



HAL
open science

Etude métallogénique du district aurifère de Syama (Mali) : analyse comparative de gisements situés sur une même structure lithosphérique éburnéenne

Dasso Yollande Traoré

► To cite this version:

Dasso Yollande Traoré. Etude métallogénique du district aurifère de Syama (Mali) : analyse comparative de gisements situés sur une même structure lithosphérique éburnéenne. Géologie appliquée. Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier), 2017. Français. NNT: . tel-01580301

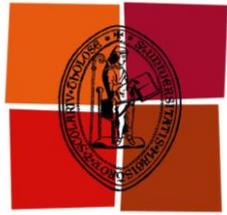
HAL Id: tel-01580301

<https://theses.hal.science/tel-01580301>

Submitted on 1 Sep 2017

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

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



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du
DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délibéré par *l'Université Toulouse III – Paul Sabatier*
Discipline ou spécialité : Géologie et métallogénie

Présentée et soutenue par *Dasso Yollande TRAORE*
Le 23 Juin 2017

Titre :

Etude métallogénique du district aurifère de Syama (Mali): analyse comparative de gisements situés sur une même structure lithosphérique éburnéenne.

JURY

DR Michel Grégoire	GET, UPS, Toulouse	Examineur
Pr. Anne-Sylvie Andre-Mayer	G2R, ENSG, Univ. Lorraine, Nancy	Rapporteur
MC Luc Barbanson	ISTO, Orléans	Rapporteur
Pr. Didier Béziat	GET, UPS, Toulouse	Directeur de thèse
Pr. Mamadou Lamine Bouaré	USTT Bamako	Directeur de thèse
Dr Luc Siebenaller	GET, UPS, Toulouse	Invité

Ecole doctorale : *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de L'Espace (SDU2E)*

Unité de recherche : *Géosciences Environnement Toulouse (GET)*

Directeur(s) de Thèse : *Didier Beziat (directeur de thèse),
Mamadou Lamine Bouaré (co-directeur de thèse)*

Remerciements

Cette thèse a été un travail de longue haleine. Je n'y suis pas arrivée toute seule ! Je tiens à remercier toutes les personnes qui ont été impliquées de près ou de loin à sa réalisation. Je remercie tout d'abord mes Directeurs de thèse : Mark Jessell avec qui j'ai commencé cette thèse et qui a bien voulu me donner ma chance. Ensuite, je dis un grand merci au Pr Didier Béziat qui m'a dirigé jusqu'à la fin de la thèse, merci aussi à toute l'équipe de Métallogénie du Get : Stefano Salvi, Guillaume et Loïs. J'exprime ma gratitude à Pierre Debat pour les corrections et les conseils pertinents qu'il a apporté à ce document. Merci à toi Luc pour ta disponibilité ; merci au Pr Mamadou Lamine Bouaré. Je voudrais aussi remercier Jérôme Ganne, Lenka Baratoux, Clare Desplats.

Je suis reconnaissante envers le programme de formation des Formations pour leur appui financier et aussi au programme Waxi à travers Resolute Mining pour les facilités d'accès à la mine de Syama. J'en profite pour dire un grand merci à tous les ingénieurs géologues, techniciens, manœuvres et chauffeurs, et à tous les travailleurs de la mine qui m'ont aidé sur le terrain.

Durant mes séjours au GET j'ai sollicité de nombreuses personnes: je voudrais ici dire merci à Philippe, Sophie, Thierry, Jean François, Anne-Marie et Christiane des services Microsonde, MEB, Atelier lames minces et Infographie.

Merci à tous les amis qui ont rendu agréable mon séjour toulousain : Chi, Yu, Lan, Cuong, Balla, N'tji, Ouodiouma, Mamadou, Caroline, Erwan et Bénédicte, Maria Francesca, Yuan, Kinan, Pascal, Bérenger.

Je remercie mes collègues de la FST particulièrement ceux du Département des Sciences de la Terre pour leur encouragement.

Merci à mes amies et complices de tous les jours : Koro, Bintou, Aminatou.

Enfin un grand merci à ma famille particulièrement à mes parents, à Charles et Sylvie qui se sont occupés de ma fille Maria Catherine durant mes absences. Merci à toi mon époux André pour ta patience et ton appui moral.

Résumé

Cette thèse correspