Dans le gisement de Royal Hill, ces veines sont localisées dans les niveaux stratigraphiques situés entre l'unité de tuf au nord et le flanc nord de l'anticlinal. Ces veines sont parallèles aux failles inverses ou se sont mises en place dans celles-ci, et ont donc tendance à disparaître dans les charnières des plis à la faveur de veines de tension. Dans le cas du gisement de Mayo, les veines de cisaillement subsidiaires forment la majeure partie du gisement (en association avec les empilements de veines de tension) et sont localisées le long de chaque niveau de conglomérat entre le contact volcano-sédimentaire au sud et l'unité de tuf au nord.

Des empilements de veines de tension qui varient de subhorizontales (Mayo) à un pendage de 20°-30° vers le nord (Royal Hill) se sont formés en association avec les veines de cisaillement et/ou les failles inverses (retour figure 5.27). Ces veines de tension se sont mises en place dans des fractures d'extension qui se sont ouvertes parallèlement à la contrainte principale dans les murs et dans les toits des cisaillements. D'est en ouest, les veines de tension tendent à s'aplanir avec les cisaillements et donc conservent toujours une relation angulaire moyenne de 40°-45° avec les plans de failles. Ces veines sont continues sur quelques mètres et ont une épaisseur moyenne de 10-50 centimètres, les plus importantes se trouvent près du cisaillement principal à Royal Hill et les autres sont localisées près du contact volcano-sédimentaire. Dans les rhyolites du dépôt de Mayo exclusivement, plusieurs veines de tension horizontales sont observées et ne semblent pas se retrouver dans les roches de composition plus mafiques (figure 5.43a). Leur formation semble donc

résulter en grande partie de la compétence de la roche encaissante, les rhyolites étant plus favorables à la fracturation que les roches mafiques riches en chlorite.

D'autres veines de tension subhorizontales se trouvent dans les charnières d'anticlinaux, tel qu'observé dans la partie nord-ouest de Royal Hill ou dans les dépôts de Roma Est et Ouest. Ces veines de tension sont le plus souvent localisées près des niveaux de conglomérats qui représentent des hétérogénéités stratigraphiques favorables à la mise en place de veines. Les veines font généralement quelques décimètres d'épaisseur et peuvent se suivre sur plusieurs dizaines de mètres selon l'ouverture de la charnière (figure 5.43b). Ces veines ne tendent pas à être regroupées sous forme d'empilement, elles sont très continues, mais isolées. Ces veines se sont formées en réponse à un décollement stratigraphique associé aux derniers stades de plissement, les fluides ayant circulé via les conduits présents sur les flancs des plis. Finalement, tel qu'observé dans le domaine Nord, des veines de tension sub-verticales orientées nord-sud sont trouvées localement dans les gisements, mais celles-ci sont moins abondantes que dans le domaine Nord. Elles sont aussi recoupées par les empilements de veines de tension à pendage nord et le déplacement apparent est inverse comme dans le domaine Nord (figure 5.44).

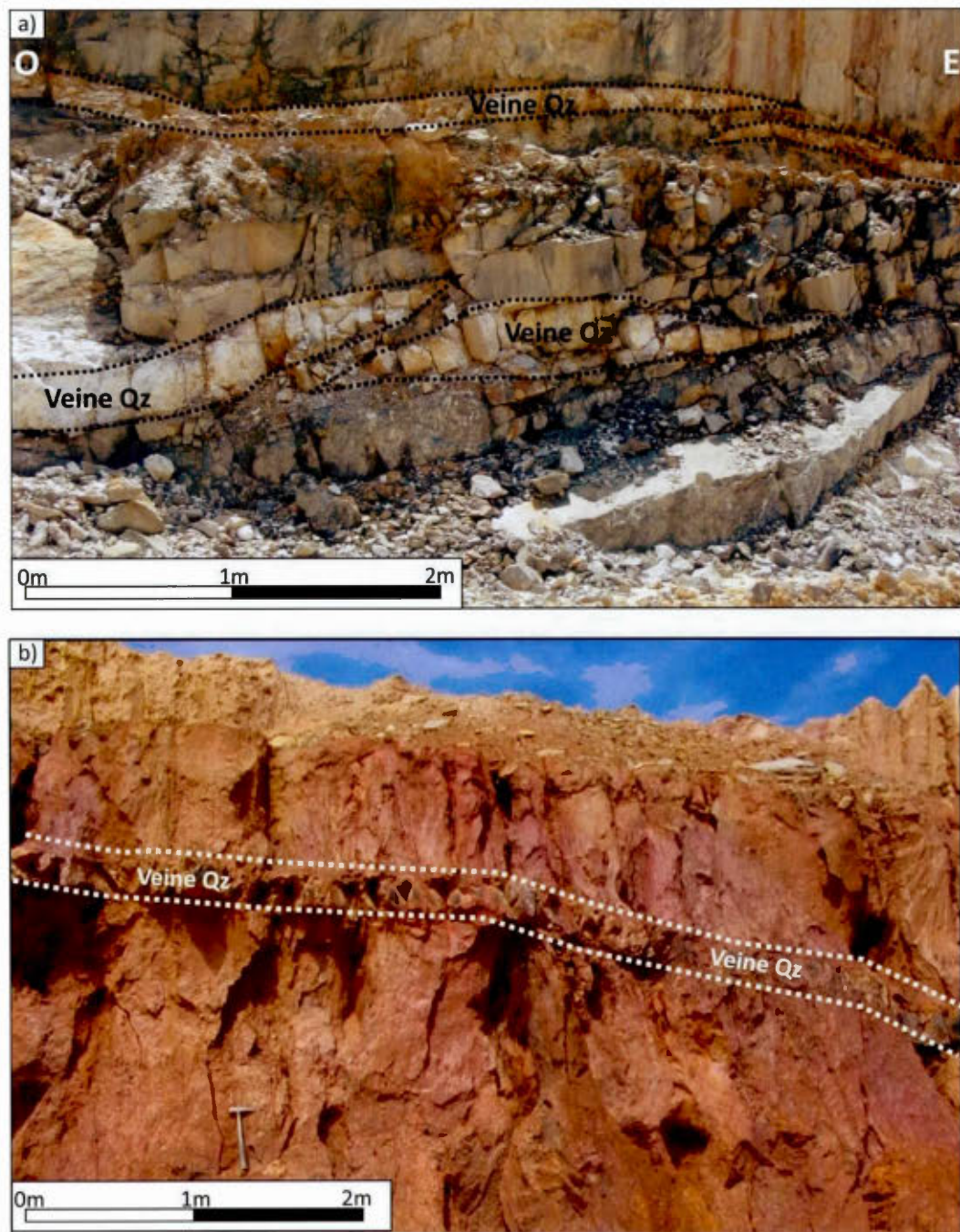


Figure 5.42

a) Veines de tension sub-horizontales à faiblement pentées vers le nord situées dans la rhyolite du gisement de Mayo. b) Veine de tension horizontale localisée dans la charnière d'un anticlinal dans la fosse nord-ouest du gisement de Royal Hill.

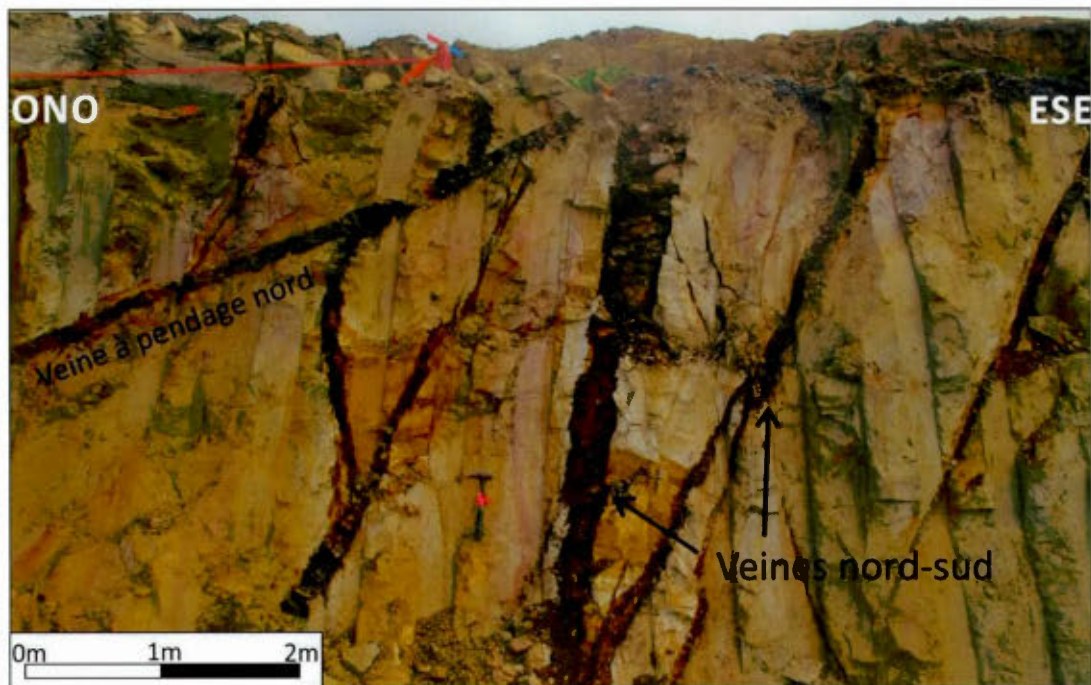


Figure 5.43

Veines de tension orientées nord-sud recoupées par des veines de tension à faible pendage vers le nord dans le gisement de Mayo.

5.3 SYNTHÈSE

L'évolution tectonique du district minéralisé de Rosebel montre une histoire complexe qui a résulté en la formation de plusieurs structures distinctes et à la mise en place de la minéralisation. L'ensemble de la propriété peut se diviser en deux domaines tectonostratigraphiques, soit le domaine Nord et le domaine Sud.

Le domaine Nord est marqué par une série de failles qui sont de pré- à post-minéralisation, comprenant des failles inverses, des décrochements senestres, des décrochements dextres et une faille avec un mouvement normal tardif. Les failles de

chevauchement ont des pendages variables et des orientations allant d'ONO-ESE pour les failles interprétées comme les plus anciennes, à E-O pour les failles les plus jeunes. Les failles senestres dominantes sont aussi orientées ONO-ENE à E-O et elles sont interprétées comme pré-minéralisation. Elles déplacent les contacts lithologiques, mais pas la minéralisation. Elles sont parfois associées à des failles dextres orientées NNO-SSE à N-S qui déplacent elles aussi les contacts stratigraphiques, sans affecter la minéralisation. Quelques failles senestres mineures OSO-ENE sont observées localement avec des décrochements dextres ONO-ESE associés à la mise en place de veines, ce système est donc interprété comme syn-minéralisation. Deux familles de plis sont reconnues, la première est caractérisée par des plis isoclinaux à plongée verticale et est interprétée comme ayant été formée en relation avec les décrochements. La seconde famille de plis est celle qui contrôle la géométrie générale des unités et est caractérisée par une ouverture moyenne des charnières et une plongée de 30-40° vers l'ONO.

Le domaine Sud est caractérisé par le plissement des unités et par l'abondance de failles inverses orientées E-O. Les plis y sont relativement ouverts et sont orientés E-O avec de faibles plongées (10-20° maximum), qui varient entre est et ouest. La majorité du plissement se trouve dans le gisement de Royal Hill et contrôle en grande partie la distribution de la minéralisation, alors que le gisement de Mayo est plutôt encaissé sur le flanc nord d'un anticlinal de plus grande longueur d'onde. La minéralisation du domaine Sud est principalement encaissée dans le mur d'une faille régionale interprétée comme inverse, avec un pendage moyen de 60-70° vers le nord à Royal Hill et de 35-50° vers le nord à Mayo. Plusieurs failles subsidiaires parallèles à cette faille se sont mises en place dans les roches sédimentaires et près du contact avec les roches volcaniques. D'autres populations de failles qui sont sub-verticales et orientées ONO-ESE se trouvent exclusivement dans les roches volcaniques. Les failles

ne déplacent pas le contact volcano-sédimentaire et sont donc interprétées pré-minéralisation et possiblement syn-sédimentation.

Les déformations syn-minéralisation sont associées à la mise en place des veines qui montrent peu ou pas de signes de déformation. Les populations de veines diffèrent dans les domaines Nord et Sud. Dans le domaine Nord, une population de veines de cisaillement et quatre populations distinctes de veines de tension sont reconnues. Les veines de cisaillement sont associées aux failles verticales principalement décrochantes, mais aussi localement inverses. Les quatre populations de veines de tension sont représentées par : 1- des stockworks formés dans les charnières de plis, 2- des veines verticales orientées E-O, 3- des veines verticales orientées N-S et 4- des veines à pendage modéré vers le nord. Les relations de recoupement semblent démontrer que les veines à pendage nord sont légèrement plus tardives que les veines orientées N-S. Dans le domaine Sud, une population de veines de cisaillement et trois populations de veines de tension sont reconnues. Les veines de cisaillement se sont mises en place parallèlement ou dans les failles inverses orientées E-O sur les flancs nord des anticlinaux. Les veines de tension présentes dans le domaine Sud incluent : 1- des veines sub-verticales orientées N-S (similaires au domaine Nord), 2- des empilements de veines de tension à faible pendage vers le nord ou horizontales et 3- des veines horizontales mises en place dans la charnière d'anticlinal à Royal Hill (type « saddle reed »).

Le contraste entre les textures ductiles des failles et l'aspect généralement bréchique de la plupart des veines du domaine Nord pourrait indiquer une réactivation de certaines failles préexistantes au cours de la circulation hydrothermale. La relation étroite entre les différentes populations de veines de cisaillement et de tension indique que les veines sont cogénétiques. Bien que certaines veines tendent à

recouper d'autres populations, ceci n'implique pas que ces veines se sont formées lors d'événements distincts, mais plutôt lors de différents incréments de déformation. La présence de veines en étroite relation avec les charnières de plis indique aussi que la mise en place de la minéralisation résulte d'un processus continu qui a eu lieu pendant les derniers stades de plissement, jusque dans les stades les plus tardi-orogéniques.

CHAPITRE VI

MINÉRALISATION

6.1 MINÉRALOGIE

L'or est en majorité contenu dans les veines, ou plus rarement dans leurs épontes proximales. La minéralogie des veines est principalement représentée par l'assemblage quartz-carbonate-plagioclase-tourmaline-pyrite, mais des disparités sont observées entre les dépôts du domaine Nord et les dépôts du domaine Sud. Généralement les veines ont un aspect plutôt blanchâtre-laiteux et seuls les gisements présents dans l'unité turbiditique (Koolhoven-JZone) montrent des veines typiquement fumées. L'altération dans les deux domaines est intense et dominée par de la chlorite, de la séricite et des carbonates tels que la calcite et plus rarement de l'ankérite. Les sulfures présents se limitent à de la pyrite et/ou de la pyrrhotite avec de rares occurrences de chalcopryrite et de sphalérite. La nature de la roche joue aussi un rôle important dans la minéralogie d'altération; alors que les roches volcaniques mafiques et les roches sédimentaires immatures tendent à s'altérer en chlorite, les grès et les roches volcaniques de composition plus felsique sont dominés par un assemblage d'altération à séricite.

Dans les gisements du domaine Nord la minéralogie des veines consiste en l'assemblage quartz + carbonate (calcite - ankérite) + plagioclase + hématite + chlorite \pm séricite \pm pyrite \pm tourmaline (figure 6.1a, b, c). Une zonalité de la minéralogie est observée à l'échelle des gisements avec le plagioclase et l'hématite confinés au cœur

de la zone de cisaillement principale, alors que les autres minéraux se retrouvent dans les veines de la zone centrale aux zones plus distales des gisements. L'hématite se trouve systématiquement associée au développement bréchique du corridor de faille majeur dans le gisement de Pay Caro ou au sud d'East Pay Caro (figure 6.1d). La pyrite est le principal sulfure observé, elle est présente dans les veines, mais se développe surtout dans les épontes. Elle montre des concentrations de près de 5% dans les zones les plus minéralisées, qui décroissent progressivement en dehors des gisements (figure 6.1e). La pyrite est un bon indicateur de minéralisation aurifère, puisque l'absence de pyrite autour des veines indique généralement que celles-ci sont dépourvues d'or. Contrairement au domaine Sud, les minéraux tels que tourmaline et pyrrhotite sont rares dans les veines.

L'altération des épontes partage une minéralogie similaire à celle observée dans les veines et montre aussi une zonalité à l'échelle des dépôts. Dans la zone de cisaillement majeure des gisements de Pay Caro et d'East Pay Caro, la roche est intensément à complètement altérée en chlorite + séricite + plagioclase + hématite + carbonate \pm pyrite (figure 6.1f). L'intensité d'altération décroît inversement à la distance du cisaillement principal, avec un assemblage plutôt caractérisé par chlorite + carbonate (calcite) + séricite en dehors des zones minéralisées, à plus de 200 mètres des dépôts. Dans les gisements de JZone et de Koolhoven l'altération est moins pervasive. L'ensemble de la séquence turbiditique montre une altération modérée en chlorite-séricite et calcite, seules quelques zones plus riches en veines témoignent d'une altération intense. Des altérations particulières en graphite le long de cisaillements mineurs se sont aussi développées dans ces deux gisements, probablement due à la composition primaire des mudstones riches en carbone.

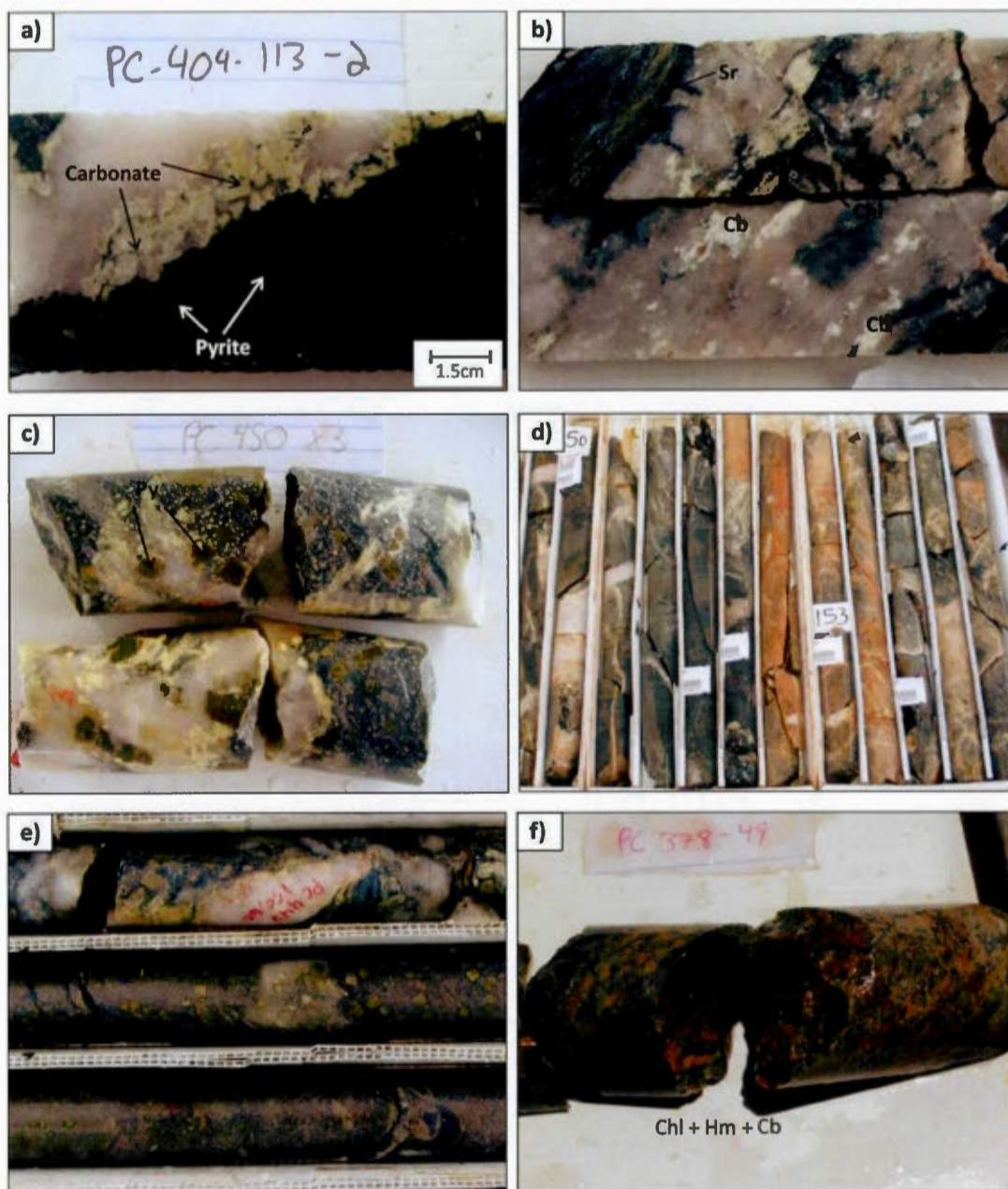


Figure 6.1

Photographies des veines et de l'altération des dépôts du domaine Nord : a) veine de quartz-carbonate (calcite) avec pyrite dans les épontes altérées en chlorite, b) veines de quartz-carbonate-chlorite avec épontes fortement altérées en chlorite-séricite, c) pyrites automorphes dans veines de quartz-carbonate, d) veine bréchique avec hématite, e) forte concentration de pyrite dans les épontes altérées, f) altération complète en chlorite et hématite d'une roche volcanique.

Dans le domaine Sud la minéralogie des veines est caractérisée par l'assemblage quartz + carbonate (calcite) \pm tourmaline \pm chlorite \pm séricite \pm épidote \pm pyrrhotite \pm pyrite avec des minéraux accessoires tels que la sphalérite, le plagioclase et la magnétite (figure 6.2a). Bien que la tourmaline n'est pas systématiquement présente dans les veines, elle peut parfois constituer plus de 50% des minéraux, et semble plus abondante dans les veines développées près de l'intrusion tonalitique (figure 6.2b). L'altération des épontes est caractérisée par la présence de chlorite, carbonate (calcite), séricite, plagioclase, pyrrhotite/pyrite et localement de tourmaline.

Encore une fois, la tourmaline peut atteindre des concentrations importantes. Dans certains cas, tel qu'observé dans une zone de cisaillement développée dans les roches volcaniques mafiques, la roche a été complètement tourmalinitisée (figure 6.2c). Sauf pour la tourmaline, aucune zonalité minérale n'est observée à l'échelle des gisements, la minéralogie des veines étant la même peu importe leur emplacement par rapport au cisaillement principal. Dans le cas des sulfures, la pyrrhotite remplace souvent partiellement à complètement la pyrite et les deux combinées atteignent des concentrations de 3-4% dans les zones minéralisées (figure 6.2d). Aucune zonalité d'altération n'est observée à l'échelle des gisements et l'altération tend à s'arrêter assez brusquement au nord de la zone de cisaillement principale. L'altération en chlorite-carbonate est pervasive dans les roches volcaniques intermédiaires à mafiques, même en dehors de la zone minéralisée, mais elle est peu développée dans les roches rhyolitiques.

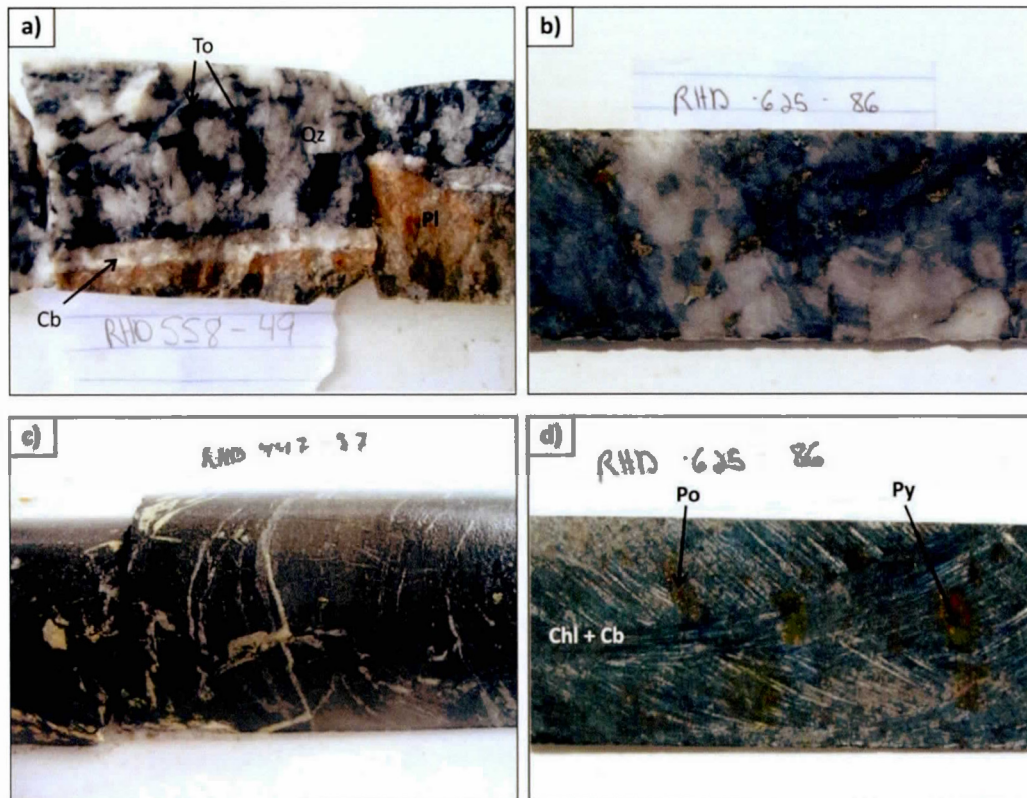


Figure 6.2

Photographies des veines et de l'altération des dépôts du domaine Sud : a) veine de quartz-carbonate-tourmaline et éponges altérées en plagioclase, b) veine fumée de quartz avec pyrrhotite, c) altération complète en tourmaline d'une roche volcanique, d) pyrrhotite et pyrite dans des éponges altérées en chlorite et carbonate.

6.2 PHASES MINÉRALES

22 lames minces contenant des veines minéralisées dans les gisements de Pay Caro et de Royal Hill ont été observées au microscope. Les veines montrent deux stades de précipitation des minéraux reliés à deux phases de circulation hydrothermale. Le premier stade est le plus important en termes de volume, avec plus de 90% des observations, et a impliqué la précipitation de larges cristaux de quartz (1-5mm) associés à de la calcite, des plagioclases et/ou de la tourmaline (figure 6.3a). Ces

minéraux ont précipité simultanément et montrent une texture équi-granulaire. Des quantités mineures de chlorite et de muscovite formant des cristaux tabulaires sont associées localement avec cette première phase de remplissage (figure 6.3b). La chlorite peut aussi se retrouver en plus grande concentration dans des poches isolées, normalement associées à de la calcite. Le second stade de précipitation des minéraux consiste en un réseau de fractures qui recoupe les cristaux primaires. Ces fractures sont remplies de quartz secondaire microcristallin, de calcite, de muscovite/séricite, de chlorite, de pyrite xénomorphe et parfois de tourmaline (figure 6.3c). Dans de plus rares cas, le deuxième stade de précipitation se traduit par la présence de micro-brèches hydrothermales formées à l'intérieur des veines. Ces brèches sont formées d'une matrice de calcite avec des cristaux fragmentés de quartz, tourmaline, chlorite et pyrite (figure 6.3d).

Des grains de pyrite automorphe et de la pyrite en plaquage sont localement présents dans les veines et fréquemment dans les épontes altérées. Les cristaux automorphes sont typiquement de quelques millimètres de diamètre et sont plus abondants dans les épontes, alors que les plaquages de pyrite se forment le long de plans de fractures dans les veines. Dans les veines la pyrite est associée au second stade de précipitation des minéraux, puisque les cristaux se forment le long du réseau de fractures secondaires. Dans les épontes la pyrite n'est pas déformée, mais tend à se mettre en place le long des plans de foliation ou de micro-cisaillement et est souvent bordée par des microcristaux de chlorite et de séricite secondaires (figure 6.3e). Les pyrites automorphes présentes dans les épontes contiennent des inclusions de quartz ou d'épontes altérées, ce qui est cohérent avec leur formation durant le deuxième stade de circulation hydrothermale (figure 6.3f). Les minéraux dans les épontes ne montrent pas la présence de deux stades d'altération distincts, indiquant que l'altération a été continue tout au long de la circulation hydrothermale.

L'or natif se trouve en grains libres dans toutes les populations de veines, généralement près des marges de celles-ci, mais aussi dans des fractures au centre des veines. L'or semble associé aux deux stades de précipitation des minéraux, mais a été de loin plus abondant lors du deuxième stade de circulation hydrothermale. L'or qui aurait précipité lors du premier stade se trouve à l'intérieur des grains grossiers de quartz, de calcite ou de plagioclase, ou possiblement dans les épontes altérées (figure 6.4a, b). Par contre, dans le cas des épontes altérées il est impossible de déterminer avec certitude si l'or a précipité durant la première ou la seconde phase de circulation hydrothermale. Dans le cas de l'or présent dans les minéraux primaires, il n'est pas exclu que l'or ait précipité dans des micro-fractures lors de la seconde phase, mais celles-ci n'ont pu être observées au microscope ou à la microsonde.

L'or qui a précipité lors du deuxième stade se retrouve soit : 1- dans les micro-fractures en association avec la chlorite-séricite-tourmaline, 2- en remplissage avec de la pyrite xénomorphe dans les micro-fractures, 3- dans la matrice des micro-brèches hydrothermales tardives, 4- en bordure des grains de pyrite automorphe, ou 5- plus rarement à l'intérieur même des grains de pyrite/pyrrhotite (figure 6.4c, d, e, f). Plus de 90% des occurrences d'or observées en lame mince proviennent de ce second stade de remplissage, avec la majorité de l'or ayant précipité dans les micro-fractures. Les analyses à la microsonde démontrent que les grains d'or sont relativement purs, avec un pourcentage Au systématiquement au-dessus de 90%, qui se situe le plus souvent autour de 95-96%. Le reste des grains étant principalement composés d'argent, mais aussi de rares traces de platine (de 0,004% à 0,02%) dans moins de 10% des échantillons. Il n'existe pas de différences compositionnelles entre l'or qui a précipité durant le premier stade et le second stade de circulation hydrothermale, renforçant l'hypothèse que les grains d'or qui semblent associés à la première phase auraient en fait précipité lors de la seconde phase.

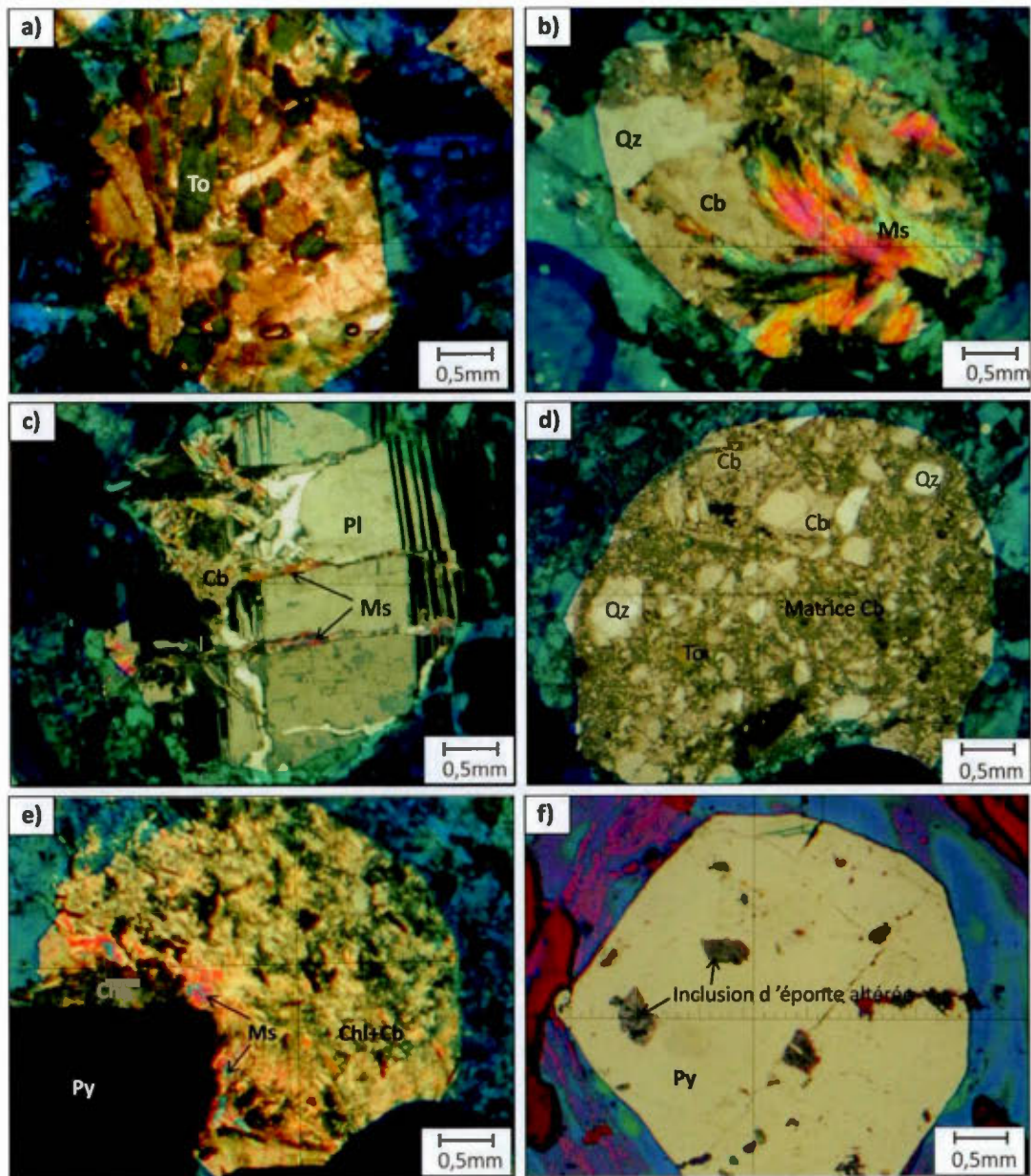


Figure 6.3

Microphotographies en lame mince des différentes phases minérales : a) tourmaline grossière de premier stade, b) muscovite, calcite et quartz de premier stade, c) plagioclase de premier stade recoupé par des fractures remplies de calcite et muscovite de second stade, d) brèche hydrothermale avec fragments de quartz, calcite et tourmaline dans une matrice carbonatée, e) cristaux de muscovite et de chlorite en bordure de pyrite automorphe dans une matrice de chlorite et carbonate, f) inclusions d'épentes altérées dans cristal automorphe de pyrite.

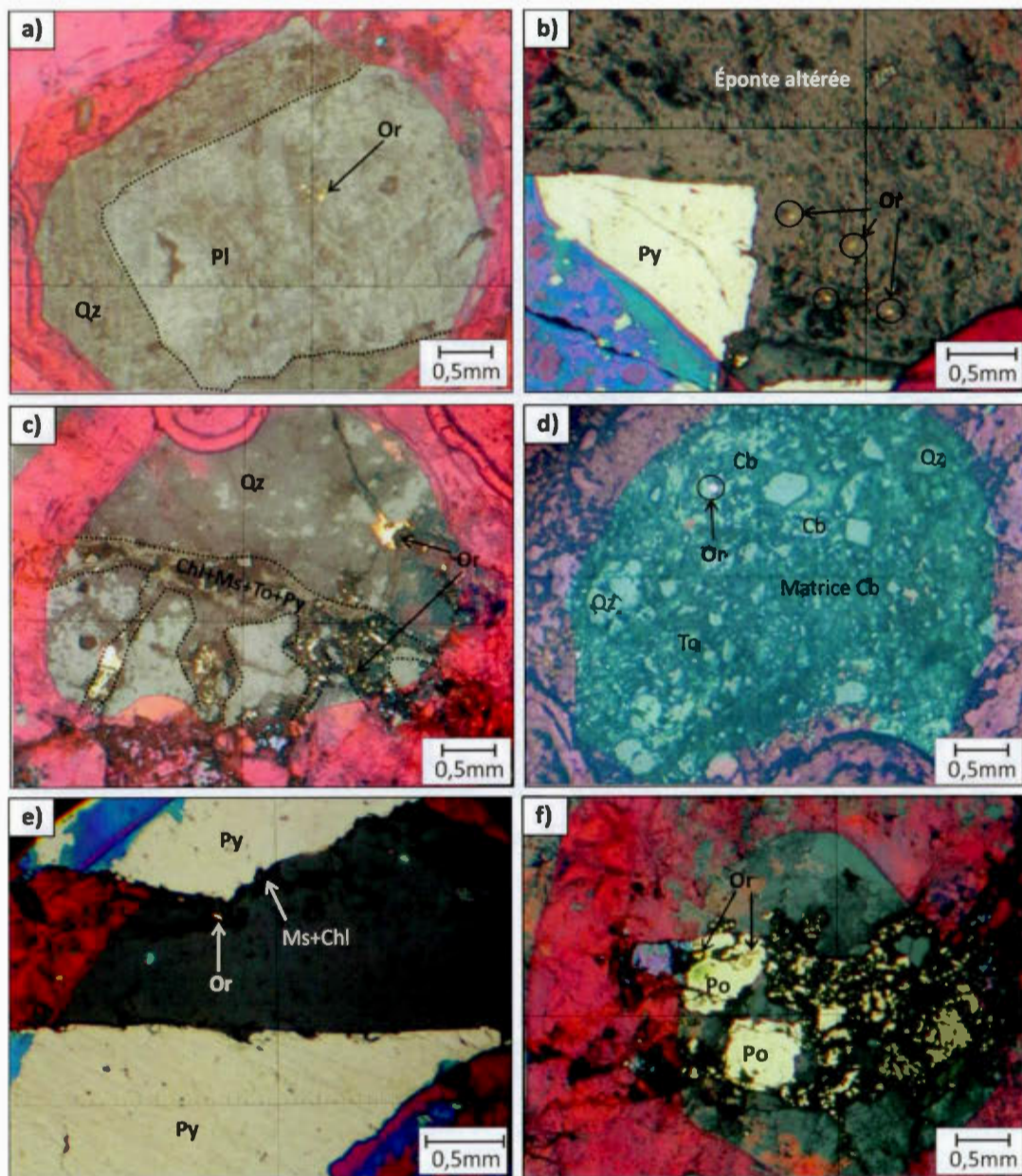


Figure 6.4

Microphotographies en lame mince des différentes occurrences d'or natif : a) grains d'or dans cristal de plagioclase de premier stade, b) grains d'or dans des épontes altérées, c) grains d'or dans des microfractures remplies de chlorite, muscovite, tourmaline et pyrite, d) grains d'or dans une matrice de brèche hydrothermale, e) grains d'or à la bordure de pyrite automorphe, f) grains d'or dans pyrrhotite.

6.3 COMPOSITIONS MINÉRALES

Les compositions minérales ont été déterminées à l'aide d'une microsonde électronique à balayage automatisée du Laboratoire de Microsonde de l'Université de McGill. La microsonde est équipée de cinq spectromètres WDS et d'un spectromètre EDS avec un grossissement d'image de 40X à 300 000X à une résolution de 70 nanomètres. Les minéraux qui ont été analysés sont les feldspaths, la chlorite, la séricite/muscovite, la tourmaline et l'or. Les compositions représentatives des minéraux sont présentées dans les tables 6.1 (tourmaline), 6.2 (muscovite) et 6.3 (chlorite), et l'ensemble des compositions dans l'annexe H.

Tous les feldspaths analysés ont une composition constante sodique (albite) avec un contenu en Na_2O qui varie de 11,3% à 11,8%. Par contre, les minéraux tels que la chlorite, la séricite/muscovite et la tourmaline, ayant précipité pendant les deux différents stades de circulation hydrothermale, montrent des variations compositionnelles intéressantes. Par conséquent, pour fins d'analyses ces minéraux ont été regroupés en trois ensembles distincts afin de discriminer les différentes phases de circulation hydrothermale: 1- minéral de premier stade, 2-minéral de second stade et 3- minéral d'altération.

Tourmaline							
Échantillon	RHD-447				RHD-466		
	C1	C2	C2	C5	C3	C3	C5
Type	Tourmalinite				Altération		
SiO ₂	36,10	36,46	36,46	36,97	36,14	36,89	36,43
TiO ₂	0,236	0,249	0,823	0,726	0,611	0,587	1,008
Al ₂ O ₃	32,28	32,02	29,95	31,29	31,25	31,90	31,02
Cr ₂ O ₃	0,000	0,012	0,000	0,004	0,002	0,029	0,045
Fe ₂ O ₃	9,69	10,36	9,30	9,79	9,14	9,75	10,67
MnO	0,030	0,050	0,056	0,065	0,000	0,008	0,021
MgO	4,98	4,79	6,75	5,51	6,05	5,24	4,91
CaO	0,204	0,323	1,203	0,851	0,847	0,220	0,221
CuO	0,027	0,000	0,007	0,007	0,009	0,000	0,000
ZnO	0,024	0,000	0,000	0,011	0,005	0,000	0,000
PbO	0,000	0,000	0,000	0,024	0,000	0,000	0,037
Na ₂ O	1,68	1,73	1,81	1,85	1,78	1,87	2,11
K ₂ O	0,024	0,027	0,032	0,019	0,022	0,017	0,046
Total	85,27	86,01	86,38	87,12	85,85	86,50	86,52
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	6,02	6,04	6,03	6,06	5,99	6,06	6,04
Ti	0,030	0,031	0,102	0,089	0,076	0,073	0,126
Al	6,34	6,26	5,84	6,04	6,11	6,18	6,06
Fe(ii)	1,35	1,44	1,29	1,34	1,27	1,34	1,48
Mn	0,004	0,007	0,008	0,009	0,000	0,001	0,003
Mg	1,24	1,18	1,66	1,35	1,50	1,28	1,21
Ca	0,036	0,057	0,213	0,149	0,150	0,039	0,039
Na	0,542	0,556	0,582	0,588	0,573	0,595	0,678
K	0,005	0,006	0,007	0,004	0,005	0,004	0,010
Total	18,56	18,58	18,74	18,63	18,67	18,57	18,65
Calculs							
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	6,34	6,26	5,84	6,04	6,11	6,18	6,06
Al dans Y	0,339	0,257	0,000	0,042	0,107	0,178	0,061
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,159	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,35	1,44	1,13	1,34	1,27	1,34	1,48
X, Y, Z							
X	0,578	0,613	0,795	0,738	0,724	0,634	0,717
Y	2,62	2,66	3,06	2,79	2,84	2,70	2,82
Z	6,00	6,00	5,84	6,00	6,00	6,00	6,00
Ratios							
Fe/(Fe+Mg)	0,52	0,55	0,44	0,50	0,46	0,51	0,55
Na/(Na+Ca)	0,94	0,91	0,73	0,80	0,79	0,94	0,95

Table 6.1a

Compositions représentatives des tourmalines de la tourmalinite et d'altération.

Tourmaline								
Échantillon	RHD-558		RHD-380		RHD-550		RHD-625	
	C4	C5	C4	C5	C2	C3	C1	C2
Type	Veine 1er stade				Veine 2ème stade			
SiO ₂	35,06	37,14	36,51	37,59	36,17	37,63	36,82	36,74
TiO ₂	0,544	0,426	0,444	0,107	0,534	0,070	0,706	1,024
Al ₂ O ₃	32,05	32,33	31,79	32,54	32,12	31,81	30,99	30,39
Cr ₂ O ₃	0,000	0,007	0,171	0,178	0,024	0,018	0,233	0,093
Fe ₂ O ₃	8,40	8,96	8,26	7,63	11,53	8,54	10,96	11,58
MnO	0,027	0,038	0,015	0,008	0,016	0,000	0,001	0,012
MgO	6,28	5,69	6,08	5,84	3,65	4,67	4,57	4,70
CaO	0,560	0,621	0,784	0,217	0,267	0,058	0,530	0,523
CuO	0,007	0,000	0,006	0,003	0,005	0,011	0,010	0,003
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,032	0,043	0,000	0,014
PbO	0,036	0,015	0,001	0,006	0,000	0,000	0,035	0,024
Na ₂ O	1,75	1,77	1,81	1,63	1,74	1,46	1,81	1,85
K ₂ O	0,032	0,025	0,025	0,031	0,022	0,022	0,036	0,037
Total	84,75	87,03	85,89	85,78	86,11	84,34	86,70	86,98
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	5,87	6,05	6,02	6,15	6,03	6,26	6,10	6,09
Ti	0,069	0,052	0,055	0,013	0,067	0,009	0,088	0,128
Al	6,32	6,20	6,18	6,27	6,31	6,24	6,05	5,94
Fe(II)	1,18	1,22	1,14	1,04	1,61	1,19	1,52	1,60
Mn	0,004	0,005	0,002	0,001	0,002	0,000	0,000	0,002
Mg	1,57	1,38	1,50	1,42	0,91	1,16	1,13	1,16
Ca	0,100	0,108	0,139	0,038	0,048	0,010	0,094	0,093
Na	0,569	0,559	0,579	0,517	0,563	0,472	0,581	0,594
K	0,007	0,005	0,005	0,006	0,005	0,005	0,008	0,008
Total	18,69	18,58	18,62	18,46	18,53	18,35	18,58	18,62
Calculs								
Al ^{IV}	0,130	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	6,19	6,20	6,18	6,27	6,31	6,24	6,05	5,94
Al dans Y	0,195	0,203	0,182	0,273	0,308	0,240	0,053	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,063
Fe ²⁺	1,18	1,22	1,14	1,04	1,61	1,19	1,52	1,54
X, Y, Z								
X	0,670	0,668	0,718	0,555	0,611	0,483	0,675	0,687
Y	2,82	2,66	2,69	2,48	2,58	2,36	2,74	2,89
Z	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	5,94
Ratios								
Fe/(Fe+Mg)	0,43	0,47	0,43	0,42	0,64	0,51	0,57	0,58
Na/(Na+Ca)	0,85	0,84	0,81	0,93	0,92	0,98	0,86	0,86

Table 6.1b

Compositions représentatives des tourmalines de premier stade et de second stade.

Échantillon	Muscovite													
	Veine 1er stade		Veine 2ème stade											
	PC357	RHD653	PC357	RHD653	RHD653	RHD653	RHD653	RHD653	RHD653	RHD653	RHD653	RHD653	RHD653	RHD653
SiO ₂	45,53	45,26	45,53	45,26	45,56	45,22	45,84	45,46	45,49	45,48	45,22	45,58	44,95	
TiO ₂	0,230	0,176	0,230	0,176	0,181	0,201	0,181	0,165	0,165	0,213	0,221	0,149	0,154	
Al ₂ O ₃	33,64	34,13	33,64	34,13	34,82	36,01	36,48	34,83	36,40	35,54	35,64	35,26	35,69	
Cr ₂ O ₃	0,970	0,513	0,970	0,513	0,000	0,000	0,006	0,030	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	
FeO	2,25	2,43	2,25	2,43	2,00	1,55	1,66	1,88	1,53	1,90	1,82	1,85	2,16	
MnO	0,000	0,016	0,000	0,016	0,006	0,015	0,004	0,000	0,001	0,026	0,000	0,010	0,000	
MgO	0,392	0,444	0,392	0,444	0,471	0,307	0,355	0,406	0,339	0,395	0,380	0,390	0,305	
CaO	0,025	0,050	0,025	0,050	0,025	0,029	0,104	0,002	0,040	0,031	0,056	0,066	0,053	
Na ₂ O	0,681	0,874	0,681	0,874	1,05	1,20	1,20	1,26	1,32	1,33	1,36	1,42	1,50	
K ₂ O	10,70	10,34	10,70	10,34	9,91	9,67	9,98	9,99	9,49	9,69	9,70	9,45	9,07	
Total	94,49	94,33	94,49	94,33	94,20	94,28	95,92	94,05	94,94	94,67	94,57	94,24	94,13	

Échantillon	Muscovite													
	Alération													
	RHD483	RHD483	RHD483	RHD483	RHD483	RHD483	PC455	PC396	PC457	PC457	PC457	PC457	PC457	PC457
SiO ₂	45,24	44,42	45,20	45,34	45,20	45,34	45,10	45,28	45,78	45,67	46,00	45,59	45,16	
TiO ₂	0,294	0,297	0,296	0,216	0,296	0,216	0,189	0,202	0,105	0,232	0,206	0,107	0,129	
Al ₂ O ₃	33,43	33,30	33,17	33,39	33,17	33,39	35,55	35,12	35,36	35,44	35,79	36,13	36,68	
Cr ₂ O ₃	0,000	0,017	0,045	0,000	0,045	0,000	0,014	0,136	0,000	0,051	0,013	0,038	0,020	
FeO	3,22	2,90	3,11	2,95	3,11	2,95	2,01	1,75	1,64	1,53	1,69	1,66	1,51	
MnO	0,000	0,000	0,012	0,000	0,012	0,000	0,019	0,024	0,000	0,012	0,005	0,023	0,024	
MgO	0,606	0,596	0,626	0,611	0,626	0,611	0,253	0,286	0,405	0,371	0,383	0,278	0,154	
CaO	0,052	0,004	0,000	0,002	0,000	0,002	0,004	0,024	0,008	0,021	0,034	0,041	0,074	
Na ₂ O	0,686	0,686	0,687	0,724	0,687	0,724	1,40	1,49	1,53	1,60	1,64	1,77	1,93	
K ₂ O	10,28	10,31	10,33	10,57	10,33	10,57	9,68	9,77	9,28	9,37	9,42	9,00	8,99	
Total	94,01	92,60	93,60	93,95	93,60	93,95	94,29	94,22	94,28	94,35	95,26	94,73	94,70	

Table 6.2

Compositions représentatives des muscovites d'altération, de premier stade et de second stade.

Échantillon	Chlorite									
	Métamorphique					Altération				
	PC317	PC317	PC317	PC317	PC317	PC455	PC455	PC457	PC457	PC357
SiO2	24,61	24,13	24,48	25,40	22,58	22,54	23,42	23,51	23,65	23,35
TiO2	0,061	0,026	0,074	0,035	0,062	0,033	0,014	0,049	0,043	0,067
Al2O3	23,13	23,26	23,19	22,27	22,71	22,45	22,82	23,14	22,96	22,84
Cr2O3	0,331	0,464	0,361	0,284	0,036	0,000	0,046	0,040	0,008	0,018
FeO	21,89	22,26	21,99	21,64	33,70	33,61	29,99	29,59	29,95	32,45
MnO	0,038	0,035	0,047	0,067	0,162	0,165	0,380	0,352	0,351	0,041
MgO	16,662	16,671	16,86	17,193	7,458	8,261	10,429	10,488	10,806	9,119
CaO	0,011	0,028	0,018	0,020	0,015	0,043	0,006	0,030	0,047	0,017
Na2O	0,025	0,027	0,03	0,02	0,12	0,01	0,05	0,08	0,00	0,05
K2O	0,03	0,01	0,02	0,03	0,07	0,01	0,02	0,05	0,00	0,02
Total	86,81	86,93	87,08	86,96	86,98	87,13	87,20	87,33	87,81	87,78

Échantillon	Chlorite									
	Veine 1er stade					veine 2ème stade				
	PC447	RHD467	RHD467	RHD467	RHD467	RHD467	RHD483	RHD483	RHD653	RHD653
SiO2	23,14	23,11	23,09	23,01	23,41	23,38	23,32	23,65	23,15	24,15
TiO2	0,085	0,034	0,066	0,061	0,073	0,046	0,083	0,060	0,075	0,045
Al2O3	22,59	23,08	22,77	23,09	23,09	22,78	22,02	22,17	23,12	23,59
Cr2O3	0,000	0,006	0,000	0,025	0,015	0,007	0,043	0,061	0,036	0,000
FeO	29,87	32,46	31,78	31,23	31,02	30,92	29,43	30,19	33,37	30,65
MnO	0,401	0,081	0,076	0,090	0,107	0,115	0,456	0,394	0,050	0,090
MgO	10,753	9,494	9,939	10,327	10,673	10,834	11,003	11,172	8,777	10,79
CaO	0,037	0,020	0,000	0,016	0,009	0,012	0,157	0,034	0,037	0,029
Na2O	0,049	0,006	0	0,028	0,00	0,01	0,05	0,00	0,02	0,04
K2O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,007	0,02
Total	86,94	88,30	87,75	87,90	88,39	88,10	86,62	87,75	88,66	89,44

Table 6.3

Compositions représentatives des chlorites métamorphiques, d'altération, de premier stade et de second stade.

Bien que seuls quelques cristaux de muscovite de premier stade aient été analysés, ils ont une composition légèrement distincte des muscovites de second stade qui se sont mises en place dans les fractures tardives (figure 6.5a). Le contenu en K_2O de la muscovite de premier stade varie entre 10,34 % et 10,70%, ce qui est légèrement plus élevé que le contenu de K_2O observé dans les muscovites de second stade qui varie entre 8,72% et 9,99%. La relation inverse est observée avec le contenu en Na_2O qui se range entre 0,68% et 0,87% dans les muscovites les plus précoces, comparé à 1,05% à 2,07% dans les muscovites les plus tardives. Leur contenu en Fe et Mg se distingue aussi avec un contenu total FeO+MgO dans les minéraux de premier stade qui varie entre 2,65% et 2,87% contre 1,38% à 2,48% dans les minéraux de second stade. Les muscovites ayant précipité durant le premier stade de remplissage sont donc légèrement enrichies en potassium, fer et magnésium, alors que pour le second stade l'enrichissement en sodium est plus important. Dans le cas des muscovites et séricites d'altération présentes dans les épontes, aucune distinction compositionnelle ne ressort par rapport au stade de précipitation. Par contre, la composition des séricites d'altération semble dépendre en partie de la roche hôte, puisque les muscovites résultant de l'altération des roches volcaniques ont un contenu en FeO+MgO qui varie entre 3,50% et 3,82%, tandis que les muscovites formées dans les roches sédimentaires ont un contenu FeO+MgO qui varie entre 1,38% et 2,58%.

À l'opposé, les chlorites ne montrent pas de différences compositionnelles basées sur la nature de la roche hôte ou sur le stade de remplissage. Par contre, une différence significative est observée entre les chlorites qui ont une origine hydrothermale reliée à l'épisode aurifère et les chlorites qui se sont formées lors du métamorphisme régional (figure 6.5b). Le ratio FeO/MgO est significativement plus bas dans les chlorites métamorphiques (1,07 à 1,34) que dans les chlorites hydrothermales (2,19 à 4,83). Le contenu en fer des chlorites hydrothermales varie entre 27,3% et 35,4%

contre 18,4% et 22,6% dans les chlorites d'origine métamorphique. Toutefois, dans les deux cas les chlorites tendent à être riches en fer et donc les deux se classent dans les brunsvigites (Foster, 1962).

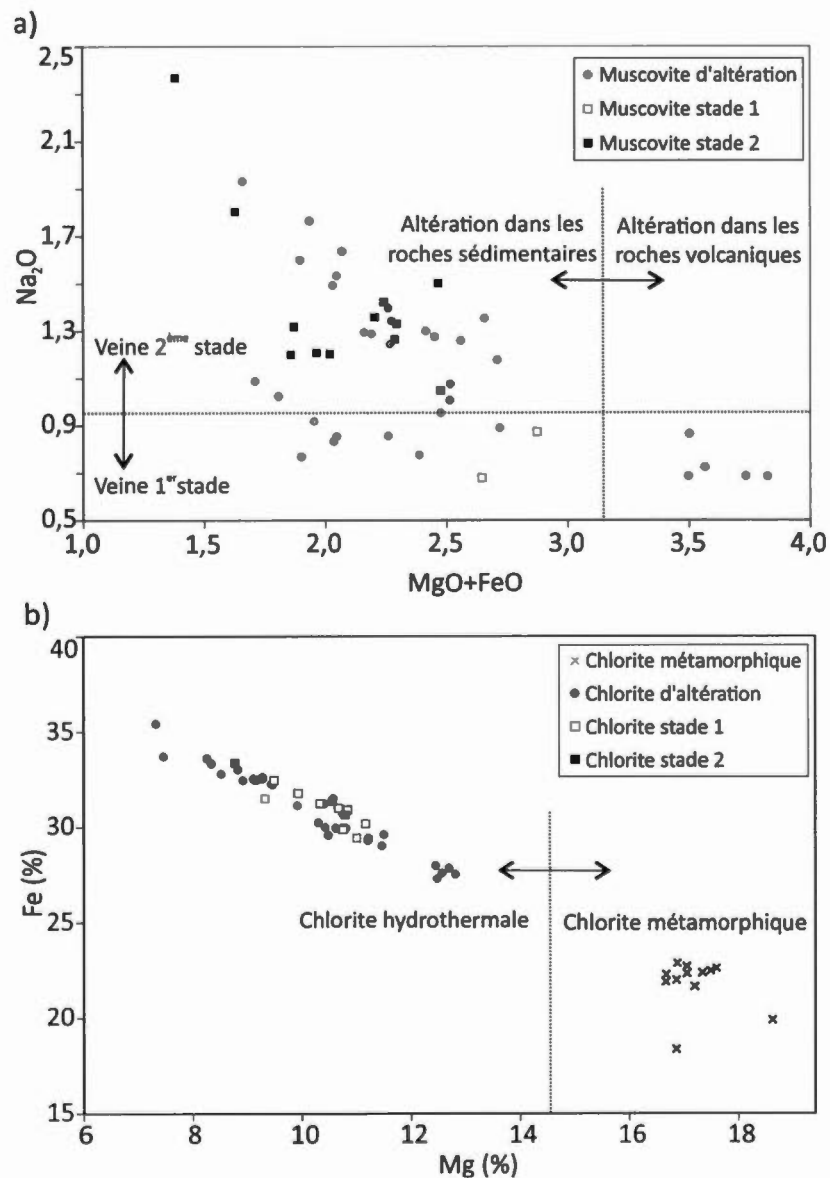


Figure 6.5

Graphiques représentant les compositions des micas pour certains éléments (2 données uniquement pour les muscovites de premier stade) : a) Na₂O versus MgO+FeO, b) FeO versus MgO pour les chlorites métamorphiques et les chlorites hydrothermales.

La formule générale des tourmalines de Rosebel s'exprime sous la forme $(\text{Na}, \square, \text{Ca})(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Al})_3 (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_6 (\text{BO}_3)_3 \text{Si}_6 \text{O}_{27} (\text{OH})_4$, où Al_y^{6+} et Fe^{3+} sont mineurs et pas présents dans toutes les tourmalines (\square représente les lacunes dans la formule chimique). Cette formule a été calculée sur une base de 29 atomes d'oxygène et 19 cations. Le contenu cationique en Fe des tourmalines varie entre 1,04 à 1,61 (8-12% Fe_2O_3) et le contenu en Mg entre 0,91 et 1,66 (5-6,5% MgO), pour un ratio $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ variant entre 0,41 et 0,64. La classification des tourmalines dans un graphique $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ *versus* $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ définissant les limites des pôles schorl, dravite, uvite et ferruvite montre que celles-ci tombent à la limite entre le champ dravite et le champ schorl (figure 6.6). Les tourmalines formées lors du premier stade de remplissage ont une tendance marquée vers la composition dravite (riche en Mg), alors que les tourmalines ayant précipité durant le second stade de remplissage ont une composition qui tend plutôt vers schorl (riche en Fe). Les tourmalines qui proviennent soit des épontes altérées ou du remplacement massif de la roche volcanique se retrouvent à la fois dans les deux champs, suggérant que l'altération s'est produite tout au long de l'épisode hydrothermal.

Dans une certaine mesure il est possible d'utiliser la tourmaline hydrothermale comme indicateur pétrogénétique. Ainsi, Jiang (1995) a proposé des champs pour la classification des tourmalines en fonction du ratio $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$. Les limites de ces champs sont illustrées sur la figure 6.6 et démontrent que les tourmalines de Rosebel se situent à la limite entre les tourmalines d'origine magmatique et les tourmalines d'origine sédimentaire/métamorphique. De plus, dans les diagrammes ternaires de la figure 6.7 tirés de Henri et Guidotti (1985) mettant en relation Mg-Fe-Ca ou $\text{Fe}_{50}\text{Al}_{50}\text{-Mg}_{50}\text{Al}_{50}\text{-Al}$, les tourmalines de Rosebel se trouvent aussi à chevaucher les champs magmatiques et sédimentaires. La composition des tourmalines étant fortement dépendante à la fois de la nature des roches environnantes, puisque ces dernières

peuvent fournir certains éléments nécessaires à la formation de la tourmaline, et de la source des fluides hydrothermaux, les tourmalines hydrothermales doivent être considérées avec prudence dans ces diagrammes qui ne peuvent fournir de conclusions définitives (Henry et Guidotti, 1985; Henry et Dutrow 1992, 1996; Jiang, 1998; Trumbull et Chaussidon, 1999; Trumbull *et al.*, 2008).

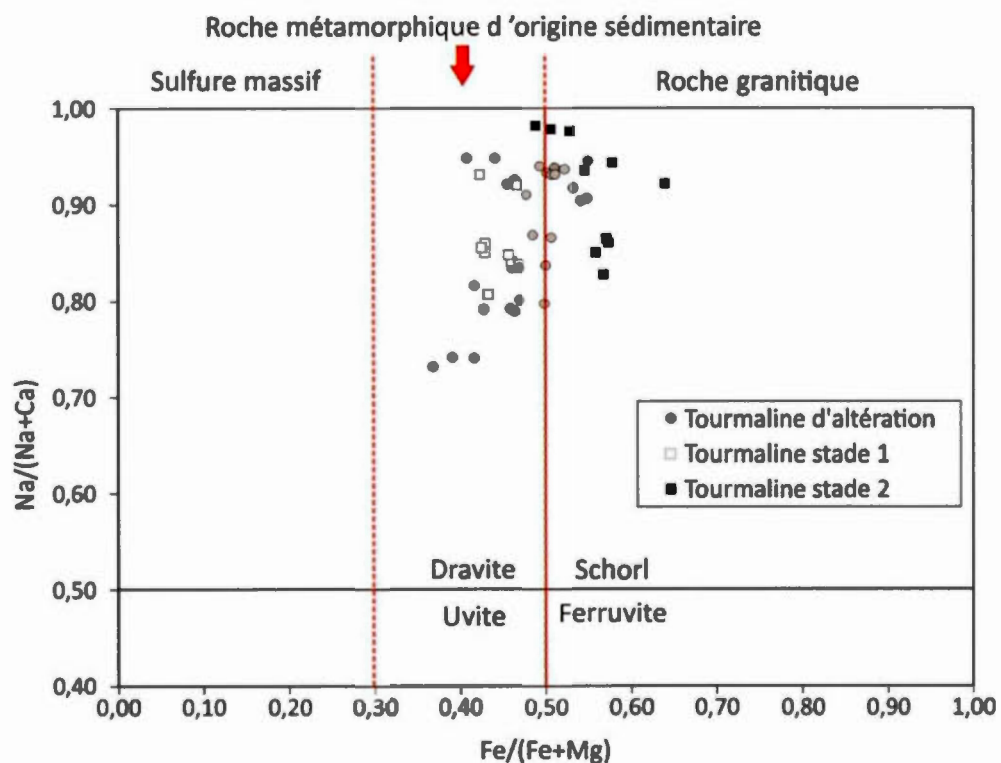


Figure 6.6

Graphique de classification des tourmalines en fonction des rapports $Fe/(Fe+Mg)$ et $Na/(Na+Ca)$. Les lignes en rouge pointillées représentent les limites de champs pour les tourmalines d'origine magmatique, métamorphique/sédimentaire et de sulfure massif (Jiang *et al.*, 1995).

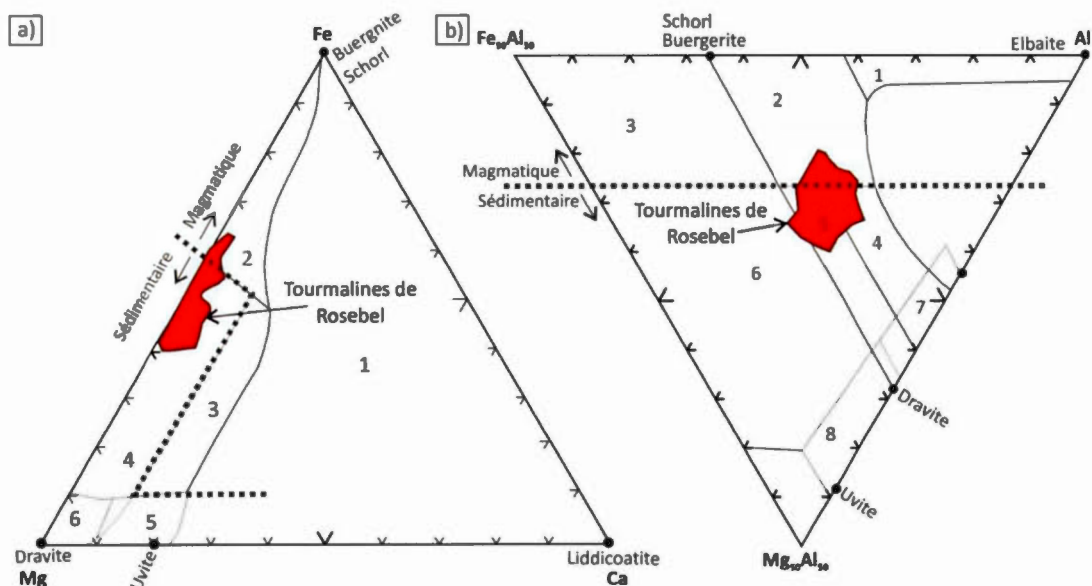


Figure 6.7

Graphiques ternaires de classification des tourmalines en fonction de leur origine (Henry et Guidotti, 1985). Les compositions des tourmalines du district minéralisé de Rosebel sont représentées par les champs en rouge. Les différents champs représentent : 1- roche granitique riche en Li, 2- roche granitique, pegmatite et aplite pauvre en Li, 3- roche granitique altérée, 4- métapélite et métapsammite avec une phase de saturation en Al, 5- métapélite et métapsammite sans phase saturée en Al, 6- roche à quartz-tourmaline riche en Fe^{3+} , roche calco-silicatée et métapélite, 7- métapélite riche en Ca, 8- métapélite pauvre en calcium, métapsammite et roche à quartz-tourmaline.

6.4 SYNTHÈSE

L'analyse de la minéralogie et des compositions minérales des veines et de l'altération hydrothermale dans le district minéralisé de Rosebel permet de caractériser la minéralisation aurifère. Dans un premier temps, il est démontré que les veines ont été formées en relation avec deux stades de circulation hydrothermale. La concentration des minéraux et leur composition sont différentes pour les deux épisodes, avec: 1- un enrichissement en éléments majeurs tels que Fe, Mg, K et Na, 2- une plus grande quantité d'or (voire uniquement présent dans la seconde phase) et 3- la précipitation de la pyrite uniquement lors du second épisode de précipitation

minérale. Ceci indique que les fluides pour les deux épisodes étaient probablement différents. Par contre, il n'est pas exclu que les deux stades de circulation hydrothermale soient reliés à une même source, mais que la composition du fluide ait évolué avec le temps. Les corrélations observées entre la présence de pyrite et le contenu aurifère des veines s'expliquent par la présence de cette seconde phase de circulation hydrothermale qui a enrichie les veines en or et a précipité la pyrite. Cette seconde phase de circulation aurait été absente dans les veines qui sont localisées à l'extérieur des gisements. Ceci explique donc à la fois la présence d'une minéralogie similaire entre les veines situées à l'extérieur et à l'intérieur des gisements et l'absence de pyrite et d'or dans les veines situées à l'extérieur des gisements.

Un autre aspect important de la minéralogie est l'abondance de tourmaline dans le gisement de Royal Hill, alors qu'elle est quasi-absente dans les gisements du domaine Nord. Cette abondance peut s'expliquer par le fait que les fluides hydrothermaux qui ont circulé dans l'intrusion se sont enrichis en bore, permettant la précipitation de la tourmaline, bien que la mise en place de l'intrusion soit interprétée comme précédant la mise en place des veines. Cette relation spatiale entre les roches hôtes et la minéralogie des veines démontre que les roches encaissantes ont eu une influence importante sur la minéralogie associée aux veines et à l'altération, et donc possiblement sur les compositions minérales. Cette influence des roches hôtes sur la composition des minéraux est aussi démontrée par les compositions des muscovites-séricites qui sont fortement influencées par la nature des roches encaissantes. Ainsi, les diagrammes de classifications des tourmalines ne peuvent être utilisés pour conclure de façon certaine à une affinité magmatique ou métamorphique des tourmalines et donc des fluides aurifères. La composition des tourmalines se situant de toute façon entre les domaines magmatiques et sédimentaires/métamorphiques, le graphique n'est pas concluant en lui-même.

CHAPITRE VII

DISCUSSION

L'évolution géodynamique du district minéralisé de Rosebel peut être résumé en cinq stades distincts : 1- formation du sous-bassement volcanique et intrusif, 2- déformation subséquente reliée à l'accrétion des arcs volcaniques, 3- dépôt des formations sédimentaires, 4- déformation des séquences sédimentaires et volcaniques et 5- circulation hydrothermale tardi-orogénique. Par conséquent, plusieurs événements ont affecté les roches du sous-bassement volcanique, alors qu'une seule phase de déformation a affecté les roches du bassin sédimentaire avant la mise en place de la minéralisation. De ces cinq stades évolutifs, les trois derniers stades semblent avoir un lien étroit avec la formation du district minéralisé de Rosebel et ont donc été analysés en détail, contrairement à l'épisode de déformation ayant pu affecter les roches volcaniques avant le dépôt de la séquence sédimentaire. Dans le district, l'importance du contexte géologique pré-minéralisation est mise de l'avant par les relations étroites existant entre la mise en place des veines et la stratigraphie ou la présence de structures pré-minéralisation.

Dans la partie nord-est du Bouclier Guyanais, plusieurs indices aurifères sont situés le long du Sillon Nord Guyanais près du contact entre les roches volcaniques et les séquences sédimentaires détritiques. Ceci appuie l'importance de l'évolution géodynamique du bouclier pendant et après le dépôt des séquences sédimentaires, puisque les indices minéralisés semblent s'être préférentiellement mis en place le long des bassins sédimentaires ayant une origine tectonique. Par conséquent, la

formation des bassins sédimentaires hôtes de la séquence turbiditique et de la séquence arénitique sera discutée en détail, suivie des différents éléments de déformation ayant affecté ces séquences sédimentaires, pour finalement discuter de la mise en place de la minéralisation dans un contexte stratigraphique et structural propice à la formation de gisements d'or orogéniques.

7.1 CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DE DÉPÔT DES ROCHES SÉDIMENTAIRES

7.1.1 Corrélations stratigraphiques

L'établissement de la séquence stratigraphique dans le district minéralisé de Rosebel est essentielle afin de : 1) faire les corrélations stratigraphiques avec la géologie régionale et 2) démontrer ou infirmer la présence d'une formation sédimentaire post-minéralisation. Dans un premier temps, les analyses géochimiques sur les roches volcaniques démontrent que celles-ci dans le district minéralisé de Rosebel montrent des variations entre basaltes tholéitiques, andésites et rhyolites calco-alcalines. Cette séquence se corrèle avec la succession volcanique décrite dans les roches de la Formation de Paramaka au Suriname et en Guyane Française (Holtrop, 1965; Bosma et de Roever, 1975; Gibbs et Barron, 1993). De plus, l'interprétation tectonique de bassin arrière-arc pour les basaltes et de zone de subduction pour les roches calco-alcalines du district est consistante avec les interprétations existantes pour la formation des ceintures de roches verte du Bouclier Guyanais (Voicu *et al.*, 1997a, b; Vanderhaeghe *et al.*, 1998). L'âge estimé à partir des analyses U-Pb sur des zircons de la rhyolite ($2165 \pm 1,5/-1,4$ Ma) démontre que les roches volcaniques du district de Rosebel ont été formées lors des premiers stades de formation des arcs volcaniques, les ceintures de roches vertes dans l'est du Bouclier Guyanais étant datées entre

2156 Ma et 2137 Ma (Delor *et al.*, 2001, 2003a). Par conséquent, il est suggéré que l'ensemble des roches volcaniques du district minéralisé de Rosebel soit inclus dans la Formation de Paramaka, plutôt que dans la Formation d'Armina qui est plus jeune (âge maximal de dépôt de 2094 Ma à Rosebel). Dans le cas de l'intrusion tonalitique, l'âge de 2165,3 \pm 2,5/-1,8 Ma confirme l'hypothèse que cette intrusion serait liée à la formation des suites TTG interprétées comme étant cogénétiques au volcanisme (Vanderhaeghe *et al.*, 1998), plutôt que liée à la mise en place de la minéralisation qui est beaucoup plus tardive.

Les faciès sédimentaires observés dans le district minéralisé de Rosebel montrent des variations témoignant d'environnements de dépôt distincts. La principale distinction se fait entre les roches de la séquence arénitique et les roches de la séquence turbiditique. Dans le premier cas, les roches ont été décrites comme une association de faciès sédimentaires dans laquelle se retrouvent des conglomérats, des grès à lamines entrecroisées, des unités de grès fins à laminations parallèles, mais aussi en quantité moindre des mudstones et des siltstones. Cet ensemble arénitique pourrait s'être déposé dans un environnement fluvial, de plage, de delta, ou encore de plate-forme continentale, donc dans un environnement peu profond variant de subaérien à un maximum d'une centaine, voire 200 mètres de profond. Dans le cas de la séquence turbiditique, les faciès sédimentaires sont dominés par la présence de greywackes granoclassés et de mudstones-siltstones qui s'apparentent à une séquence de Bouma, ainsi que de conglomérats polygéniques. Cet ensemble turbiditique serait donc caractéristique d'un environnement de dépôt plus profond ou distal, dans lequel peuvent se former des courants de turbidité et des canyons sous-marins. Les profondeurs de sédimentation pourraient plutôt correspondre à une colonne d'eau d'environ 1000 mètres selon le type de bassin dans lequel se serait déposée la séquence turbiditique (l'environnement de dépôt sera discuté plus en

détail dans la section 7.1.3). En se référant à la littérature (Bosma et de Roever, 1975; Bosma *et al.*, 1984; Gibbs et Barron, 1993), il est alors possible de corréler ces deux ensembles sédimentaires, soit la formation arénitique et la formation turbiditique, avec les formations de Rosebel et d'Armina, respectivement.

La Formation de Rosebel est décrite dans la littérature comme une séquence arénitique à laminations entrecroisées interlitée avec des niveaux de conglomérat (Ledru *et al.*, 1991; Egal *et al.*, 1992, 1995; Gibbs et Barron, 1993; Milési *et al.*, 1995; Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Delor *et al.*, 2003b), alors que la Formation d'Armina est décrite comme une séquence turbiditique avec occurrence de mudstone, greywacke et chert (Bosma *et al.*, 1983; Vanderhaeghe *et al.*, 1998). Il est démontré que dans les deux cas les roches sont, avec les roches volcaniques, les hôtes de la minéralisation aurifère dans le district minéralisé de Rosebel. Par conséquent, l'hypothèse d'une minéralisation aurifère exclusivement encaissée par la Formation d'Armina, tel que proposé au début du projet, ne concorde pas avec les observations de terrain ni avec l'analyse stratigraphique qui en découle, puisque la séquence arénitique de la Formation de Rosebel est aussi hôte de la minéralisation aurifère. De plus, le modèle géologique existant au commencement du projet impliquait la présence de fenêtres structurales qui auraient exposé la minéralisation au cœur de la Formation de Rosebel, elle-même en discordance sur la Formation d'Armina. Par conséquent, d'un point de vue structural, il faudrait une importante phase de déformation, voire deux épisodes de déformation post-minéralisation, pour former ces structures. Ces épisodes tardifs de déformation sont incohérents avec le fait que les veines sur le terrain sont syn- à tardi-tectoniques et ne montrent aucun signe de déformation significatif.

Les datations faites sur les deux formations sédimentaires, avec un âge maximal dans les niveaux inférieurs à intermédiaires sur zircons détritiques de 2094 Ma pour la Formation d'Armina et de 2071 Ma pour la Formation de Rosebel (échantillon 09Rose01) indiquent qu'il existe un hiatus minimal de 70 million d'années entre la formation des roches volcaniques (2,165 Ga) et le dépôt des deux formations sédimentaires. Par conséquent, il est impossible de corréliser la Formation d'Armina (du moins celle reconnue dans la région) à une formation sédimentaire qui se serait déposée dans un environnement d'arc volcanique simultanément à la formation des ceintures de roches vertes, tel que proposé dans la littérature. Le dépôt de la Formation d'Armina doit donc résulter d'un événement tardif par rapport à l'épisode volcanique et intrusif (entre 2,18 et 2,12 Ga) qui a eu lieu dans la partie nord du Bouclier Guyanais. Considérant que l'âge maximal de sédimentation doit se situer à l'extérieur de la marge d'erreur de l'âge le plus jeune (Krapez *et al.*, 2000), cet épisode de sédimentation n'aurait donc pu débuter avant 2,085 Ga, assumant que l'échantillon daté représente les parties inférieures du bassin de sédimentation, puisque localisé à moins de 250 mètres de la discordance avec les roches volcaniques. Cet âge est considérablement plus jeune que pour une formation sédimentaire qui se serait déposée lors de la formation des arcs volcaniques, et a donc un impact majeur sur le contexte tectonique de dépôt de la Formation d'Armina.

Tel que mentionné dans la littérature, l'équivalent stratigraphique de la Formation de Rosebel en Guyane Française (Formation D'Orapu), a été interprété par Ledru *et al.* (1991) comme ayant été déposé dans un bassin en pull-apart en lien avec le développement de failles de décrochement senestres, hypothèse plus tard soutenue par plusieurs auteurs (Egal *et al.*, 1992, 1995; Milési *et al.*, 1995; Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Delor *et al.*, 2003b). Ces bassins en pull-apart auraient été formés au cours de l'orogénie transamazonienne majeure (D2a) entre 2,11 Ga et 2,08 Ga, basé sur

l'évolution tectonique du Bouclier Guyanais et sur les âges obtenus sur zircons détritiques dans la formation d'Orapu en Guyane Française (âge maximal de 2115 Ma; Milési *et al.*, 1995; Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Delor *et al.*, 2003b). Par contre, les âges maximaux de dépôt obtenus dans la Formation de Rosebel du district minéralisé de Rosebel démontrent que la formation est considérablement plus jeune que l'âge à 2115 Ma proposé dans la littérature. Les marges d'erreurs sur l'âge maximal obtenu à la base de la séquence stratigraphique, à quelques mètres seulement de la discordance avec les roches volcaniques (2076 ± 6 Ma, échantillon 09Rose06), indiquent que le dépôt des sédiments aurait pu commencer après 2070 Ma. De plus, la présence d'une population de zircons encore plus jeunes, datés à 2071 ± 11 Ma dans les niveaux intermédiaires situés à 500 mètres au-dessus de la discordance, indique que le bassin aurait pu être encore en formation à 2060 Ma, en tenant compte de la marge d'erreur la plus jeune. Considérant l'épaisseur minimale totale du bassin basée sur la position stratigraphique du gisement de Rosebel, un minimum de 1500 mètres de sédiments s'est par la suite déposé pendant la formation du bassin. Suivant l'hypothèse que la Formation de Rosebel se serait déposée dans un bassin en pull-apart, ces âges ont une implication majeure sur l'évolution géodynamique du Bouclier Guyanais au cours de l'orogénie transamazonienne.

La formation des bassins aurait donc pu débuter au maximum à 2070 Ma et se serait poursuivi jusqu'à au moins 2060 Ma (âge maximal des niveaux intermédiaires incluant la marge d'erreur inférieure), et encore sur une période considérable considérant l'épaisseur de la séquence sédimentaire. Ces observations sont difficilement réconciliables avec la fenêtre d'âge associée à la formation des bassins en pull-apart qui se situe entre 2110 Ma et 2080 Ma dans la littérature. Les taux de sédimentation dans un bassin tel que celui de Rosebel sont très difficiles à obtenir en raison des incertitudes relatives aux taux de subsidence du bassin, aux hiatus de sédimentation

possibles qui ne sont pas identifiés, à l'érosion même des dépôts sédimentaires dans un environnement subaérien, ou encore à l'absence de fossiles qui auraient pu permettre une étude chronostratigraphique (Reading, 1996). Mais considérant que 500 mètres de sédiments ont pu se déposer sur une période approximative de 5-10 millions d'années (basée sur les âges maximaux de 2071 et 2076 Ma), la sédimentation jusqu'au sommet de la séquence aurait pu se prolonger sur encore 15-30 millions d'années (considérant les 2000 mètres entre la base de la séquence et le gisement de Rosebel). Ceci indique donc que la sédimentation dans les bassins en pull-apart s'est possiblement prolongée jusqu'à un âge approximatif de 2050 à 2030 Ma. La sédimentation de la Formation de Rosebel, et implicitement la formation des bassins en pull-apart, serait dès lors liée à l'orogénie transamazonienne tardive (D2b) plutôt que transamazonienne majeure (D2a).

7.1.2 Source des sédiments

Les analyses lithogéochimiques et de distribution des populations de zircons détritiques dans les roches sédimentaires, ainsi que la caractérisation des conglomérats permettent de contraindre en partie la source des sédiments qui est liée au dépôt des formations de Rosebel et d'Armina. Les analyses géochimiques des deux formations sédimentaires indiquent dans un premier temps qu'il n'existe pas de différence significative entre les patrons de terres rares de la Formation de Rosebel et de la Formation d'Armina. Dans les deux cas, leur signature géochimique est en générale très similaire aux roches volcaniques sous-jacentes, tout particulièrement aux roches felsiques de la séquence calco-alkaline retrouvées dans le gisement de Mayo. La source principale de sédimentation est donc interprétée comme provenant de ces roches volcaniques. Tel que reconnu dans la littérature pour le Suriname et la

Guyane Française, ces roches calco-alcalines se retrouvent au sommet de la Formation de Paramaka qui est composée de roches volcaniques mafiques à sa base (Veenstra, 1983; Gibbs, 1987; Marot *et al.*, 1984; Gibbs et Barron, 1993; Vanderhaeghe *et al.*, 1998). La rareté des roches calco-alcalines dans le district minéralisé de Rosebel démontre qu'il est probable que la plus grande partie de ces roches ait été aujourd'hui érodée, et que cette érosion aurait débuté entre autre lors de la sédimentation des formations de Rosebel et d'Armina. Ceci expliquerait donc que les roches andésitiques transitionnelles soient aujourd'hui dominantes dans la région, puisque les roches felsiques auraient été en grande partie érodées. Conséquemment, les roches des deux séquences sédimentaires résulteraient d'une source relativement proximale.

Cette interprétation est appuyée par les variations des âges paléoprotérozoïques sur zircons détritiques dans les roches de la Formation de Rosebel. Les datations des zircons détritiques démontrent qu'une part importante de la source sédimentaire était constituée de roches âgées entre environ 2120 Ma et 2180 Ma. Ces âges correspondent à la formation des ceintures de roches vertes et des suites TTG dans le Bouclier Guyanais et représentent les roches dominantes dans l'environnement immédiat des bassins sédimentaires. De plus, les roches au sommet de la séquence arénitique sont celles qui montrent l'âge maximal de dépôt le plus ancien, soit environ 2,145 Ma. Ceci implique que les roches volcaniques les plus jeunes au sommet de la séquence ont été érodées les premières et ont été déposées dans les niveaux inférieurs de la séquence sédimentaire. Les roches les plus anciennes ont donc été progressivement exposées, érodées puis déposées dans les niveaux supérieurs du bassin sédimentaire. Dans la séquence arénitique, l'échantillon situé dans les niveaux supérieurs est d'ailleurs le seul qui contient une population de zircons datée à 2,178 Ma, indiquant que les unités les plus anciennes des ceintures de roches vertes

ont été exposées et érodées à une époque plus tardive de la sédimentation du bassin. Par conséquent, la distribution verticale des âges dans le bassin sédimentaire est inverse à la distribution verticale des âges dans la séquence volcanique, ce qui est cohérent avec une exhumation et une érosion progressive des niveaux inférieurs des séquences de roches vertes.

Dans la séquence arénitique de Rosebel, la composition monogénique des conglomérats de base, qui reflète la composition des roches volcaniques sous-jacentes dans le domaine Sud, démontre aussi la présence d'une source proximale de sédimentation. Même si les gisements de Royal Hill et de Mayo ne sont situés qu'à trois kilomètres l'un de l'autre, les fragments dans les conglomérats de base qui y affleurent ont des compositions différentes (mafique et felsique, respectivement) qui se limitent à la composition de la roche volcanique sous-jacente. Ceci indique un transport limité des sédiments durant les premiers stades de sédimentation. Par contre, assez rapidement dans l'évolution de la séquence arénitique, la diversité de la source sédimentaire est démontrée par la présence de conglomérats polygéniques et par les variations d'âges détritiques dans ces mêmes conglomérats. En plus des populations d'âges dominantes comprises entre environ 2120 Ma et 2180 Ma, il existe deux populations d'âges moins fréquentes à 2071 Ma et 2094 Ma. Ces âges sont considérablement plus jeunes que la formation des ceintures de roches vertes et indiquent donc qu'une source sédimentaire autre que les ceintures de roches vertes a contribué à l'apport sédimentaire. De tels âges ont une correspondance probable avec les roches granitiques formées lors de la seconde phase de l'orogénie transamazonienne majeure qui a eu lieu entre 2110 Ma et 2080 Ma, bien que les âges des zircons détritiques à 2071 Ma soient légèrement plus jeunes que les âges reconnus dans ces roches granitiques. Ces roches granitiques se trouvant

principalement au sud du bassin sédimentaire de Rosebel, la source sédimentaire qui a alimenté le bassin est interprétée comme venant du sud.

Dans le cas des roches conglomératiques de la Formation d'Armina (séquence turbiditique) le patron de distribution d'âges est similaire à ceux observés dans la séquence arénitique, incluant la présence de zircons datés à 2094 Ma, impliquant donc une contribution sédimentaire du sud. D'un autre côté, le conglomérat contient une population de zircons montrant un maxima à 2202 Ma qui est absent de la séquence arénitique de Rosebel. Les roches les plus anciennes des ceintures de roches vertes ne sont vraisemblablement répertoriées qu'au nord de la Guyane Française où un gabbro a été daté à 2208 Ma (Vanderhaeghe *et al.*, 1998), donc il n'est pas exclu que le conglomérat de Koolhoven ait connu une source à la fois du nord et du sud, expliquant la distribution des âges « jeunes » et « anciens ».

7.1.3 Environnement de dépôt

La comparaison entre les âges maximaux de dépôt de la Formation de Rosebel et de la Formation d'Armina ne permet pas de démontrer ou d'infirmer la présence d'une discordance majeure entre les deux événements sédimentaires. Cette discordance n'a pas pu être identifiée sur le terrain non plus, la limite entre les deux formations étant souvent marquée par une faille majeure dans le domaine Nord. De plus, cette limite dans le domaine Nord n'est pas clairement établie, puisque les faciès de siltstone/mudstone dans le gisement de Pay Caro sont difficiles à différencier de ceux présents dans Koolhoven. Par conséquent, l'analyse de l'évolution tectonique et sédimentaire des deux bassins sédimentaires est nécessaire afin de replacer le dépôt de ces deux séquences dans le cadre tectonique de l'évolution géodynamique du

district minéralisé de Rosebel et du Bouclier Guyanais. Les principaux éléments/observations pris en compte dans l'interprétation proposée pour les deux formations sédimentaires sont :

- 1- La proximité probable dans le temps entre le dépôt de la Formation de Rosebel et de la Formation d'Armina, ainsi que leur âge maximal de dépôt, plus jeune que celui proposé dans la littérature.
- 2- L'association dans l'espace, presque systématique, des formations de Rosebel et d'Armina sur les cartes géologiques régionales, du Suriname à la Guyane Française le long du Sillon Nord Guyanais.
- 3- La présence systématique d'un conglomérat à la base de la discordance entre la Formation de Rosebel et le sous-bassement volcanique, et parfois à la base de la Formation d'Armina.
- 4- Les différences compositionnelles entre les conglomérats de base de la Formation de Rosebel du domaine Nord qui sont polygéniques (fragments volcaniques variés, de tuf, de chert et de quartz) et les conglomérats de base du domaine Sud qui sont monogéniques.
- 5- Les variations d'épaisseur du conglomérat de base qui s'épaissit vers le sud, jusqu'à atteindre plusieurs dizaines de mètres au sud de l'intrusion tonalitique à l'extérieur du district minéralisé de Rosebel dans l'indice minéralisé de Komboe.
- 6- L'évolution compositionnelle des conglomérats dans le domaine Sud qui tendent à être de plus en plus polygéniques en montant dans la séquence stratigraphique.
- 7- La présence d'une asymétrie du bassin sédimentaire de Rosebel, tel que démontré par la présence de faciès siltstone/mudstone dans le gisement de Pay Caro du domaine Nord alors que ceux-ci sont absents dans le

domaine Sud (Royal Hill, Mayo), ou par l'abondance de niveaux de conglomérat au cœur de la séquence arénitique dans le domaine Sud alors que ceux-ci sont absents dans le domaine Nord.

- 8- L'extension latérale des différentes unités sédimentaires tels que conglomérats, grès à lamines entrecroisées et siltstone/mudstone laminés qui peuvent atteindre latéralement plusieurs kilomètres.
- 9- L'abondance de lamines entrecroisées observées dans les grès de la Formation de Rosebel.
- 10- La présence de faciès turbiditiques et d'épaisses séquences de mudstone noir dans le gisement de Koolhoven.
- 11- L'absence de contact sédimentaire ou tectonique franc entre les formations de Rosebel et d'Armina dans le domaine Nord.

L'hypothèse de base est donc de considérer la présence d'un seul bassin sédimentaire dans lequel pourraient s'être déposées simultanément les formations de Rosebel et d'Armina, premièrement à cause de leur âge semblable et deuxièmement à cause de leur association spatiale démontrée dans les cartes géologiques régionales. La Formation d'Armina représenterait donc l'équivalent stratigraphique de la Formation de Rosebel en milieu plus profond, tel que démontré par la présence de séquences turbiditiques. Le contact entre les deux formations n'est pas franc, mais plutôt progressif, puisque la transition est le résultat de variations latérales de faciès. En se référant à la distribution de ces ensembles lithologiques à l'échelle du Bouclier Guyanais, les séquences sont très continues latéralement, mais ont une extension nord-sud relativement limitée. Cette géométrie allongée s'accorde en effet bien avec un dépôt des sédiments dans des bassins en pull-apart formés le long de structures décrochantes, tel que suggéré par Ledru *et al.* (1991).

La présence d'un tel bassin est aussi cohérent avec le fait que ce bassin dans le district minéralisé de Rosebel est relativement petit et que beaucoup de sédiments qui s'y retrouvent sont grossiers (Formation de Rosebel), avec une grande abondance de conglomérats. Selon cette hypothèse, les roches sédimentaires du district minéralisé de Rosebel, incluant les séquences turbiditiques de la Formation d'Armina, se seraient donc déposées lors d'une transgression marine causée par la subsidence du sous-bassement volcano-intrusif le long de failles décrochantes senestres et de failles normales. La distribution des faciès d'eau peu profonde de la Formation de Rosebel au sud et des faciès sédimentaires d'eau profonde de la Formation d'Armina au nord indique qu'il y aurait une plus grande subsidence du bassin vers le nord. Ceci est confirmé par la source sédimentaire qui est interprétée comme venant principalement du sud, avec des apports limités du nord. Cette subsidence prononcée vers le nord serait le résultat du jeu de failles normales qui délimitent le bassin sédimentaire au sud-est (voir section 7.2.1 pour une analyse plus détaillée de la géométrie et des mécanismes de formation du bassin sédimentaire).

Une structure ou une texture sédimentaire, de même que la granulométrie d'une séquence sédimentaire, ne peuvent individuellement être utilisées afin de déterminer les environnements de dépôt, ces derniers étant fortement dépendants des conditions de sédimentation (*e.g.* transport, énergie du milieu, etc...) qui peuvent varier au sein d'un même environnement (Boggs, 2012). Le même principe s'applique aux structures et faciès sédimentaires qui peuvent se retrouver dans plus d'un environnement, telles que les laminations entrecroisées qui se trouvent à la fois en milieu fluvial, deltaïque, côtier, etc... Dans la même optique, l'arrondi et la sphéricité des fragments dans un conglomérat doivent être analysés avec prudence, puisque ces éléments sont fonction de la taille des fragments (Boggs, 1969). La nature des fragments est aussi déterminante, car dans le cas de calcaires les fragments

peuvent s'arrondir considérablement sur des distances de moins de 11 kilomètres, alors que 300 kilomètres semblent critiques pour les fragments de quartz (Pettijohn, 1975). C'est pourquoi il est important d'analyser à la fois les éléments structuraux, texturaux et de granulométrie avant de procéder à l'interprétation d'un environnement sédimentaire.

Par conséquent, la présente section propose une analyse sédimentologique et une interprétation des environnements de dépôt des différents niveaux stratigraphiques, afin d'appuyer et de mieux comprendre l'évolution du bassin sédimentaire dans lequel les formations de Rosebel et d'Armina se sont déposées. Afin de faciliter cette analyse, un diagramme de classification a été compilé en tenant compte, dans l'ordre hiérarchique : 1- de la classe granulométrique dominante, 2- du niveau de triage des sédiments et 3- des structures sédimentaires diagnostiques (figure 7.1). Un tableau comparatif a aussi été utilisé afin de synthétiser les éléments diagnostiques à différentes échelles pour quelques environnements de sédimentation clés (table 7.1). Le diagramme et le tableau ont été construits sur une compilation des éléments sédimentologiques provenant de Boggs (2012) et de Reading (1996) et se limitent aux observations faites dans la Formation de Rosebel, la Formation d'Armina ayant été préalablement interprétée comme une séquence turbiditique en raison des faciès types de la séquence de Bouma qui y sont présents. Par conséquent, le diagramme se concentre sur les observations faites dans la classe granulométrique des arénites. Ces outils, une fois comparés aux tables 2.2, 2.3 et 2.4 du chapitre II pourront permettre, dans la mesure des informations disponibles, une analyse préliminaire des environnements de sédimentation pour les niveaux inférieurs, intermédiaires et supérieurs de la Formation de Rosebel en relation avec l'évolution tectonique du bassin sédimentaire.

	Texture sédimentaire et classe granulométrique	Structures Sédimentaires	Géométrie/ Architecture
Rivière/ Plaine Alluviale	<ul style="list-style-type: none"> - Dominé par arénites et graviers - Mince lits d'argilite - Faiblement à modérément trié et textures immatures - Conglomérats à fragments arrondis (supportés par la matrice ou non) 	<ul style="list-style-type: none"> - Chenaux - Bancs de sable séparés par de minces niveaux de mudstone - Tendance au granoclassement normal - Lits entrecroisés arqués et lamines parallèles 	<ul style="list-style-type: none"> - Accumulation tabulaire ou biseauté de chenaux et/ou de bancs sableux (migration latérale des chenaux) - Grès et conglomérats en feuillets interlités avec de minces niveaux d'argilite
Côte Clastique			
Cône de déjection/ Delta grossier¹	<ul style="list-style-type: none"> - Faciès grossiers; triage modéré des arénites et graviers - Alternance de niveaux de conglomérats et de grès et peu d'argiles - Conglomérat supporté par les fragments sub-arrondis 	<ul style="list-style-type: none"> - Lits entrecroisés arqués et/ou tabulaires (bottomset, topset, foreset) - Bonne continuité des lits - Granoclassement général inverse de la séquence 	<ul style="list-style-type: none"> - Étendue relativement restreinte dans des bassins asymétriques (souvent plus long que large) - Variations latérales de faciès à l'échelle du bassin
Deltaïque	<ul style="list-style-type: none"> - Granulométrie allant d'argilite à gravier selon le mode dominant de sédimentation - Modérément à bien trié - Peu de conglomérats 	<ul style="list-style-type: none"> - Granoclassement général inverse de la séquence - Lits entrecroisés (bottomset, topset, foreset) - Chenaux 	<ul style="list-style-type: none"> - Séquence (cycle) de 50 à 150m d'épaisseur - Étendue restreinte à très importante - Importantes variations latérales de faciès
Plage	<ul style="list-style-type: none"> - Dominé par les arénites, dont la granulométrie varie en fonction de la position par rapport à la mer - Cailloux disséminés et lentilles ou lits de graviers et conglomérat basal - Sédiment mature (bien trié) 	<ul style="list-style-type: none"> - Lamines parallèles et lits entrecroisés arqués (petite et grande dimension) - Lits entrecroisés mamelonnés (tempête) - Granoclassement normal de la séquence (transgression) 	<ul style="list-style-type: none"> - Étendue latérale très importante (jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres) - Largeur restreinte
Plate-forme continentale	<ul style="list-style-type: none"> - Dominé par les arénites fines et/ou les argiles (70% des dépôts anciens) - Bien trié et mature - Sables quartzux et/ou feldspathiques 	<ul style="list-style-type: none"> - Abondance de lits entrecroisés tabulaires de plusieurs décimètres à métriques - Lits entrecroisés mamelonnés (tempête) - Lamines (<1cm) et lits (>1cm) parallèles de mudstone/siltstone 	<ul style="list-style-type: none"> - Forme tabulaire - Étendue très importante (plus de 1000km²) - Épaisseur de plusieurs centaines de mètres

Table 7.1
Compilation des principales caractéristiques sédimentaires et géométriques de différents environnements de sédimentation.

Suivant l'analyse sédimentologique présentée dans les pages suivantes, une évolution en plusieurs étapes du bassin sédimentaire est proposée sur la figure 7.2 et appuyée par les variations latérales de faciès sédimentaires modélisées dans une coupe verticale pré-déformation dans la figure 7.3. En résumé, ces étapes comprennent notamment :

- 1- La formation d'un environnement fluvatile avec érosion et dépôt de sédiments alluviaux lors des premiers stades de basculement le long des failles décrochantes. Ce dépôt aurait impliqué la formation de plaines alluviales d'étendue kilométrique dans le domaine Nord.
- 2- Une transgression marine due à la subsidence du bassin avec, à l'extrémité sud du bassin, la formation d'environnements alluvionnaires et/ou deltaïques grossiers (domaine Sud).
- 3- Simultanément au nord, dans les niveaux les plus affaissés du bassin, le dépôt des sédiments d'eau profonde soit sous forme hémipélagique ou turbiditique (Koolhoven, JZone du domaine Nord).
- 4- La formation d'environnements littoraux avec plages dans les parties supérieures du bassin (domaine Central, non représentés sur la figure 7.2) qui sont liés au dépôt et au remaniement de sédiments très matures et localement au dépôt de sédiments fins reliés à une montée du niveau marin.

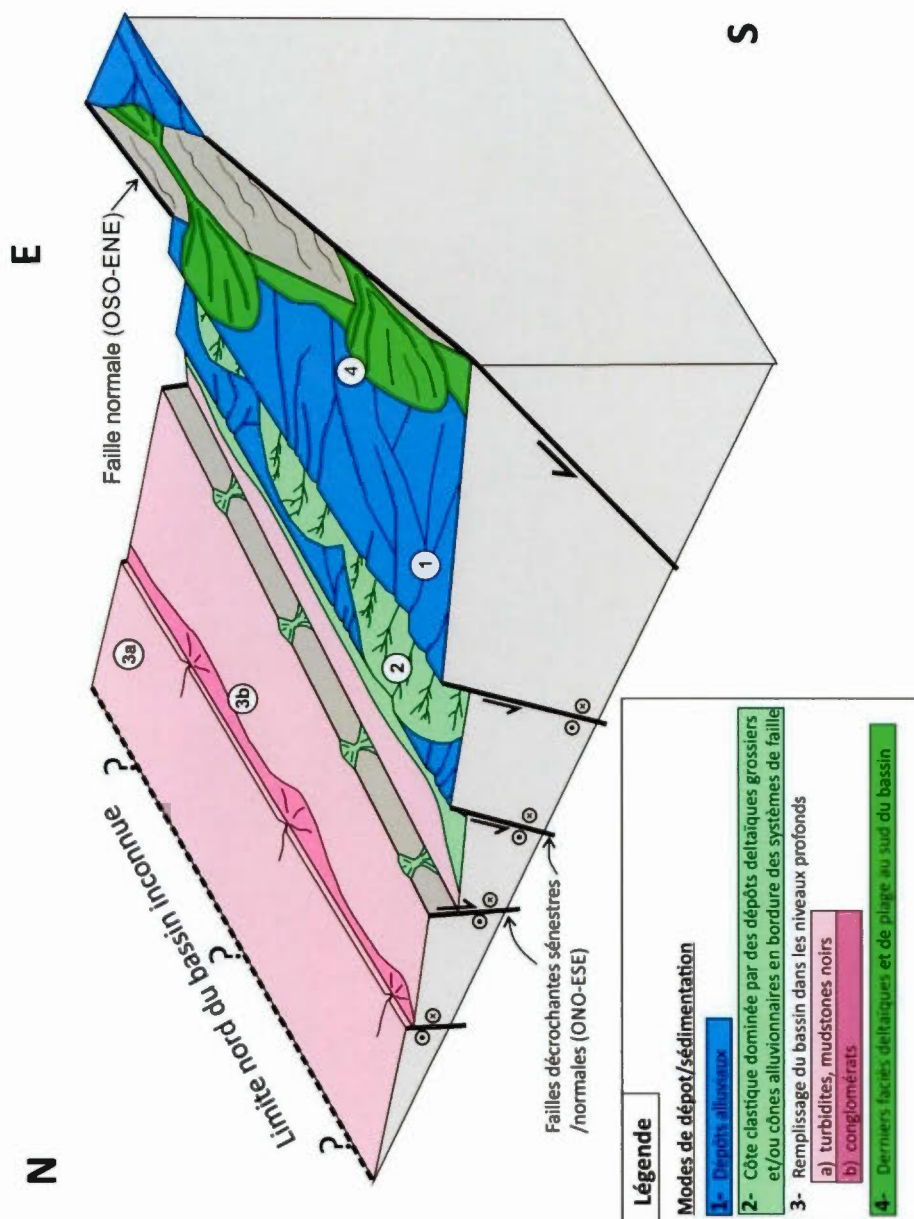


Figure 7.2

Modèle schématique de l'environnement de dépôt des unités sédimentaires dans un bassin en pull-apart sur le sous-bassement volcanique et intrusif déformé. Les chiffres encadrés sur le schéma font référence aux modes de dépôts numérotés et présentés dans la légende.

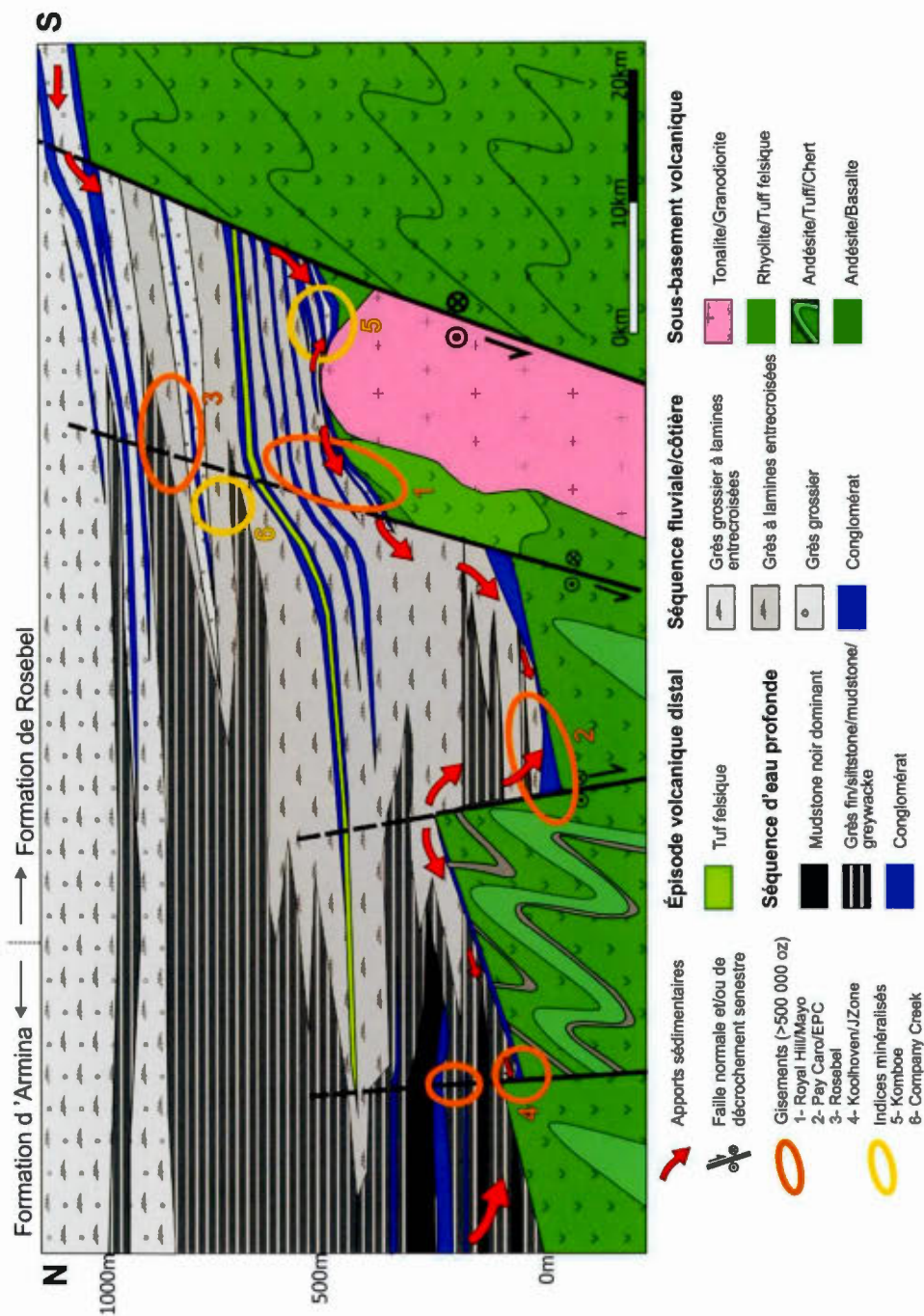


Figure 7.3
Modèle en section verticale N-S des variations latérales et verticales de faciès du bassin sédimentaire. Les échelles verticales et horizontales présentées sur la coupe sont approximatives.

Les roches constituant les gisements de Pay Caro et d'East Pay Caro étaient probablement situées dans la partie du bassin qui s'est affaissée en premier, puisqu'on y retrouve d'importants niveaux (20-30 mètres d'épaisseur) de siltstone/mudstone d'étendue kilométrique à la base ou près de la base de la séquence. Ceci impliquerait que cette partie du bassin aurait atteint des profondeurs plus importantes que le domaine du Sud dans les premiers stades de sédimentation. Un autre scénario serait que les niveaux de mudstone/siltstone de Pay Caro étaient plus distaux que le domaine Sud par rapport à la marge du bassin et de la source des sédiments, et donc ces sédiments plus fins représenteraient les équivalents distaux d'environnements de dépôt soit deltaïques ou côtiers qui se trouvaient au sud. Par contre, la présence d'un conglomérat de base dans le domaine du Nord indique qu'une période de sédimentation aurait précédé le dépôt des faciès les plus fins (distaux). Si ces sédiments plus fins représentent des variations latérales de faciès des niveaux de base et intermédiaires des sédiments du domaine Sud, ceci démontre aussi que la partie nord du bassin s'est effectivement affaissée en premier, permettant dans un premier temps le dépôt des conglomérats.

Cette position centrale et la sédimentation possiblement précoce par rapport à l'effondrement du bassin pourrait expliquer la présence d'un apport sédimentaire à la fois du nord et du sud dans les premiers stades de sédimentation. Ceci permet d'expliquer la nature polygénique des conglomérats de base présents à Pay Caro, avec une abondance de fragments de quartz/chert/jaspe, alors que ces derniers n'ont pas été identifiés dans les conglomérats du domaine Sud. La phase de sédimentation liée au dépôt des conglomérats polygéniques dans le domaine Nord peut être interprétée comme étant reliée à un environnement fluvatile, dû à plusieurs éléments tels que la sphéricité des fragments de quartz, qui est plus caractéristique d'un environnement fluvatile que deltaïque grossier, et la présence de chenaux (retour figure 2.11b et

figure 2.12b). Vue l'étendue kilométrique des faciès conglomératiques du domaine Nord, la sédimentation dans le bassin du district minéralisé de Rosebel aurait débuté avec des plaines alluviales d'étendue kilométrique. Un environnement fluvial serait cohérent non seulement avec la présence de chenaux, mais aussi avec le caractère immature (textural et compositionnel) des arénites qui se trouvent dans les niveaux inférieurs du domaine Nord.

À l'opposé, le conglomérat basal présent dans le domaine Sud possède une composition monogénique qui représente la composition des roches volcaniques sous-jacentes. Vue la corrélation entre la composition des conglomérats et le sous-bassement volcanique, avec d'importants changements de composition sur de faibles distances, il est probable que les conglomérats résultent d'un remaniement des roches volcaniques sous-jacentes. Ceci impliquerait un transport très minimal des fragments dans les premiers stades de sédimentations au Sud, ce qui est cohérent avec l'immaturité compositionnelle et texturale des arénites et des conglomérats présents à la base de la séquence stratigraphique dans le domaine Sud. En considérant la sédimentation dans un bassin tectoniquement actif dont la partie nord s'est effondrée la première, les faciès sédimentaires à la base et dans les niveaux stratigraphiques intermédiaires du domaine Sud pourraient correspondre à des sédiments se déposant du côté « mur » du bassin sédimentaire suivant le modèle de Gawthrope et Colella (1990). Ces sédiments se seraient donc déposés au pied de failles dans des deltas grossiers. Dans ce modèle, les deltas à sédiments grossiers présents dans des bassins tectoniquement actifs ont tendance à se former du côté mur (plus abrupte) des failles, tandis que des systèmes similaires aux plateformes continentales avec des sédiments plus fins se trouvent plutôt du côté toit de ces failles (Crossley, 1984; Rosendahl *et al.*, 1986; Surlyk, 1989; Wescott et Ethridge, 1990). Cette distribution de faciès est aussi cohérente avec les observations faites dans le

district minéralisé de Rosebel, où l'asymétrie du bassin entre les domaines Nord et Sud est soulignée par une abondance de sédiments grossiers du côté sud du bassin, alors que le domaine Nord, exception faite pour le conglomérat de base, est marqué par des faciès plus fins.

Les variations latérales de faciès, avec des sédiments fins distaux et des sédiments grossier proximaux, sont d'ailleurs caractéristiques des deltas grossiers (Reading, 1996; Boggs, 2012). Les arénites fines, siltstones et mudstones du domaine Nord peuvent représenter les bottomsets du delta, alors que les sédiments plus grossiers du domaine Sud représenteraient les topsets. Le manque de données de terrain entre les deux domaines ne permet malheureusement pas de retracer toute la séquence verticale reliée à l'avancé d'un delta, qui devrait montrer la superposition classique des bottomset, foresets et topsets. Par contre, dans les deux domaines un granoclassement général inverse des séquences est observé, ce qui est caractéristique d'environnements deltaïques, ou deltaïques grossiers. De plus, les différents faciès observés dans le domaine Sud, avec une abondance de conglomérats, une faible maturité compositionnelle et texturale des arénites, une bonne ségrégation des sables/graviers/conglomérats, la présence de lits entrecroisés arqués et tabulaires et une continuité importante des lits sont cohérents avec le modèle sédimentaire des deltas grossiers. Le caractère polygénique des conglomérats du niveau intermédiaire du domaine Sud démontre que la source sédimentaire s'est diversifiée, soit par un plus grand transport des sédiments, ou soit par une exposition progressive de roches volcaniques de compositions différentes et de l'intrusion de long des failles délimitant le bassin.

Parallèlement, le développement de failles au sud de l'intrusion tonalitique dans l'indice minéralisé de Komboe entraîne le dépôt de nouveaux sédiments représentés

par d'épaisses séquences successives de conglomérats en contact dépositionnel avec l'intrusion. Une telle épaisseur de conglomérats, combinée à la taille considérable des fragments serait interprétée comme résultant d'un dépôt au pied d'une structure majeure. Cette structure était possiblement plus importante que les failles le long desquelles se sont déposés les sédiments arénitiques et conglomératiques de Royal Hill et de Mayo, qui ne montrent pas une telle épaisseur de conglomérats, ni des fragments d'une taille aussi importante (moyenne de 30 centimètres dans l'indice minéralisé de Komboe). Cette interprétation est cohérente les observations faites en général dans les bassins sédimentaires d'origine tectonique, où les séquences sédimentaires ont tendance à s'épaissir en approchant des zones de failles majeures (Leeder *et al.*, 1988; Gawthrope et Colella, 1990). La présence de fragments de roches intrusives identiques à l'intrusion située au nord de la zone de dépôt impliquerait que localement la source sédimentaire était située au nord, bien que la source à l'échelle du bassin sédimentaire soit plutôt interprétée comme venant du sud. La zone au sud de l'intrusion tonalitique formerait ainsi un micro-bassin pris entre une faille au sud et une intrusion au nord, ce qui aurait favorisé le dépôt d'importantes séquences de conglomérat à fragments tonalitiques.

Au nord où le bassin s'est le plus affaissé, les roches encaissantes des gisements de Koolhoven et de JZone se seraient plutôt déposées dans un environnement marin profond. La présence de séquences rythmiques avec des unités de greywacke, de siltstone et de mudstone montrant localement du granoclassement et des lits parallèles millimétriques à centimétriques est typique d'une séquence déposée par des courants de turbidité (Bouma, 1962). Les unités de mudstone noir finement laminé représentent plutôt des épisodes de sédimentation hémipélagique reliés à des époques plus calmes de l'évolution tectonique. Les conglomérats qui sont lenticulaires, mais continus sur des kilomètres le long d'un même niveau

stratigraphique, seraient reliés à la présence de failles syn-sédimentaires actives. La forme lenticulaire des niveaux de conglomérat suggère que ceux-ci pourraient s'être chenalisés et avoir été déposés par des courants de turbidité de haute densité dans des canyons sous-marins localisés le long de failles syn-sédimentaires. Ces courants de turbidité de haute densité ont la capacité de transporter et de déposer des particules de la classe granulométrique des graviers ou des cailloux et peuvent transporter ces sédiments dans des chenaux sur d'importantes distances (Lowe, 1982; Normark et Piper, 1991; Boggs, 2012), ce qui peut en partie expliquer le caractère très polygénique des conglomérats de Koolhoven et de JZone.

Un événement volcanique marque aussi l'évolution du bassin sédimentaire et est démontré par la présence d'un mince (quelques dizaines de mètres d'épaisseur) niveau de tuf à cendre felsique. La granulométrie aphanitique du tuf ainsi que ses fines laminations parallèles indiquent un dépôt distal. Aucun épisode de volcanisme aussi jeune que 2,07 Ga n'est reconnu dans les environs ou au nord des ceintures de roches vertes. Par contre, une importante province plutono-volcanique (Uatuma) se trouve à moins de 200 kilomètres au sud et à l'ouest de la région et montre des âges aussi anciens que 2,03 Ga. Cet âge semble tout de même trop jeune par rapport à la formation du bassin sédimentaire. À ce jour, la source des tufs felsiques demeure donc inconnue. Lorsqu'observés, ces tufs sont systématiquement situés entre deux horizons de conglomérat et marquent la transition entre les niveaux stratigraphiques intermédiaire et supérieur.

Dans les niveaux supérieurs de la séquence stratigraphique, exposés dans le gisement de Rosebel, les grès sont d'une extrême maturité compositionnelle, car presque exclusivement composés de quartz (plus de 95%). Ces grès montrent aussi une importante maturité texturale soulignée par l'arrondi des grains de quartz et le faible

pourcentage de matrice ($\leq 5\%$). Ces arénites à quartz sont typiquement associées à des environnements cratoniques stables (Pettijohn Potter et Siever, 1987; Boggs, 2012), ce qui ne semble pas correspondre au contexte de dépôt des roches sédimentaires du district minéralisé de Rosebel. Par contre, une telle maturité compositionnelle des arénites à quartz peut aussi être atteinte à travers plusieurs cycles de transport, de sédimentation et/ou de remaniement des sédiments qui décomposeraient tout autre minéral que le quartz. Dans le cas de Rosebel, l'environnement de dépôt le plus probable serait celui où le remaniement des sédiments a le potentiel d'être très important, et pourrait donc correspondre à un environnement côtier de plage. Ceci implique qu'à ce stade, l'énergie du bassin aurait surpassé l'apport fluviatile et que le jeu des failles qui a favorisé la formation des deltas grossiers pourrait avoir ralenti. Au cœur du gisement de Rosebel, la présence d'un niveau de plus de 200 mètres de siltstones à lamines parallèles et localement la présence de mudstones impliquent une montée considérable du niveau marin pendant une période d'accalmie ayant favorisé le dépôt de sédiments très fins montrant des lamines parallèles. Cette période d'accalmie est aussi cohérente avec un ralentissement de l'activité tectonique, qui aurait aussi permis le remaniement des arénites de grande maturité.

7.1.4 Impact de la stratigraphie sur la minéralisation

Bien que la minéralisation aurifère à Rosebel soit principalement contrôlée par la présence d'éléments structuraux tels que failles et charnières de plis, l'élément stratigraphique joue aussi un rôle important à l'échelle locale et régionale. À l'échelle du district minéralisé ceci est démontré par le fait que la plupart des gisements sont localisés près du contact volcano-sédimentaire, le seul gisement localisé à l'écart du

contact étant le dépôt de Rosebel. Cette corrélation entre le contact volcano-sédimentaire et la localisation des différents gisements peut s'expliquer par le fait que la discontinuité stratigraphique a fourni un plan de faiblesse dans lequel les fluides hydrothermaux ont eu la possibilité de circuler et les failles secondaires de se former. Considérant le gisement de Rosebel, il est à noter qu'il se trouve au contact entre deux unités sédimentaires distinctes, soit une unité grossière de grès riche en quartz au sud et une unité de grès fin, de siltstone et mudstone plus au nord. Ce contact entre les deux unités sédimentaires peut donc jouer un rôle similaire au contact volcano-sédimentaire et fournir un plan de faiblesse pour la circulation des fluides à grande échelle. À une échelle plus locale, au sein même des différents gisements, les coupes stratigraphiques des figures 2.4, 2.8, 2.9 et 2.10 démontrent aussi la corrélation entre les différents faciès stratigraphiques et les principaux corridors aurifères. Ces liens entre minéralisation et ensembles stratigraphiques peuvent être engendrés soit par des différences de compétence entre les unités, soit par la présence de plans de faiblesse stratiformes, ou encore due à la présence d'unités qui sont ou non favorables à la formation de veines de cisaillement et de tension.

Le gisement de Rosebel met en évidence le rôle de la différence de compétence sur la mise en place des veines aurifères. Tel que mentionné dans le paragraphe précédent, la majeure partie de la minéralisation est localisée près du contact entre une unité de grès quartzeux très compétente et une unité de siltstone-mudstone moins compétente. Par conséquent, le contraste rhéologique entre ces deux unités a facilité la mise en place du corridor minéralisé principal au contact. Au moment de la mise en place du cisaillement minéralisé, le grès quartzeux plus compétent s'est fracturé, devenant le principal hôte des veines de tension, alors que les veines de cisaillement sub-verticales se sont mises en place dans l'unité finement laminée à pendage lui aussi sub-vertical.

Le rôle des plans de faiblesse parallèles au litage est aussi démontré dans les charnières de plis. Dans le cas du gisement de Royal Hill, les veines de tension encaissées dans la charnière de l'anticlinal sont systématiquement localisées le long des niveaux de conglomérat. De même, les veines de cisaillement dans tous les dépôts du domaine Sud se trouvent soit au contact entre les roches volcaniques et les roches sédimentaires, soit le long des niveaux de conglomérat. Les contacts stratigraphiques favorisent donc la mise en place de veines comparativement aux épaisses séquences homogènes qui en sont dépourvues. Dans le cas des unités non-favorables à la mise en place de la minéralisation, le gisement de Koolhoven démontre bien que les unités riches en mudstone sont dépourvues de veines, alors que les greywackes et les conglomérats sont riches en veines de cisaillement et de tension. Les mudstones ayant un niveau de déformation plus ductile, souligné par l'abondance de plis très serrés, suggère qu'ils ont encaissé une plus grande partie de la déformation plastique, alors que les greywackes ont plutôt eu tendance à se fracturer lors de la déformation. Ceci permet de concentrer les veines dans les unités les plus compétentes et donc de constituer des concentrations aurifères économiques.

Par conséquent, la présence d'un bassin sédimentaire d'origine tectonique a favorisé le dépôt de faciès sédimentaires très variés, ayant donc comme résultat de former un bassin « hétérogène ». Cette hétérogénéité aura donc fourni un environnement favorable, non seulement à la mise en place de structures aurifères, mais aussi pour la concentration des veines afin de former des gisements économiques du point de vu de l'exploitation minière. La circulation des fluides a donc été focalisée dans les endroits montrant la plus grande diversité de faciès sédimentaires, et non dans les zones centrales du bassin caractérisées par d'épaisses séquences arénitiques, ou encore dans les zones les plus profondes du bassin marquées par des séquences de

mudstones homogènes. Ces fluides auraient pu circuler le long de structures diverses dans un bassin homogène ou une séquence de plateforme, mais auraient-ils résulté en la formation de gisements aurifères aux teneurs économiques?

7.2 ÉVOLUTION TECTONIQUE PRÉ- À SYN-MINÉRALISATION

L'évolution tectonique des roches sédimentaires peut se diviser en plusieurs stades qui sont : 1-syn-sédimentation, 2-post-sédimentation/pré-minéralisation et 3- syn-minéralisation. La caractérisation structurale des éléments syn-sédimentaires permet de mieux comprendre l'évolution des bassins et leur importance pour la mise en place de la minéralisation, en plus de corroborer les observations déduites de l'étude sédimentologique. L'étude des éléments de déformation ayant affecté le bassin sédimentaire fournie quant à elle des indications sur l'évolution géodynamique du Bouclier Guyanais durant l'orogénie Transamazonienne tardive et permet de comprendre la géométrie des unités du district minéralisé de Rosebel. Finalement, une attention particulière est accordée aux structures directement liées à la mise en place de la minéralisation afin de mieux comprendre le contexte géodynamique ayant permis la formation du district minéralisé de Rosebel. Cette analyse détaillée de la mise en place syn- à tardi-tectonique de la minéralisation permet aussi de caractériser les derniers événements orogéniques ayant affecté les roches dans la région nord du Bouclier Guyanais. Suivant l'hypothèse d'un seul bassin sédimentaire correspondant aux formations d'Armina et de Rosebel, le lecteur notera quelques différences entre l'interprétation structurale proposée dans cette thèse et celle proposée par Daoust *et al.* (2011), puisque l'absence de discordance entre les deux formations sédimentaires, telle que démontrée par les datations et les arguments sédimentologiques discutés

ci-dessus, invalide l'existence de deux phases de plissement dans la séquence turbiditique telle que proposée initialement.

7.2.1 Formation du bassin sédimentaire

La formation des bassins en pull-apart a déjà été grandement discutée ci-dessus dans son cadre sédimentologique, par conséquent l'existence et la cinématique des failles présumées sont principalement fondées sur la distribution des faciès sédimentaires plutôt que sur des arguments structuraux. Puisqu'une grande partie des travaux de terrain ont été concentrés dans les roches sédimentaires, peu de données sont disponibles sur les différentes structures qui seraient liées à l'initiation du bassin, ces structures étant en grande partie enfouies sous la pile sédimentaire et donc difficilement observables sur le terrain. Par contre, quelques évidences structurales ont été potentiellement reconnues dans les roches volcaniques; par exemple, dans le gisement de Mayo où des cisaillements verticaux dans les roches volcaniques n'affectent pas le contact avec les roches sédimentaires sus-jacentes. Ces cisaillements sont orientés E-O à ONO-ESE, sont sub-verticaux et ils montrent une texture ductile-cassante; ils représentent donc des candidats potentiels de failles décrochantes liées aux premiers stades de formation du bassin.

Par ailleurs est-il toujours possible de confirmer les interprétations soulevées par la multitude d'arguments sédimentologiques, même en l'absence d'arguments de terrain solides autres que les failles verticales dans le gisement de Mayo? Le modèle sédimentologique 3D de la figure 7.2 propose la présence d'un bassin bordé de failles de décrochement senestres orientées ONO-ESE en association avec une série de failles normales orientées OSO-ENE. L'association de ces deux systèmes de failles est

en accord avec les modèles de bassins en pull-apart dans lesquels il existe un angle minimal de 30° - 35° entre les failles décrochantes longitudinales et les failles normales (Burchfiel et Stewart, 1966; Aydin et Nur, 1982; Bahat, 1983; Basil et Brun, 1999). L'interprétation structurale des principaux linéaments géophysiques présentée dans la figure 5.1c du chapitre 5 ainsi que l'interprétation géologique régionale présentée dans la figure 2.1 du chapitre 2 appuient la présence de tels systèmes de failles dans le district minéralisé de Rosebel. Ces structures se trouvent à l'intérieur même du bassin et en bordure du bassin dans la zone sud-est de la carte géologique, où les failles orientées OSO-ENE marquent le contact entre les roches volcaniques et les roches de la Formation de Rosebel. La relation angulaire entre ces deux systèmes de failles indique que le mouvement décrochant doit être senestre, ce qui est cohérent avec le modèle d'évolution géodynamique du Bouclier Guyanais de Delor *et al.* (2003b) qui suggère la formation de bassins en pull-apart le long de structures régionales senestres dans un régime en transtension avec des contraintes orientées NE-SO.

De plus, la coupe 2D du bassin sédimentaire (figure 7.3) propose la présence d'une série de failles verticales ou fortement pentées dans le bassin sédimentaire qui auraient eu un lien ultérieur avec la minéralisation. À l'intérieur du district minéralisé de Rosebel une de ces failles est localisée en bordure du gisement de Pay Caro et l'autre traverse le dépôt de Rosebel. Dans le cas de Pay Caro, la faille sépare deux domaines qui montrent des caractéristiques structurales distinctes et elle présente une empreinte géophysique marquée à la fois sur le relevé de la première dérivée verticale et sur celui du champ magnétique total, ce qui témoigne de son caractère profond dans la croûte. Bien qu'aucun argument de terrain ne puisse témoigner à ce stade de son activité syn-sédimentaire, les textures complexes et multiples observées sur la faille variant entre ductile, ductile-cassant et cassant, témoignent d'une histoire

longue et polyphasée. Cette histoire complexe est cohérente avec l'hypothèse selon laquelle la faille majeure du domaine Nord aurait contribué à l'affaissement du bassin sédimentaire et aurait été ensuite réactivée en décrochement lors d'épisodes tectoniques subséquents.

Dans le cas de la faille présente le long du gisement de Rosebel dans le domaine Central, il existe très peu d'arguments de terrain qui peuvent appuyer sa présence. Toutefois, tout comme pour la faille du domaine Nord, elle présente une signature géophysique qui s'étend de part et d'autre du district minéralisé de Rosebel et qui pourrait appuyer son importance dans l'évolution du bassin sédimentaire. De plus, la présence d'une telle structure pré-minéralisation est cohérente avec la formation du gisement de Rosebel au cœur de la séquence sédimentaire, loin du contact volcano-sédimentaire. La présence de cette faille aurait favorisé la remontée tardive des fluides hydrothermaux des niveaux profonds de la croûte vers les niveaux supérieurs.

7.2.2 Déformation pré-minéralisation des ensembles volcaniques et sédimentaires

L'ensemble des structures post-sédimentation/pré-minéralisation se traduit par la présence de la foliation régionale, par le plissement des unités sédimentaires et volcaniques, ainsi que par la réactivation ou la formation de failles régionales. Ces différents éléments indiquent dans un premier temps la présence d'un régime en compression, associé à des contraintes orientées NNE-SSO à N-S. Ce régime contraste avec le régime en transtension qui prévalait lors de la formation des bassins sédimentaires, et marque donc un changement important dans l'évolution du Bouclier Guyanais. Par contre, la déformation du bassin sédimentaire pourrait avoir débuté avec le régime senestre, tel que démontré par la présence de failles senestres

orientées est-ouest à ONO-ESE qui déplacent les contacts géologiques, mais qui sont interprétées comme pré-minéralisation. Une seule phase de déformation progressive est maintenant reconnue dans les deux formations sédimentaires, mais elle se manifeste différemment d'une unité à l'autre. L'âge maximal de 2,071Ga obtenu dans les roches sédimentaires démontre que cette phase de déformation en compression qui a affecté les séquences sédimentaires doit postdater l'événement D2a de Delor *et al.* (2003b), qui est lui-même daté entre 2,11 et 2,08Ga et qui est interprété en termes d'étirement crustal extrême des roches du Bouclier Guyanais. La présence de failles inverses orientées ONO-ESE à E-O, dont certaines sont interprétées comme précoces par rapport à la minéralisation dans les domaines Nord et Sud, démontre aussi la présence de contraintes globalement orientées NNE-SSO à N-S. À plus grande échelle, la répétition de la séquence turbiditique et de la séquence volcanique le long de chevauchements orientés ONO-ESE au nord du district minéralisé est toute aussi cohérente avec la présence d'un système compressif associé à des contraintes NNE-SSO.

Le plissement des unités est aussi un élément important dans l'interprétation des structures pré-minéralisation, puisque ce dernier est un bon indicateur de contraintes et que plusieurs charnières de plis sont hôtes de la minéralisation. Les plis semblables (classe 2) avec un épaississement aux charnières présents dans domaine Nord indiquent que ces plis se sont probablement formés de façon passive. De tels plis peuvent être le résultat de plusieurs mécanismes, soit en association avec une zone de cisaillement simple où ils constituent des plis de cisaillement, mais peuvent aussi être le résultat de déformation coaxiale produite en milieu ductile (Fossen, 2010). L'orientation de ces plis dans le domaine Nord, combinée à l'orientation ONO-ESE des plans de faille à fort pendage sud, semble donc corrélérer les deux éléments, soit la formation des cisaillements et celle du plissement. La plongée de 30° à 40° des plis

indiquerait donc une composante dextre et inverse sur la faille principale. Ce mouvement oblique est cohérent avec la présence de linéations minérales obliques plongeant vers l'ONO sur certains plans de failles verticales. Afin d'engendrer ce mouvement dextre sur la faille orientée ONO-ESE, les contraintes ont dû être orientées N-S. La présence de d'autres plis semblables avec un important épaississement aux charnières (classe 2), mais à plongée sub-verticale et associés à des failles de décrochement dans les mudstones de Koolhoven, indique que ces plis se sont aussi formés de façon passive le long de cisaillements. Les données de terrain n'ont pas permis d'établir un sens de mouvement clair sur les failles de Koolhoven, par contre la plongée des plis indique que le mouvement était purement décrochant le long des structures orientées ONO-ESE. Ces plis se sont donc formés en association avec les décrochements, plutôt qu'avec les structures chevauchantes et ne sont qu'une expression locale de la déformation.

La présence de plis concentriques de classe 1B dans le domaine Sud est plutôt typique de plis formés par flexion et glissement, ce qui concorde avec la présence de cisaillements mineurs observés le long des flancs dans le gisement de Royal Hill et avec l'absence de plongée importante des plis (10-25° maximum). La présence d'hétérogénéités tels que les niveaux de conglomérat aurait facilité la formation de ces plis par flexure, puisque le glissement aura tendance à se former le long d'anisotropies (Fossen, 2010). L'orientation globalement E-O des plis implique donc que les contraintes lors de leur formation auraient été N-S. Cette orientation de contraintes est cohérente avec les observations faites dans les gisements de Pay Caro et d'East Pay Caro, quoique le mécanisme de formation des plis diffère entre le nord et le sud. Ceci expliquerait aussi la différence dans la géométrie des plis observés dans les deux domaines structuraux, autant du point de vue de leur ouverture que de leur plongée. La présence de failles inverses est-ouest dans le domaine Sud corrobore

aussi cette orientation N-S des contraintes. Dans les deux cas, ceci implique que la majeure partie du plissement se serait produite relativement tardivement par rapport au régime de compression associé à la formation de chevauchements orientés ONO-ESE. Par conséquent, les contraintes auraient effectivement passée de : 1- NE-SO avec la formation des bassins en pull-apart tel que décrit dans la littérature et plausible avec les observations faites à Rosebel. 2- À NNE-SSO avec un régime principalement en compression lié à la formation d'une première population de failles inverses. 3- À finalement N-S avec la formation d'une population plus tardive de chevauchements orientés E-O et de failles décrochantes dextres ONO-ESE.

7.2.3 Déformation syn-minéralisation

Les déformations syn-minéralisation sont associées à l'emplacement des veines de tension et de cisaillement dans le district minéralisé de Rosebel dans un contexte syn-à tardi-tectonique. Bien que les deux domaines minéralisés montrent des populations de veines qui diffèrent, leurs similitudes minéralogiques suggèrent que la formation des deux domaines minéralisés est étroitement liée dans le temps et que les deux découlent d'un seul épisode hydrothermal. Par contre, la présence de deux stades de circulation hydrothermale aurifère dans les veines, ainsi que la présence de systèmes de veines de tension qui se recoupent indiquent que l'événement minéralisateur se serait produit lors de plusieurs incréments, ce qui a permis d'atteindre les teneurs et le tonnage nécessaires pour la formation du district minéralisé de Rosebel. Comme les veines du domaine Nord et du domaine Sud possèdent des caractéristiques structurales distinctes, les deux domaines ont été analysés séparément avant d'être intégrés dans un modèle structural unique. L'analyse cinématique des systèmes de failles est en grande partie basée sur l'hypothèse que la formation de veines en

tension peut être utilisée pour déterminer le sens de mouvement sur le cisaillement principal dans les zones de faille minéralisées reconnues comme ayant subi du mouvement lors de la mise en place de la minéralisation (Knipe et White, 1979; Ramsay, 1982; Ramsay et Huber, 1983; Rickard et Rixon, 1983; Robert et Poulsen, 2001).

Deux des trois réseaux de veines du domaine Sud fournissent des indications sur son évolution cinématique; soit les veines de cisaillement à pendage nord et les veines de tension horizontales ou à pendage faible vers le nord. Le lien systématique entre les veines de tension et les veines de cisaillement du domaine Sud démontre que les deux systèmes sont étroitement liés et ont été formés de façon pénécontemporaine. Considérant le fait que des fractures d'extension sont généralement initiées perpendiculairement à l'incrément d'extension, et donc dans un plan contenant σ_1 et σ_2 (Ramsay et Graham, 1970; Ramsay et Huber, 1983; Robert et Poulsen, 2001), les veines de tension indiquent un mouvement inverse sur la faille à pendage nord dans les gisements de Royal Hill et de Mayo. Ce mouvement est le même que celui interprété pour l'ensemble des failles E-O du domaine Sud.

Dans le cas du domaine Nord, il semble exister une histoire cinématique légèrement plus complexe que dans le domaine Sud. Sur la figure 5.31 montrant la modélisation des différents systèmes de cisaillement dans le gisement de Koolhoven, l'arrangement des structures minéralisées reproduit assez fidèlement le modèle de Riedel dans un système en décrochement dextre; les structures orientées NO-SE représentant les cisaillements R et les structures orientées OSO-ENE correspondant aux cisaillements P. Les cisaillements de type Riedel sont les structures les plus abondantes dans les gisements du domaine Nord. L'angle que forment les cisaillements R avec le décrochement principal (D) est d'environ 30°, ce qui est

équivalent à l'angle moyen que font le décrochement principal et les structures P, qui sont le miroir des cisaillements R. Des structures minéralisées senestres orientées OSO-ENE ont d'ailleurs été observées en association avec des décrochements dextres orientés ONO-ESE dans le gisement d'East Pay Caro, ce qui est cohérent avec un système global en décrochement dextre. Les veines de tension nord-sud, communément observées dans le domaine Nord (mais aussi dans le domaine Sud) sont aussi cohérentes avec le modèle de Riedel où des fractures d'extension se développent parallèlement avec la contrainte maximale. De plus, tel qu'observé sur le terrain, les veines nord-sud montrent localement une forme sigmoïdale qui appuie l'existence de cisaillement dextre sur la faille principale.

Les relations de recoupement généralement observées entre les veines de tension nord-sud et les veines de tension à pendage nord suggèrent que les veines nord-sud sont plus précoces. Par contre, les relations de recoupement entre ces populations de veines n'étant pas systématiquement observées, il est probable que ces populations soient globalement contemporaines, et leur relation de recoupement témoignerait de la formation cyclique générale du district minéralisé avec plusieurs incréments de déformation (Robert et Poulsen, 2001). La similitude de leur patron d'altération suggère aussi que les deux populations de veines sont issues des mêmes fluides, ce qui appuie leur formation contemporaine. Les déplacements inverses des veines nord-sud par les veines à pendage nord (retour figure 5.36b et 5.43) indiqueraient que les veines à pendage nord sont plutôt des veines d'extension obliques, tout aussi cohérente avec une orientation globale des contraintes N-S (Robert et Poulsen, 2001).

Par conséquent, comment peuvent s'intégrer, à l'échelle du district minéralisé de Rosebel, les différents éléments structuraux minéralisés et leur évolution cinématique? Plusieurs informations clés sont présentes dans les deux domaines : 1-

l'existence de contraintes principales orientées N-S, 2- la formation de failles inverses orientées approximativement est-ouest, 3- la présence de failles dans domaine Nord montrant un mouvement dextre contemporain à la minéralisation, 4- la présence de plusieurs éléments structuraux caractéristiques de Riedel. En reprenant l'hypothèse d'un système s'apparentant au modèle de Riedel avec des contraintes orientées N-S, il est possible de reproduire la plupart des éléments associés à un tel système, soit : des structures en cisaillement R et P, des failles inverses orientées E-O, des fractures d'extension orientées N-S (veines), et finalement, l'existence d'un décrochement majeur dextre (figure 7.4). La formation de failles inverses dans un tel système sert à accommoder le raccourcissement, alors que les structures R et P sont des cisaillements subsidiaires. Selon le modèle classique de décrochement en cisaillement simple, le régime tectonique est considéré en transtension si l'angle entre D et σ_1 est inférieur à 45° et en transpression si cet angle est supérieur à 45° (Bartlett *et al.*, 1981; Dewey *et al.*, 1998). L'angle formé entre la contrainte principale σ_1 orientée N-S et le décrochement principal D orienté N295°-300° étant de 65° , le régime tectonique lié à la mise en place de la minéralisation est interprété comme étant un système en transpression. Cet état de contraintes est similaire à celui interprété pour l'épisode de déformation des roches du bassin sédimentaire suite à la dernière rotation des contraintes.

Le mouvement normal inféré de la faille majeure du domaine Nord serait par conséquent plus tardif, mais sa chronologie post-minéralisation est incertaine. Sa présence est toutefois cohérente avec la disposition des unités stratigraphiques, puisque les faciès sédimentaires supérieurs de la séquence arénitique dans le toit de la faille sont juxtaposés aux unités inférieures de la séquence volcanique du mur de la faille.

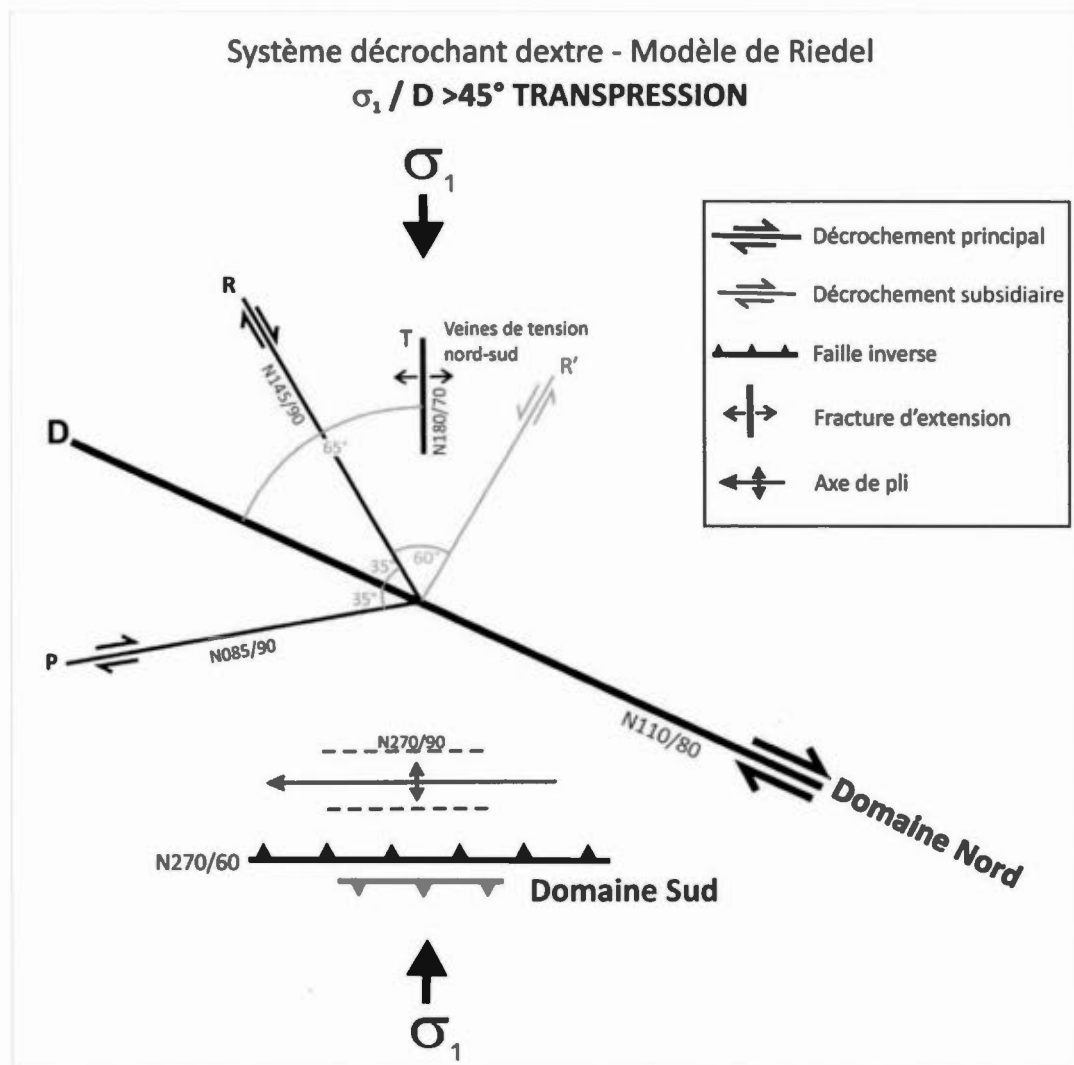


Figure 7.4
 Modèle tectonique de mise en place de la minéralisation dans un système en décrochement dextre.

7.2.4 Paramètres structuraux favorables

La mise en place de la minéralisation, bien que directement reliée aux derniers stades de déformation du Bouclier Guyanais, résulte en fait de la conjoncture de plusieurs événements tectoniques qui ont créé un environnement favorable pour la formation

du district minéralisé de Rosebel (figure 7.5, figure 7.6). L'évolution du district minéralisé de Rosebel débute donc avec la formation des roches volcaniques et la mise en place de l'intrusion de tonalite à 2164-2165 Ma. Plus de 90 million d'années plus tard, un régime en transtension caractérisé par la présence de failles décrochantes senestres orientées ONO-ESE et de failles normales orientées OSO-ENE a initié la formation d'un bassin sédimentaire. Les formations de Rosebel et d'Armina se sont déposées progressivement dans ce bassin sédimentaire postérieurement à 2,07 Ga, le jeu des failles contrôlant la distribution des faciès sédimentaires et la source des sédiments. Suite à une rotation des contraintes de NE-SO à NNE-SSO, une phase de compression a déformé le bassin sédimentaire et entraîné la formation d'une série de failles de chevauchement, particulièrement dans la partie nord du bassin sédimentaire, mais aussi dans le district minéralisé.

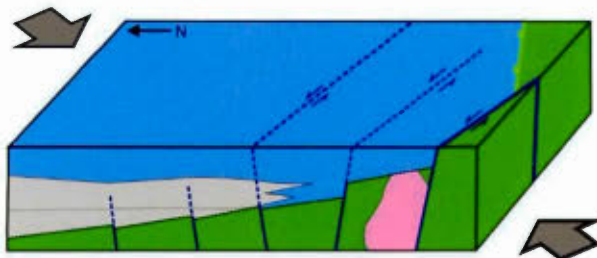
Avec la continuation de la rotation antihoraire des contraintes, cette phase de compression a progressivement évolué vers un régime en transpression selon des contraintes N-S. Les failles liées à la formation du bassin sédimentaire ont alors potentiellement été réactivées en structures décrochantes dextres, avec la présence de mouvements obliques à composante inverse, alors que de nouvelles structures décrochantes se sont formées. Ce système décrochant dextre est directement associé à la mise en place de la minéralisation dans le domaine Nord et se traduit par la formation de cisaillements associés au modèle Riedel, ainsi qu'à la formation de veines de tension nord-sud sub-verticales. La formation légèrement tardive de veines d'extension obliques à mouvement inverse et à pendage nord est aussi cohérente avec des contraintes principalement orientées nord-sud.

La mise en place de la minéralisation représente donc les derniers stades d'un épisode en transpression qui a affecté les roches du district minéralisé de Rosebel, et

possiblement l'ensemble des ceintures de roches vertes présentes au nord du Bouclier Guyanais. L'assemblage de ces structures montre un patron complexe qui est relié à la formation de réseaux de cisaillements et de fractures d'extension variées. Les contrôles stratigraphiques sont aussi de grande importance puisque la minéralisation s'est mise en place préférentiellement le long d'hétérogénéités stratigraphiques. Le fait que la phase de circulation hydrothermale ne soit pas associée à des déplacements majeurs le long des failles et que les veines de tension ne montrent pas de signes significatifs de déformation indiquent que la mise en place de la minéralisation s'est principalement produite durant les derniers incréments de déformation. Par contre, l'association étroite entre la formation de veines de type « saddle reef » dans les charnières de plis à Royal Hill et la formation de stockworks minéralisés dans les charnières de plis plus serrés de Pay Caro et d'East Pay Caro indiquent que certaines veines ont eu la possibilité de se former lors du plissement des séquences sédimentaires et volcaniques, et sont par conséquent plutôt syn-tectoniques. La mise en place de la minéralisation dans le district de Rosebel résulte donc d'une longue histoire de circulation hydrothermale, qui a débuté avec le plissement des unités et s'est poursuivi jusque dans les derniers stades de déformation des ceintures de roches vertes.

< 2,07 Ga

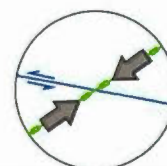
Dépôt de formations sédimentaires d'Armina et de Rosebel dans un bassin pull-apart le long de structures décrochantes senestres et normales



Contraintes

NE-SO à ENE-OSO

Régime en transtension



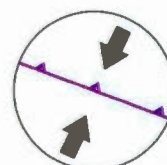
< 2,05 Ga

Amorce de la déformation des unités sédimentaires avec plissement et formation de failles de chevauchement



NNE-SSO

Régime en compression



< 2,05 Ga

Verticalisation (?) des chevauchements préexistants, réactivation des structures en décrochement dextre et formation de failles inverses dans le bassin

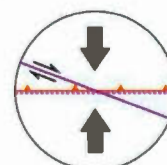
< 2,00 Ga

Mise en place de la minéralisation



N-S

Régime en transpression



Géométrie actuelle suite à l'érosion



Légende

- Faille normale
- Faille senestre
- Faille inverse pré-minéralisation
- Faille inverse syn -minéralisation
- Trace axiale (plis)
- Corridor minéralisé

Figure 7.5

Modèle de l'évolution géodynamique de la région du district minéralisé de Rosebel, de la formation des bassins sédimentaires à la mise en place de la minéralisation.

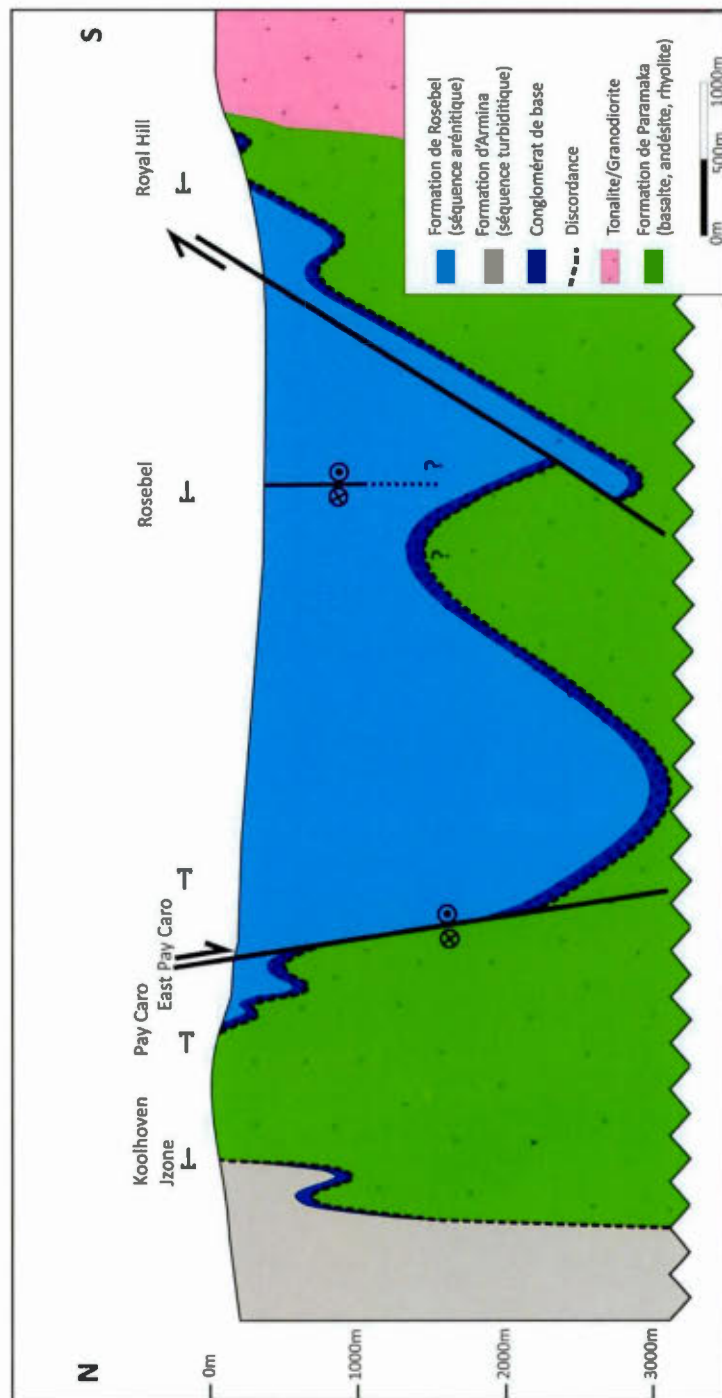


Figure 7.6
Interprétation géologique en section verticale orientée nord-sud de la région du district minéralisé de Rosebel.

L'ensemble de ces paramètres montre que le district minéralisé de Rosebel a été un environnement propice pour la mise en place de gisements d'or orogéniques. Un des premiers points favorables est la présence d'un régime en compression tout d'abord reconnu dans les roches du bassin sédimentaire, qui a passé progressivement à un régime en transpression, qui dans ces stades finaux, est lié à la mise en place de la minéralisation. En effet, tel qu'observé à l'échelle mondiale et suggéré par Goldfarb *et al.* (1991), les orogènes qui passent d'une convergence orthogonale à une convergence oblique (en transpression ou en transtension) ont pour résultat d'augmenter la perméabilité à l'échelle de la croûte, pour ensuite permettre une migration des fluides à grande échelle. Goldfarb *et al.* (1991, 2001) soulignent l'importance de la présence de structures sub-verticales qui ont la capacité de drainer les fluides hydrothermaux profonds de la croûte pour ensuite être réactivées en décrochement, favorisant ainsi le transport et le relâchement des fluides dans les niveaux supérieurs de la croûte. Donc la présence de structures verticales profondes liées à la formation du bassin sédimentaire se serait avérée cruciale pour la mise en place de la minéralisation, ce qui est appuyé par le fait que ces dernières sont souvent localisées à proximité des gisements dans le district minéralisé de Rosebel.

De plus, la présence d'épaississement crustal couplé à des soulèvements en équilibre isostatique est critique pour l'établissement d'une dynamique de fluides nécessaire à la formation de gisements d'or orogéniques (Norris et Henley, 1976; Groves *et al.*, 1987; Goldfarb *et al.*, 2001). L'épaississement crustal marqué par le métamorphisme de l'ensemble des roches du district, ainsi que le soulèvement isostatique servant à accommoder l'épaississement crustal marqué par l'occurrence de mouvements normaux le long de failles sub-verticales dans le gisement de Pay Caro, appuient la présence d'un régime tectonique favorable à une dynamique de fluides optimale. Finalement, la possible réactivation de certaines failles au cours de l'évolution du

district minéralisé de Rosebel aurait aussi représenté un paramètre favorable dans la formation des gisements, en favorisant et facilitant la mise en place de structures aurifères et en augmentant la perméabilité du district (Cox *et al.*, 2001). L'assemblage de ces systèmes de failles diverses formées durant différents épisodes de l'évolution tectonique du district minéralisé a conduit à la formation d'un réseau de failles complexes et interconnectées. Les fluides hydrothermaux ont donc pu circuler et séjourner dans ces failles et ainsi lessiver et concentrer l'or pour ensuite le précipiter dans des pièges structuraux ou lithologiques disponibles dans les niveaux supérieurs de la croûte.

7.3 ÉVOLUTION DU DISTRICT MINÉRALISÉ DE ROSEBEL DANS LE CADRE GÉODYNAMIQUE DU BOUCLIER GUYANAIS

7.3.1 Évolution tectonique des ceintures de roches vertes et bassins sédimentaires tardifs

Bien que les données de géochronologie et l'analyse structurale faite dans les roches du district minéralisé de Rosebel ouvrent de nouvelles perspectives sur l'évolution géodynamique du Bouclier Guyanais (figure 7.7), l'enchaînement des événements qui ont eu cours dans le district peut s'insérer en partie dans le modèle général de Delor *et al.* (2003b). Les âges obtenus sur la séquence volcanique (2164,6 +1,5/-1,4 Ma) et sur l'intrusion tonalitique (2165,3 +2,5/-1,8 Ma) sont cohérents avec ceux des ceintures de roches vertes et suites TTG associées. Par contre, le dépôt des formations d'Armina et de Rosebel est significativement plus jeune que les âges proposés dans la littérature. La Formation d'Armina était généralement considérée comme synchrone ou tardive par rapport à la formation des arcs volcaniques des ceintures de roches vertes. L'âge minimal obtenu dans les conglomérats de la séquence turbiditique dans

le district minéralisé de Rosebel montre que cette formation postdate d'au minimum 70 millions d'années le volcanisme de la région. De plus, l'analyse stratigraphique du bassin sédimentaire a démontré que les roches des formations d'Armina et de Rosebel se sont déposées dans un même bassin sédimentaire, les roches de l'Armina représentant les faciès profonds de ce bassin. Ceci implique que les roches de la Formation d'Armina sont en fait du même âge que celles de la Formation de Rosebel, soit plus jeune que 2071 Ma, et postdatent donc d'au minimum 90 millions d'années l'épisode volcanique.

À l'échelle du Bouclier Guyanais, le modèle de bassin en pull-apart pour le dépôt des sédiments arénitiques présents en Guyane Française et au Suriname semble cohérent avec les structures identifiées dans le district minéralisé de Rosebel : soit la présence de structures sub-verticales orientées ONO-ESE couplées à des structures OSO-ENE qui pourraient marquer la limite d'un de ces bassins sédimentaires. La formation des bassins est interprétée comme ayant eu lieu au cours de la seconde phase de l'orogénie transamazonienne majeure (D2a, Delor *et al.* 2003b), soit entre 2,11 et 2,08 Ga. Les âges maximaux obtenus dans les conglomérats des niveaux inférieurs de la Formation de Rosebel indiquent cependant que la sédimentation ne peut avoir débutée avant 2,071 Ga. La formation de bassins en pull-apart dans la partie Nord du Bouclier Guyanais ne serait donc pas synchrone avec l'épisode de magmatisme granitique daté entre 2,11 et 2,08 Ga tel que proposé par Delor *et al.* (2003a). La présence de populations de zircons détritiques à 2094 Ma, 2088 Ma et 2076 Ma dans différents échantillons de roches sédimentaires du district minéralisé de Rosebel montre qu'il existe fort probablement une contribution sédimentaire de la part des intrusions granitiques D2a dans le bassin déritique, supportant le fait que les deux événements ne peuvent être synchrones.

La déformation des deux unités sédimentaires ainsi que des roches volcaniques et intrusives sous-jacentes est interprétée dans le district minéralisé de Rosebel comme étant liée à des contraintes orientées NNE-SSO à N-S (voir ci-dessus). Une orientation de contraintes passant progressivement de NE-SO avec la formation des bassins en pull-apart, à une déformation associée à des contraintes N-S n'est pas en accord avec le modèle de Delor *et al* (2003b), qui proposent plutôt la continuation de la déformation lors de l'orogénie transamazonienne tardive sous forme d'un étirement crustal lié à un régime senestre sous des contraintes orientées NO-SE jusqu'à 2,0-1,93 Ga. L'analyse cinématique des plis et principales structures du district minéralisé sont difficilement intégrables dans ce dernier modèle, tout comme pour le modèle de mise en place de la minéralisation, tel que présenté ci-dessus.

La présence de cisaillements dextres orientés ONO-ESE, n'est d'ailleurs pas restreinte au district minéralisé de Rosebel, puisque ceux-ci ont aussi été reconnus dans la partie nord de la Guyane Française où ils recoupent les bassins sédimentaires, mais sont interprétés comme des structures ayant accommodé un étirement crustal E-O (Delor *et al.*, 2003b). Malgré tout, cette orientation et ce mouvement proposés par ces auteurs concordent difficilement avec la formation de failles dextres d'accommodation, la présence d'un tel système dextre serait plutôt orienté NNO-SSE à N-S dans un système impliquant des contraintes NE-SO. De plus, ces décrochements dextres orientés ONO-ESE sont dominants dans la partie nord de la Guyane Française par rapport aux décrochements senestres qui sont plutôt orientés est-ouest (Delor *et al.*, 2003a; Théveniaut, 2006). Ces décrochements dextres, tout comme dans le cas de Rosebel, s'expliquent mieux et plus simplement par la présence de contraintes orientées plus ou moins N-S. Ces cisaillements étant datés en Guyane Française à 2,06-2,05 Ga, il est dès lors possible de poser un âge minimum à ce changement important d'un régime en transtension senestre à un régime en transpression dextre

dans le Bouclier Guyanais. Ce type de cisaillement dextre se retrouve aussi dans le gisement d'Omai en Guyane où la minéralisation du dépôt Wennot s'est mise en place dans un corridor de décrochement dextre orienté ONO-ESE (Voicu *et al.*, 1997a, b, 1999, 2000). D'autres données structurales et géochronologiques dans le Bouclier Guyanais confirment la présence de contraintes N-S dans les stades les plus tardifs de l'orogénie transamazonienne. Dans un premier temps, la présence dans l'assemblage plutono-volcanique du groupe d'Uatuma (2,03-1,81 Ga) de plis ouverts orientés E-O témoigne de contraintes N-S (Bosma *et al.*, 1984; Gibbs et Barron, 1993). De plus Valério *et al.* (2009) reconnaissent dans des roches rhyolitiques datées à 1883 ± 4 Ma des structures orientées NO-SE montrant des signes de cisaillements dextres formés sous des conditions des schistes verts, ce qui concorde aussi avec la présence de contraintes orientées N-S jusque tardivement dans l'évolution du Bouclier Guyanais. L'ensemble de ces éléments, en plus des observations faites dans le district minéralisé de Rosebel indiquent que l'ensemble du Bouclier Guyanais fut dominé, à partir d'environ 2,05 Ga jusqu'à 1,88 Ga, par un système de contraintes orientées N-S avec la formation de cisaillements dextres orientés ONO-ESE. Les stades intermédiaires de ce régime correspondent à la mise en place de la minéralisation dans le district de Rosebel et dans d'autres régions du Bouclier Guyanais.

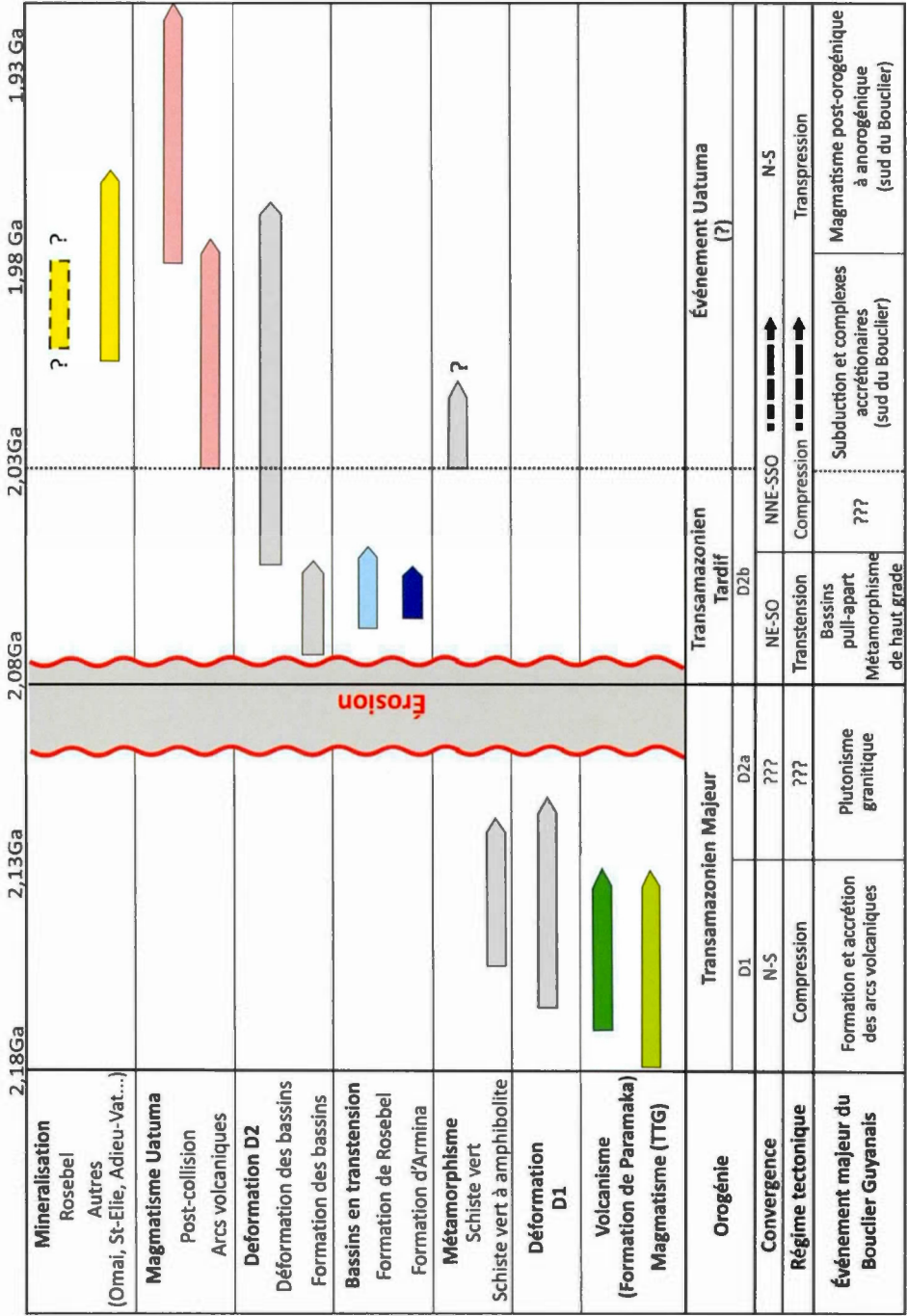


Figure 7.7
Chronologie des événements géologiques ayant résulté en la formation du district minéralisé de Rosebel en relation avec les événements géodynamiques ayant affecté le Bouclier Guyanais

7.3.2 Chronologie et moteur de la circulation hydrothermale à l'échelle crustale

Les éléments nécessaires à la formation d'un gisement d'or orogénique de classe mondiale ont été abordés à travers les années, et encore à ce jour, par plusieurs auteurs. Alors que certains auteurs privilégient l'importance du contexte tectonique global, d'autres auteurs vont favoriser une approche plus centrée sur la source de l'or, et donc sur la nature des roches environnantes et des processus géochimiques, magmatiques et métamorphiques. Ces deux approches découlent du fait qu'il est globalement reconnu que la formation de gisements d'or orogéniques résulte de la conjonction entre : 1- un chemin prédéfini par lequel les fluides vont pouvoir circuler (perméabilité), 2- une certaine étanchéité qui permettra de confiner les fluides lors de la précipitation de l'or, 3- un moteur de la circulation des fluides et 4- une source à la fois de fluides et d'or (Groves *et al.*, 1998; Hagemann et Cassidy, 2000; Goldfarb *et al.*, 1991, 2001, 2005; Cox *et al.*, 2001; Bierlein *et al.*, 2006; Tomkins, 2010).

Les observations faites à Rosebel ont démontré la présence d'un système en transpression qui est l'une des conditions de base de formation des gisements d'or orogéniques. Bien que la présence d'un tel régime ait été propice à la mise en place de la minéralisation aurifère à Rosebel, puisque ces conditions entraînent la formation de systèmes de failles profondes à grande échelle qui permettent une circulation extensive des fluides (Sibson *et al.*, 1988; Hogson, 1989; Goldfarb *et al.*, 1991; Cox *et al.*, 2001), ces conditions ne suffisent pas à elles seules à former un gisement d'or orogénique. Par conséquent, quels sont les éléments clés qui doivent être ici analysés à la lumière des concepts aujourd'hui généralement débattus et/ou acceptés? L'existence de multiples familles de failles et de plusieurs unités lithologiques ayant à la fois favorisé la circulation des fluides et leur confinement local dans des pièges structuraux et lithologiques a déjà été discutée en détail et ne sera donc pas abordée

dans cette section. Par contre, d'autres éléments importants tels que la chronologie de minéralisation, le moteur de circulation des fluides et la source de ces mêmes fluides et de l'or seront ici abordés dans le cadre des modèles de formation des gisements d'or orogéniques et dans le contexte géologique régional et local.

Il n'existe pas de datations isotopiques de la minéralisation dans le district minéralisé de Rosebel. Par contre, les observations de terrain démontrent que la mise en place des veines est relativement tardive par rapport à l'évolution géodynamique des ceintures de roches vertes. Cette chronologie de minéralisation tardi-orogénique est aussi reconnue dans plusieurs indices minéralisés du Bouclier Guyanais tels qu'Omai (Bertoni *et al.*, 1991; Elliott, 1992; Norcross *et al.*, 2000; Hallbauer et Voicu, 1998; Voicu *et al.*, 1999, 2000), Eagle Mountain (Voicu *et al.* 2001), St-Élie (Ellis, 1986; Lafrance *et al.*, 1997, 1999), Dorlin (Marcoux and Milési, 1993; Milési *et al.*, 1995; Vanderhaege *et al.*, 1998; Lerouge *et al.*, 1999) ou encore Las Christinas (Gray *et al.*, 1993; Bernasconi, 1997). La documentation géochronologique de certains de ces gisements d'or orogéniques dans le Sillon Nord Guyanais atteste du caractère tardif de la minéralisation aurifère. Les indices de St-Élie et d'Adieu-Vat livrent des âges qui se rangent entre 2002-1983 Ma (Ellis, 1986; Lafrance *et al.*, 1997, 1999) et 2023-1955 Ma (Marcoux et Milési, 1993; Milési *et al.*, 1995), respectivement. Dans la partie ouest de la Guyane, le gisement d'or d'Omai qui est encaissé dans les ceintures de roches vertes donne un âge de 2002 Ma pour la mise en place de la minéralisation (Norcross *et al.*, 2000). Il existe donc à l'échelle du Bouclier Guyanais un événement minéralisateur de grande envergure qui a eu lieu au cours des stades tardifs de l'orogénie transamazonienne telle que décrite par Delor *et al.* (2003b). Ces âges sont au minimum 120 millions d'années plus jeunes que la formation des ceintures de roches verte et possiblement plus de 50 millions d'années plus jeunes que le dépôt

des formations de Rosebel et d'Armina. Un âge similaire pour la minéralisation aurifère est proposé pour la formation du district minéralisé de Rosebel.

Il est globalement reconnu que la formation de gisements d'or orogéniques nécessite la présence de gradients géothermiques et/ou de pression hydraulique qui vont permettre d'initier la circulation des fluides. Hodgson (1993), Kerrich *et al.* (2000), Goldfarb *et al.* (2001) et Bierlein *et al.* (2001, 2004, 2006) insistent sur l'importance d'un gradient géothermique comme moteur de circulation des fluides. Bierlein *et al.* (2006) supportent donc une série de mécanismes géothermiques, tels qu'un épaissement crustal due à un sous-plaquage de copeaux océaniques dans le prisme d'accrétion (Kerrich et Wyman, 1990; Foster et Gray, 2000), l'influence d'une plume mantellique dans les zones de subduction (Condie, 2004), ou encore une érosion ou une délamination de la lithospère océanique subductée (Collins, 1994; Kerrich *et al.*, 2000; Wortel et Spakman, 2000). Ces auteurs indiquent qu'il est nécessaire d'avoir un « mince » manteau lithospérique sub-continental ou encore non-stabilisé (permettant par exemple une délamination du manteau) afin de favoriser ces événements qui vont générer des conditions de température particulièrement élevées. Cet élément implique donc que la période entre la formation des roches encaissantes et la mise en place de l'or doit être plutôt restreinte, soit quelques millions à quelques dizaines de millions d'années au maximum.

Tomkins (2010) met aussi l'emphasis sur la nécessité d'avoir des incréments de déformation pour initier la circulation des fluides (compression). Il considère donc les gradients géothermiques telle que la mise en place d'intrusions dans la croûte moyenne favorables, mais non essentielles à la formation de gisements orogéniques. Tomkins (2010) reproche donc aux hypothèses d'environnements tectoniques proposés ci-dessus de générer des conditions d'extension, plutôt que de compression,

et de n'être donc pas efficaces pour initier une circulation importante des fluides. Il privilégie plutôt l'hypothèse de la formation d'un bassin arrière-arc qui a été ultérieurement inversé en compression, peu de temps après la phase d'extension. Cette inversion aurait pu être engendrée par des éléments tels que la subduction d'une ride océanique (Haeussler *et al.*, 1995), l'influence d'une plume mantellique (Barley *et al.*, 1998; Condie, 2004), ou encore l'accrétion d'arcs volcaniques ou micro-continentaux qui entraîneraient une inversion dans la région arrière-arc (Collins, 2002). L'apport de chaleur est ici important, non pas en majeure partie pour la circulation des fluides, mais afin d'engendrer les conditions de métamorphisme de basse pression – haute température. De telles conditions sont nécessaires afin de générer des fluides provenant de la dévolatilisation des roches, en majeure partie causée par la décomposition de la chlorite.

En se référant aux ceintures de roches vertes et à la géologie de la partie nord du Bouclier Guyanais, et en considérant les âges moyens de minéralisation d'environ 1,98-2.00 Ga, il ne semble à priori exister aucun de ces mécanismes susceptibles de fournir ces éléments cruciaux pour l'initiation d'une circulation hydrothermale majeure pouvant générer les gisements d'or orogéniques du Bouclier Guyanais, incluant Rosebel. En effet, les roches formant le sous-bassement volcanique ont été formées et déformées bien avant la mise en place de la minéralisation. De plus, tel que supposé par Delor *et al.* (2003b), le Bouclier Guyanais aurait été soumis à des contraintes entraînant un étirement crustal jusque dans les stades les plus tardifs de l'orogénie Transamazonienne (1,93 Ga). Ce contexte en extension n'aurait donc pas été favorable pour la formation de gisements d'or orogéniques. Par contre, les observations faites à Rosebel et l'analyse structurale qui en découle démontrent clairement que des conditions d'extension n'ont pu être dominantes après le dépôt des séquences sédimentaires de Rosebel et d'Armina, et qu'un régime en

compression a succédé à l'épisode sédimentaire. Ces observations combinées aux théories actuelles démontrent donc que le moteur d'initiation de circulation des fluides peut être relié : 1- à la compression ou la transpression qui a entraîné la déformation des séquences sédimentaires et volcaniques et/ou, 2- à un événement thermique marginal aux ceintures de roches vertes qui a initié la circulation des fluides.

L'hypothèse d'un bassin arrière-arc inversé est ici intéressante, car les roches volcaniques constituant les ceintures de roches vertes, incluant les basaltes du district minéralisé de Rosebel, sont localement interprétées comme ayant été formées dans des bassins arrière-arc (Voicu *et al.*, 1997a, b; Vanderhaeghe *et al.*, 1998). Par contre, l'important hiatus, soit un minimum de 120-160 millions d'années, qui existe entre ces ceintures de roches vertes formées entre globalement 2,18 Ga et 2,12 Ga et la mise en place de la minéralisation à environ 1,98 Ga ne concorde pas avec une inversion tectonique qui aurait eu lieu peu de temps après l'extension arrière-arc, tel que proposé dans le modèle de Tomkins (2010). Ce hiatus ne coïncide pas non plus avec le modèle privilégié de Bierlein *et al.* (2006) qui suggèrent qu'un mince manteau lithosphérique est critique pour la formation de gisements orogéniques majeurs et que l'épaisseur de ce manteau est directement reliée à la durée d'une orogénie. Par conséquent, la chronologie entre l'orogénie transamazonienne et la mise en place de la minéralisation ne semble a priori pas favorable à la formation extensive de gisements d'or orogéniques dans le Bouclier Guyanais.

D'un autre côté, l'évolution tectonique dans les stades tardifs de l'orogénie transamazonienne a été marquée par la formation de bassins en pull-apart et donc par un amincissement crustal probable, couplé à la formation de structures profondes. Ce contexte présente des analogies avec le gisement de Muruntau dans la

ceinture du Tien Shan en Asie Centrale (Mao *et al.*, 2004), dont les données de géochronologie montrent que la mise en place de l'or est anormalement tardive (160 millions d'années) par rapport à l'histoire pré-minéralisation (Kosityn, 1996; Kempe *et al.*, 2001; Wilde *et al.*, 2001; Mao *et al.*, 2004). Dans ce contexte particulier, la présence de séquences sédimentaires de plate-forme continentale spatialement associées à la minéralisation a été interprétée en termes de périodes d'extension et d'amincissement de la croûte qui auraient permis le dépôt des séquences sédimentaires. L'amincissement de la croûte aurait donc pu former un environnement thermique favorable à la mise en place de gisements d'or lors d'un événement orogénique subséquent (Wilde *et al.*, 2001; Mao *et al.*, 2004). Une telle hypothèse peut s'appliquer au gisement de Rosebel, et au Sillon Nord Guyanais en général, et souligne l'importance des bassins sédimentaires tardifs qui se trouvent au nord du Bouclier Guyanais pour la mise en place de la minéralisation aurifère, la formation de ces bassins dans un régime en transtension étant en fait le résultat d'un amincissement crustal.

Suivant cette hypothèse, il est donc nécessaire de reconnaître un « second » événement orogénique qui aurait pu produire un environnement thermique et tectonique favorable à la formation de gisements orogéniques dans le Sillon Nord Guyanais aux alentours de 1,98 Ga. Dans le sud du Bouclier Guyanais, il existe une importante province magmatique (Uatuma) qui montre une histoire complexe et qui a été formée entre 2,03 et 1,81 Ga (Almeida *et al.*, 1997; Lamarão *et al.*, 2002; Reis *et al.*, 2003; Santos *et al.*, 2000, 2004; Valério *et al.*, 2009). Les roches les plus anciennes de cette province plutono-volcanique, datées entre 2,03 et 1,96 Ga, sont interprétées comme ayant été mises en place dans un contexte d'arc volcanique formé dans un complexe accrétaire de subduction, qui évoluera ultérieurement en contexte de

collision tardive (Reis et Fraga 2002; Almeida *et al.*, 2002; Faria *et al.*, 2002, Reis *et al.*, 2003).

Cet événement témoigne de la présence d'une zone de subduction et d'une zone de collision qui auraient été synchrones à la mise en place de la minéralisation dans le district minéralisé de Rosebel. Outre la présence d'une zone de subduction dans les premiers stades de formation de la province d'Uatuma, certains auteurs évoquent aussi des mécanismes connexes pour expliquer la présence d'une province magmatique de cette importance ($\geq 1,5$ millions km^2). La signature géochimique des roches volcaniques de la province démontre que ces dernières proviennent en partie d'une source mantellique (tel que démontré par les valeurs de ϵ_{Nd} des roches volcaniques). Pour expliquer cette source les hypothèses proposées incluent: 1- l'accrétion de matériel mantellique sous la croûte lithosphérique qui aurait entraîné un soulèvement et une fusion de la croûte continentale (Valério *et al.*, 2009), ou 2- une fusion du manteau lithosphérique causé par une plume mantellique (Pirajno, 2007; Pirajno et Hoatson, 2012; Rocha *et al.*, 2012). Même si ces événements sont considérés comme reliés aux épisodes plus tardifs du magmatisme (post- 1,96 Ga), et donc post-minéralisation, ils indiquent la présence d'un environnement géothermal à fort gradient qui aurait pu être initié plus tôt pendant la phase de subduction.

De tels mécanismes sont aussi reconnus autour de 2,05 Ga avec le métamorphisme de faciès granulitique présent dans la ceinture de Bakhuis qui est interprété en termes de remontée de l'asthénosphère (de Roever *et al.*, 2003; Delor *et al.*, 2003b). Dans le cas présent, les auteurs proposent que l'étirement prolongé du Bouclier Guyanais le long de couloirs senestres a entraîné des perturbations thermiques locales (dans les zones d'étirement maximum) de nature mantellique, et donc une remontée de l'asthénosphère ayant métamorphisé les roches dans des conditions d'ultra haute

température. Même si les observations faites à Rosebel ne sont pas cohérentes avec l'existence de coulisements senestres prolongés exclusivement associés à des contraintes NE-SO jusque dans les stades les plus tardifs de l'orogénie Transamazonienne, il est démontré que des phénomènes thermiques particuliers ont bien entraîné localement un métamorphisme de très haut grade aux alentours de 2,05 Ga.

L'occurrence de tels mécanismes n'est pas prouvée aux alentours de 2,00-1,98 Ga pendant la minéralisation à l'échelle régionale, par contre ils ont eu lieu avant (Bakhuys) et après (Uatuma) dans la même région, témoignant d'une activité géothermique importante durant l'orogénie Transamazonienne tardive. Les mécanismes proposés par les différents auteurs sont tous reliés à une remontée de l'asthénosphère, un événement susceptible 1- de créer un gradient géothermique suffisant pour initier une circulation hydrothermale d'échelle crustale et 2- d'entraîner un soulèvement de la croûte, favorable à la circulation hydrothermale. Par conséquent, il est possible que l'épisode volcanique et magmatique de l'Uatuma soit en fait le moteur thermique de la circulation hydrothermale et/ou d'un métamorphisme régional de faible pression, mais de température élevée dans les ceintures de roches vertes et les bassins sédimentaires associés. La collision et la subduction qui ont engendré la formation des roches plutono-volcaniques de l'Uatuma pourraient être la cause du changement dans le régime tectonique régional, qui est ici interprété comme ayant débuté à un âge moyen de 2,05 Ga dans le nord de la Guyane Française. Cet âge pourrait représenter les premiers stades de collision qui ont eu lieu au sud, engendrant par la suite la formation d'arcs volcaniques à 2,03 Ga.

7.3.3 Source des fluides hydrothermaux aurifères

L'absence d'intrusions datées à environ 2,0-1,98 Ga dans le district minéralisé de Rosebel indique qu'il est peu probable que la source des fluides soit une intrusion proximale. De plus, suivant l'évolution géodynamique du Bouclier Guyanais, rien ne démontre la présence d'intrusions de cet âge dans les ceintures de roches vertes de la partie nord du Bouclier. La minéralisation elle-même ne montre pas de caractéristiques typiques de veines mises en place en relation à une intrusion, mais montre plutôt des affinités structurales, avec: 1- l'alignement des ceintures minéralisées le long de failles régionales, 2- le style structural de la minéralisation dominé par des associations de veines de cisaillement et de veines de tension, plutôt que des stockworks et 3- l'absence de zonalité d'altération latérale et verticale (Goldfarb et Santosh, 2014). Conséquemment, la source des fluides doit résulter d'une source métamorphique, ou possiblement d'une source magmatique distale.

L'hypothèse la plus globalement acceptée est que la source des fluides dans les gisements d'or orogéniques serait d'origine métamorphique (Goldfarb *et al.*, 2005; Phillips et Powell, 2009), bien que certains gisements d'âge Archéen pointent plutôt vers une source magmatique basée sur des études isotopiques du soufre (Kendrick *et al.*, 2011; Xue *et al.*, 2013). La source la plus probable du soufre dans des fluides métamorphiques est reconnue comme provenant de la libération du soufre lors de la décomposition de la pyrite en pyrrhotite sous des conditions pression et température allant du faciès des schistes verts inférieur à amphibolite (Powell *et al.*, 1991; Craig et Vokes, 1993; Phillips, 1993). La fenêtre de libération du soufre métamorphique correspond aussi à la décomposition de la chlorite qui libère le H₂O. Des conditions de faible à moyenne pression et de température allant au maximum jusqu'à environ 650°C vont produire une quantité de fluides importante et favoriser

en même temps la libération du soufre afin de maintenir l'équilibre du fluide ($\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{S}$).

De plus, les travaux de Tomkins (2010) démontrent que les roches sédimentaires pélitiques métamorphisées ont la capacité de former les fluides les plus riches en H_2S qui est nécessaires au transport de l'or. En effet, le métamorphisme prograde de roches volcaniques mafiques n'engendre pas une quantité aussi importante de CO_2 que les roches pélitiques riches en graphite (et donc C). Le CO_2 étant en équilibre avec H_2S en la présence de H_2O , une augmentation de CO_2 dans le fluide entrainera par défaut une augmentation du H_2S , facilitant ainsi la libération du soufre provenant de la pyrite (Connolly et Cesare, 1993). Cette source sédimentaire pour le soufre est renforcée par les travaux de Gaboury (2013) qui démontre que la présence d'éthane (C_2H_6) dans des inclusions fluides de gisements de classe mondiale ne peut vraisemblablement résulter que de mécanismes biogénétiques (donc de roches sédimentaires riches en matière organique). Ceci est due au fait que la polymérisation du méthane (CH_4) en C_2H_6 en milieu abiotique ne se produit que dans des conditions de pression et de température allant bien au-delà des conditions de formation des gisements d'or orogéniques (Kolesnikov *et al.*, 2009). Par conséquent, le métamorphisme de séquences pélitiques fournit non seulement une quantité de fluides nécessaires à la formation de gisements d'or orogéniques, mais fournit aussi le soufre nécessaire au transport de l'or sous forme de complexes sulfurés. Le budget aurifère des roches métamorphiques à l'échelle régionale est majoritairement contenu dans la pyrite (Glasson et Keays, 1978; Pitcairn *et al.*, 2006; Large *et al.*, 2009), ce qui renforce l'hypothèse des roches pélitiques sédimentaires métamorphisées comme étant la source aurifère principale des gisements d'or orogéniques.

Dans le cas de Rosebel, ou encore de certains gisements aurifères contenus dans les ceintures de roches vertes du Bouclier Guyanais, il existe une étroite association entre les gisements et la présence de roches sédimentaires pélitiques, représentées au Suriname par la Formation d'Armina. Dans le district minéralisé de Rosebel, tel qu'observé dans les gisements de Koolhoven et de JZone, cette formation sédimentaire contient également des horizons riches en graphite témoignant de l'abondance de matière organique lors du dépôt des sédiments.

Le métamorphisme dans la partie nord du Bouclier Guyanais varie entre des faciès granulitiques dans la ceinture de Bakhuis, de schistes verts à amphibolite dans les ceintures de roches vertes et de schistes verts inférieur à schistes verts dans les bassins sédimentaires tardifs (Gibbs et Baron, 1993). Dans la littérature, le métamorphisme dans les roches volcaniques est principalement attribué à la mise en place des suites TTG à 2,18-2,13 Ga (Voicu *et al.*, 2001), alors que le métamorphisme de faciès granulitique observé dans la ceinture de Bakhuis est daté à 2,07-2,05 Ga (de Roever *et al.*, 2003). Le métamorphisme des roches sédimentaires est interprété comme étant synchrone au métamorphisme de la ceinture de Bakhuis (Delor *et al.*, 2003b). Par contre, vu l'âge maximal du dépôt des séquences sédimentaires (*e.g.* 2,071 Ga), un âge de 2,07 à 2,05 Ga semble un peu trop ancien pour avoir affecté l'ensemble de la pile sédimentaire. Par conséquent, un autre épisode métamorphique tardif ne dépassant pas les conditions de pression-température du faciès des schistes verts a aussi affecté l'ensemble des roches du Bouclier Guyanais, incluant les roches sédimentaires les plus jeunes. Cet épisode métamorphique, couplé à la déformation en transpression des ceintures de roches vertes et des bassins sédimentaires associés, aurait pu entraîner à la fois la formation d'une quantité suffisante de fluides aurifères et fournir un moteur de circulation des fluides.

Par contre, la source des fluides pourrait aussi être partiellement reliée à la subduction et à la remontée du manteau proposées à environ 200 kilomètres à l'ouest et au sud des ceintures de roches vertes. Suivant cette hypothèse, la source des fluides suivrait le modèle intrusif distal tel que suggéré dans certaines études (Phillips et Groves, 1983; Goldfarb *et al.*, 1988; Kendrick *et al.*, 2011; Xue *et al.*, 2013) pour les gisements mésothermaux. Le volume important d'intrusions granitiques engendré par l'événement magmatique d'Uatuma a eu le potentiel de fournir une quantité considérable de fluides magmatiques hydrothermaux. Cette hypothèse est cohérente avec le fait que la province magmatique d'Uatuma contient plusieurs indices minéralisés aurifères interprétés comme des gisements épithermaux mis en place dans des roches volcaniques (Juliani *et al.*, 2005). Ces associations représentent bien le modèle tectonique d'emplacement des gisements aurifères épigénétiques de Groves *et al.* (1998) qui suggèrent une formation synchrone des gisements épithermaux et orogéniques dans différents contextes structuraux et dans différents niveaux de la croûte. Bien qu'il ait été démontré que le modèle de continuum de Groves *et al.* (1998) ne peut s'étendre à des faciès métamorphiques au-delà de l'amphibolite moyen et à des températures supérieures à 650°C (Phillips et Powell, 2009; Tomkins et Grundy, 2009; Tomkins, 2010), il est démontré que les fluides engendrés par l'événement magmatique d'Uatuma sont à la fois minéralisés et partiellement synchrones à la mise en place de la minéralisation dans les ceintures de roches vertes du Bouclier Guyanais.

Les observations géologiques locales et régionales combinées aux plus récents travaux effectués dans le domaine des fluides aurifères permettent de proposer un modèle génétique pour la formation du district minéralisé de Rosebel. Dans un premier temps, la présence de bassins sédimentaires contenant des roches pélitiques riches en graphite et métamorphisées au faciès des schistes verts du Suriname à la

Guyane Française semble fournir une source à la fois de fluides, de soufre et d'or tous nécessaires à la formation de gisements d'or orogéniques. Cette observation est cohérente avec les travaux de Tomkins (2010), Gaboury (2013) et Tomkins (2013) qui soulignent l'importante association spatiale entre la plupart des gisements d'or orogéniques et des formations sédimentaires pélitiques de grande envergure. De plus, la présence de telles séquences sédimentaires, interprétées comme ayant été déposées dans des bassins en pull-apart, souligne le fait qu'un amincissement crustal a affecté le sous-bassement volcanique et donc a donc pu permettre la mise en place de gisements d'or orogéniques plus de 140 millions d'années après la formation des ceintures de roches vertes.

D'un autre côté, il est difficile de négliger la présence d'une importante province magmatique au sud qui semble, dans ces premiers stades, synchrone à la mise en place de la minéralisation aurifère dans les ceintures de roches vertes et bassins sédimentaires associés. Quel est donc le rôle de cette dernière par rapport à la minéralisation se trouvant au nord? La contribution aurifère directe de cette province demeure purement spéculative et reste difficile à prouver dans la présente étude, puisqu'elle n'est pas spatialement associée aux gisements d'or orogéniques des ceintures de roches vertes, alors que les bassins sédimentaires montrent une relation directe avec ces derniers. Par contre, il n'est pas exclu que cette province magmatique ait tout de même un lien avec les gisements d'or orogéniques. Tel que mentionné précédemment, cette province magmatique majeure semble résulter de processus géothermiques ayant engendré des conditions de température particulièrement élevées. Ces processus géothermiques pourraient expliquer l'épisode métamorphique tardif observé dans les roches sédimentaires s'étant déposées plusieurs millions d'années après la formation et le métamorphisme des ceintures de roches vertes. Dans de telles conditions, l'événement magmatique d'Uatuma aurait

pu générer les conditions de températures optimales et de faible pression ayant favorisé la décomposition de la chlorite et de la pyrite dans les roches sédimentaires les plus profondément enfouies.

De tels apports de chaleur favorisant la formation de fluides aurifères sont d'ailleurs reconnus par Tomkins (2010) qui soutient que l'injection de larges volumes de magma dans la croûte, sans être essentiel, est bénéfique. En effet, ceci permet d'augmenter les gradients géothermiques et d'apporter un plus grand volume de roches aux conditions de température nécessaires à la formation des fluides et donc d'augmenter la quantité de fluides aurifères. Par conséquent, sans être directement lié à la source des fluides et/ou de l'or, l'événement magmatique d'Uatuma a pu être crucial pour :

- 1- engendrer le métamorphisme de basse pression et température modérée (schistes verts) des roches sédimentaires déposées en discordance sur les ceintures de roches verte,
- 2- créer des gradients géothermiques considérés par certains comme principal moteur de circulation des fluides, ou encore
- 3- être à l'origine du régime en compression ou en transpression qui a prévalu dans les ceintures de roches vertes et qui est aussi considéré comme essentiel pour maintenir une circulation des fluides.

CONCLUSION

L'objectif global de la présente étude était de caractériser le gisement d'or orogénique du district minéralisé de Rosebel. La compréhension du gisement a toutefois nécessité une analyse élargie de la région d'étude afin de mieux comprendre, non seulement les processus de mise en place de la minéralisation, mais aussi l'évolution tectonique pré-minéralisation qui a conduit à l'élaboration d'un contexte favorable pour la mise en place de gisements d'or orogéniques de classe mondiale. Les problématiques au début du projet étaient nombreuses, touchant des aspects de stratigraphie, d'évolution structurale et de moteur de mise en place de la minéralisation. Les travaux effectués dans le district minéralisé de Rosebel ont permis de mieux définir la séquence stratigraphique de la région, de caractériser les épisodes de déformation qui ont affecté les roches et finalement d'établir les différents paramètres géologiques qui ont favorisé la formation du district minéralisé de Rosebel. Dans le cadre régional, une partie des travaux a corroboré certains éléments de la littérature, alors que des aspects ont réfuté les interprétations existantes et permettent donc de contribuer à la compréhension de l'évolution du Bouclier Guyanais dans son ensemble.

Les études sédimentologiques sur les deux formations sédimentaires présentes dans le district, soit la Formation de Rosebel et la Formation d'Armina, ont permis de :

- 1- redéfinir la carte géologique à l'aide d'une reclassification des unités sédimentaires,
- 2- démontrer que les deux formations sédimentaires sont les hôtes de la minéralisation aurifère, et
- 3- conclure que les deux séquences se sont déposées simultanément dans un bassin en pull-apart à un âge inférieur à 2,071 Ga. De façon

complémentaire, les datations faites sur les roches volcaniques et les roches intrusives ont permis de démontrer que l'intrusion tonalitique présente au sud de la propriété est plus ancienne que les deux formations sédimentaires et qu'elle n'est donc pas liée à la mise en place de la minéralisation. L'étude sédimentologique des différents faciès sédimentaires démontre que les environnements de dépôt ont varié entre fluviatile, deltaïque et de plage pour la séquence arénitique (Rosebel), à marin profond pour la séquence turbiditique (Armina). La sédimentation de ces deux formations a été principalement contrôlée par le jeu des failles qui bordaient le bassin sédimentaire, tel que démontré par la distribution des faciès sédimentaires. Les populations d'âges obtenus sur les zircons détritiques indiquent une source de sédimentation principalement du sud. Ces analyses combinées aux analyses de faciès sédimentaires indiquent donc que la partie nord du bassin est celle qui s'est le plus affaissée.

L'analyse structurale du district minéralisé de Rosebel, basée en grande partie sur des travaux de cartographie détaillée et sur les carottes de forage, a permis dans un premier temps de comprendre la géométrie de chaque gisement et de caractériser les différents éléments de déformation ayant affecté le secteur. La chronologie des éléments de déformation se décline en termes de déformation syn-sédimentation, post-sédimentation/pré-minéralisation et syn-minéralisation. L'analyse cinématique des populations de plis et de failles, la caractérisation des textures présentes dans les failles, ainsi que les relations de recoupement ont permis de regrouper les différents éléments de déformation dans les ensembles chronologiques susmentionnés, et ainsi de comprendre les régimes tectoniques et les orientations de contraintes qui ont prévalu pour chaque épisode de déformation. La déformation du district minéralisé, en excluant la déformation D1 dans les roches volcaniques, a donc débuté avec la formation des failles décrochantes senestres et normales qui ont formé les bassins en

pull-apart. La présence de ces failles est tout d'abord suggérée par la distribution des faciès sédimentaires, mais aussi par la présence de cisaillements ductile-cassants dans les roches volcaniques et par les linéaments qui ressortent des cartes géophysiques. La géométrie de ces failles est cohérente avec un modèle en transtension senestre formé sous des contraintes orientées NE-SO. Certaines de ces structures ont ensuite été réactivées au cours de la déformation du bassin qui s'est produite en une phase composite avec 1- la présence d'un régime en compression associé à des contraintes orientées NNE-SSO et 2- par un régime en transpression associé à des contraintes N-S. Les premiers incréments de déformation sont caractérisés par le plissement des unités sédimentaires et volcaniques, par le développement de failles senestres et inverses et par la présence d'une foliation régionale. Le plissement s'est poursuivi durant les incréments de déformation subséquents, qui ont aussi conduit à la réactivation dextre des structures verticales préexistantes et à la formation de nouvelles failles inverses orientées est-ouest.

La mise en place de la minéralisation s'est faite dans les stades les plus tardifs du régime en transpression. Les analyses cinématiques des systèmes de veines démontrent la présence d'un système Riedel en transpression dextre à l'échelle du district, ce qui est cohérent avec une orientation N-S des contraintes. Dans le domaine Sud, l'association entre des veines horizontales et des veines de cisaillement à pendage nord indique la présence d'un mouvement inverse sur la faille. Dans le domaine Nord, la présence d'un réseau de veines de cisaillement représentant les structures P, R et D d'un système Riedel, ainsi que la présence de veines d'extension orientées N-S confirment la présence de contraintes N-S dans un régime en transpression, et donc de la présence d'un décrochement dextre sur la faille principale. L'épisode hydrothermal ayant formé les veines est associé à deux phases de précipitation des minéraux. Bien que la première phase soit plus importante en

termes de volume, la seconde phase est associée à la précipitation de la pyrite et à plus de 90% des occurrences d'or observées.

Les données et les interprétations de la présente étude montrent quelques disparités avec le modèle proposé dans la littérature pour l'évolution géodynamique du Bouclier Guyanais (Delor *et al.*, 2003b) : 1- la Formation d'Armina est considérablement plus jeune que préalablement proposé et par conséquent, cette dernière ne s'est pas déposée dans un contexte d'arc volcanique, mais plutôt dans les bassins en pull-apart, en association avec la Formation de Rosebel. 2- La Formation de Rosebel montrant des âges de dépôt maximaux de 2,071 Ga près de la base de la séquence, le développement des bassins en pull-apart serait plus jeune que les 2,11-2,08 Ga proposés dans la littérature. Cet événement ne serait donc pas lié à l'orogénie transamazonienne majeure, mais bien à l'orogénie transamazonienne tardive. 3- Le régime en décrochement senestre et l'extension crustale n'ont pas pu être actifs à l'échelle du Bouclier à une période ultérieure à 2,05 Ga, âges des structures dextres orientées ONO-ESE au nord de la Guyane Française. De plus, il est démontré que le régime de contraintes dominant dans le district minéralisé de Rosebel lors de la déformation des bassins sédimentaires et de la mise en place de la minéralisation était d'abord compressif puis en transpression. 4- Par conséquent, l'orientation des contraintes lors de l'orogénie transamazonienne tardive à partir d'environ 2,05 Ga aurait été N-S plutôt que NE-SO.

Les datations faites sur des gisements aurifères similaires au gisement de Rosebel dans le Bouclier Guyanais montrent des âges moyens de 2,00-1,98 Ga. Ces âges démontrent qu'il existe un hiatus de plus de 140 à 160 Ma entre la formation des ceintures de roches vertes et la mise en place de la minéralisation. Une telle discordance entre la formation des ceintures de roches vertes et la mise en place de

la minéralisation n'est généralement pas favorable à l'emplacement de gisements de classe mondiale, puisqu'elle pourrait impliquer la présence d'un épais manteau lithosphérique. À l'opposé, un mince manteau lithosphérique est généralement considéré plus optimal pour générer des gradients géothermiques favorables à la circulation hydrothermale. Par contre, la formation tardive de bassins sédimentaires en pull-apart pourrait impliquer la présence d'un amincissement crustal qui aurait engendré les conditions thermiques nécessaires à la formation ultérieure de gisements d'or orogéniques. De plus, la province plutono-volcanique d'Uatuma dans la partie sud du Bouclier Guyanais pourrait aussi avoir un lien avec la mise en place de la minéralisation à l'échelle régionale : 1- les âges de la province se superposent dans le temps à l'âge de mise en place de la minéralisation dans les ceintures de roches vertes et 2- les roches les plus anciennes (2,03 Ga) de la province sont interprétées comme ayant été formées dans un contexte de subduction accrétaire ayant impliqué une fusion partielle du manteau. Cette province aurait donc contribué au gradient géothermique nécessaire pour la circulation hydrothermale dans la croûte.

Finalement, la présence d'un régime en transpression fournissant des incréments de déformation couplée à un amincissement crustal et à de forts gradients géothermiques auraient engendré les éléments nécessaires à une circulation des fluides et à la formation de gisements orogéniques à l'échelle du Bouclier Guyanais. L'association étroite entre des roches pélitiques riches en carbone de la Formation d'Armina métamorphisées au faciès des schistes verts et les gisements d'or orogéniques à l'échelle régionale indiquerait que la source des fluides et de l'or serait le plus probablement ces mêmes roches sédimentaires. Un métamorphisme de basse pression et de température modérée des séquences sédimentaires, possiblement lié à l'événement magmatique d'Uatuma, aurait eu la possibilité de fournir non

seulement une quantité de fluides importante, mais aussi une source de soufre et d'or.

De plus, la présence de bassins sédimentaires tardi-orogéniques est interprétée comme propice à la formation de gisements d'or orogéniques. Dans un premier temps, l'importance des contrôles stratigraphiques à Rosebel démontrent que la diversité des faciès sédimentaires formés dans un bassin tectoniquement actif fournit une série de plans de faiblesses favorables à la circulation hydrothermale. Dans un deuxième temps, ces bassins sont associés à des structures profondes qui ont la capacité de focaliser les fluides en profondeur et qui peuvent être facilement réactivées en décrochement lors d'épisodes de déformation subséquents. Finalement, la formation de tels bassins a probablement engendré un amincissement crustal qui aura généré des conditions thermiques favorables à la circulation hydrothermale dans le Bouclier Guyanais. D'un autre côté, le contexte tectonique intracratonique de mise en place de ces bassins sédimentaires favorise leur préservation et donc la préservation des gisements qui s'y trouvent.

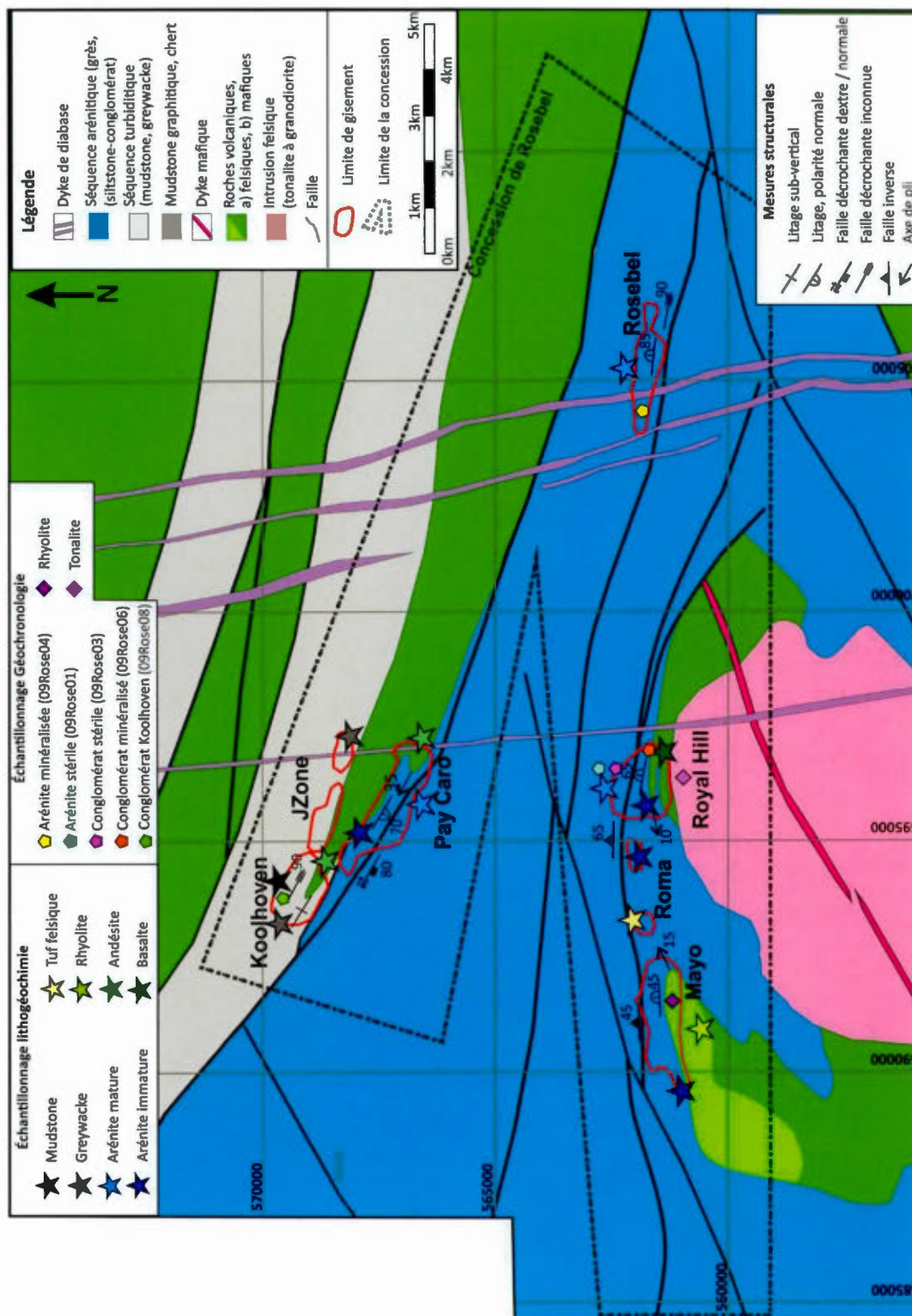
Ce projet représente la première étude détaillée qui a été faite dans le district minéralisé de Rosebel et par conséquent, plusieurs questions restent à débattre. Puisqu'il n'existe pas de datations de la minéralisation à ce jour, il serait intéressant de confirmer l'âge ici proposé et donc de corrélérer dans le temps la formation du district minéralisé de Rosebel aux autres gisements similaires dans les ceintures de roches vertes. Une étude de différents isotopes stables et radiogéniques pourrait aussi permettre de confirmer l'hypothèse ici soulevée en regard à l'origine de fluides. La datation de l'unité de tuf présente dans la Formation de Rosebel pourrait aussi permettre de connaître l'âge exact de dépôt des séquences sédimentaires. À l'échelle du Bouclier Guyanais, les analyses structurales et de datation permettent de soulever

des questions d'ordre plus général. Dans un premier temps, quel est le mécanisme qui a entraîné la formation des bassins en pull-apart et la rotation des contraintes de N-S à NE-SE suite à la phase D1 de Delor *et al.* (2003b)? Pour l'instant, la fenêtre de 50 à 60 millions d'années entre l'accrétion des arcs volcaniques et la formation des bassins en pull-apart ne donne aucune indication sur des éléments géologiques de cette époque qui permettraient d'expliquer ce changement. La présence de plusieurs zircons datés à 2,07 Ga dans les roches sédimentaires du district minéralisé de Rosebel démontre aussi le manque de données de géochronologie dans le Bouclier Guyanais, puisqu'aucun ensemble tectonostratigraphique ne témoigne de cette population d'âge.

D'un autre côté, la transition entre l'orogénie transamazonienne tardive et l'événement magmatique d'Uatuma n'est pas bien définie, mais semble essentielle pour la compréhension des systèmes aurifères présents dans les ceintures de roches vertes. Tel que proposé dans la figure 7.7, serait-il possible que l'événement d'Uatuma marque le changement dans le régime tectonique du Bouclier Guyanais, et serait le principal moteur des événements de déformation qui ont eu lieu dans les bassins tardi-orogéniques des ceintures de roches vertes? Est-ce que cette influence provenant du sud pourrait avoir débuté avant l'âge de formation reconnu des premiers arcs volcaniques (2,03 Ga)? Par contre, le lien entre l'événement d'Uatuma et la déformation tardive des ceintures de roches vertes demeure un défi, puisque les données de la littérature traitent les deux événements d'un point de vue complètement différent, avec les travaux sur la province d'Uatuma principalement effectués au Brésil, et les travaux sur les ceintures de roches vertes effectués en Guyane Française. Il existe donc un écart important entre les deux qu'il serait nécessaire de combler afin de permettre une meilleure compréhension de l'évolution géodynamique du Bouclier Guyanais dans son ensemble.

ANNEXE A

Carte géologique de la concession minière avec localisation des échantillons
(lithogéochimie et géochronologie)



ANNEXE B

Données de limites de détection, QA/QC du laboratoire ALS et localisation (numéro de forage et profondeur) des échantillons

Analytes et limites de détection inférieures et supérieures (ppm)							
SiO ₂	0.01-100%	MgO	0.01-100%	TiO ₂	0.01-100%	BaO	0.01-100%
Al ₂ O ₃	0.01-100%	Na ₂ O	0.01-100%	MnO	0.01-100%	LOI	0.01-100%
Fe ₂ O ₃	0.01-100%	K ₂ O	0.01-100%	P ₂ O ₅	0.01-100%		
CaO	0.01-100%	Cr ₂ O ₃	0.01-100%	SrO	0.01-100%		
Ba	0.5-10,000	Gd	0.05-1,000	Sm	0.03-1,000	W	1-10,000
Ce	0.5-10,000	Hf	0.2-10,000	Sn	1-10,000	Y	0.5-10,000
Cr	10-10,000	Ho	0.01-1,000	Sr	0.1-10,000	Yb	0.03-1,000
Cs	0.01-10,000	La	0.5-10,000	Ta	0.1-2,500	Zr	2-10,000
Dy	0.05-1,000	Lu	0.01-1,000	Tb	0.01-1,000		
Er	0.03-1,000	Nb	0.2-2,500	Th	0.05-1,000		
Eu	0.03-1,000	Nd	0.1-10,000	Tm	0.01-1,000		
Ga	0.1-1,000	Pr	0.03-1,000	U	0.05-1,000		
Ge	5-1,000	Rb	0.2-10,000	V	5-10,000		
Ag	0.5-100	Cu	1-10,000	Ni	1-10,000	Zn	2-10,000
Cd	0.5-1,000	Li	10-10,000	Pb	2-10,000		
Co	1-10,000	Mo	1-10,000	Sc	1-10,000		
As	0.1-250	In	0.005-250	Se	0.2-250		
Bi	0.01-250	Re	0.001-250	Te	0.01-250		
Hg	0.005-25	Sb	0.05-250	Tl	0.02-250		
C	0.01-50%	S	0.01-50%				

QA/QC

16 échantillons ont été dupliqués afin de vérifier la reproductibilité des résultats. Des duplicatas ont été réalisés pour les éléments majeurs (4 paires), les éléments traces (5 paires), certains métaux et la perte au feu (4 paires), et le S et C (3 paires). Les résultats sont présentés au bas de cette page et à la page suivante.

53 standards et de 26 blancs analytiques ont aussi insérés dans la séquence d'analyse afin de valider les résultats. L'ensemble des résultats a été jugé comme valide par le laboratoire.

Élément	Unité	Échantillons							
		118881		118837		118963		118918	
SiO ₂	%	49,4	50	57,2	57,9	59,8	61,1	81,8	81,9
Al ₂ O ₃	%	13,1	13,2	16,8	16,55	16,25	16,55	6,69	6,79
Fe ₂ O ₃	%	12,4	12,6	8,5	8,45	6,68	6,85	4,7	4,75
CaO	%	4,69	4,81	0,91	0,92	2,8	2,9	1,06	1,07
MgO	%	5,23	5,27	2,23	2,21	1,92	1,97	0,46	0,46
Na ₂ O	%	1,83	1,8	1,96	2,02	4,76	4,84	0,42	0,42
K ₂ O	%	0,46	0,46	1,72	1,71	1,32	1,34	1,44	1,47
Cr ₂ O ₃	%	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
TiO ₂	%	0,98	0,99	0,81	0,81	0,55	0,56	0,49	0,5
MnO	%	0,2	0,21	0,05	0,05	0,12	0,12	0,09	0,09
P ₂ O ₅	%	0,08	0,07	0,07	0,08	0,13	0,14	0,04	0,05
SrO	%	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01
BaO	%	0,02	0,02	0,04	0,04	0,08	0,08	0,05	0,05

Élément	Unité	Échantillons							
		118927		118844		118888		118968	
As	ppm	0,9	1	34,5	33,7	0,4	0,3	-0,1	-0,1
Bi	ppm	0,01	0,01	0,04	0,04	0,05	0,06	0,07	0,07
Hg	ppm	-0,005	0,005	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005
Sb	ppm	0,12	0,13	0,29	0,27	0,07	0,07	0,05	-0,05
Se	ppm	0,2	0,3	-0,2	0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2
Te	ppm	-0,01	-0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
LOI	%	11,7	11,7	3,9	3,71	5,35	5,53		

Élément	Unité	Échantillons					
		118921		118967		118882	
C	%	0,46	0,46	1,24	1,26	3,06	3,08
S	%	0,07	0,07	0,01	0,01	0,23	0,23

Élément	Unité	Échantillons									
		118881		118837		118963		118918		118863	
Ag	ppm	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
Ba	ppm	201	184	317	305	652	651	419	437	382	391
Ce	ppm	25,6	23,5	45,8	41,9	46,8	46,9	43	44,8	27,4	27,3
Co	ppm	47,6	49,9	27,6	31,6	17,2	17,5	14,6	14	22,4	22,5
Cr	ppm	190	200	150	170	40	50	40	40	50	50
Cs	ppm	0,64	0,57	3,33	3,23	1,22	1,2	1,63	1,7	1,11	1,15
Cu	ppm	11	12	22	22	5	5	12	11	52	57
Dy	ppm	3,45	3,53	2,9	3,09	2,12	2,17	3,1	3,36	2,81	2,84
Er	ppm	2,04	2,13	1,76	1,95	1,26	1,26	1,72	1,74	1,82	1,87
Eu	ppm	0,99	1,01	1,05	1,17	0,95	0,96	1,18	1,22	0,82	0,82
Ga	ppm	17,4	17,2	22,7	23,8	18,7	18,9	8,5	8,1	13,6	14,2
Gd	ppm	3,2	3,38	3,3	3,73	2,92	3,08	4,06	4,11	2,8	2,94
Hf	ppm	2,2	2	4,1	4,5	3,3	3,4	3,2	3,1	3,5	3,6
Ho	ppm	0,77	0,77	0,56	0,64	0,43	0,43	0,66	0,66	0,59	0,6
La	ppm	12,6	11	21,8	20,2	24,5	24,9	23	24,3	13,3	13,2
Lu	ppm	0,33	0,31	0,27	0,29	0,18	0,15	0,24	0,26	0,28	0,26
Mo	ppm	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2
Nb	ppm	3,2	3,1	7,2	7,3	5,4	5,5	5,1	5,1	5,7	5,8
Nd	ppm	13,4	12,1	19,9	18,4	18,3	18,5	20,8	21,2	11,9	12
Ni	ppm	112	118	75	87	27	27	26	26	66	67
Pb	ppm	5	5	10	12	12	11	11	11	-5	-5
Pr	ppm	3,14	2,89	5,25	4,84	5,06	5,1	5,6	5,89	2,91	2,89
Rb	ppm	13,4	13,3	81,7	83,5	43,9	44,6	47,7	49,6	14,7	15,3
Sm	ppm	3,15	2,82	3,99	3,42	3,24	3,28	3,84	4,1	2,63	2,55
Sn	ppm	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	ppm	180	180	111,5	115	256	257	81,4	85	152,5	156
Ta	ppm	0,2	0,2	0,6	0,6	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5
Tb	ppm	0,54	0,58	0,48	0,57	0,44	0,44	0,59	0,63	0,45	0,47
Th	ppm	1,43	1,37	3,57	3,9	7,32	7,21	6,52	6,11	2,35	2,32
Tl	ppm	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5
Tm	ppm	0,34	0,32	0,25	0,3	0,17	0,16	0,25	0,26	0,29	0,28
U	ppm	0,54	0,54	1	1,14	1,78	1,73	1,39	1,35	0,8	0,85
V	ppm	201	214	162	177	101	103	69	69	110	113
W	ppm	23	22	6	6	2	2	4	4	3	2
Y	ppm	18,3	17,8	15,4	15,7	11,5	11,6	15,7	16,1	14,8	15,2
Yb	ppm	2,07	2,05	1,67	1,96	1,16	1,12	1,44	1,53	1,82	1,92
Zn	ppm	121	121	101	112	70	69	35	31	72	72
Zr	ppm	90	82	147	150	110	113	104	104	117	119

LITHOGÉOCHIMIE - ÉCHANTILLONS DE ROCHES VOLCANIQUES					
Gisement	No forage	Profondeur (de)	Profondeur (à)	No échantillon	Roche
Royal Hill	RHD-478	102,7	103,1	118946	Basalte
	RHD-478	124	124,4	118947	Basalte
	RHD-478	148,6	149	118948	Basalte
	RHD-478	175	175,4	118949	Basalte
	RHD-478	201,8	202,2	118950	Basalte
	RHD 587	150	150,4	118954	Basalte
	RHD 587	168,9	169,3	118955	Basalte
JZone	JZ-047	102	102,4	118850	Andésite
	JZ-047	124,5	124,9	118851	Andésite
	JZ-091	148,2	148,6	118852	Andésite
	JZ-091	71,6	72	118853	Andésite
	JZ-091	102	102,4	118854	Andésite
	JZ-091	123	123,4	118855	Andésite
	JZ-089	177,2	177,6	118857	Andésite
	JZ-089	122,2	122,6	118858	Andésite
	JZ-089	135,2	135,6	118859	Andésite
	JZ-089	75	75,3	118860	Andésite
	JZ-089	102	102,4	118861	Andésite
	JZ-090	150	150,2	118863	Andésite
	JZ-090	175,8	176,2	118864	Andésite
	JZ-090	196,5	196,9	118865	Andésite
Pay Caro - East Pay Caro	PC 375	100,7	101	118923	Andésite
	PC 375	130	130,4	118924	Andésite
	PC 375	147,9	148,3	118925	Andésite
	PC 350	176,2	176,4	118926	Andésite
	PC 350	200,7	201,1	118927	Andésite
	PC 350	223,9	224,3	118928	Andésite
	PC 350	249,6	250	118929	Andésite
	PC 350	101,2	101,6	118935	Andésite
	PC 350	128,3	128,7	118936	Andésite
	PC 350	149,3	149,7	118937	Andésite
Roma	RMD 027	99,6	100	118847	Tuf felsique
	RMD 027	125,2	125,7	118848	Tuf felsique
	RMD 014	75	75,4	118883	Tuf felsique
	RMD 014	102	102,3	118892	Tuf felsique
	RMD 014	124,8	125,1	118893	Tuf felsique
	RMD 026	144,5	144,9	118894	Tuf felsique
Mayo	RMD 026	105	105,4	118943	Rhyolite
	RMD 026	126	126,4	118944	Rhyolite
	RMD 027	147,3	147,7	118945	Rhyolite
	MHD 133	149,7	150	118882	Andésite

LITHOGÉOCHIMIE - ÉCHANTILLONS DE ROCHES SÉDIMENTAIRES					
Gisement	No forage	Profondeur (de)	Profondeur (à)	No échantillon	Roche
Mayo	MHD 133	50,7	51	118877	Arénite immature
	MHD 133	75,3	75,6	118878	Arénite immature
	MHD 133	94,1	94,4	118879	Arénite immature
	MHD 133	120,5	120,8	118880	Arénite immature
Pay Caro - East Pay Caro	PC-415	75,2	75,6	118913	Arénite mature
	PC-415	102,7	103,1	118914	Arénite mature
	PC-415	126	126,4	118915	Arénite mature
	PC-415	150,6	151	118916	Arénite mature
	PC-415	173,8	174,2	118917	Arénite mature
	PC-415	201	201,4	118918	Arénite mature
	PC-415	225	225,4	118919	Arénite immature
	PC-415	257,5	257,9	118920	Arénite immature
	PC-415	280	280,4	118921	Arénite immature
	PC-415	298,7	299,1	118922	Arénite immature
Rosebel	RBD 101B	199	199,4	118941	Arénite mature
	RBD 109	101	101,4	118907	Arénite mature
	RBD 109	108,6	109	118908	Arénite mature
	RBD 109	109	109,4	118909	Arénite mature
	RBD 109	149,1	149,5	118910	Arénite mature
	RBD 109	162,2	162,6	118911	Arénite mature
Royal Hill	RHD 509	71	71,4	118899	Arénite immature
	RHD 509	100,3	100,7	118900	Arénite immature
	RHD 509	125	125,4	118901	Arénite immature
	RHD 509	175,6	176	118903	Arénite immature
	RHD 509	200	200,4	118904	Arénite immature
	RHD 509	226	226,4	118905	Arénite immature
	RHD 587	76	76,4	118951	Arénite immature
	RHD 587	101	101,4	118952	Arénite immature
	RHD 587	124,6	125	118953	Arénite immature
	RHD 589	75	75,4	118966	Arénite immature
	RHD 589	100	100,4	118967	Arénite immature
	RHD 589	126	126,4	118968	Arénite immature
	RHD 592	102	102,3	118963	Arénite immature
	RHD 592	125	125,4	118964	Arénite immature
	RHD 592	150	150,4	118965	Arénite immature
	RHD-272	54,4	54,7	118930	Arénite mature
	RHD-272	84,5	84,8	118931	Arénite mature
	RHD-272	102,3	102,6	118932	Arénite mature
	RHD-272	125,7	126	118933	Arénite mature
Roma	RMD 019	50,2	50,5	118887	Arénite immature
	RMD 019	76,5	76,8	118888	Arénite immature
	RMD 019	99,2	99,6	118889	Arénite immature
	RMD 019	125,7	126	118890	Arénite immature

LITHOGÉOCHIMIE - ÉCHANTILLONS DE ROCHES SÉDIMENTAIRES					
Gisement	No forage	Profondeur (de)	Profondeur (à)	No échantillon	Roche
Roma	RMD 019	147	147,3	118891	Arénite immature
	RMD 020	75	75,4	118895	Arénite immature
	RMD 020	99	99,4	118896	Arénite immature
	RMD 020	124,8	125,2	118897	Arénite immature
	RMD 027	75	75,4	118846	Arénite immature
	RMD 028	99,6	99,9	118884	Arénite immature
	RMD 028	125,6	126	118885	Arénite immature
	RMD 028	149,35	149,75	118886	Arénite immature
JZone	JZ-045	161,1	161,5	118845	Conglomérat
	JZ-045	127,1	127,4	118843	Greywacke
	JZ-045	147,4	147,8	118844	Greywacke
	JZ-045	75	75,3	118841	Mudstone
	JZ-057	126	126,3	118836	Greywacke
	JZ-057	99,2	99,5	118835	Greywacke
	JZ-057	75	75,3	118834	Greywacke
	JZ-057	149,7	150	118837	Greywacke
	JZ-063	96,9	97,2	118838	Conglomérat
	JZ-063	133,5	133,8	118840	Greywacke
	JZ-063	110,7	111	118839	Greywacke
Koolhoven	KH-279	207,6	207,9	1188-175	Mudstone
	KH-281	313,8	314,1	1188-171	Conglomérat
	KH-281	177,95	178,25	1188-160	Conglomérat
	KH-281	187,75	188,5	1188-161	Conglomérat
	KH-281	239,45	239,7	1188-165	Mudstone
	KH-281	149	149,3	1188-158	Mudstone
	KH-281	244,9	245,2	1188-166	Mudstone
	KH-281	270,9	271,2	1188-168	Mudstone
	KH-281	162,7	163	1188-159	Mudstone
	KH-299	182,7	183	1188-140	Conglomérat
	KH-299	119,6	119,9	1188-137	Conglomérat
	KH-299	144,4	144,7	1188-138	Greywacke
	KH-299	163,65	163,95	1188-139	Greywacke
	KH-299	200,7	201	1188-141	Mudstone
	KH-360	124,2	124,5	1188-148	Greywacke
	KH-360	115,5	115,8	1188-147	Greywacke
	KH-360	140,9	141,2	1188-149	Greywacke
	KH-360	81,6	81,9	1188-145	Greywacke
	KH-360	101,4	101,7	1188-146	Greywacke
	KH-482	159,95	160,25	1188-151	Mudstone
	KH-482	199,8	200,1	1188-153	Mudstone
Rosebel	RBD 109	176,2	176,6	118912	Conglomérat
Mayo	MHD 133	143,7	144	118881	Conglomérat
Royal Hill	RHD 408	101,9	102,3	118957	Conglomérat

ANNEXE C

Composition géochimique des roches volcaniques

Échantillon		JZ-047	JZ-047	JZ-091	JZ-091	JZ-091	JZ-091	JZ-089
		Andésite						
Élément	unité							
SiO ₂	%	60,16	59,06	59,31	55,47	54,26	56,39	61,43
TiO ₂	%	0,69	0,76	0,72	0,84	0,89	0,88	0,73
Al ₂ O ₃	%	15,07	15,97	15,37	16,32	16,10	15,30	14,83
Fe ₂ O ₃ T	%	7,82	8,89	8,49	10,57	10,35	10,15	11,05
MnO	%	0,12	0,13	0,14	0,15	0,13	0,15	0,08
MgO	%	4,56	4,75	4,41	4,75	4,42	4,90	3,55
CaO	%	4,53	4,54	6,00	9,06	9,96	8,62	5,40
Na ₂ O	%	6,93	5,71	5,04	2,11	1,45	3,31	1,95
K ₂ O	%	0,07	0,01	0,27	0,54	2,15	0,15	0,76
P ₂ O ₅	%	0,12	0,12	0,14	0,13	0,17	0,15	0,12
S	%	0,01	0,02	0,08	-0,01	0,02	0,03	-0,01
C	%	2,28	1,15	3,03	3,70	4,07	4,04	2,45
LOI	%	8,41	4,89	10,90	14,33	15,39	14,70	9,66
As	ppm	0,2	4,5	0,4	0,9	10,1	0,9	0,3
Ba	ppm	97,5	152	73,4	266	590	57,2	283
Co	ppm	29	32,8	30,5	40,4	32,1	37,6	49,6
Cr	ppm	100	110	110	100	110	120	60
Cu	ppm	44	72	52	54	50	58	48
Ni	ppm	84	95	89	85	84	83	82
Sr	ppm	287	173	142	128	67,9	154	209
V	ppm	187	193	181	201	203	205	185
Zn	ppm	64	73	69	86	80	78	119
Pb	ppm	7	7	9	6	5	6	6
Rb	ppm	1,5	0,4	5,1	10,1	42,8	1,3	18,7
Y	ppm	16,5	18,7	16,3	23,2	19,4	18,5	16,5
Zr	ppm	114	131	113	92	92	92	97
Nb	ppm	4,1	4,6	4,1	3,9	4,1	4	4
La	ppm	11,3	13,1	11,2	9,7	9	8,4	10,2
Ce	ppm	23,3	26,5	23	21,2	20,2	18,6	21,2
Pr	ppm	2,87	3,24	2,75	2,72	2,64	2,43	2,69
Nd	ppm	11,5	13	11,1	11,3	11	10,3	10,9
Sm	ppm	2,62	2,92	2,58	2,87	2,73	2,53	2,61
Eu	ppm	0,85	0,92	0,87	1,02	0,9	0,89	0,95
Gd	ppm	2,58	2,99	2,77	3,56	3,17	3,01	2,95
Tb	ppm	0,47	0,51	0,49	0,59	0,52	0,51	0,51
Dy	ppm	2,8	3,17	2,93	4,01	3,45	3,31	3,06
Ho	ppm	0,6	0,68	0,63	0,89	0,71	0,73	0,67
Er	ppm	1,82	2,03	1,8	2,65	2,14	2,19	2
Tm	ppm	0,26	0,31	0,28	0,38	0,32	0,32	0,29
Yb	ppm	1,71	1,98	1,74	2,51	2,14	2,11	1,96
Lu	ppm	0,27	0,31	0,29	0,39	0,34	0,34	0,31
Hf	ppm	3,2	3,5	3,2	2,6	2,7	2,7	2,7
Ta	ppm	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3
Th	ppm	1,85	1,94	1,61	1,02	1,01	0,97	1,13
U	ppm	0,53	0,63	0,57	0,37	0,36	0,34	0,39
La/Lu		41,9	42,3	38,6	24,9	26,5	24,7	32,9

Échantillon		JZ-089	JZ-089	JZ-089	JZ-089	JZ-090	JZ-090	JZ-090
		Andésite						
Élément	unité							
SiO ₂	%	70,04	67,39	60,81	59,50	60,75	57,14	53,81
TiO ₂	%	0,49	0,45	0,75	0,76	0,58	0,96	0,86
Al ₂ O ₃	%	13,36	12,63	14,55	14,99	14,54	15,66	15,49
Fe ₂ O ₃ T	%	5,45	5,91	8,82	7,66	7,23	10,46	10,31
MnO	%	0,05	0,08	0,13	0,17	0,16	0,13	0,16
MgO	%	1,51	2,02	4,45	5,40	5,55	6,14	4,64
CaO	%	3,82	6,71	7,72	8,63	8,29	6,95	9,77
Na ₂ O	%	4,17	3,73	1,51	1,85	1,87	1,37	4,48
K ₂ O	%	0,94	0,93	1,12	0,83	0,75	1,14	0,23
P ₂ O ₅	%	0,13	0,14	0,14	0,16	0,13	0,22	0,17
S	%	-0,01	-0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,19
C	%	1,03	1,71	3,25	3,75	3,47	3,00	3,86
LOI	%	4,24	6,36	12,34	13,86	13,63	12,47	14,07
As	ppm	0,6	0,7	-0,1	0,1	0,5	3,7	13,7
Ba	ppm	279	298	458	237	382	455	151
Co	ppm	14,8	14,2	26,6	26,5	22,4	33,5	34,1
Cr	ppm	120	100	130	140	50	110	100
Cu	ppm	16	-5	92	36	52	57	53
Ni	ppm	51	44	109	105	66	100	80
Sr	ppm	151,5	160	186,5	169	152,5	110	109,5
V	ppm	92	69	162	153	110	165	169
Zn	ppm	57	54	70	69	72	85	74
Pb	ppm	6	-5	5	-5	-5	-5	-5
Rb	ppm	27,2	27,9	26,5	19,5	14,7	27,1	4
Y	ppm	14,5	15,2	17,5	19,5	14,8	20,7	18,4
Zr	ppm	141	113	114	115	117	118	90
Nb	ppm	5,1	5	6,4	6,3	5,7	6	4,2
La	ppm	14,7	14,4	12	13,3	13,3	10,6	7,4
Ce	ppm	29,2	29,3	25,4	28,6	27,4	21,7	16,6
Pr	ppm	3,48	3,1	2,8	3,13	2,91	2,74	2,09
Nd	ppm	13,5	12,6	11,9	13,5	11,9	11,4	9
Sm	ppm	2,67	2,55	2,55	3,02	2,63	2,61	2,28
Eu	ppm	0,94	0,82	0,88	0,95	0,82	1,02	0,89
Gd	ppm	2,95	2,63	2,77	3,15	2,8	3,37	2,77
Tb	ppm	0,47	0,44	0,49	0,51	0,45	0,62	0,5
Dy	ppm	2,85	2,52	2,8	3,11	2,81	3,8	3,29
Ho	ppm	0,56	0,5	0,61	0,66	0,59	0,84	0,75
Er	ppm	1,7	1,49	1,91	1,97	1,82	2,37	2,02
Tm	ppm	0,24	0,21	0,29	0,3	0,29	0,36	0,34
Yb	ppm	1,5	1,41	1,89	1,88	1,82	2,51	2,25
Lu	ppm	0,24	0,22	0,3	0,31	0,28	0,38	0,37
Hf	ppm	4,0	3,1	3,3	3,4	3,5	2,6	2,1
Ta	ppm	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,4	0,3
Th	ppm	1,94	1,65	1,84	1,95	2,35	1,07	0,86
U	ppm	0,88	0,63	0,64	0,65	0,8	0,41	0,35
La/Lu		61,3	65,5	40,0	42,9	47,5	27,9	20,0

Échantillon		PC 375	PC 375	PC 375	PC 350	PC 350	PC 350	PC 350
		Andésite						
Élément	unité							
SiO ₂	%	56,52	54,85	54,28	60,56	60,39	60,44	61,72
TiO ₂	%	0,91	0,93	0,91	0,71	0,72	0,74	0,74
Al ₂ O ₃	%	15,22	15,31	15,20	13,77	14,49	14,54	14,72
Fe ₂ O ₃ T	%	10,29	10,79	10,76	8,96	9,16	9,13	8,32
MnO	%	0,19	0,14	0,20	0,14	0,13	0,13	0,11
MgO	%	5,47	6,11	8,33	5,76	5,89	5,11	3,87
CaO	%	6,22	9,04	8,10	7,74	6,52	4,72	7,63
Na ₂ O	%	4,48	1,61	1,55	1,27	1,06	4,84	1,16
K ₂ O	%	0,39	0,91	0,40	0,94	1,43	0,13	1,52
P ₂ O ₅	%	0,19	0,20	0,17	0,16	0,14	0,15	0,15
S	%	-0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	-0,01	0,02
C	%	2,59	3,41	3,11	2,86	2,98	2,01	2,54
LOI	%	10,56	14,37	13,98	12,14	11,90	7,91	10,62
As	ppm	0,6	0,3	0,8	1	0,9	0,6	0,4
Ba	ppm	211	428	132,5	278	442	115	512
Co	ppm	33,3	34,5	36,2	29,9	26,8	27	21,9
Cr	ppm	110	150	230	170	110	100	90
Cu	ppm	56	54	55	49	49	53	56
Ni	ppm	86	98	98	108	76	73	65
Sr	ppm	203	81,7	156	79,4	105,5	96,3	103
V	ppm	167	163	178	131	126	138	129
Zn	ppm	76	85	74	66	65	65	61
Pb	ppm	-5	-5	5	-5	5	-5	-5
Rb	ppm	9,9	18,1	7,1	19,1	30	2,8	33,4
Y	ppm	20	21	16,4	16,9	17	18,4	18
Zr	ppm	100	100	68	107	107	123	117
Nb	ppm	5,6	5,7	4	4,5	4,7	5,2	5,1
La	ppm	9,3	9,5	7,2	10,2	10,9	11,9	10,6
Ce	ppm	21,5	22	16,4	22,4	23,4	25,5	22,9
Pr	ppm	2,88	2,87	2,2	2,68	2,89	3,14	2,83
Nd	ppm	11,3	11,4	9,2	10,4	10,9	12,2	10,7
Sm	ppm	2,72	2,76	2,35	2,47	2,45	2,7	2,35
Eu	ppm	1,01	0,98	0,93	0,83	1	0,99	0,97
Gd	ppm	3,25	3,35	2,72	2,73	2,98	3,04	3
Tb	ppm	0,57	0,61	0,53	0,49	0,52	0,53	0,53
Dy	ppm	3,65	3,92	2,97	3	3,13	3,28	3,35
Ho	ppm	0,79	0,85	0,66	0,68	0,68	0,74	0,73
Er	ppm	2,32	2,46	1,99	1,93	1,96	2,09	2,11
Tm	ppm	0,34	0,36	0,31	0,3	0,31	0,33	0,33
Yb	ppm	2,25	2,36	1,88	1,97	1,87	2,06	2,08
Lu	ppm	0,37	0,39	0,31	0,31	0,32	0,34	0,33
Hf	ppm	2,8	2,9	2,1	3,0	3,0	3,4	3,3
Ta	ppm	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4
Th	ppm	0,88	0,84	0,66	1,47	1,52	1,66	1,62
U	ppm	0,28	0,27	0,2	0,48	0,52	0,54	0,55
La/Lu		25,1	24,4	23,2	32,9	34,1	35,0	32,1

Échantillon		PC 350	PC 350	PC 350	MHD 133	RMD 026	RMD 026	RMD 026
		Andésite				Rhyolite		
Élément	unité							
SiO ₂	%	53,13	60,67	60,93	62,82	75,18	74,69	74,65
TiO ₂	%	1,24	0,69	0,80	0,58	0,14	0,14	0,14
Al ₂ O ₃	%	12,95	13,83	14,48	13,39	13,05	12,71	13,26
Fe ₂ O ₃ T	%	13,25	8,76	8,76	7,74	4,04	3,71	3,45
MnO	%	0,22	0,14	0,12	0,12	0,04	0,10	0,06
MgO	%	3,64	4,29	4,30	4,10	0,30	0,33	0,33
CaO	%	13,43	6,84	5,89	8,29	0,90	1,76	2,32
Na ₂ O	%	1,36	4,34	4,45	1,67	5,08	5,61	4,40
K ₂ O	%	0,50	0,22	0,08	0,90	1,06	0,85	1,19
P ₂ O ₅	%	0,27	0,11	0,15	0,25	0,06	0,05	0,08
S	%	0,02	0,01	0,15	0,23	0,01	-0,01	0,01
C	%	4,53	3,03	1,69	3,08	0,57	0,86	0,86
LOI	%	16,58	11,18	7,02	11,23	1,87	2,66	2,66
As	ppm	0,4	3,3	3,4	0,5	0,8	0,5	0,2
Ba	ppm	153	137	62,7	235	520	364	515
Co	ppm	34,4	25	26,8	26,4	1,3	1,4	1,7
Cr	ppm	40	100	130	430	10	10	10
Cu	ppm	55	15	55	7	-5	-5	-5
Ni	ppm	56	72	95	140	-5	-5	-5
Sr	ppm	69,7	147	116,5	211	176	123	114,5
V	ppm	169	130	138	67	-5	-5	-5
Zn	ppm	87	64	75	79	51	77	74
Pb	ppm	-5	-5	5	6	5	5	5
Rb	ppm	9,7	4,4	1,7	20,2	32	22,4	31,8
Y	ppm	21,8	15,9	20,6	15	21,5	21,1	21,7
Zr	ppm	109	109	132	90	153	151	154
Nb	ppm	7,3	4,9	6,5	3,8	5,8	6,5	6,4
La	ppm	14,3	11,6	14,4	8,8	22,8	25,3	24,6
Ce	ppm	33,1	24,8	30,8	19,6	50,7	53,9	53,2
Pr	ppm	4,42	3,05	3,83	2,49	5,94	6,58	6,43
Nd	ppm	17,9	11,7	14,5	10,6	21,1	23,4	23
Sm	ppm	4,01	2,56	3,25	2,3	3,81	4,11	3,9
Eu	ppm	1,42	0,87	1,15	0,86	1,14	1,19	1,19
Gd	ppm	4,27	2,8	3,73	2,71	4	4,22	4,11
Tb	ppm	0,73	0,51	0,64	0,45	0,61	0,66	0,66
Dy	ppm	4,21	2,88	3,81	2,64	3,66	3,75	3,73
Ho	ppm	0,93	0,66	0,85	0,6	0,83	0,83	0,84
Er	ppm	2,51	1,83	2,34	1,58	2,52	2,41	2,53
Tm	ppm	0,39	0,3	0,37	0,24	0,4	0,39	0,41
Yb	ppm	2,37	1,86	2,33	1,6	2,62	2,52	2,78
Lu	ppm	0,40	0,32	0,38	0,26	0,45	0,44	0,46
Hf	ppm	3,1	3,1	3,7	2,1	4,6	4,5	4,7
Ta	ppm	0,5	0,4	0,5	0,2	0,5	0,5	0,5
Th	ppm	1,09	1,56	2,01	1,14	3	2,99	2,95
U	ppm	0,42	0,5	0,66	0,54	1,02	1,08	0,93
La/Lu		35,8	36,3	37,9	33,8	50,7	57,5	53,5

Échantillon		RHD-478	RHD-478	RHD-478	RHD-478	RHD-478	RHD 587	RHD 587
		Basalte						
Élément	unité							
SiO ₂	%	51,83	51,84	49,86	50,49	50,95	49,03	49,39
TiO ₂	%	1,28	1,86	0,98	0,94	1,42	0,91	0,96
Al ₂ O ₃	%	13,31	11,91	15,08	15,18	12,85	14,60	14,21
Fe ₂ O ₃ T	%	14,35	18,07	12,61	13,00	16,81	13,14	13,86
MnO	%	0,22	0,25	0,22	0,20	0,22	0,20	0,24
MgO	%	6,03	4,73	6,57	7,12	6,75	8,70	7,73
CaO	%	10,48	8,89	11,11	10,43	8,65	11,24	10,80
Na ₂ O	%	2,20	1,42	3,33	2,28	1,95	1,81	2,35
K ₂ O	%	0,14	0,84	0,10	0,20	0,23	0,22	0,24
P ₂ O ₅	%	0,09	0,16	0,09	0,07	0,10	0,06	0,09
S	%	0,04	0,19	0,08	0,16	0,24	0,06	0,04
C	%	3,45	2,92	3,56	3,56	3,38	4,21	4,01
LOI	%	13,44	11,36	12,98	12,71	12,24	14,67	13,98
As	ppm	-0,1	0,3	0,6	1,4	1,1	1	0,9
Ba	ppm	37,5	463	28,2	39	47,4	9,5	79,5
Co	ppm	40,7	46	38,9	41	46,9	42	43,3
Cr	ppm	50	10	90	120	10	270	180
Cu	ppm	109	69	131	137	127	112	128
Ni	ppm	60	29	81	83	56	135	111
Sr	ppm	196,5	106	194,5	163,5	130,5	113	156
V	ppm	292	396	244	237	323	222	242
Zn	ppm	78	110	75	77	102	70	81
Pb	ppm	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5
Rb	ppm	2,7	22,1	2,1	3,2	4,9	3,7	4,4
Y	ppm	18,5	29,3	15	15,1	21,9	13,8	15,1
Zr	ppm	57	102	50	50	69	45	49
Nb	ppm	3,1	5,3	2,4	2,4	3,6	2	2
La	ppm	4,1	5,8	3,1	3,4	4,4	2,5	2,7
Ce	ppm	10,6	15,8	8	8,3	11,7	6,7	7
Pr	ppm	1,63	2,46	1,18	1,21	1,72	1	1,04
Nd	ppm	7,7	11,8	5,7	6	8,6	5,1	5,2
Sm	ppm	2,37	3,65	1,73	1,83	2,56	1,64	1,75
Eu	ppm	0,97	1,42	0,67	0,72	1,03	0,66	0,68
Gd	ppm	3,09	4,65	2,16	2,21	3,1	2,16	2,21
Tb	ppm	0,59	0,91	0,43	0,45	0,62	0,39	0,43
Dy	ppm	3,61	5,57	2,7	2,78	3,85	2,56	2,72
Ho	ppm	0,8	1,24	0,58	0,59	0,88	0,55	0,6
Er	ppm	2,2	3,56	1,67	1,68	2,52	1,56	1,68
Tm	ppm	0,35	0,55	0,24	0,23	0,36	0,22	0,23
Yb	ppm	2,07	3,27	1,58	1,62	2,35	1,47	1,67
Lu	ppm	0,33	0,56	0,24	0,23	0,34	0,21	0,25
Hf	ppm	1,9	3,3	1,5	1,5	2,1	1,3	1,4
Ta	ppm	0,2	0,4	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1
Th	ppm	0,35	0,62	0,28	0,28	0,38	0,22	0,24
U	ppm	0,08	0,16	-0,05	0,05	0,07	-0,05	-0,05
La/Lu		12,4	10,4	12,9	14,8	12,9	11,9	10,8

Échantillon		RMD 027	RMD 027	RMD 028	RMD 014	RMD 014	RMD 014
		Tuf Felsique					
Élément	unité						
SiO ₂	%	73,15	74,61	74,93	73,40	72,86	73,51
TiO ₂	%	0,46	0,40	0,42	0,42	0,43	0,42
Al ₂ O ₃	%	15,26	13,27	13,90	13,67	13,98	13,50
Fe ₂ O ₃ T	%	2,64	2,64	2,81	2,86	2,95	3,20
MnO	%	0,06	0,04	0,07	0,05	0,06	0,05
MgO	%	0,52	0,34	0,37	0,31	0,34	0,36
CaO	%	0,94	0,84	1,06	0,76	0,89	0,79
Na ₂ O	%	3,79	3,67	2,80	3,78	3,72	3,22
K ₂ O	%	3,02	4,00	3,40	4,48	4,52	4,67
P ₂ O ₅	%	0,03	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06
S	%	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,01
C	%	0,82	0,62	0,67	0,81	1,01	0,85
LOI	%	3,15	2,04	2,96	2,06	2,63	2,14
As	ppm	0,7	0,5	0,5	0,6	0,7	1,1
Ba	ppm	962	1290	1125	1385	1450	1425
Co	ppm	3,1	4	4,2	3,4	3,5	3,7
Cr	ppm	20	30	30	30	30	30
Cu	ppm	-5	-5	-5	6	6	-5
Ni	ppm	7	9	8	9	8	9
Sr	ppm	206	104,5	131,5	130,5	142	131,5
V	ppm	22	25	23	18	18	21
Zn	ppm	41	41	44	41	42	46
Pb	ppm	30	22	17	27	33	30
Rb	ppm	101,5	118	127	127,5	132	141
Y	ppm	22,7	17,5	20,4	20,2	19,7	19,3
Zr	ppm	315	269	283	293	294	279
Nb	ppm	10,7	9,2	10,5	10,6	10,5	10,4
La	ppm	41,4	39,1	39,3	44,1	42,9	40,5
Ce	ppm	76,8	72,4	73,5	82,7	80,1	75
Pr	ppm	8,33	7,93	7,84	8,78	8,54	7,98
Nd	ppm	30	28,3	28,1	31,6	30,4	28,7
Sm	ppm	5,34	4,85	4,74	5,39	5,24	4,9
Eu	ppm	1,00	0,92	1,08	0,98	0,97	1
Gd	ppm	4,57	4,31	4,82	4,41	4,28	4,43
Tb	ppm	0,64	0,56	0,67	0,63	0,61	0,61
Dy	ppm	3,77	3,05	3,76	3,43	3,31	3,43
Ho	ppm	0,8	0,62	0,77	0,72	0,7	0,69
Er	ppm	2,34	1,92	2,23	2,06	2,04	2,01
Tm	ppm	0,35	0,27	0,34	0,31	0,31	0,31
Yb	ppm	2,36	1,85	2,26	2,09	2,06	2,1
Lu	ppm	0,36	0,27	0,35	0,32	0,32	0,29
Hf	ppm	8,6	7,3	6,8	6,5	6,6	6,4
Ta	ppm	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	0,7
Th	ppm	21,8	18,25	19,85	19,7	19,5	18,35
U	ppm	6,62	4,16	5,4	5,28	5,5	5,21
La/Lu		115,0	144,8	112,3	137,8	134,1	139,7

ANNEXE D

Composition géochimique des roches sédimentaires (greywackes, mudstones et
conglomérats) de la séquence turbiditique

Échantillon		JZ-057	JZ-057	JZ-057	JZ-057	JZ-063	JZ-063	JZ-045
		Greywake						
Élément	unité							
SiO ₂	%	61,40	64,88	63,36	63,32	73,42	68,10	58,96
TiO ₂	%	0,80	0,83	0,82	0,90	1,09	1,02	1,04
Al ₂ O ₃	%	19,67	18,75	18,96	18,60	9,09	14,88	19,78
Fe ₂ O ₃ T	%	10,51	7,79	8,87	9,41	9,60	9,00	12,59
MnO	%	0,16	0,10	0,09	0,06	0,13	0,11	0,11
MgO	%	2,30	1,96	2,63	2,47	1,50	1,35	2,56
CaO	%	0,40	1,44	0,87	1,01	1,78	1,33	0,32
Na ₂ O	%	2,63	1,98	2,49	2,17	2,75	2,31	2,41
K ₂ O	%	1,88	1,96	1,70	1,90	0,52	1,68	2,00
P ₂ O ₅	%	0,16	0,16	0,09	0,08	0,08	0,14	0,11
S	%	0,13	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06
C	%	1,52	1,15	1,54	1,87	1,76	1,73	2,30
LOI	%	5,70	6,09	7,01	8,11	5,68	6,05	8,54
As	ppm	1,3	0,7	104	122,5	1,4	1,4	212
Ba	ppm	407	453	340	317	349	525	478
Co	ppm	33,8	22,3	24,8	27,6	24,6	24,7	43,0
Cr	ppm	140	120	150	150	120	140	210
Cu	ppm	78	18	40	22	20	42	57
Ni	ppm	84	55	76	75	46	51	105
Sr	ppm	149	141	129	112	151	169	129
V	ppm	165	153	156	162	214	208	245
Zn	ppm	92	83	88	101	75	66	104
Pb	ppm	11	11	11	10	11	13	11
Rb	ppm	73,8	77,3	68,2	81,7	15,3	56,7	70
Y	ppm	15,7	18	16,9	15,4	13	15,7	17,8
Zr	ppm	137	159	142	147	152	164	119
Nb	ppm	6	6,7	6,7	7,2	6,1	6,2	4,4
La	ppm	23,2	22,7	22,8	21,8	27,2	24,2	15,6
Ce	ppm	48,6	47	48,3	45,8	51,6	49,7	33,4
Pr	ppm	5,67	5,44	5,48	5,25	5,46	5,65	4,14
Nd	ppm	21,4	20,7	21,1	19,9	19,5	21,5	17,1
Sm	ppm	4,28	4,25	4,17	3,99	3,6	4,22	3,79
Eu	ppm	0,98	1,07	0,98	1,05	0,86	1,04	1,07
Gd	ppm	3,51	3,67	3,47	3,3	3	3,51	3,21
Tb	ppm	0,49	0,54	0,5	0,48	0,42	0,49	0,54
Dy	ppm	2,87	3,21	3,03	2,9	2,34	2,92	3,09
Ho	ppm	0,59	0,65	0,64	0,56	0,49	0,61	0,68
Er	ppm	1,75	2,04	1,86	1,76	1,46	1,79	1,94
Tm	ppm	0,26	0,29	0,27	0,25	0,21	0,26	0,28
Yb	ppm	1,76	1,89	1,76	1,67	1,41	1,77	1,86
Lu	ppm	0,26	0,3	0,27	0,27	0,21	0,25	0,3
Hf	ppm	3,9	4,4	3,9	4,1	4,0	4,4	3,3
Ta	ppm	0,5	0,6	0,5	0,6	0,5	0,5	0,4
Th	ppm	5,62	5,72	3,82	3,57	3,77	4,76	2,54
U	ppm	1,68	1,96	1,05	1	1,03	1,32	1,54
La/Lu		89,2	75,7	84,4	80,7	129,5	96,8	52,0

Échantillon		JZ-045	KH-299	KH-299	KH-360	KH-360	KH-360	KH-360
		Greywake						
Élément	unité							
SiO ₂	%	86,93	61,19	68,02	70,32	72,18	57,12	70,53
TiO ₂	%	0,43	1,01	1,05	0,72	0,73	1,03	0,83
Al ₂ O ₃	%	5,09	12,43	12,96	12,84	11,10	21,85	11,70
Fe ₂ O ₃ T	%	5,25	9,62	10,56	8,03	7,42	7,03	8,09
MnO	%	0,07	0,30	0,13	0,09	0,11	0,09	0,10
MgO	%	0,63	3,14	2,33	2,36	2,02	1,81	1,99
CaO	%	0,41	8,17	1,60	2,28	2,80	3,87	2,96
Na ₂ O	%	0,67	2,27	2,12	2,40	2,60	5,79	3,06
K ₂ O	%	0,43	1,62	1,05	0,74	0,91	1,31	0,79
P ₂ O ₅	%	0,06	0,09	0,10	0,07	0,06	0,11	0,07
S	%	0,04	0,12	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
C	%	1,35	3,09	1,78	0,89	1,10	1,43	1,15
LOI	%	3,95	13,05	8,01	5,79	5,36	7,63	6,06
As	ppm	34,5	1,4	2,1	0,4	0,4	1,4	0,5
Ba	ppm	121,5	593	480	258	317	517	292
Co	ppm	16	25	33	25	21	15	22
Cr	ppm	60	100	150	110	110	90	120
Cu	ppm	11	52	16	31	11	26	18
Ni	ppm	20	45	69	58	49	34	49
Sr	ppm	43,1	159	131	188	161	433	180
V	ppm	84	167	172	125	120	157	142
Zn	ppm	34	60	88	76	55	53	61
Pb	ppm	7	6	3	2	1	4	2
Rb	ppm	14,9	42,4	30,7	25,8	31,9	43,7	28,4
Y	ppm	13,5	19	19,9	12,7	13,7	16,8	14,9
Zr	ppm	70	114	130	110	115	187	126
Nb	ppm	2,9	5,7	6,4	4,7	4,7	6,2	5,2
La	ppm	24,7	14,5	15,6	12,9	13,2	12,8	13,9
Ce	ppm	38,4	32,1	35,5	28,3	28,2	26,9	30,1
Pr	ppm	6,32	3,75	4,07	3,25	3,22	3,21	3,45
Nd	ppm	24,8	15,4	16,5	13,1	12,8	13,2	13,9
Sm	ppm	5,06	3,31	3,64	2,6	2,64	2,8	3,04
Eu	ppm	1,22	1,16	1,11	0,89	0,82	1,04	0,89
Gd	ppm	4,13	3,69	3,9	2,85	2,71	3,07	2,94
Tb	ppm	0,53	0,54	0,6	0,4	0,39	0,47	0,46
Dy	ppm	2,84	3,48	3,81	2,46	2,58	3,08	2,88
Ho	ppm	0,52	0,72	0,78	0,51	0,52	0,61	0,57
Er	ppm	1,41	2,21	2,4	1,57	1,66	1,91	1,79
Tm	ppm	0,19	0,32	0,34	0,22	0,24	0,26	0,25
Yb	ppm	1,24	2,13	2,29	1,51	1,59	1,7	1,68
Lu	ppm	0,18	0,33	0,34	0,22	0,24	0,24	0,26
Hf	ppm	2,0	3,2	3,6	3,0	3,1	5,0	3,4
Ta	ppm	0,2	0,5	0,5	0,4	0,4	0,5	0,4
Th	ppm	1,71	2,09	2,15	2,18	1,85	2,52	2
U	ppm	0,5	0,6	0,67	0,79	0,69	1,11	0,74
La/Lu		137,2	43,9	45,9	58,6	55,0	53,3	53,5

Échantillon		KH-360	JZ-045	KH-299	KH-482	KH-482	KH-281	KH-281
		Greywacke		Mudstone				
Élément	unité							
SiO ₂	%	68,76	68,21	63,22	61,60	65,58	59,27	69,02
TiO ₂	%	0,87	0,80	0,90	0,95	0,83	0,90	0,58
Al ₂ O ₃	%	13,33	18,75	18,80	20,50	17,69	22,26	14,27
Fe ₂ O ₃ T	%	8,54	6,56	9,58	9,09	7,85	9,89	5,80
MnO	%	0,09	0,01	0,10	0,09	0,12	0,09	0,18
MgO	%	1,81	1,63	1,99	2,15	2,01	1,67	2,14
CaO	%	1,76	0,03	0,91	0,80	1,99	0,37	4,32
Na ₂ O	%	3,52	1,75	2,60	2,48	2,57	3,19	2,10
K ₂ O	%	1,13	2,11	1,64	2,07	1,37	2,13	1,35
P ₂ O ₅	%	0,12	0,01	0,13	0,19	0,11	0,14	0,11
S	%	0,01	2,25	0,01	0,02	0,05	0,01	0,01
C	%	0,67	0,91	0,95	0,73	0,74	0,15	1,69
LOI	%	4,26	5,80	6,02	6,33	5,60	4,32	8,73
As	ppm	0,5	250	2,4	2,5	5,9	2,1	0,8
Ba	ppm	331	335	445	495	303	609	534
Co	ppm	25	44,3	23	27	20	20	19
Cr	ppm	130	150	140	150	110	130	70
Cu	ppm	37	57	14	62	38	51	30
Ni	ppm	58	90	57	67	49	56	37
Sr	ppm	147	117	187	165	162	230	226
V	ppm	157	185	155	176	135	165	90
Zn	ppm	66	110	75	89	81	82	58
Pb	ppm	4	11	6	8	5	5	5
Rb	ppm	40,6	88,9	48	89,3	52,4	74,5	43,7
Y	ppm	17,1	19,2	19,8	20,6	17,1	20,2	12,8
Zr	ppm	147	139	146	177	200	157	123
Nb	ppm	5,7	6,8	7,0	7,7	7,3	7,1	4,3
La	ppm	16,7	27,1	17,4	21,2	21,1	21,3	15,6
Ce	ppm	35,3	56,7	38,3	45,7	43,6	46,8	31,2
Pr	ppm	4,35	6,69	4,44	5,53	5,08	5,5	3,69
Nd	ppm	17,1	26,1	17,9	21,7	19,2	20,7	14,4
Sm	ppm	3,49	5,37	3,76	4,45	3,64	4,32	2,77
Eu	ppm	1,2	1,12	1,13	1,31	1,1	1,28	0,95
Gd	ppm	3,61	4,35	3,93	4,28	3,79	4,33	2,68
Tb	ppm	0,59	0,63	0,6	0,71	0,61	0,71	0,42
Dy	ppm	3,29	3,52	3,72	4,12	3,39	3,97	2,41
Ho	ppm	0,7	0,72	0,73	0,84	0,69	0,82	0,48
Er	ppm	1,98	2,09	2,36	2,55	2,11	2,49	1,41
Tm	ppm	0,3	0,31	0,35	0,35	0,31	0,35	0,21
Yb	ppm	2,02	1,94	2,27	2,49	1,98	2,36	1,33
Lu	ppm	0,32	0,32	0,33	0,35	0,31	0,36	0,2
Hf	ppm	3,9	4,0	4,0	4,9	5,4	4,5	3,2
Ta	ppm	0,5	0,6	0,6	0,7	0,6	0,7	0,4
Th	ppm	2,68	4	3,73	5,99	6,5	5,87	2,5
U	ppm	0,86	1,7	1,1	2,05	1,77	1,47	0,91
La/Lu		52,2	84,7	52,7	60,6	68,1	59,2	78,0

Échantillon		KH-281	KH-281	KH-281	KH-279
		Mudstone			
Élément	unité				
SiO ₂	%	58,54	61,49	60,91	61,01
TiO ₂	%	0,77	0,81	0,86	0,85
Al ₂ O ₃	%	18,36	19,92	18,90	21,44
Fe ₂ O ₃ T	%	9,76	9,62	9,48	8,35
MnO	%	0,13	0,07	0,12	0,09
MgO	%	2,86	1,97	2,64	2,09
CaO	%	4,36	0,75	1,31	0,43
Na ₂ O	%	1,96	2,72	2,70	3,13
K ₂ O	%	2,97	2,38	2,78	2,11
P ₂ O ₅	%	0,13	0,18	0,15	0,15
S	%	0,08	0,08	0,02	0,04
C	%	1,70	0,25	1,78	0,10
LOI	%	9,41	4,06	8,30	4,09
As	ppm	1,2	1,5	21,9	1,8
Ba	ppm	545	500	592	415
Co	ppm	16	23	28	24
Cr	ppm	110	120	140	130
Cu	ppm	40	35	41	50
Ni	ppm	47	57	78	57
Sr	ppm	201	176	163	182
V	ppm	136	140	147	147
Zn	ppm	97	85	92	87
Pb	ppm	7	5	5	7
Rb	ppm	79,1	68	77,5	81,1
Y	ppm	13,7	17,9	17,8	21,1
Zr	ppm	140	157	142	156
Nb	ppm	5,9	6,8	6,3	7,5
La	ppm	14,5	17,6	15,5	24,7
Ce	ppm	32	37,9	35,5	51,7
Pr	ppm	3,85	4,47	4,12	6,13
Nd	ppm	14,8	17,5	15,8	22,9
Sm	ppm	3,09	3,71	3,44	4,91
Eu	ppm	0,97	1,1	1,08	1,33
Gd	ppm	3,06	3,66	3,59	4,58
Tb	ppm	0,47	0,6	0,6	0,73
Dy	ppm	2,66	3,51	3,33	4,19
Ho	ppm	0,53	0,71	0,7	0,83
Er	ppm	1,76	2,15	2,1	2,49
Tm	ppm	0,26	0,32	0,31	0,37
Yb	ppm	1,79	2,16	2,06	2,28
Lu	ppm	0,27	0,32	0,28	0,36
Hf	ppm	3,8	4,4	3,8	4,3
Ta	ppm	0,5	0,6	0,6	0,7
Th	ppm	3,7	4,58	2,98	7,05
U	ppm	1,02	1,27	1,03	2,1
La/Lu		53,7	55,0	55,4	68,6

Échantillon		JZ-063	JZ-045	KH-281	KH-281	KH-281	KH-299	KH-299
		Conglomérat						
Élément	unité							
SiO ₂	%	64,41	72,00	62,10	68,47	70,78	67,74	63,37
TiO ₂	%	0,85	0,73	0,87	0,77	0,57	0,78	0,96
Al ₂ O ₃	%	16,86	12,05	13,12	14,61	13,00	15,15	13,99
Fe ₂ O ₃ T	%	8,33	8,10	8,56	6,98	6,05	8,26	9,67
MnO	%	0,21	0,21	0,49	0,13	0,13	0,13	0,22
MgO	%	2,44	1,68	3,09	1,85	1,85	2,33	3,10
CaO	%	2,79	2,26	6,48	1,84	3,01	1,77	4,63
Na ₂ O	%	2,21	1,64	3,25	3,65	3,63	2,27	2,67
K ₂ O	%	1,70	1,15	1,58	1,43	1,07	1,25	1,02
P ₂ O ₅	%	0,13	0,12	0,28	0,09	0,11	0,13	0,13
S	%	0,01	0,05	0,02	0,04	0,01	0,01	0,04
C	%	2,05	2,30	2,97	0,96	1,62	1,47	1,86
LOI	%	8,68	8,01	12,90	5,30	7,94	7,74	8,67
As	ppm		15,4	12,9	0,6	0,9	1,2	0,5
Ba	ppm	497	330	566	822	454	472	433
Co	ppm	31,1	32,6	34	23	19	24	29
Cr	ppm	130	120	110	130	50	100	140
Cu	ppm	53	54	57	35	13	38	41
Ni	ppm	71	58	66	51	40	56	66
Sr	ppm	156,5	123,5	210	169	167	164,5	166
V	ppm	164	139	152	118	89	132	190
Zn	ppm	77	66	76	68	65	78	82
Pb	ppm	10	10	5	4	6	4	4
Rb	ppm	53,9	43,9	39,2	45,1	30,7	37,3	27,9
Y	ppm	17,5	16,8	23	16,8	13,6	19,6	22,7
Zr	ppm	127	89	114	147	117	134	108
Nb	ppm	5,4	3,5	5,3	5,8	4,4	6,2	5,4
La	ppm	16,7	12,9	13,3	18,2	17,1	16,7	13,6
Ce	ppm	34,9	25,2	29	38,1	33,8	35,6	29,4
Pr	ppm	4,16	3,31	3,53	4,52	4,04	4,22	3,63
Nd	ppm	16,5	13,4	14,8	17	15,4	17,1	15,6
Sm	ppm	3,48	3,13	3,48	3,27	3,16	3,56	3,67
Eu	ppm	0,95	0,88	1,23	1,14	1	1,04	1,09
Gd	ppm	3,44	2,89	4	3,47	3,15	3,91	4,22
Tb	ppm	0,52	0,43	0,66	0,57	0,46	0,55	0,63
Dy	ppm	3,22	2,94	4,16	3,41	2,64	3,59	4,27
Ho	ppm	0,65	0,6	0,83	0,63	0,51	0,72	0,85
Er	ppm	1,95	1,75	2,54	1,95	1,51	2,3	2,68
Tm	ppm	0,28	0,26	0,37	0,26	0,2	0,33	0,36
Yb	ppm	1,8	1,62	2,36	1,83	1,46	2,17	2,36
Lu	ppm	0,27	0,25	0,35	0,27	0,21	0,32	0,37
Hf	ppm	3,7	2,5	3,0	4,0	3,3	3,8	3,1
Ta	ppm	0,5	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6	0,5
Th	ppm	3,21	1,81	1,71	3,23	2,7	3,09	1,63
U	ppm	1,13	0,66	0,65	1,13	0,88	0,97	0,6
La/Lu		61,9	51,6	38,0	67,4	81,4	52,2	36,8

ANNEXE E

**Composition géochimique des roches sédimentaires (arénites matures, immatures
et conglomérats) de la séquence arénitique**

Échantillon		PC-415	PC-415	PC-415	PC-415	PC-415	RHD-272	RHD-272
		Arénite Mature						
Élément	unité							
SiO ₂	%	83,92	73,59	81,10	81,31	79,03	79,32	80,37
TiO ₂	%	0,51	0,77	0,47	0,52	0,64	0,30	0,26
Al ₂ O ₃	%	6,96	10,95	9,27	8,44	9,52	10,68	9,77
Fe ₂ O ₃ T	%	4,87	7,87	4,58	5,03	5,89	3,10	3,26
MnO	%	0,09	0,15	0,13	0,13	0,13	0,04	0,05
MgO	%	0,47	1,18	0,61	0,70	0,75	0,47	0,34
CaO	%	1,10	2,65	1,56	1,68	1,31	1,05	1,12
Na ₂ O	%	0,43	1,42	0,73	0,78	0,76	3,26	3,11
K ₂ O	%	1,51	1,26	1,49	1,35	1,79	1,69	1,58
P ₂ O ₅	%	0,05	0,08	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02
S	%	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,01	-0,01
C	%	0,68	0,72	0,51	0,62	0,80	0,65	0,63
LOI	%	2,41	3,56	2,59	2,84	3,42	1,78	1,73
As	ppm	1,3	1,4	1,4	3,6	1,5	0,5	0,8
Ba	ppm	437	375	489	448	511	518	478
Co	ppm	14	35,1	23	20,6	19,7	7	6,8
Cr	ppm	40	90	40	50	60	30	20
Cu	ppm	11	0	0	0	0	7	9
Ni	ppm	26	46	31	29	37	18	17
Sr	ppm	85	226	163	152	132	211	150
V	ppm	69	140	78	81	90	26	28
Zn	ppm	31	46	31	39	42	29	23
Pb	ppm	11	8	9	10	12	14	10
Rb	ppm	49,6	36,5	44,2	41,3	54,1	51,5	47,2
Y	ppm	16,1	18,5	12,6	18,4	19,5	8,5	6,6
Zr	ppm	104	141	89	101	117	101	85
Nb	ppm	5,1	4,9	3,1	5,1	6,1	4,9	3,5
La	ppm	24,3	21	14,8	28,2	27,3	26	20,7
Ce	ppm	44,8	43,3	27,9	50,9	51,4	51,1	41,2
Pr	ppm	5,89	5,25	3,55	6,79	6,29	5,82	4,52
Nd	ppm	21,2	19,7	13,1	25	22,8	19,3	15,2
Sm	ppm	4,1	3,96	2,66	4,87	4,41	3,3	2,42
Eu	ppm	1,22	1,48	1,02	1,53	1,37	0,83	0,66
Gd	ppm	4,11	4,25	2,85	4,91	4,76	2,8	2,29
Tb	ppm	0,63	0,67	0,46	0,73	0,71	0,36	0,27
Dy	ppm	3,36	3,68	2,51	3,71	3,81	1,81	1,42
Ho	ppm	0,66	0,76	0,54	0,76	0,79	0,36	0,28
Er	ppm	1,74	2,13	1,43	2,03	2,16	0,97	0,78
Tm	ppm	0,26	0,3	0,22	0,3	0,32	0,14	0,13
Yb	ppm	1,53	1,86	1,27	1,70	1,93	0,87	0,71
Lu	ppm	0,26	0,29	0,21	0,26	0,31	0,13	0,11
Hf	ppm	3,1	3,9	2,7	3,1	3,6	3,1	2,6
Ta	ppm	0,4	0,4	0,3	0,5	0,5	0,4	0,3
Th	ppm	6,11	3,51	2,2	5,28	6,45	9,47	6,04
U	ppm	1,35	1,25	1,08	1,33	1,61	2,2	1,4
La/Lu		93,5	72,4	70,5	108,5	88,1	200,0	188,2

Échantillon		RHD-272	RHD-272	RBD 109	RBD 109	RBD 109	RBD 109	RBD 109
		Arénite Mature						
Élément	unité							
SiO ₂	%	71,68	75,66	77,87	74,44	78,14	68,39	77,33
TiO ₂	%	0,41	0,39	0,30	0,40	0,33	0,48	0,36
Al ₂ O ₃	%	14,54	11,99	12,67	13,27	12,14	16,00	12,87
Fe ₂ O ₃ T	%	4,22	4,33	2,64	3,35	3,31	3,94	3,33
MnO	%	0,06	0,06	0,01	0,06	0,01	0,10	0,01
MgO	%	0,79	0,69	0,30	0,39	0,51	0,73	0,44
CaO	%	2,48	1,98	0,15	1,83	0,16	2,92	0,13
Na ₂ O	%	2,77	1,67	3,93	3,64	2,79	4,03	2,21
K ₂ O	%	2,79	2,99	1,99	2,46	2,45	3,22	3,16
P ₂ O ₅	%	0,07	0,03	0,06	0,04	0,05	0,07	0,07
S	%	-0,01	-0,01	0,04	-0,01	0,65	0,02	0,01
C	%	0,63	0,72	0,22	0,54	0,23	0,92	0,27
LOI	%	2,24	2,86	1,45	2,69	1,76	3,90	1,80
As	ppm	0,6	0,3	0,3	0,3	0,8	0,2	0,3
Ba	ppm	995	997	569	773	786	844	851
Co	ppm	8,6	8,3	5,6	5,5	6,7	7,3	7,3
Cr	ppm	30	40	20	20	20	20	30
Cu	ppm	11	5	10	5	16	5	7
Ni	ppm	23	17	13	10	16	12	15
Sr	ppm	331	194	190	193	155	292	121
V	ppm	47	53	36	41	47	42	44
Zn	ppm	32	34	32	42	32	41	41
Pb	ppm	17	19	12	25	11	12	18
Rb	ppm	80,7	83,6	64,8	85,5	75,5	103,5	100,5
Y	ppm	10,9	13,1	9,3	21,3	8,6	13,2	19,7
Zr	ppm	138	145	105	182	110	180	169
Nb	ppm	6,7	7,2	4,5	11,4	4,8	6,1	9,3
La	ppm	29	45,7	23,1	29,7	18,8	31,2	50,1
Ce	ppm	56,2	85,5	42,3	55,8	38	56,1	87,2
Pr	ppm	6,39	9,37	4,7	6,12	4,27	6,14	9,29
Nd	ppm	21,1	31,4	17,3	19,9	14,5	21,3	32,7
Sm	ppm	3,58	4,93	2,86	3,81	2,4	3,76	5,36
Eu	ppm	0,99	1,14	0,76	1,00	0,74	1,51	1,29
Gd	ppm	3,33	4,59	2,62	4,12	2,28	3,89	5,36
Tb	ppm	0,44	0,59	0,34	0,69	0,3	0,54	0,73
Dy	ppm	2,26	2,8	1,74	4,07	1,61	2,78	3,78
Ho	ppm	0,44	0,57	0,35	0,86	0,32	0,57	0,77
Er	ppm	1,28	1,61	0,93	2,52	1,01	1,56	2,14
Tm	ppm	0,2	0,23	0,13	0,39	0,16	0,21	0,3
Yb	ppm	1,22	1,38	0,9	2,41	0,98	1,27	2,00
Lu	ppm	0,19	0,21	0,14	0,38	0,14	0,2	0,3
Hf	ppm	4,3	4,5	2,6	5,7	3,2	4,7	4,3
Ta	ppm	0,6	0,7	0,4	1,0	0,4	0,4	0,8
Th	ppm	13,3	16,05	7,6	25,3	9,09	7,47	18,4
U	ppm	3,13	4,14	1,94	5,67	1,91	1,34	4,36
La/Lu		152,6	217,6	165,0	78,2	134,3	156,0	167,0

Échantillon		RMD 019	PC-415	PC-415	PC-415	PC-415	PC-415
		Arénite Mature	Arénite Immature				
Élément	unité						
SiO ₂	%	75,33	68,65	58,78	63,21	61,60	81,08
TiO ₂	%	0,50	0,83	0,86	0,85	0,80	0,52
Al ₂ O ₃	%	10,51	15,42	20,93	17,59	19,04	8,28
Fe ₂ O ₃ T	%	6,11	8,39	10,83	9,05	10,28	4,85
MnO	%	0,10	0,08	0,08	0,07	0,17	0,13
MgO	%	0,86	1,77	2,56	1,97	2,30	0,69
CaO	%	2,21	0,67	0,28	0,59	0,57	2,09
Na ₂ O	%	2,21	1,95	2,06	3,06	2,60	0,62
K ₂ O	%	1,93	2,07	3,35	3,28	2,40	1,78
P ₂ O ₅	%	0,10	0,11	0,12	0,16	0,12	0,05
S	%	0,01	0,23	0,51	0,07	0,01	0,01
C	%	1,34	0,04	0,22	0,46	0,37	0,94
LOI	%	4,19	3,32	4,33	3,26	3,70	3,66
As	ppm	0,4	0,8	1	0,5	0,7	0,9
Ba	ppm	709	472	731	1010	672	509
Co	ppm	16,5	22,1	28,5	24,3	34,1	14,2
Cr	ppm	70	100	130	120	110	40
Cu	ppm	13	11	57	35	6	0
Ni	ppm	28	49	71	60	88	24
Sr	ppm	172	146	86	86	214	98
V	ppm	85	110	147	126	120	67
Zn	ppm	50	73	98	82	91	36
Pb	ppm	13	11	7	7	8	12
Rb	ppm	62,9	76,8	115	116	81	56,3
Y	ppm	15,1	21,6	21,3	22,6	15,8	23,3
Zr	ppm	117	191	141	180	124	145
Nb	ppm	6,4	9,9	7,6	9,7	6,6	6,7
La	ppm	29,2	28,9	24,8	29,2	22,2	35,5
Ce	ppm	54,8	58,5	50,3	59,9	50,7	63,9
Pr	ppm	5,75	6,53	6,11	6,74	5,73	7,6
Nd	ppm	20,5	22,9	22,2	24	21	26,8
Sm	ppm	3,79	4,40	4,37	4,57	4,1	5,17
Eu	ppm	0,82	1,29	1,33	1,29	1,3	1,49
Gd	ppm	3,26	4,65	4,68	4,88	3,92	5,49
Tb	ppm	0,49	0,74	0,74	0,77	0,58	0,83
Dy	ppm	2,88	4,19	4,26	4,29	3,26	4,43
Ho	ppm	0,55	0,88	0,87	0,96	0,68	0,92
Er	ppm	1,6	2,59	2,55	2,67	1,85	2,53
Tm	ppm	0,24	0,4	0,4	0,39	0,29	0,35
Yb	ppm	1,59	2,45	2,39	2,49	1,76	2,14
Lu	ppm	0,23	0,38	0,39	0,41	0,31	0,34
Hf	ppm	2,7	5,8	4,4	5,4	3,9	4,2
Ta	ppm	0,5	0,8	0,6	0,8	0,5	0,6
Th	ppm	10,5	11,0	7,59	10,15	4,61	10,5
U	ppm	4,25	2,7	1,95	2,82	1,3	1,83
La/Lu		127,0	76,1	63,6	71,2	71,6	104,4

Échantillon		RMD 028	RMD 028	RMD 028	RMD 019	RMD 019	RMD 019	RMD 019
		Arénite Immature						
Élément	unité							
SiO ₂	%	52,94	55,78	61,31	59,12	59,70	57,64	61,24
TiO ₂	%	0,89	0,88	0,65	0,75	0,61	0,59	0,68
Al ₂ O ₃	%	17,18	15,65	16,87	15,66	18,21	20,40	16,96
Fe ₂ O ₃ T	%	11,00	13,01	8,00	10,03	7,62	6,81	8,58
MnO	%	0,20	0,21	0,11	0,17	0,12	0,10	0,11
MgO	%	4,85	4,88	1,96	3,78	2,10	2,21	1,65
CaO	%	8,13	4,83	4,54	5,48	4,96	5,58	3,98
Na ₂ O	%	2,36	3,02	4,96	3,01	5,57	5,21	5,12
K ₂ O	%	2,04	1,42	1,28	1,65	1,02	1,16	1,41
P ₂ O ₅	%	0,23	0,18	0,17	0,12	0,12	0,16	0,16
S	%	0,01	0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,28	0,01
C	%	2,13	1,87	1,01	2,17	1,44	1,44	1,76
LOI	%	9,26	7,83	4,15	8,52	5,52	5,47	5,85
As	ppm	0,8	0,5	1,3	0,4	0,3	0,3	0,4
Ba	ppm	600	366	761	555	404	435	763
Co	ppm	33,8	42,1	21,5	34,8	18,2	14,8	18,7
Cr	ppm	350	300	80	200	50	30	60
Cu	ppm	65	0	39	8	15	17	18
Ni	ppm	113	90	36	71	27	17	30
Sr	ppm	601	364	344	421	500	414	371
V	ppm	199	164	138	142	122	93	130
Zn	ppm	92	108	86	87	74	79	77
Pb	ppm	23	15	17	15	13	14	16
Rb	ppm	72,9	43,6	43,9	56	31,7	31,2	45,1
Y	ppm	22,9	14,9	12,9	14,9	8,8	10,1	11,2
Zr	ppm	117	106	128	111	100	126	127
Nb	ppm	5,4	4	5,3	4,4	3,8	4,3	5
La	ppm	26,8	18,9	26,4	25,2	17,2	19,9	24,4
Ce	ppm	49,3	37,3	49,3	47,8	33	37,5	44
Pr	ppm	6,18	4,36	5,61	5,43	3,7	4,35	4,77
Nd	ppm	24,4	17,4	20,4	20,4	14,2	17,7	17,8
Sm	ppm	4,84	3,66	3,61	3,84	2,75	3,22	3,23
Eu	ppm	1,43	1,08	1,09	1,10	0,83	1,02	0,83
Gd	ppm	4,91	3,28	3,49	3,48	2,25	2,81	2,63
Tb	ppm	0,71	0,5	0,45	0,49	0,33	0,36	0,43
Dy	ppm	4,08	2,86	2,49	2,85	1,76	1,95	2,13
Ho	ppm	0,84	0,63	0,51	0,58	0,36	0,4	0,42
Er	ppm	2,34	1,68	1,45	1,66	0,94	1,09	1,2
Tm	ppm	0,34	0,25	0,21	0,24	0,14	0,15	0,17
Yb	ppm	2,16	1,70	1,31	1,53	0,93	1,00	1,09
Lu	ppm	0,32	0,25	0,19	0,23	0,14	0,14	0,17
Hf	ppm	2,9	2,6	3,2	2,7	2,2	2,8	2,9
Ta	ppm	0,3	0,3	0,4	0,3	0,2	0,2	0,3
Th	ppm	7,42	5,62	8,8	6,68	3,15	3,02	5,98
U	ppm	1,98	1,61	2,16	1,74	0,84	0,79	5,01
La/Lu		83,8	75,6	138,9	109,6	122,9	142,1	143,5

Échantillon		RMD 020	RMD 020	RMD 020	RMD 027	MHD 133	MHD 133	MHD 133
		Arénite Immature						
Élément	unité							
SiO ₂	%	58,67	62,44	59,28	58,53	64,00	59,93	57,64
TiO ₂	%	0,80	0,75	0,64	0,90	0,53	0,79	0,71
Al ₂ O ₃	%	17,41	15,45	18,63	17,63	17,63	18,55	19,67
Fe ₂ O ₃ T	%	8,83	9,65	7,76	9,32	5,17	7,71	7,33
MnO	%	0,21	0,17	0,14	0,38	0,06	0,10	0,13
MgO	%	2,54	2,63	1,74	1,49	2,51	2,06	1,39
CaO	%	5,28	3,35	4,23	3,22	5,01	5,24	7,47
Na ₂ O	%	3,77	2,72	4,24	5,62	2,92	3,11	3,78
K ₂ O	%	2,11	2,48	2,90	2,61	1,70	2,20	1,61
P ₂ O ₅	%	0,21	0,14	0,24	0,23	0,24	0,15	0,14
S	%	-0,01	-0,01	0,01	0,01	-0,01	-0,01	0,01
C	%	1,97	1,48	1,59	1,66	1,27	1,16	1,41
LOI	%	7,70	6,19	6,69	5,97	6,21	5,79	5,34
As	ppm	0,5	0,6	0,3	0,8	0,1	0,6	1,3
Ba	ppm	724	943	1005	585	787	614	764
Co	ppm	23,6	33,1	22,5	31,9	15,9	16,6	11,5
Cr	ppm	60	190	60	100	20	40	20
Cu	ppm	10	0	106	35	0	26	0
Ni	ppm	30	56	32	60	14	25	15
Sr	ppm	428	315	330	281	992	640	555
V	ppm	119	182	129	163	77	133	121
Zn	ppm	84	83	94	70	90	83	50
Pb	ppm	17	16	14	50	16	12	15
Rb	ppm	68,9	84,5	89,9	83,2	49,9	61,2	45
Y	ppm	13,9	18,6	11	17,9	10,8	9	9,8
Zr	ppm	162	108	116	178	124	109	113
Nb	ppm	6,3	4,6	5	7,6	5,3	4,8	4,6
La	ppm	25,9	18,8	18,9	49,9	23,3	16,2	19,6
Ce	ppm	52,5	38	36,6	95,3	45,6	30,1	36,2
Pr	ppm	5,99	4,62	4,24	10,8	5,41	3,42	4,3
Nd	ppm	23,1	18,9	16,2	40,9	20,8	13,5	17,1
Sm	ppm	4,08	4,01	2,91	7,47	3,77	2,53	3,04
Eu	ppm	1,06	1,06	1	1,72	1,23	1,1	1,28
Gd	ppm	3,52	3,56	2,82	5,85	3,5	2,62	3,22
Tb	ppm	0,52	0,53	0,44	0,71	0,48	0,35	0,42
Dy	ppm	2,65	3,17	2,18	3,45	2,17	1,87	2,1
Ho	ppm	0,53	0,68	0,43	0,65	0,44	0,36	0,38
Er	ppm	1,49	1,82	1,2	1,83	1,23	1,03	1,04
Tm	ppm	0,22	0,29	0,18	0,25	0,16	0,15	0,14
Yb	ppm	1,44	1,88	1,2	1,69	1,05	0,92	0,81
Lu	ppm	0,21	0,27	0,18	0,24	0,15	0,13	0,12
Hf	ppm	3,7	2,5	2,8	5,1	2,9	2,5	2,5
Ta	ppm	0,4	0,3	0,4	0,6	0,3	0,2	0,2
Th	ppm	5,17	3,5	5,76	19,5	5,07	2,41	2,26
U	ppm	5,76	1,22	1,29	4,48	1,51	0,68	0,79
La/Lu		123,3	69,6	105,0	207,9	155,3	124,6	163,3

Échantillon		MHD 133	RHD 509	RHD 509	RHD 509	RHD 509	RHD 509	RHD 509
		Arénite Immature						
Élément	unité							
SiO ₂	%	62,40	58,52	62,00	70,63	57,70	59,29	55,66
TiO ₂	%	0,54	0,71	0,45	0,60	0,82	0,97	0,61
Al ₂ O ₃	%	20,90	19,35	18,42	12,04	16,83	15,59	19,37
Fe ₂ O ₃ T	%	4,52	8,01	4,35	7,72	10,34	12,03	8,56
MnO	%	0,04	0,08	0,07	0,10	0,17	0,21	0,20
MgO	%	0,78	2,35	1,70	1,03	2,05	2,72	3,68
CaO	%	2,38	4,61	5,17	2,78	2,93	4,14	6,39
Na ₂ O	%	6,72	4,78	5,12	4,02	8,45	3,33	4,32
K ₂ O	%	1,30	1,18	2,38	0,85	0,38	1,39	0,76
P ₂ O ₅	%	0,21	0,22	0,15	0,09	0,18	0,18	0,28
S	%	-0,01	0,38	1,51	0,22	0,03	0,40	0,14
C	%	0,60	1,17	1,87	1,34	1,43	1,49	1,53
LOI	%	3,65	5,67	7,78	4,31	4,80	6,82	6,71
As	ppm	0,7	0,5	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2
Ba	ppm	671	452	767	587	463	454	224
Co	ppm	11,4	19,2	10,9	21,3	29,6	33,7	23
Cr	ppm	10	40	30	120	80	110	70
Cu	ppm	0	20	0	29	37	49	11
Ni	ppm	16	23	14	37	29	44	23
Sr	ppm	551	458	579	177	376	409	728
V	ppm	86	128	59	120	197	209	132
Zn	ppm	53	95	48	63	112	106	73
Pb	ppm	12	17	15	7	10	10	13
Rb	ppm	39,2	31,3	68,8	26,7	14	40,7	17,8
Y	ppm	9,5	10,8	10,4	16,7	17,8	16,5	12,7
Zr	ppm	134	165	119	127	149	137	106
Nb	ppm	5,8	4,8	4,8	6,3	6,6	5,8	4,8
La	ppm	26,8	17,4	19,8	26,8	47,4	32,7	18,9
Ce	ppm	49,9	35,2	38	51,1	87,1	62,7	36,3
Pr	ppm	5,53	4,23	4,33	5,57	8,92	6,51	4,17
Nd	ppm	20,8	17,1	16,3	20,2	31,8	24	16,1
Sm	ppm	3,43	3,15	2,88	3,82	5,28	4,16	3,04
Eu	ppm	1,1	1,11	1,15	1,06	1,58	1,24	0,99
Gd	ppm	3,27	3,1	2,95	3,72	5,24	4,15	2,89
Tb	ppm	0,41	0,46	0,44	0,54	0,69	0,57	0,38
Dy	ppm	1,76	2,31	2,12	3,27	3,79	3,32	2,38
Ho	ppm	0,35	0,44	0,43	0,69	0,72	0,65	0,54
Er	ppm	0,88	1,24	1,1	1,85	2,02	1,82	1,44
Tm	ppm	0,12	0,18	0,16	0,28	0,28	0,28	0,22
Yb	ppm	0,68	1,18	1,09	1,86	1,78	1,77	1,45
Lu	ppm	0,1	0,18	0,16	0,28	0,25	0,23	0,22
Hf	ppm	3,3	3,8	3,0	3,0	3,4	3,1	2,7
Ta	ppm	0,3	0,2	0,3	0,5	0,4	0,4	0,3
Th	ppm	7,55	3,33	6,29	9,5	5,87	4,61	5,97
U	ppm	1,44	1,18	2,53	5,57	0,84	0,93	1,21
La/Lu		268,0	96,7	123,8	95,7	189,6	142,2	85,9

Échantillon		RHD 589	RHD 589	RHD 589	RHD 592	RHD 592	RHD 592	RHD 587
		Arénite Immature						
Élément	unité							
SiO ₂	%	57,02	61,52	63,23	63,29	66,82	62,35	62,41
TiO ₂	%	0,83	0,80	0,66	0,58	0,63	0,87	0,56
Al ₂ O ₃	%	17,51	15,43	15,18	17,20	14,04	15,04	18,65
Fe ₂ O ₃ T	%	12,30	11,05	8,65	7,07	8,56	10,57	6,33
MnO	%	0,11	0,10	0,19	0,13	0,16	0,17	0,06
MgO	%	2,15	1,81	1,87	2,03	2,09	2,66	1,42
CaO	%	4,51	3,93	4,36	2,96	2,78	3,95	5,27
Na ₂ O	%	3,85	4,29	2,62	5,04	2,44	2,58	3,53
K ₂ O	%	1,41	0,86	2,97	1,40	2,23	1,50	1,35
P ₂ O ₅	%	0,18	0,15	0,13	0,14	0,12	0,12	0,19
S	%	-0,01	0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,01
C	%	0,97	1,24	2,29	1,21	1,28	0,86	1,18
LOI	%	3,88	4,10	7,56	3,79	4,58	3,34	4,00
As	ppm	0,6	0,2	-0,1	0,7	1	0,8	0,4
Ba	ppm	711	441	973	652	925	868	861
Co	ppm	23,7	24	29,9	17,2	28,6	29,3	12
Cr	ppm	60	70	90	40	140	110	20
Cu	ppm	12	25	23	5	6	19	0
Ni	ppm	30	32	47	27	47	48	15
Sr	ppm	421	441	184	256	219	422	1100
V	ppm	182	159	121	101	131	161	93
Zn	ppm	103	107	75	70	73	87	69
Pb	ppm	13	13	12	12	12	11	15
Rb	ppm	46,4	26,5	93,1	43,9	74,7	54,9	37,4
Y	ppm	11,6	13,5	14	11,5	17,2	14,1	9,3
Zr	ppm	146	117	86	110	116	107	113
Nb	ppm	5,5	5,9	4	5,4	6,1	5,4	4,5
La	ppm	25,6	31,3	18,9	24,5	28	26,2	26
Ce	ppm	48,6	61,2	36,9	46,8	53,5	51,3	45,7
Pr	ppm	5,32	6,67	4,11	5,06	5,84	5,46	5,07
Nd	ppm	19,6	25	16	18,3	21,2	20,1	19,3
Sm	ppm	3,55	4,48	3,25	3,24	4,02	3,79	3,34
Eu	ppm	1,00	1,13	0,89	0,95	1,06	1,02	0,98
Gd	ppm	3,06	3,67	2,95	2,92	3,86	3,44	2,91
Tb	ppm	0,45	0,51	0,44	0,44	0,59	0,49	0,38
Dy	ppm	2,13	2,56	2,52	2,12	3,12	2,64	1,76
Ho	ppm	0,44	0,54	0,54	0,43	0,65	0,54	0,34
Er	ppm	1,26	1,48	1,47	1,26	1,86	1,51	0,99
Tm	ppm	0,15	0,18	0,2	0,17	0,25	0,21	0,09
Yb	ppm	1,15	1,29	1,38	1,16	1,74	1,43	0,81
Lu	ppm	0,16	0,18	0,19	0,18	0,25	0,2	0,1
Hf	ppm	4,0	3,2	2,4	3,3	3,4	2,9	3,1
Ta	ppm	0,4	0,4	0,3	0,4	0,5	0,4	0,3
Th	ppm	6,8	4,79	3,46	7,32	9,12	4,65	3,81
U	ppm	1,59	2,88	3,23	1,78	2,13	1,27	1,37
La/Lu		160,0	173,9	99,5	136,1	112,0	131,0	260,0

Échantillon		RHD 587	RHD 587	RBD 101B	RBD 109	MHD 133	RHD 408
Élément	unité	Arénite immature			Conglomérat		
SiO ₂	%	61,53	65,27	64,97	66,62	55,87	69,44
TiO ₂	%	0,67	0,85	0,71	0,91	1,11	0,55
Al ₂ O ₃	%	19,89	15,65	17,51	13,21	14,75	16,36
Fe ₂ O ₃ T	%	6,58	9,30	7,69	9,13	14,08	4,80
MnO	%	0,05	0,07	0,08	0,13	0,23	0,06
MgO	%	0,98	1,56	1,84	1,33	5,89	0,54
CaO	%	4,03	3,91	2,09	3,08	5,37	1,09
Na ₂ O	%	3,96	2,12	2,26	2,00	2,01	3,67
K ₂ O	%	1,98	0,95	2,57	3,33	0,51	3,22
P ₂ O ₅	%	0,18	0,17	0,13	0,08	0,08	0,04
S	%	0,22	0,47	0,07	0,02	0,01	0,01
C	%	1,55	1,44	0,93	1,02	2,41	1,06
LOI	%	5,85	5,16	4,23	4,61	10,14	3,11
As	ppm	4,6	0,9	0,8	0,4	0,4	0,6
Ba	ppm	872	441	627	745	184	1415
Co	ppm	13	21,3	18,2	25,9	49,9	8,9
Cr	ppm	20	60	110	120	200	30
Cu	ppm	14	28	32	59	12	8
Ni	ppm	21	34	50	49	118	20
Sr	ppm	343	606	245	270	180	254
V	ppm	95	130	95	138	214	66
Zn	ppm	68	86	82	80	121	61
Pb	ppm	17	9	16	19	5	30
Rb	ppm	52,2	26,7	98,4	134,5	13,3	126,5
Y	ppm	9,1	12,2	18,8	22	17,8	19,2
Zr	ppm	112	132	142	157	82	231
Nb	ppm	4,9	5	8,4	7,4	3,1	11,2
La	ppm	26,2	22,4	31,3	30,4	11	46,1
Ce	ppm	48,3	43,6	64	56,9	23,5	85,4
Pr	ppm	5,31	5	7,52	6,43	2,89	9,02
Nd	ppm	19,5	19,3	26,4	22,2	12,1	31,7
Sm	ppm	3,29	3,4	4,94	4,2	2,82	5,02
Eu	ppm	1,00	1,02	1,25	1,18	1,01	1,00
Gd	ppm	2,92	3,17	4,66	4,4	3,38	4,69
Tb	ppm	0,41	0,47	0,72	0,71	0,58	0,69
Dy	ppm	1,83	2,29	3,7	3,94	3,53	3,6
Ho	ppm	0,37	0,45	0,76	0,88	0,77	0,76
Er	ppm	0,91	1,26	2,27	2,42	2,13	2,22
Tm	ppm	0,11	0,16	0,34	0,37	0,32	0,32
Yb	ppm	0,83	1,16	2,11	2,21	2,05	2,13
Lu	ppm	0,10	0,14	0,34	0,36	0,31	0,32
Hf	ppm	3,1	3,7	4,4	4,7	2,00	7,00
Ta	ppm	0,3	0,3	0,7	0,6	0,2	0,9
Th	ppm	4,72	3,37	9,73	11,25	1,37	24,1
U	ppm	0,92	1,03	2,76	3,27	0,54	4,91
La/Lu		262,0	160,0	92,1	84,4	35,5	144,1

ANNEXE F

**Méthodologie de l'analyse géochronologique et liste détaillée des échantillons
utilisés**

Récupération des minéraux lourds et sélection des zircons

Les échantillons sont préalablement nettoyés sous l'eau et avec une brosse pour éviter toute contamination. Tous les plaques des appareils sont rigoureusement nettoyés avec une brosse métallique (meuleuse électrique) encore une fois afin d'éviter une contamination des poudres d'un échantillon précédemment traité. L'échantillon est réduit à l'aide d'un broyeur à mâchoires puis d'un pulvérisateur à disques (Bico disk mill) pour obtenir une poudre ayant la granulométrie d'un sable fin à très fin. Une première étape de concentration des minéraux lourds est effectuée en utilisant une table à secousse de type Wilfley. La fraction la plus lourde, après avoir été asséchée, est tamisée pour n'en conserver que le matériel dont la granulométrie est inférieure à 200 μ m. La deuxième étape de concentration est effectuée en utilisant une liqueur dense d'iodure de méthylène ($d = 3.32$). Finalement les minéraux lourds sont séparés en fonction de leur susceptibilité magnétique en utilisant un séparateur isodynamique Frantz. Les zircons se caractérisant par des propriétés non-magnétiques et diamagnétiques sont examinés à la loupe binoculaire et sélectionnés sur la base de leur qualité (absence de micro-fracture, d'évidence d'altération et d'inclusion) pour ensuite être classés en fonction de critères typologiques: morphologie, développement des faces cristallines et couleur. Les zircons sélectionnés pour chaque échantillon sont présentés sur des photos prises à la loupe binoculaire en lumière transmise (largeur du champ, approximativement 1,72 mm).

Analyse par dilution isotopique et spectrométrie de masse à ionisation thermique (ID-TIMS)

Les analyses effectuées par mise en solution du zircon exigent que les surfaces des zircons sélectionnés soient préalablement enlevées par abrasion dans une chambre à pression d'air (Krogh, 1982) afin de retirer la portion métamictique souvent affectée par une perte en Pb. Après avoir nettoyé les zircons à l'acide nitrique (HNO_3 4N) dans un bain ultrasonique, les cristaux choisis sont placés dans des capsules en téflon dans lesquelles on ajoute de l'acide fluorhydrique concentré (HF) et quelques milligrammes d'un traceur isotopique composé de ^{205}Pb et $^{233-235}\text{U}$, pour être mis au four à 220°C . Les produits de décomposition sont traités avec de l'acide chlorhydrique (HCl) pour assurer une dissolution complète. Les solutions sont subséquemment purifiées pour le plomb et l'uranium grâce à l'utilisation de colonnes chromatographiques utilisant des résines d'échange anionique en mode chlorhydrique. Cette méthode présentée par Krogh (1973) a été modifiée pour des capsules de dissolution et des colonnes de taille réduite afin de minimiser la contamination de Pb commun.

Le plomb et l'uranium, pour être ionisés, sont déposés sur un même filament de rhénium dans un mélange de gel de silice et d'acide phosphorique. Les analyses sont effectuées en mode dynamique sur le compteur d'ions Daly d'un spectromètre de masse VG Sector 54. Une correction de 11 nanosecondes pour le temps mort est appliquée au comptage du photomultiplicateur, ce facteur de correction a été déterminé en utilisant l'étalon d'uranium NIST SRMU500. Les corrections pour la discrimination thermique des masses et celle du détecteur sont de 0,16%/AMU pour le Pb. Cette correction a été établie en utilisant les étalons de plomb NIST SRM981 et SRM982. Pour l'uranium, les valeurs de fractionnements qui varient entre 0,12-0,18%/AMU, sont obtenues in-situ pour chacune des analyses à l'aide du traceur

^{233}U - ^{235}U . Les facteurs de correction ont été subséquemment confirmés par l'analyse du zircon standard z91500 pour lequel un âge de $1066,2 \pm 0,6$ Ma a été obtenu et qui se compare avec l'âge de $1066,37 \pm 0,38$ Ma obtenu par Schoene *et al.* (2006).

Analyse *in-situ* par ablation laser et spectrométrie de masse à source au plasma (LA-MC-ICP-MS)

Les analyses *in-situ* ont été effectuées à l'aide d'un laser de type UV 213 nm à courte pulsion (4 nano-secondes) couplé à spectromètre de masse à multi-collection muni d'une source à ionisation au plasma (Nu Plasma HR Multicollector Mass spectrometer) du département de "Earth and Atmospheric Sciences" de l'Université de l'Alberta à Edmonton. L'acquisition des rapports isotopiques a été effectuée par Andrew S. Dufrane responsable du MC-ICP-MS au laboratoire de géochimie isotopique sous la responsabilité scientifique du Professeur Larry Heaman. Les zircons sélectionnés sont préalablement nettoyés dans un bain ultrasonique et successivement immergés dans l'acide chlorhydrique 3N, puis dans l'eau supra-pure. Ils sont ensuite placés dans un montage de résine epoxy que l'on abrase afin d'exposer la surface médiane des cristaux. Le montage est poli avec une série d'abrasifs à base de poudre de diamant ou d'aluminium jusqu'à 0,5 mm.

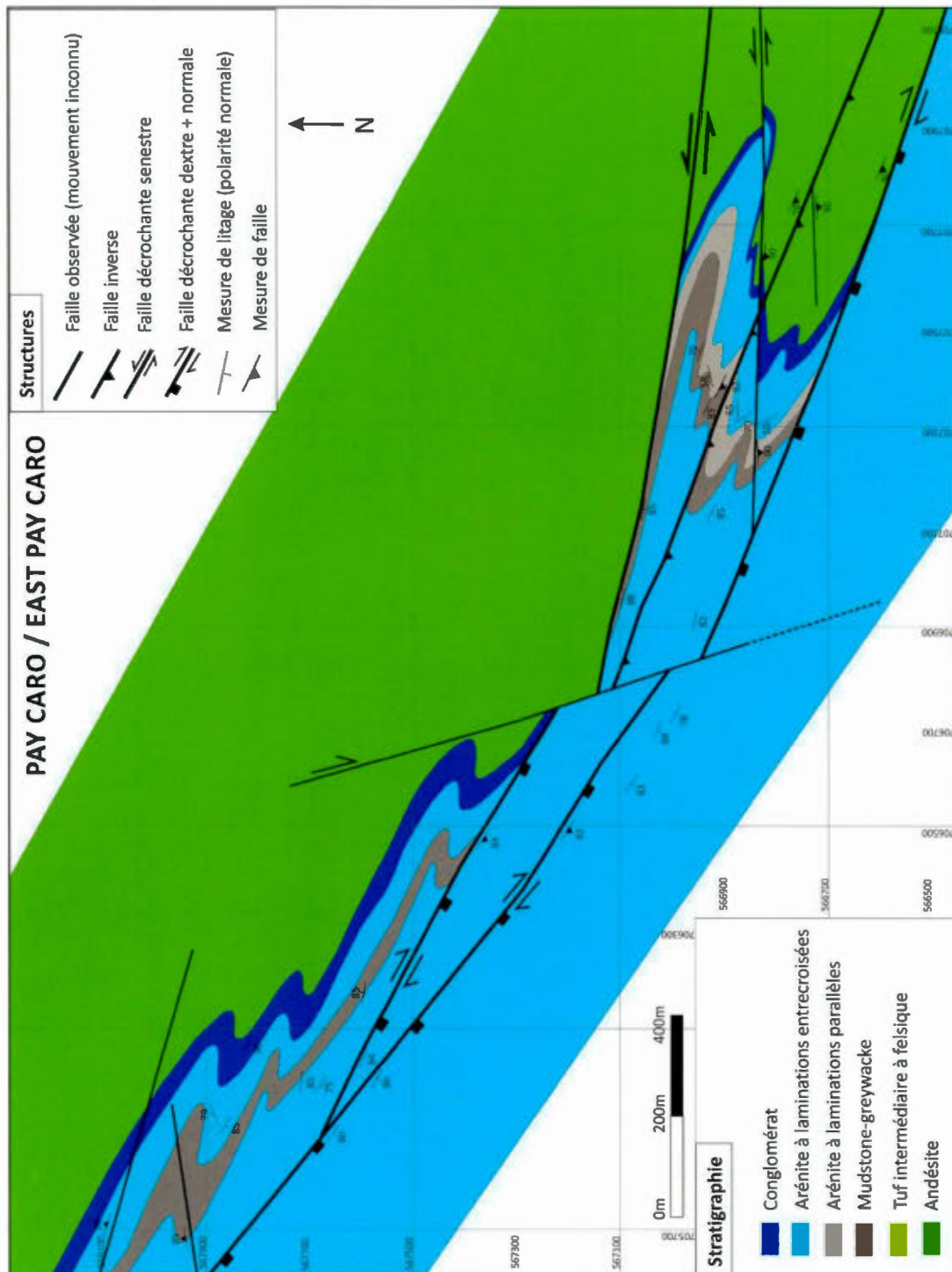
La méthode utilisée pour faire l'acquisition et le traitement des données isotopiques U et Pb *in situ* est décrite en détail dans Simonetti *et al.* (2005). Pour l'analyse isotopique, les différents paramètres de l'ICP sont ajustés afin d'optimiser l'intensité du signal à partir d'une solution standard de plomb non-isotopique. L'ablation du cristal est effectuée en utilisant le faisceau laser (diamètre 40 mm) et l'analyte ainsi produit est transporté dans un mélange gazeux d'He et d'Ar vers le plasma pour être ionisé. Les différentes masses isotopiques (^{202}Hg , ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb et ^{238}U) sont

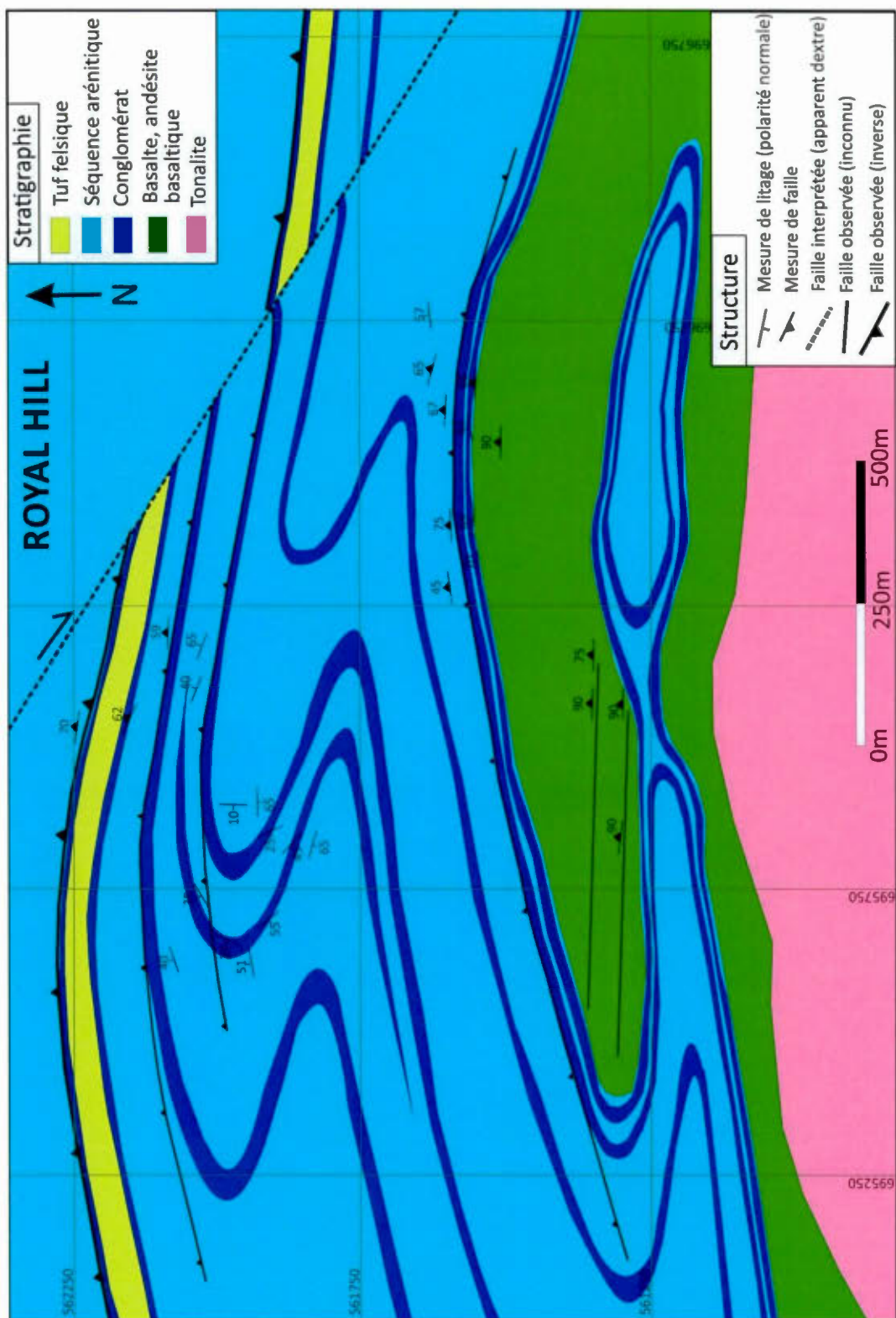
recueillies simultanément en mode statique en utilisant 3 compteurs d'ions couplés à des détecteurs de type Faraday. Les corrections pour le fractionnement isotopique du plomb sont effectuées par l'addition d'une solution standard de Tallium (NIST SRM997). La correction pour la dérive quotidienne de l'instrument est effectuée via la méthode de 'standard bracketing' pour laquelle l'analyse d'un zircon standard est effectuée entre chaque série d'analyse de dix zircons inconnus. Le zircon UQZ8 dont l'âge de 1143 ± 1 Ma, établi par dilution isotopique ($n=16$), a été utilisé comme standard interne pour la présente étude.

Liste des échantillons utilisés pour la géochronologie					
Roche	Gisement	Échantillon	No forage	Section	Interval
Tonalite	Sud Royal Hill	09Rose05	RHD-724/ RHD-725/ RHD-726/ RHD-728	49590E/ 49790E/ 49190E/ 49190E	154,56 - 177m/ 88,27 - 102,86m/ 155,11 - 175,62m/ 91,63 - 152,12m
Rhyolite	Sud Mayo	09Rose07	MHD-368	44220E	199,18 - 231,16m
Arénite minéralisé	Rosebel	09Rose04	RBD-117	57880E	125,92 - 160,71m
Arénite stérile	Royal Hill	09Rose01	RHD-613	48990E	98,81 - 122,27m
Conglomérat stérile	Royal Hill	09Rose03	RHD-608A	48790E	106,15 - 140,28m
Conglomérat minéralisé	Royal Hill	09Rose06	RHD-683	49665E	158,27 - 172,54m
Conglomérat	Koolhoven	09Rose08	KH-398	19000E	187,24 - 213,00m

ANNEXE G

**Cartes géologiques détaillées des gisements de Pay Caro/East Pay Caro et de Royal
Hill avec mesures structurales**





ANNEXE H

Compositions des différents minéraux analysés à la microsonde (tourmaline,
muscovite et chlorite)

Tourmaline								
Échantillon	RHD-447							
	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C1
Type	Tourmalinite							
SiO ₂	36,18	37,26	36,40	36,38	36,10	36,55	36,57	35,96
TiO ₂	0,782	0,090	0,820	0,093	0,236	0,262	0,128	0,749
Al ₂ O ₃	30,95	32,75	29,89	32,87	32,28	32,07	32,28	30,90
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,010	0,015
Fe ₂ O ₃	9,80	9,22	9,57	9,16	9,69	9,60	9,03	9,48
MnO	0,017	0,023	0,038	0,036	0,030	0,034	0,041	0,024
MgO	5,82	5,30	6,61	5,11	4,98	5,23	5,53	6,00
CaO	0,556	0,181	1,198	0,189	0,204	0,227	0,294	0,708
CuO	0,006	0,000	0,010	0,022	0,027	0,000	0,014	0,006
ZnO	0,028	0,026	0,000	0,036	0,024	0,016	0,029	0,082
PbO	0,000	0,000	0,045	0,005	0,000	0,000	0,000	0,040
Na ₂ O	2,03	1,57	1,89	1,46	1,68	1,70	1,65	1,97
K ₂ O	0,028	0,031	0,028	0,013	0,024	0,018	0,038	0,021
Total	86,19	86,45	86,50	85,37	85,27	85,71	85,61	85,96
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	6,00	6,09	6,03	6,02	6,02	6,05	6,05	5,98
Ti	0,098	0,011	0,102	0,012	0,030	0,033	0,016	0,094
Al	6,05	6,31	5,83	6,42	6,34	6,26	6,29	6,06
Fe(ii)	1,36	1,26	1,33	1,27	1,35	1,33	1,25	1,32
Mn	0,002	0,003	0,005	0,005	0,004	0,005	0,006	0,003
Mg	1,44	1,29	1,63	1,26	1,24	1,29	1,36	1,49
Ca	0,099	0,032	0,213	0,034	0,036	0,040	0,052	0,126
Na	0,652	0,496	0,608	0,470	0,542	0,545	0,530	0,636
K	0,006	0,006	0,006	0,003	0,005	0,004	0,008	0,004
Total	18,71	18,50	18,76	18,49	18,56	18,56	18,56	18,71
Calculs								
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017
Al ^{VI}	6,05	6,31	5,83	6,42	6,34	6,26	6,29	6,04
Al dans Y	0,050	0,308	0,000	0,416	0,339	0,260	0,291	0,042
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,165	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,36	1,26	1,16	1,27	1,35	1,33	1,25	1,32
X, Y, Z								
X	0,751	0,528	0,820	0,504	0,578	0,586	0,582	0,763
Y	2,90	2,57	3,07	2,55	2,62	2,66	2,63	2,91
Z	6,00	6,00	5,83	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Ratios								
Fe/(Fe+Mg)	0,49	0,49	0,45	0,50	0,52	0,51	0,48	0,47
Na/(Na+Ca)	0,87	0,94	0,74	0,93	0,94	0,93	0,91	0,83

Tourmaline								
Échantillon	RHD-447							
	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C3	C3
Type	Tourmalinite							
SiO ₂	36,49	36,46	36,46	36,26	35,94	37,75	36,59	36,51
TiO ₂	0,131	0,249	0,823	0,830	0,837	0,122	1,299	0,775
Al ₂ O ₃	32,24	32,02	29,95	30,05	30,44	32,59	29,53	30,46
Cr ₂ O ₃	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000
Fe ₂ O ₃	9,98	10,36	9,30	9,38	10,41	9,43	10,79	9,17
MnO	0,043	0,050	0,056	0,017	0,043	0,050	0,047	0,018
MgO	4,94	4,79	6,75	6,62	5,72	5,06	5,89	6,52
CaO	0,256	0,323	1,203	1,176	0,677	0,211	0,898	0,918
CuO	0,000	0,000	0,007	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000
ZnO	0,036	0,000	0,000	0,025	0,000	0,051	0,033	0,036
PbO	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,011	0,054	0,006
Na ₂ O	1,57	1,73	1,81	1,86	1,92	1,59	1,86	1,93
K ₂ O	0,026	0,027	0,032	0,028	0,031	0,024	0,034	0,026
Total	85,71	86,01	86,38	86,25	86,02	86,89	87,04	86,37
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	6,05	6,04	6,03	6,02	6,00	6,14	6,06	6,03
Ti	0,016	0,031	0,102	0,104	0,105	0,015	0,162	0,096
Al	6,30	6,26	5,84	5,87	5,99	6,25	5,76	5,93
Fe(ii)	1,38	1,44	1,29	1,30	1,45	1,28	1,49	1,27
Mn	0,006	0,007	0,008	0,002	0,006	0,007	0,007	0,003
Mg	1,22	1,18	1,66	1,64	1,42	1,23	1,45	1,61
Ca	0,045	0,057	0,213	0,209	0,121	0,037	0,159	0,162
Na	0,506	0,556	0,582	0,598	0,622	0,501	0,596	0,617
K	0,006	0,006	0,007	0,006	0,007	0,005	0,007	0,005
Total	18,54	18,58	18,74	18,75	18,72	18,47	18,70	18,72
Calculs								
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	6,30	6,26	5,84	5,87	5,99	6,25	5,76	5,93
Al dans Y	0,301	0,257	0,000	0,000	0,000	0,251	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,159	0,126	0,014	0,000	0,237	0,069
Fe ²⁺	1,38	1,44	1,13	1,18	1,44	1,28	1,26	1,20
X, Y, Z								
X	0,552	0,613	0,795	0,807	0,743	0,538	0,756	0,779
Y	2,63	2,66	3,06	3,04	2,99	2,53	3,12	2,97
Z	6,00	6,00	5,84	5,87	5,99	6,00	5,76	5,93
Ratios								
Fe/(Fe+Mg)	0,53	0,55	0,44	0,44	0,51	0,51	0,51	0,44
Na/(Na+Ca)	0,92	0,91	0,73	0,74	0,84	0,93	0,79	0,79

Tourmaline							
Échantillon	RHD-447						
	C3	C4	C4	C4	C5	C5	C5
Type	Tourmalinite						
SiO ₂	36,41	37,68	37,18	36,82	37,44	36,97	37,06
TiO ₂	0,742	0,505	0,736	0,929	0,389	0,726	0,635
Al ₂ O ₃	29,62	31,71	31,31	30,57	32,11	31,29	31,25
Cr ₂ O ₃	0,000	0,071	0,076	0,020	0,099	0,004	0,011
Fe ₂ O ₃	9,28	8,45	10,00	11,06	7,71	9,79	9,13
MnO	0,033	0,018	0,038	0,023	0,022	0,065	0,057
MgO	6,34	6,01	5,46	5,10	6,28	5,51	5,78
CaO	0,906	0,207	0,550	0,394	0,208	0,851	0,854
CuO	0,023	0,000	0,000	0,043	0,000	0,007	0,000
ZnO	0,004	0,036	0,021	0,040	0,016	0,011	0,081
PbO	0,097	0,000	0,000	0,041	0,000	0,024	0,077
Na ₂ O	2,22	2,10	1,96	2,06	2,12	1,85	1,90
K ₂ O	0,065	0,019	0,021	0,020	0,012	0,019	0,020
Total	85,74	86,81	87,35	87,11	86,40	87,12	86,86
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	6,08	6,13	6,08	6,08	6,10	6,06	6,08
Ti	0,093	0,062	0,091	0,115	0,048	0,089	0,078
Al	5,83	6,08	6,03	5,95	6,17	6,04	6,04
Fe(ii)	1,30	1,15	1,37	1,53	1,05	1,34	1,25
Mn	0,005	0,002	0,005	0,003	0,003	0,009	0,008
Mg	1,58	1,46	1,33	1,25	1,53	1,35	1,41
Ca	0,162	0,036	0,096	0,070	0,036	0,149	0,150
Na	0,720	0,662	0,622	0,658	0,669	0,588	0,604
K	0,014	0,004	0,004	0,004	0,002	0,004	0,004
Total	18,78	18,60	18,63	18,66	18,60	18,63	18,63
Calculs							
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	5,83	6,08	6,03	5,95	6,17	6,04	6,04
Al dans Y	0,000	0,083	0,033	0,000	0,167	0,042	0,041
Fe ³⁺	0,170	0,000	0,000	0,051	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,13	1,15	1,37	1,48	1,05	1,34	1,25
X, Y, Z							
X	0,882	0,699	0,718	0,728	0,705	0,738	0,754
Y	2,97	2,67	2,79	2,90	2,63	2,79	2,75
Z	5,83	6,00	6,00	5,95	6,00	6,00	6,00
Ratios							
Fe/(Fe+Mg)	0,45	0,44	0,51	0,55	0,41	0,50	0,47
Na/(Na+Ca)	0,82	0,95	0,87	0,90	0,95	0,80	0,80

Tourmaline						
Échantillon	RHD-466					
	C3	C3	C3	C5	C5	C5
Type	Alteration					
SiO ₂	36,14	36,89	37,63	37,45	36,84	36,43
TiO ₂	0,611	0,587	0,597	0,474	0,637	1,008
Al ₂ O ₃	31,25	31,90	32,00	32,48	31,70	31,02
Cr ₂ O ₃	0,002	0,029	0,046	0,018	0,033	0,045
Fe ₂ O ₃	9,14	9,75	8,69	8,73	8,97	10,67
MnO	0,000	0,008	0,007	0,008	0,019	0,021
MgO	6,05	5,24	5,83	5,66	5,88	4,91
CaO	0,847	0,220	0,319	0,287	0,663	0,221
CuO	0,009	0,000	0,006	0,000	0,009	0,000
ZnO	0,005	0,000	0,028	0,073	0,018	0,000
PbO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,037
Na ₂ O	1,78	1,87	2,07	1,98	1,84	2,11
K ₂ O	0,022	0,017	0,024	0,031	0,030	0,046
Total	85,85	86,50	87,24	87,19	86,65	86,52
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	5,99	6,06	6,10	6,08	6,04	6,04
Ti	0,076	0,073	0,073	0,058	0,079	0,126
Al	6,11	6,18	6,12	6,21	6,12	6,06
Fe(ii)	1,27	1,34	1,18	1,18	1,23	1,48
Mn	0,000	0,001	0,001	0,001	0,003	0,003
Mg	1,50	1,28	1,41	1,37	1,44	1,21
Ca	0,150	0,039	0,055	0,050	0,116	0,039
Na	0,573	0,595	0,651	0,622	0,585	0,678
K	0,005	0,004	0,005	0,006	0,006	0,010
Total	18,67	18,57	18,59	18,58	18,62	18,65
Calculs						
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	6,11	6,18	6,12	6,21	6,12	6,06
Al dans Y	0,107	0,178	0,116	0,209	0,123	0,061
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,27	1,34	1,18	1,18	1,23	1,48
X, Y, Z						
X	0,724	0,634	0,706	0,672	0,702	0,717
Y	2,84	2,70	2,66	2,61	2,75	2,82
Z	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Ratios						
Fe/(Fe+Mg)	0,46	0,51	0,46	0,46	0,46	0,55
Na/(Na+Ca)	0,79	0,94	0,92	0,93	0,83	0,95

Tourmaline								
Échantillon	RHD-558						RHD-380	
	C4	C4	C4	C5	C5	C5	C4	C4
Type	Veine 1er stade							
SiO ₂	34,24	35,06	35,48	38,04	37,14	37,32	37,59	36,51
TiO ₂	0,495	0,544	0,515	0,120	0,426	0,494	0,107	0,444
Al ₂ O ₃	31,49	32,05	31,88	32,93	32,33	31,99	32,54	31,79
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,021	0,007	0,000	0,178	0,171
Fe ₂ O ₃	8,44	8,40	8,25	8,47	8,96	8,81	7,63	8,26
MnO	0,029	0,027	0,032	0,044	0,038	0,036	0,008	0,015
MgO	6,29	6,28	6,27	5,43	5,69	5,88	5,84	6,08
CaO	0,541	0,560	0,551	0,243	0,621	0,606	0,217	0,784
CuO	0,000	0,007	0,000	0,017	0,000	0,000	0,003	0,006
ZnO	0,047	0,000	0,000	0,018	0,000	0,029	0,000	0,000
PbO	0,000	0,036	0,015	0,000	0,015	0,026	0,006	0,001
Na ₂ O	1,84	1,75	1,81	1,55	1,77	1,87	1,63	1,81
K ₂ O	0,025	0,032	0,026	0,023	0,025	0,025	0,031	0,025
Total	83,43	84,75	84,81	86,91	87,03	87,07	85,78	85,89
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	5,84	5,87	5,93	6,15	6,05	6,07	6,15	6,02
Ti	0,063	0,069	0,065	0,015	0,052	0,060	0,013	0,055
Al	6,33	6,32	6,27	6,28	6,20	6,14	6,27	6,18
Fe(ii)	1,20	1,18	1,15	1,15	1,22	1,20	1,04	1,14
Mn	0,004	0,004	0,005	0,006	0,005	0,005	0,001	0,002
Mg	1,60	1,57	1,56	1,31	1,38	1,43	1,42	1,50
Ca	0,099	0,100	0,099	0,042	0,108	0,106	0,038	0,139
Na	0,606	0,569	0,584	0,487	0,559	0,588	0,517	0,579
K	0,005	0,007	0,006	0,005	0,005	0,005	0,006	0,005
Total	18,74	18,69	18,67	18,44	18,58	18,60	18,46	18,62
Calculs								
Al ^{IV}	0,163	0,130	0,075	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	6,16	6,19	6,20	6,28	6,20	6,14	6,27	6,18
Al dans Y	0,163	0,195	0,199	0,277	0,203	0,135	0,273	0,182
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,20	1,18	1,15	1,15	1,22	1,20	1,04	1,14
X, Y, Z								
X	0,705	0,670	0,683	0,529	0,668	0,694	0,555	0,718
Y	2,87	2,82	2,78	2,48	2,66	2,69	2,48	2,69
Z	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Ratios								
Fe/(Fe+Mg)	0,43	0,43	0,42	0,47	0,47	0,46	0,42	0,43
Na/(Na+Ca)	0,86	0,85	0,86	0,92	0,84	0,85	0,93	0,81

Tourmaline								
Échantillon	RHD-550			RHD-625				
	C2	C3	C3	C1	C1	C1	C1	C2
Type	Veine 2ème stade							
SiO ₂	36,17	37,15	37,63	36,94	36,75	36,01	36,82	36,74
TiO ₂	0,534	0,094	0,070	0,150	0,638	0,625	0,706	1,024
Al ₂ O ₃	32,12	32,28	31,81	32,52	30,53	30,89	30,99	30,39
Cr ₂ O ₃	0,024	0,071	0,018	0,142	0,101	0,128	0,233	0,093
Fe ₂ O ₃	11,53	8,90	8,54	8,64	10,48	11,17	10,96	11,58
MnO	0,016	0,011	0,000	0,000	0,001	0,012	0,001	0,012
MgO	3,65	4,47	4,67	5,06	4,90	4,78	4,57	4,70
CaO	0,267	0,067	0,058	0,047	0,257	0,702	0,530	0,523
CuO	0,005	0,003	0,011	0,002	0,017	0,000	0,010	0,003
ZnO	0,032	0,011	0,043	0,002	0,000	0,000	0,000	0,014
PbO	0,000	0,049	0,000	0,000	0,018	0,028	0,035	0,024
Na ₂ O	1,74	1,54	1,46	1,43	2,06	1,86	1,81	1,85
K ₂ O	0,022	0,010	0,022	0,015	0,036	0,026	0,036	0,037
Total	86,11	84,65	84,34	84,95	85,79	86,24	86,70	86,98
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	6,03	6,18	6,26	6,12	6,13	6,02	6,10	6,09
Ti	0,067	0,012	0,009	0,019	0,080	0,079	0,088	0,128
Al	6,31	6,33	6,24	6,35	6,01	6,08	6,05	5,94
Fe(ii)	1,61	1,24	1,19	1,20	1,46	1,56	1,52	1,60
Mn	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002
Mg	0,91	1,11	1,16	1,25	1,22	1,19	1,13	1,16
Ca	0,048	0,012	0,010	0,008	0,046	0,126	0,094	0,093
Na	0,563	0,496	0,472	0,460	0,668	0,603	0,581	0,594
K	0,005	0,002	0,005	0,003	0,008	0,006	0,008	0,008
Total	18,53	18,39	18,35	18,41	18,62	18,67	18,58	18,62
Calculs								
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	6,31	6,33	6,24	6,35	6,01	6,08	6,05	5,94
Al dans Y	0,308	0,333	0,240	0,353	0,005	0,083	0,053	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,063
Fe ²⁺	1,61	1,24	1,19	1,20	1,46	1,56	1,52	1,54
X, Y, Z								
X	0,611	0,508	0,483	0,469	0,713	0,729	0,675	0,687
Y	2,58	2,36	2,36	2,47	2,76	2,83	2,74	2,89
Z	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	5,94
Ratios								
Fe/(Fe+Mg)	0,64	0,53	0,51	0,49	0,55	0,57	0,57	0,58
Na/(Na+Ca)	0,92	0,98	0,98	0,98	0,94	0,83	0,86	0,86

Échantillon	Chlorite														
	Métamorphique										Altération				
	PC-317					RHD-448					PC-455				
SiO2	24,61	24,13	24,48	25,40	27,40	24,44	25,05	25,33	25,17	25,35	25,56	25,74	22,58	22,54	23,04
TiO2	0,061	0,026	0,074	0,035	0,054	0,043	0,075	0,070	0,088	0,089	0,092	0,070	0,062	0,033	0,058
Al2O3	23,13	23,26	23,19	22,27	19,70	20,43	21,10	21,43	21,24	21,27	21,39	21,17	22,71	22,45	22,67
Cr2O3	0,331	0,464	0,361	0,284	0,205	0,027	0,040	0,074	0,047	0,050	0,048	0,056	0,036	0,000	0,000
FeO	21,89	22,26	21,99	21,64	19,90	18,37	22,87	22,70	22,34	22,37	22,47	22,60	33,70	33,61	33,34
MnO	0,038	0,035	0,047	0,067	0,032	0,232	0,275	0,276	0,293	0,279	0,284	0,274	0,162	0,165	0,162
MgO	16,662	16,671	16,86	17,193	18,627	16,855	16,877	17,055	17,058	17,326	17,472	17,585	7,458	8,261	8,341
CaO	0,011	0,028	0,018	0,020	0,017	0,129	0,034	0,000	0,087	0,169	0,028	0,019	0,015	0,043	0,000
Na2O	0,025	0,027	0,025	0,018	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,12	0,01	0,00
K2O	0,03	0,01	0,02	0,03	0,01	0,00	0,01	0,06	0	0,01	0,00	0,00	0,074	0,01	0,00
Total	86,81	86,93	87,08	86,96	85,99	80,52	86,33	87,04	86,32	86,91	87,38	87,53	86,98	87,13	87,62

Chlorite															
Échantillon	Alteration														
	PC-457					PC-455					PC-357				
SiO2	23,29	22,91	23,42	23,51	23,65	23,60	23,62	23,56	23,07	23,11	23,35	23,28	22,96	23,29	23,60
TiO2	0,039	0,064	0,014	0,049	0,043	0,052	0,050	0,043	0,070	0,059	0,067	0,046	0,092	0,059	0,076
Al2O3	22,87	22,55	22,82	23,14	22,96	23,24	23,09	23,38	23,08	22,60	22,84	22,56	22,52	22,16	22,04
Cr2O3	0,037	0,011	0,046	0,040	0,008	0,012	0,000	0,025	0,012	0,019	0,018	0,007	0,006	0,029	0,044
FeO	32,79	33,03	29,99	29,59	29,95	29,32	29,02	27,30	32,46	32,55	32,45	32,54	32,62	32,55	32,23
MnO	0,073	0,058	0,380	0,352	0,351	0,305	0,336	0,240	0,202	0,203	0,041	0,066	0,077	0,069	0,074
MgO	8,526	8,831	10,429	10,488	10,806	11,213	11,466	12,479	9,164	9,251	8,923	9,119	9,282	9,288	9,467
CaO	0,040	0,013	0,006	0,030	0,047	0,012	0,000	0,028	0,003	0,035	0,017	0,134	0,011	0,014	0,034
Na2O	0,014	0,04	0,05	0,08	0,00	0,02	0,03	0,05	0,06	0,006	0,05	0,02	0,01	0,00	0,04
K2O	0,02	0,02	0,02	0,05	0,00	0,02	0,018	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,009
Total	87,72	87,54	87,20	87,33	87,81	87,84	87,67	87,17	88,23	87,85	87,78	87,78	87,59	87,48	87,71

Chlorite															
Échantillon	Alteration														
	PC-457								PC-455			PC-357			
SiO2	23,29	22,91	23,42	23,51	23,65	23,60	23,62	23,56	23,07	23,11	23,35	23,28	22,96	23,29	23,60
TiO2	0,039	0,064	0,014	0,049	0,043	0,052	0,050	0,043	0,070	0,059	0,067	0,046	0,092	0,059	0,076
Al2O3	22,87	22,55	22,82	23,14	22,96	23,24	23,09	23,38	23,08	22,60	22,84	22,56	22,52	22,16	22,04
Cr2O3	0,037	0,011	0,046	0,040	0,008	0,012	0,000	0,025	0,012	0,019	0,018	0,007	0,006	0,029	0,044
FeO	32,79	33,03	29,99	29,59	29,95	29,32	29,02	27,30	32,46	32,55	32,45	32,54	32,62	32,55	32,23
MnO	0,073	0,058	0,380	0,352	0,351	0,305	0,336	0,240	0,202	0,203	0,041	0,066	0,077	0,069	0,074
MgO	8,526	8,831	10,429	10,488	10,806	11,213	11,466	12,479	9,164	9,251	8,923	9,119	9,282	9,288	9,467
CaO	0,040	0,013	0,006	0,030	0,047	0,012	0,000	0,028	0,003	0,035	0,017	0,134	0,011	0,014	0,034
Na2O	0,014	0,04	0,05	0,08	0,00	0,02	0,03	0,05	0,06	0,006	0,05	0,02	0,01	0,00	0,04
K2O	0,02	0,02	0,02	0,05	0,00	0,02	0,018	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,009
Total	87,72	87,54	87,20	87,33	87,81	87,84	87,67	87,17	88,23	87,85	87,78	87,78	87,59	87,48	87,71

Chlorite															
Échantillon	Alteration														
	PC-357			RHD-653		RHD-628		RHD-467			RHD-483		PC-357		PC-396
SiO2	23,25	23,49	23,69	23,65	22,92	23,45	23,33	23,29	23,27	23,01	23,06	23,26	23,58	23,77	23,99
TiO2	0,076	0,218	0,058	0,120	0,090	0,056	0,045	0,061	0,080	0,042	0,066	0,057	0,056	0,079	0,030
Al2O3	22,04	21,92	21,82	23,25	22,37	22,15	22,52	22,46	22,51	22,69	22,28	22,80	22,26	22,72	22,72
Cr2O3	0,035	0,064	0,041	0,043	0,011	0,043	0,000	0,000	0,031	0,000	0,085	0,040	0,036	0,000	0,025
FeO	31,14	31,83	31,51	30,71	35,42	31,24	29,96	29,42	29,62	32,27	30,24	29,95	30,85	27,98	27,59
MnO	0,064	0,081	0,070	0,092	0,033	0,094	0,078	0,071	0,106	0,101	0,361	0,369	0,086	0,057	0,032
MgO	9,923	9,924	10,581	10,752	7,329	10,416	10,735	11,223	11,511	9,446	10,301	10,628	10,78	12,452	12,567
CaO	0,037	0,017	0,000	0,000	0,001	0,003	0,012	0,053	0,041	0,000	0,027	0,027	0,012	0,127	0,031
Na2O	0,046	0,025	0,02	0,02	0,01	0,01	0,05	0,06	0	0,062	0,02	0,04	0,00	0,07	0,04
K2O	0,05	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,017	0,09	0,02	0,01	0,06	0,03	0,02	0,04	0,04
Total	86,68	87,63	87,82	88,64	88,21	87,50	86,79	86,80	87,20	87,65	86,52	87,31	87,69	87,31	87,07

Muscovite															
Échantillon	Alteration														
	RHD-483				RHD-628								PC-357		
SiO2	45,24	44,42	45,20	45,34	45,31	45,09	45,65	44,84	45,45	45,13	45,552	44,60	44,74	44,42	45,24
TiO2	0,294	0,297	0,296	0,216	0,268	0,234	0,256	0,249	0,266	0,239	0,237	0,217	0,183	0,211	0,177
Al2O3	33,43	33,30	33,17	33,39	35,39	34,82	35,67	35,39	35,23	35,16	34,875	34,93	32,91	34,15	35,12
Cr2O3	0,000	0,017	0,045	0,000	0,084	0,102	0,066	0,054	0,031	0,031	0	0,000	0,173	0,060	0,006
FeO	3,22	2,90	3,11	2,95	1,39	1,83	1,59	1,59	1,79	2,24	1,458	1,31	2,89	2,07	2,10
MnO	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,036	0,000	0,000	0,000	0	0,007	0,000	0,014	0,000
MgO	0,606	0,596	0,626	0,611	0,511	0,557	0,448	0,453	0,469	0,475	0,494	0,494	0,608	0,404	0,417
CaO	0,052	0,004	0,000	0,002	0,020	0,086	0,070	0,044	0,020	0,000	0	0,001	0,076	0,035	0,027
Na2O	0,686	0,686	0,69	0,72	0,77	0,78	0,83	0,86	0,857	0,89	0,919	1,03	0,87	0,95	1,01
K2O	10,28	10,31	10,33	10,57	10,18	10,39	10,481	10,47	10,34	10,48	10,462	10,23	10,51	10,21	10,257
Total	94,01	92,60	93,60	93,95	94,04	94,12	95,35	94,07	94,48	94,72	94,09	92,81	93,05	92,77	94,55

Muscovite															
Échantillon	Alteration														
	RHD-467		PC-396					PC-455				PC-457			
SiO2	43,78	44,94	45,65	45,66	45,34	45,46	45,509	45,41	45,28	46,02	45,63	45,10	45,78	45,67	46,00
TiO2	0,227	0,211	0,268	0,219	0,208	0,236	0,239	0,302	0,202	0,200	0,151	0,189	0,105	0,232	0,206
Al2O3	34,77	35,51	34,35	34,67	34,81	34,80	35,658	35,16	35,12	35,79	34,84	35,55	35,36	35,44	35,79
Cr2O3	0,017	0,004	0,128	0,062	0,004	0,028	0,059	0,023	0,136	0,050	0,013	0,014	0,000	0,051	0,013
FeO	1,39	1,95	2,14	1,87	2,13	2,03	2,323	1,82	1,75	1,83	2,02	2,01	1,64	1,53	1,69
MnO	0,004	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,024	0,000	0,024	0,014	0,025	0,019	0,000	0,012	0,005
MgO	0,322	0,329	0,57	0,396	0,425	0,422	0,335	0,373	0,286	0,329	0,397	0,253	0,405	0,371	0,383
CaO	0,061	0,044	0,068	0,036	0,071	0,034	0,079	0,006	0,024	0,014	0,002	0,004	0,008	0,021	0,034
Na2O	1,088	1,34	1,18	1,24	1,26	1,28	1,353	1,29	1,493	1,29	1,30	1,40	1,53	1,60	1,64
K2O	9,75	9,71	9,57	10,01	9,79	9,75	9,636	9,848	9,77	9,76	9,66	9,68	9,28	9,37	9,42
Total	91,42	94,12	94,16	94,32	94,04	94,13	95,355	94,32	94,22	95,36	94,08	94,29	94,28	94,35	95,26

Muscovite														
Échantillon	Veine 1er stade		Veine 2ème stade											
	PC-357		RHD-653											
SiO2	45,53	45,26	45,56	45,22	45,84	45,46	45,49	45,477	45,22	45,58	44,95	45,14	44,25	44,25
TiO2	0,230	0,176	0,181	0,201	0,181	0,165	0,165	0,213	0,221	0,149	0,154	0,104	0,030	0,027
Al2O3	33,64	34,13	34,82	36,01	36,48	34,83	36,40	35,539	35,64	35,26	35,69	35,62	37,27	36,98
Cr2O3	0,970	0,513	0,000	0,000	0,006	0,030	0,000	0	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006
FeO	2,25	2,43	2,00	1,55	1,66	1,88	1,53	1,9	1,82	1,85	2,16	1,65	1,35	1,18
MnO	0,000	0,016	0,006	0,015	0,004	0,000	0,001	0,026	0,000	0,010	0,000	0,014	0,016	0,000
MgO	0,392	0,444	0,471	0,307	0,355	0,406	0,339	0,395	0,38	0,39	0,305	0,313	0,278	0,2
CaO	0,025	0,050	0,025	0,029	0,104	0,002	0,040	0,031	0,056	0,066	0,053	0,022	0,154	0,051
Na2O	0,681	0,874	1,05	1,20	1,20	1,26	1,32	1,329	1,36	1,422	1,50	1,21	1,80	2,37
K2O	10,70	10,34	9,91	9,67	9,98	9,99	9,49	9,69	9,702	9,45	9,07	9,88	8,72	8,82
Total	94,49	94,33	94,20	94,28	95,92	94,05	94,94	94,667	94,57	94,24	94,13	94,06	94,18	94,19

RÉFÉRENCES

- Almeida, M.E., Fraga, L.M. et Macambira, M.J.B. (1997). New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima state, Brazil. *South-American Symposium on Isotope Geology*. Campos do Jordão, 1997 (p. 34-37). « s. l. n. é. ».
- Almeida, M.E., Macambira, M.J.B. et Faria de, M.S.G. (2002). A Granitogênese Paleoproterozóica do Sul de Roraima. *41° Congresso Brasileiro de Geologia* (p. 434). João Pessoa, Paraíba : Sociedade Brasileira de Geologia.
- Almeida, M.E. et Macambira, M.J.B. (2007). Geology and petrography of paleoproterozoic granitoid rocks from Uatumã-Anauá Domain, central region of Guyana Shield, southeastern Roraima Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 37 (1), 237-256.
- Avelar de, V.G. (2002). *Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá – Brasil: implicações para a evolução do setor oriental do Escudo das Guianas*. (Thèse de Doctorat). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Avelar de, V.G., Lafon, J.M. et Delor, C. (2001). Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Amapá. Implicações para a evolução geodinâmica do Escudo das Guianas. *VII Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belem, 4-9 Novembre 2001 [CD-ROM]. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia.
- Avelar de, V.G., Lafon, J-M., Delor, C., Guerrot, C. et Lahondère, D. (2003). Archean crustal remnants in the Southeasternmost part of the Guyana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. *Géologie de la France*, 2-3-4, 83-99.
- Aydin, A. et Nur, A. (1982). Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, 1, 91-105.

- Bahat, D. (1983). New aspects of rhomb structures. *Journal of Structural Geology*, 5, 591-601.
- Bardoux, M. (1994). *Preliminary report on the structural reconnaissance of the Pay Caro and Biji Asanjangmoni prospects, Gross Rosebel, NE Suriname*. (Rapport non publié). Golden Star Resources, Denver, USA.
- Bartlett, W.L., Friedman, M. et Logan, J.M. (1981). Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure Part IX. Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*, 79 (3-4), 255-277.
- Barley, M.E., Krapez, B., Groves, D.L. et Kerrich, R. (1998). The Late Archaean Bonanza: metallogenic and environmental consequences of the interaction between mantle plumes, lithospheric tectonics and global cyclicity. *Precambrian Research*, 91, 65-90.
- Basil, C. et Brun, J.P. (1999). Transtensional faulting patterns ranging from pull-apart basins to transform continental margins: An experimental investigation. *Journal of Structural Geology*, 21, 23-37.
- Bau, M. (1991). Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, 93, 219-230.
- Bernasconi, A. (1997). The geology of the Las Cristinas gold deposit, Venezuela. Dans Wendt, C. (eds.), *The Geology, Geochemistry, Geophysics, and Mineral Deposits of the Guiana and West African Shields. Northwest Mining Convention* (10, 1-6). Spokane, USA: « s. é. ».
- Bertoni, C.H., Shaw, R.P., Singh, R., Minamoto, J., Richards, J.M. et Belzile, E. (1991). Geology and gold mineralization of the Omai property, Guyana. Dans Ladeira, E.A. (eds.), *Brazil Gold 91: The Economics Geology Geochemistry and Genesis of Gold Deposits* (p. 767-773). Balkema, Rotterdam: « s. é. ».
- Bierlein, F.P., Arn, D.C., Keay, S.M. et McNaughton, N.J. (2001). Timing relationships between felsic magmatism and mineralisation in the central Victorian Gold Province, SE Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 883-899.

- Bierlein, F.P., Christie, A.B. et Smith, P.K. (2004). A comparison of orogenic gold mineralisation in central Victoria (AUS), western South Island (NZ) and Nova Scotia (CAN): implications for variations in the endowment of Paleozoic metamorphic terrains. *Ore Geology Reviews*, 25, 125-168.
- Bierlein, F.P., Groves, D.I., Goldfarb, R.J. et Dubé, B. (2006). Lithospheric controls on the formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits. *Mineral Deposita*, 40, 874-886.
- Boggs, S.J. (1969). Relationship of size and composition in pebble counts. *Journal of Sedimentology and Petrology*, 39, 1243-1246.
- Boggs, S.J. (2012). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. New Jersey : Pearson Education.
- Bosma, W. et Roever de, E.W.F. (1975). Results of recent geological studies in Suriname. Contributions to the geology of Suriname 4. *Geologisch Mijnbouwkundige Dienst van Suriname*, 23, 9-25.
- Bosma, W., Kroonenberg, S.B., van Lissa, R.V., Maas, K. et Roever de, E.W.F. (1978). Geological map of Suriname 1:500,000. Geological and Mining Service, Paramaribo.
- Bosma, W., Kroonenberg, S.B., Maas, K. et Roever de, E.W.F. (1983). Igneous and metamorphic complexes of the Guiana Shield in Suriname. *Geologie en Mijnbouw*, 62, 241-254.
- Bosma, W., Kroonenberg, S.B., Lissa van, R.V., Maas, K. et Roever de, E.W.F. (1984). An explanation to the geology of Suriname. *Geologisch Mijnbouwkundige Dienst van Suriname*, 27, 31-82.
- Bouma, A.H. (1962). *Sedimentology of some flysch deposit: A Graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam: Elsevier.
- Briqueu, L., Bougault, H. et Joron, J.L. (1984). Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 68, 297-308.

- Bryan, S. (2007). Silicic large igneous provinces. *Episodes*, 30, 20-31.
- Bryan, S. et Ernst, R.E. (2008). Revised definition of Large Igneous Provinces (LIP). *Earth-Science Reviews*, 86, 175-202.
- Burchfiel, B.C. et Stewart, J.H. (1966). Pull-apart origin of the central segment of Death Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 77, 439-442.
- Cabanis, B. et Lecolle, M. (1989). Le diagramme tectonique La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *C.R. Academy. Sciences. Series II*, 309, 2023-2029.
- Collins, W.J. (1994). Upper- and middle-crustal response to delamination; an example from the Lachlan fold belt, eastern Australia. *Geology*, 22, 143-146.
- Collins, W.J. (2002). Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust. *Geology*, 30, 535-538.
- Condie, K.C. (2004). Supercontinents and superplume events: distinguishing signals in the geologic record. *Physics of the Earth Planetary Interiors*, 146, 319-332.
- Connolly, J.R. et Cesare, B. (1993). C O H S fluid composition and oxygen fugacity in graphitic metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 11, 379-388.
- Costi, H.T., Dall'Agnol, R. et Moura, C.A.V. (2000). Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of the Pitinga Province, Amazonian craton, northern Brazil. *International Geology Review*, 42, 832-849.
- Cox, S.F., Knackstedt, M.A. et Brown, J. (2001). Principles of structural controls on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology*, 14, 1-24.
- Craig, J.R. et Vokes, F.M. (1993). The metamorphism of pyrite and pyrite ore: an overview. *Mineralogical Magazine*, 51, 3-18.

- Crossley, R. (1984). Controls of sedimentation in the Malawi rift valley, Central Africa. *Sedimentary Geology*, 40, 33-50.
- Cullers, R.L., Barrett, T., Carlson, R. et Robinson, B. (1987). Rare-earth element and mineralogic changes in holocene soil and stream sediment: A case study in the wet mountains region, Colorado, USA. *Chemical Geology*, 63, 275-297.
- Cullers, R.L. (1988). Mineralogical and chemical changes of soil and stream sediment formed by intense weathering of the Danburg granite, Georgia, USA. *Lithos*, 21, 301-314.
- Dahlberg, E.H. (1973). Lithostratigraphical correlation of granulite-facies rocks of the Guiana Shield. *Geologisch Mijnbouwkundige Dienst van Suriname*, 23, 26-33.
- Daoust, C., Voicu, G., Brisson, H. et Gauthier, M. (2011). Geological setting of the Paleoproterozoic Rosebel gold district, Guiana Shield, Suriname. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 222-245.
- David, J. (2009). *Étude géochronologique U-Pb de huit échantillons provenant de la mine Rosebel, Suriname*. (Rapport non publié). Université du Québec à Montréal.
- Day, W.C., Tosdal, R.M., Acosta, E.L., Aruspon, J.C., Carvajal, L., Cedeno, E., Lowry, G., Martinez, L.F., Noriega, J.A., Nunez, F.J., Rojas, J. et Prieto, F. (1995). Geology of the Los Increible mining district and U–Pb age of the early Proterozoic Yuruari Formation of the Pastora Supergroup, Guayana Shield, Venezuela. U.S. *Geological Survey Open-File-Report*, 2124, E1–E13.
- Deckart, K., Féraud, G. et Bertrand, H. (1997). Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Surinam and Guinea: Implications for the initial opening of the central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 150, 205-220.
- Delor, C., Faraco, M.T., Fraga, L.M., Lafon, J-M., Roever de, E.W.F., Rossi, P. et Vidal, M. (2000, Août). Synthesis of the North Amazonian Precambrian Shield (SYNAPS) and transatlantic correlations: A geological framework for the analysis of Precambrian crustal growth. *31st International Geological Congress*. Rio de Janeiro, 6-17 Août 2000. [CD-ROM]. « s. l. n. é. ».

- Delor, C., Lafon, J-M., Lahondère, D., Roevers, E.W.F. et Rossi, P. (2001, Novembre). Paleoproterozoic framework of the Guiana Shield II - Continental scale boudinage and ultra-high temperature granulite belt exhumation at 2.07-2.06Ga. *VII Simposio de Geologia de Amazonia*. Belem, 4-9 novembre 2001 [CD-ROM]. Belém : Sociedade Brasileira de Geologia.
- Delor, C., Lahondère, D., Egal, E., Lafon, J-M., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., Truffet, C., Theveniaut, H., Phillips, P. et Avelar, V.G. (2003a). Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500000 scale geological map of French Guiana. *Géologie de la France*, 2-3-4, 5-57.
- Delor, C., Roevers, E.W.F., Lafon, J-M., Lahondère, D., Rossi, P., Cocherie, A., Guerrot, C. et Potrel, A. (2003b). The Bakhuys ultra-high-temperature granulite belt (Suriname): II. Implications for the late Transamazonian crustal stretching in a revised Guiana Shield framework. *Géologie de la France*, 2-3-4, 207-230.
- Dewy, J.F., Holdsworth, R.E. et Strachan, R.A. (1998). Transpression et transtension zones. Dans Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. et Dewy, J.F. (eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics* (135, p. 1-14). London: Geological Society, Special Publications.
- Egal, E., Mercier, D., Itard, Y. et Mounié, F. (1992). L'ouverture de bassins en pull-apart au Proterozoic inférieur: nouveaux arguments dans le nord du craton guyanais. *C.R. Académie Sciences. Series II*, 314, 1499-1506.
- Egal, E., Milési, J-P., Ledru, P., Cautru, J-P., Freyssinet, P., Thiéblemont, D. et Vernhet, Y. (1994). Ressources minérales et évolution lithostructurale de la Guyane. Carte thématique minière à 1/100000. Feuille Cayenne, *Rapport BRGM R 38019*.
- Egal, E., Milési, J-P., Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Cocherie, A., Thiéblemont, D., Cautru, J-P., Vernhet, Y., Hottin, A.-M., Tegye, M. et Martel-Jantin, B. (1995). Ressources minérales et évolution lithostructurale de la Guyane. Carte thématique minière à 1/100,000. Feuille Régina. *Rapport BRGM R 38458*.
- Elliott, R.G. (1992). *The geology and geochemistry of the Omai goldfield, Guyana*. (Thèse de Doctorat). Oxford Brookes University, UK.

- Ellis, G.S. (1986). *Petrology and geochemistry of metasediments from the Orapu Formation, French Guiana*. (BA Dissertation). Cornell University, Ithaca, New York, USA.
- Faria de, M.S.G., Santos dos, J.O.S., Luzardo, R., Hartmann, L.A. et McNaughton, N.J. (2002). The oldest island arc of Roraima State, Brazil – 2.03 Ga: zircon SHRIMP UPb geochronology of Anauá Complex. *Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa* (41, p. 306). Núcleo Nordeste : Sociedade Brasileira de Geologia.
- Fleet, A. J. (1984). Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. Dans Henderson, P. (eds.), *Rare Earth Element Geochemistry* (p. 342-373). Amsterdam: Elsevier.
- Folk, R.L. (1974). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, TX: Hemphill.
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Foster, M.D. (1962). Interpretation of the composition and classification of the chlorites. *US Geological Survey. Professional Paper*, 414A, 27.
- Foster, D.A. et Gray. D.R. (2000). The structure and evolution of the Lachlan Fold Belt (Orogen) of eastern Australia. *Annual Review in Earth Planet Sciences*, 28, 47-80.
- Fraga, L.M.B. (2002). *A associação anortosito-mangerito-granito rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central, Roraima, e suas encaixantes paleoproterozóicas: evolução estrutural, geocronologia e petrologia*. (Thèse de Doctorat), CPGG-UFPA, Belém.
- Fyfe, W.S. et Henley, R.W. (1973). Some thoughts on chemical transport processes with particular reference to gold. *Mineral Science Engineer*, 5, 295–303.
- Fyfe, W.S. et Kerrich, R. (1985). Fluids and thrusting. *Chemical Geology*, 49, 353-362.
- Gaboury, D. (2013). Does gold in orogenic deposits come from pyrite in deeply buried carbon-rich sediments?: Insight from volatiles in fluid inclusions. *Geology*, 41 (12), p. 1207-1210.

- Gawthrope, R.L. et Cololla, A. (1990). Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basin. Dans Colella, A. et Prior, D.B. (eds.), *Coarse-grained Deltas* (10, p. 113-127). London: Special Publication International Association of Sedimentologist.
- Gibbs, A.K. (1987). Proterozoic volcanic rocks of the northern Guyana Shield, South America. Dans Pharaoh, T.C., Beckinsale, R.D. et Rickard, D. (eds.), *Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites* (33, p. 275–288). Oxford: Geological Society of London, Special Publication, Blackwell.
- Gibbs, A.K. et Barron, C.N. (1993). *The Geology of the Guyana Shield* (Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 22). Oxford: Oxford University Press.
- Glasson, M.J. et Keays, R.R. (1978). Gold mobilization during cleavage development in sedimentary rocks from the auriferous slate belt of central Victoria, Australia: some important boundary conditions. *Economic Geology*, 73, 496-511.
- Goldfarb, R.J., Leach, D.L., Pickthorn, W.J. et Paterson, C.J. (1988). Origin of lode gold deposits of the Juneau gold belt, southeastern Alaska. *Geology*, 16, 440–443.
- Goldfarb, R.J., Snee, L.W., Miller, L.D. et Newberry, R.J. (1991). Rapid dewatering of the crust deduced from ages of mesothermal gold deposits. *Nature*, 354, 296–298.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I. et Gardoll, S. (2001). Orogenic gold and geological time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*, 18, 1-75.
- Goldfarb, R.J., Christie, A.B. et Bierlein, F.P. (2005). The orogenic gold deposit model and New Zealand: consistencies and anomalies. *Proceedings of the 2005 New Zealand Minerals and Mining Conference* (p. 105-114). New Zealand: Publicity Unit, Crown Minerals, Ministry of Commerce.
- Goldfarb, R.J. et Santosh, M. (2014). The dilemma of the Jiaodong gold deposits : Are they unique? *Geoscience Frontiers*, 5, 139-153.

- Gray, F., Cox, D.P., Orris, G.J., Page, N., Wynn, J.C., Brooks, W.E. et Bliss, J.D. (1993). Mineral resource assessment of the Venezuelan Guyana Shield. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 2062, 63-68.
- Groves, D.I., Phillips, G.N., Ho, S.E., Houstoun, S.M. et Standing, C.A. (1987). Craton-scale distribution of Archaean greenstone gold deposits: predictive capacity of the metamorphic model. *Economic Geology*, 82, 2045–2058.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G. et 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.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Knox-Robinson C.M., Ojala, J., Gardoll, S., Yun G.Y et Holyland, P. (2000). Late-kinematic timing of orogenic gold deposits and significance for computer-based exploration techniques with emphasis on the Yilgarn Block, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, 17, 1-38.
- Hagemann, S.G. et Cassidy, K.F. (2000). Archean orogenic lode gold deposits. Dans Hagemann, S.G. et Brown, P.E. (eds.), *Gold in 2000* (13, p.9-68). Littleton, Colorado: Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology.
- Hallbauer, D.K. et Voicu, G. (1998, Juillet). A geochemical assessment of the hydrothermal systems at the Omai gold mine, Guyana, from the composition of fluid inclusions in ore minerals and gangue. *Geocongress'98*. Pretoria, 8-10 juillet 1998 (p. 213–215). Pretoria: The Geological Society of South Africa.
- Haeussler, P.J., Bradley, D., Goldfarb, R.J, Snee, L. et Taylor, C. (1995). Link between ridge subduction and gold mineralization in southern Alaska. *Geology*, 23, 995-998.
- Harell, J. (1984). A visual comparator for degrees of sorting in thin section and plane section. *Journal of Sedimentology and Petrology*, 54, 646-650.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. et Mitchell, S. F. (2007). Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology*, 48, 2341-2357.

- Henry, D.J. et Guidotti, C.V. (1985). Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, 70, 1-15.
- Henry, D.J. et Dutow, B.L. (1992). Tourmaline in a low grade clastic metosedimentary rock: an example of the petrogenetic potential of tourmaline. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 112, 203-218.
- Henry, D.J. et Dutow, B.L. (1996). Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 33, 503-557.
- Hogson, C.J. (1989). The structure of shear-related, vein type gold deposits: a review. *Ore Geology Reviews*, 4, 231-273.
- Hogson, C.J. (1993). Mesothermal lode-gold deposits. Dans Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. et Duke, J.M. (eds.), *Mineral Deposit Modelling* (40, p. 635-678). « s. l. »: Geological Association of Canada Special Paper.
- Holtrop, J.F. (1965). The manganese deposits of the Guiana Shield. *Economic Geology*, 60, 1185-1212.
- Hsü, K. J. (1989). *Physical Principal of Sedimentology*. Berlin: Springer-Verlag.
- Jamieson, R.A., Beaumont, C., Fullsack, P. et Lee, B. (1998). Barrovian regional metamorphism: where's the heat? Dans Treloar, P.J. et O'Brien, P.J. (eds.), *What Drives Metamorphism and Metamorphic Reactions?* (138, p. 23-51). London: Geological Society, Special Publication.
- Jiang, S.-Y. (1995). *Chemical and boron isotopic compositions of tourmaline from sedex-type and metaevaporite ore deposits*. (Thèse de Doctorat). Bristol University.
- Jiang, S.-Y. (1998). Stable and radiogenic isotope studies of tourmaline: An overview. *Journal Czech Geological Society*, 43 (1-2), 75-90.

- Juliani, C., Rye, R.O., Nunes, C.M.D., Snee, L.W., Correa Silva, R.H., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Neumann, R. et Neto, A.A. (2005). Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215, 95-125.
- Kendrick, M. A., Honda, M., Walshe, J. et Petersen, K. (2011). Fluid sources and the role of abiogenic-CH₄ in Archean gold mineralization: Constraints from noble gases and halogens. *Precambrian Research*, 189, 313-327.
- Kempe, U., Belyatsky, B.V., Krymsky, R.S., Kremenetsky, A.A. et Ivanov, P.A. (2001). Sm-Nd and Sr isotopic systematics of scheelite from the Muruntau Au(-W) deposit, Uzbekistan. *Mineralium Deposita*, 36, 379-392.
- Kerrick, R. et Fyfe, W. S. (1981). The gold carbonate association: source of CO₂ and CO₂-fixation reactions in Archean lode deposits. *Chemical Geology*, 33, 265-293.
- Kerrick, R. et Wyman, D. (1990). Geodynamic setting of mesothermal gold deposits; an association with accretionary tectonic regimes. *Geology*, 18, 882-885.
- Kerrick, R., Goldfarb, R.J., Grove, D.I. et Garwin, S. (2000). The geodynamics of world-class gold deposits: characteristics, space-time distribution, and origins. Dans Hagemann, S.G. et Brown, P.E. (eds.), *Gold in 2000* (13, p.501-551). « s. l. »: Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology.
- Knipe, R.J. et White, S.H. (1979). Deformation in low grade shear zones in the Old Red Sandstone, S.W. Wales. *Journal of Structural Geology*, 1 (1), 53-66.
- Kolesnikov, A., Kutcherov, V.G. et Goncharov, A.F. (2009). Methane-derived hydrocarbons produced under upper mantle conditions. *Nature Geoscience*, 2, 566-570.
- Kosityn, Y.A. (1996). Rb-Sr isotopic study of the Muruntau deposit: magmatism, metamorphism and mineralization. *Geochemistry International*, 34, 1009-1023.

- Krapez, B., Brown, S.J.A, Hand, J., Barley, M.E. et Cas, R.A.F. (2000). Age constraints on recycled crustal and supracrustal sources of Archean metasedimentary sequences, Eastern Goldfield Province, Western Australia: An evidence from SHRIMP zircon dating. *Tectonophysics*, 322, 89-133.
- Krogh, T.E. (1973). A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, 485-494.
- Krogh, T.E. (1982). Improved accuracy of U-Pb ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 637-649.
- Lafon, J.M., Delor, C. et Barbosa, O.S. (2001, Novembre). Granulitos Tardi-Transamazônicos (2,06 Ga) na região norte do Estado do Amapá: o charnoquito de Calçoene. *VII Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, 4-9 Novembre 2001 [CD-ROM]. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia.
- Lafrance, J., Bardoux, M., Stevenson, R., Machado, N., Sauvage, J.F. et Fournier, D. (1997). Geochemical characteristics of magmatic rocks of the St-Élie area, Northern greenstone belt, French Guiana: a Paleoproterozoic oceanic arc and collision zone within the Guiana Shield. *GSA Annual Meeting* (29, p.158). Denver: Geological Society of America.
- Lafrance, J., Bardoux, M., Voicu, G., Stevenson, R. et Machado, N. (1999). Geological and metallogenic environments of gold deposits of the Guiana Shield: A comparative study between St-Elie (French Guiana) and Omai (Guyana). *Exploration and Mining Geology*, 8, 117-135.
- Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J-M. et Lima, E.F. (2002). Geology, geochemistry and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of the Vila Riozinho, Tapajós gold province, Amazonian craton. *Precambrian Research*, 119 (1-4), 189-223.

- Large, R.R., Danyushevsky, L., Hollit, C., Maslennikov, V., Meffre, S., Gilbert, S., Bull, S., Scott, R., Emsbo, P., Thomas, H., Singh, B. et Foster, J. (2009). Gold and trace element zonation in pyrite using laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and carlin-style sediment-hosted deposits. *Economic Geology*, 104, 635-668.
- Lasserre, J.L., Ledru, P., Manier, E. et Mercier, D. (1989). Le Protérozoïque de Guyane. Révision lithostructurale. Implications pour la formation détritique Orapu et la géologie de l'or. *Rapport BRGM 89 GUF 23*.
- Ledru, P., Lasserre, J.L., Manier, E. et Mercier, D. (1991). Révision de la lithologie du Paléoprotérozoïque du craton guyanais. Tectonique transcurrente et dynamique des bassins sédimentaires. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162 (4), 627-636.
- Leeder, M.R., Ord, D.M. et Collier, R.E.L. (1988). Development of alluvial fans and fan deltas in neotectonic settings : implications for the interpretation of basin fills. Dans Nemec, W. et Steel, R.J. (eds.), *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (p. 173-185). London: Blackie.
- Lenharo, S.L.R. (1998). *Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brazil*. (Thèse de Doctorat). USP, Sao Paulo.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmidt, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A.R. et Zannettin, B. (1989). *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford: Blackwell.
- Lerouge, C., Milési, J.P. et Fouillac, A.M. (1999). The Paleoproterozoic Dorlin gold deposit, French Guiana: genetic constraints of the stable isotope geochemistry. *Chemical Geology*, 155, 131-149.
- Lowe, D. R. (1982). Sedimentary Gravity Flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentology and Petrology*, 44, 484-501.

- Manier, E., Mercier, D. et Ledru, P. (1993). Sedimentary dynamics of Lower Proterozoic alluvial deposits in French Guyana. Gold mineralization in proximal facies. *Special Publication International Association of Sedimentology*, 17, 553-568.
- Mao, J., Konopelko, D., Seltmann, R., Lehmann, B., Chen, W., Wang, Y., Eklund, O. et Usubakiev, T. (2004). Postcollisional age of the Kumtor gold deposit and timing of Hercynian events in the Tien Shan, Kyrgyzstan. *Economic Geology*, 99, 1771-1780.
- Marcoux, E. et Milési, J.P. (1993). Lead isotope signature in Early Proterozoic ore deposits in Western Africa: comparison with gold deposits in French Guiana. *Economic Geology*, 88, 1862-1879.
- Marot, A. (1988). *Notice de la carte géologique du Sud de la Guyane à 1/500 000*. [Carte]. 1 carte. BRGM.
- Marot, A., Capdelvila, R., Leveque, B., Gruau, G., Martin, G., Charlot, R. et Hocquard, C. (1984). Le "Synclinorium du sud" de Guyane Française: une ceinture de roches vertes d'âge Protérozoïque Inférieur. *10ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux*. Paris: Société Géologique de France Edition.
- McLennan, S. M., (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of the provenance and sedimentary process. *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, 21, 169-200.
- Milési, J.P., Egal, E., Ledru, P., Vernhet, Y., Thiéblemont, D., Cocherie, A., Tegye, M., Martel-Jantin, B. et Lagny, P. (1995). Les minéralisations du Nord de la Guyane Française dans leur cadre géologique. *Chronique de la Recherche Minière*, 518, 5-58.
- Montgomery, C.W. (1979). Uranium-lead geochronology of the Archean Imataca Series, Venezuelan Guyana shield. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 69, 167-176.
- Montgomery, C.W. et Hurley, P.M. (1978). Total rock U-Pb and Rb-Sr systematics in the Imataca Series, Guyana Shield, Venezuela. *Earth and Planetary Science Letters*, 39, 281-290.

- Nomade, S. (2001). *Évolution géodynamique des cratons des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest. Apport des données paléomagnétiques, géochronologiques ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) et géochimiques en Guyane et Côte-d'Ivoire*. (Thèse de Doctorat). Université d'Orléans, France.
- Nomade, S., Chen, Y., Féraud, G., Pouclet, A. et Théveniaut, H. (2000). First Palaeomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of Palaeoproterozoic rocks from the French Guiana (Camopi and Oyapok rivers), northeastern Guiana Shield. *Precambrian Research*, 109, 239-256.
- Norcross, C., Davis, D.W., Spooner, T.C. et Rust, A. (2000). U-Pb and Pb-Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guiana Shield. *Precambrian Research*, 102, 69-86.
- Normark, W.R. et Piper, D.J.W. (1991). Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: Implication for the depositional record. Dans Osborn, R.H. (eds.), *From Shoreline to Abyss; Contribution in Marine Geology in Honor of Francis Parker Sheperd* (46, p. 207-230). « s. l. »: SEPM Special Publication.
- Norris, R.J. et Henley, R.W. (1976). Dewatering of a metamorphic pile. *Geology*, 8, 333-336.
- Pettijohn, F.J. (1975). *Sedimentary Rocks* (3rd edition). New York: Harper and Row.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. et Siever, R. (1987). *Sands and sandstones*. New York: Springer-Verlag.
- Phillips, G.N. et Groves, D.I. (1983). The nature of Archaean goldbearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia. *Geological Society of Australia Journal*, 30, 25-39.
- Phillips, G.N. (1993). Metamorphic fluids and gold. *Mineralogical Magazine*, 57, 365-374.
- Phillips, G.N. et Powell, R. (2009). Formation of gold deposits: review and evaluation of the continuum model. *Earth Science Reviews*, 94, 1-21.

- Pirajno, F. (2007). Mantle dynamics, associated intraplate tectono-magmatic processes and ore systems. *Episodes*, 30, 6-19.
- Pirajno, F. et Hoatson D.M. (2012). A review of Australia's Large Igneous Provinces and associated mineral systems: implications for mantle dynamics through geological time. *Ore Geology Reviews*, 48, 2-54.
- Pitcairn, L.K., Teagle, D.A.H., Craw, D., Olivo, G.R., Kerrich, R. et Brewer, T.S. (2006). Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine Schists, New Zealand. *Economic Geology*, 101, 1525-1546.
- Powell, R., Will, T.M. et Phillips, G.N. (1991). Metamorphism in Archaean greenstone belts: calculated fluid compositions and implications for gold mineralisation. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 141-150.
- Ramsey, J.G. (1967). *Folding and Fracturing of Rocks*. New York: The Blackburn Press Eds., International Series in the Earth and Planetary Sciences.
- Ramsay, J.G. (1982). Rock ductility and its influence on the development of tectonic structures in mountain belts. Dans Hsü, K. (eds.), *Mountain Building Processes* (p. 95-110), London et New York: Academic Press.
- Ramsay, J.G. et Graham, R.H. (1970). Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2, 83-99.
- Ramsay, J.G. et Huber, M.I. (1983). *The techniques of modern geology. Volume 1, Strain analysis*, London: Academic Press.
- Reading, H.G. (1996). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and stratigraphy*. Oxford: Blackwell Science.
- Reis, N.J., Faria, M.S.G., Fraga, L.M.B. et Haddad, R.C. (2000). Orosirian calc-alkaline volcanism and Orocaima event in the northern Amazonian craton, eastern Roraima state, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 380-383.
- Reis, N.J., Fraga L.M., Faria, M.S.G. et Almeida, M.E. (2003). Geologia do Estado de Roraima, Brasil. *Geology de la France*, 2-3-4, 121-134.

- Reis, N.J., Faria, M.S.G. de, Fraga, L.M. et Haddad, R.C. (2000). Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the northern Amazonian Craton, eastern Roraima State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 380-383.
- Rickard, M.J. et Rixon, L.K. (1983). Stress configurations in conjugate quartz-vein arrays. *Journal of Structural Geology*, 5 (6), 573-578.
- Robert, F. et Poulsen, K. H. (2001). Vein formation and deformation in greenstone gold deposits. *Society of Economic Geologists Reviews*, 14, 111-155.
- Rocha, M.L.B.P., Barros, M.A.S., Lima, E.F. et Pierosan, R. (2012). Paleoproterozoic Domo of Lava from Iriri Group – Sonho Meu Farm – Northeast of Mato Grosso, Amazon Craton: geology, geochemistry, and geochronology. *Revista Brasileira de Geociências*, 42, 471-488.
- Roever de, E.W.F. (1973). A provisional lithologic framework of the Falawatra Group. *Geologisch Mijnbouwkundige Dienst van Suriname*, 23, 34-45.
- Roever de, E.W.F. (1975). Geology of the central part of the Bakhuis Mountains (W Suriname). *Geologisch Mijnbouwkundige Dienst van Suriname*, 23, 65-101.
- Roever de, E.W.F., Lafon, J.M., Delor, C., Rossi, P., Cocherie, A., Guerrot, C. et Potrel, A. (2003). The Bakhuis Ultrahigh-temperature granulite belt : I. Petrological and geochronological evidence for a counterclockwise P-T path at 2.07-2.05 Ga. *Géologie de la France*, 2-3-4, 207-230.
- Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical data : evaluation, presentation, interpretation*. England: Pearson Education Limited.
- Rosendahl, B.R., Reynolds, D.J., Lorber, P.M., Burgess, C.F., McGill, J., Scott, D., Lambiase, J.J. et Derksen, S.J. (1986). Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, Africa. Dans Frostick, L.E., Renaut, R.W., Reid, I. et Tiercelin, J.J. (eds.), *Sedimentation in the African Rifts* (25, 29-44). Oxford: Geological Society of London, Special Publication.

- Rubatto, D. et Hermann, J., (2003). Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): implications for Zr and Hf budget in subduction zones. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 67, 2173–2187.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J. et Fletcher, I.R. (2000). A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3 (4), 453-488.
- Santos, J.O.S., Potter, P.E., Reis, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R. et McNaughton, N.J. (2003). Age, source and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *Geological Society America Bulletin*, 115, 331-348.
- Santos, J.O.S., Van Breemen, O.B., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N.J. et Fletcher, I.R. (2004). Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 131, 73-109.
- Sawkins, F.J. (1972). Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. *Journal of Geology*, 80, 377-397.
- Schoene, B., Crowley, J.L., Condon, D.C., Schmitz, M.D. et Bowring, S.A. (2006). Reassessing the uranium decay constants for geochronology using ID-TIMS U–Pb data. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 70, 426-445.
- Sibson, R., Robert, F. et Poulsen, K.H. (1988). High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold quartz deposits. *Geology*, 16, 551-555.
- Simonetti, A., Heaman, L.M., Hartlaub, R.P., Creaser, R.A., MacHattie, T.G. et Bohm, C. (2005). U–Pb zircon dating by laser ablation- MC-ICP-MS using a new multiple ion counting Faraday collector array. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 20, 677–686.
- Sircombe, K.N. (2004). AgeDisplay : an EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions. *Computers and Geosciences*, 30, 21-31.

- Surlyk, F. (1989). Mid-Mesozoic syn-rift turbidite systems, controls and predictions. Dans Collinson, J.D. (eds.), *Correlation in Hydrocarbon Exploration* (p. 231-241). London: Norwegian Petroleum Society, Graham and Trotman.
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldès, M.C., Macambira, M.J.B. et Lafon, J.-M. (2000). The Amazonian Craton. Dans Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. et Campos, D.A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America* (p. 41-96). Rio de Janeiro : 31st Int. Geological Congress.
- Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Nutman, A.P., Szabó, G.A., Mondin, M. et Sato, K. (2001). Archean crustal evolution of the Imataca Complex, Amazonian Craton: Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb (SHRIMP) evidences. *VII Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, 4-9 Novembre 2001 [CD-ROM]. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia.
- Tassinari, C.C.G., Munhá, J.M.U., Teixeira, W., Nutman, A., Palácios, T., Sosa, S.C. et Calado, B.O. (2003). Thermochronological history of the Imataca complex, NW Amazonian craton. 4 - *South American Symposium on Isotope Geology*. Salvador, Brazil, 17-24 Août 2003 (p. 121-123). « s. l. n. é. ».
- Tchalenko, J.S. et Ambraseys, N.N. (1970). Structural analyses of the Dasht-e Bayaz Iran earthquake fractures. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 41-60.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G. et Kawashita, K. (1989). A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precambrian Research*, 42, 213-227.
- Théveniaut, H., Delor, C., Lafon, J. M., Monié, P., Rossi, P. et Lahondère, D. (2006) Paleoproterozoic (2155-1970Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana. *Precambrian Research*, 150, 221-256.
- Tomkins, A.G. et Grundy, C. (2009). Upper temperature limits of orogenic gold deposit formation: constraints from the granulite-hosted Griffin's find deposit, Yilgarn Craton. *Economic Geology*, 104, 669-685.

- Tomkins, A.G. (2010). Window of metamorphic sulfur liberation in the crust: Implication for gold deposit genesis. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 74, 3246-3259.
- Tomkins, A.G. (2013). On the source of orogenic gold. *Geology*, 41, 1255-1256.
- Trumbull, R.B. et Chaussidon, M. (1999). Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite-pegmatite system in Swaziland. *Chemical Geology*, 153, 125-137.
- Trumbull, R.B., Krienitz, M.-S., Gottesmann, B. et Wiedenbeck, M. (2008). Chemical and boron isotope variations in tourmalines from an S-type granite and its source rocks: The Erongo granite and tourmalinites in the Damara Belt, Namibia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155, 1-18.
- Tucker, M.E. et Vacher, H.L. (1980). Effectiveness of discriminating beach, dune, and river sands by moments and cumulative weight percentages. *Journal of Sedimentology and Petrology*, 50, 165-172.
- Valério, C.S., Souza, V.S. et Macambira, M.J.B. (2009). The 1.90-1.88 Ga magmatism in the southernmost Guyana Shield, Amazonas, Brazil: Geology, geochemistry, zircon geochronology, and tectonic implication. *Journal of South American Earth Sciences*, 28, 303-320.
- Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Thiéblemont, D., Egal, E., Cocherie, A., Tegye M. et Milési, J-P. (1998). Contrasting mechanism of crustal growth. Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research*, 92, 165-193.
- Vandenberghe, N. (1975). An evaluation of CM patterns for grain-size studies of fine grained sediments. *Sedimentology*, 22, 614-622.
- Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T., Silva, C.M.G. et Klein, E.L. (2008). Compartimentação tectônica. Dans Vasquez, M.L. et Rosa-Costa, L.T. (eds.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará* (p. 39-112). [Carte]. Echelle 1:1.000.000. Belém.

- Veenstra, E. (1983). Petrology and geochemistry of sheet Stonbroeke, sheet 30, Suriname. *Contributions to the Geology of Suriname*, 7, 1-112.
- Voicu, G., Bardoux, M. et Crépeau, R. (1999). Structural, mineralogical, and geochemical studies of the Paleoproterozoic Omai gold deposit, Guyana. *Economic Geology*, 94, 1277-1304.
- Voicu, G., Bardoux, M., Harnois, L. et Crépeau, R. (1997a). Lithological and geochemical environment of igneous and sedimentary rocks at the Omai gold mine, Guyana, South America. *Exploration and Mining Geology*, 6 (2), 153-170.
- Voicu, G., Bardoux, M., Harnois, L., Stevenson, R. et Crépeau, R. (1997b, Août). Geochemical evolution of the Paleoproterozoic volcanic and plutonic rocks from Omai area, Guyana, South America: Implications for tectonic history and source regions. Qian, X., You, Z. et Halls, H.C. (eds.), *Precambrian Geology and Metamorphic Petrology: Proceedings of the 30th International Geological Congress*. Beijing, China, Août 1997 (17, p. 101- 114). « s. l. n. é. ».
- Voicu, G., Bardoux, M., Stevenson, R. et Jébrak, M. (2000). Nd and Sr isotope study of hydrothermal scheelite and host rocks at Omai, Guiana Shield: implication for ore fluid source and flow path during the formation of orogenic gold deposits. *Mineralium Deposita*, 35, 302-314.
- Voicu, G., Bardoux, M. et Stevenson, R. (2001). Lithostratigraphy, geochronology and gold metallogeny in the northern Guiana Shield, South America: a review. *Ore Geology Reviews*, 18, 211-236.
- Wasel, M., Agnew, L., Donald, P. et Fleming, A. (1997, Décembre). Case history of the Gross Rosebel gold project, Suriname. *The Geology, Geochemistry, Geophysics, and Mineral Deposits of the Guiana and West African Shields. Northwest Mining Convention* (10, 1-6). Spokane, WA, USA: Wendt, C. Eds.
- Wentworth, C.K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377-392.

- Wescott, W.A. et Ethridge, F.G. (1990). Fan deltas – alluvial fans in coastal settings. Dans Rachocki, A.H. et Church, M. (eds.), *Alluvial Fans: A Field Approach* (p. 195-211). Chichester: Wiley.
- Wilde, A.R., Layer, P., Maernagh, T. et Foster, J. 2001. The giant Muruntau gold deposit: geologic, geochronologic, and fluid inclusion constraints on ore genesis. *Economic Geology*, 96, 633-644.
- Wortel, M.R.J. et Spakman, W. (2000). Subduction and slab detachment in the Mediterranean Carpathian region. *Science*, 290, 1910-1917.
- Winchester, J.A. et Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Xue, Y., Campbell, I.H., Ireland, T.R., Holden, P. et Armstrong, R. (2013). No mass-independent sulfur isotope fractionation in auriferous fluids supports a magmatic origin for Archean gold deposit. *Geology*, 41, 791-794.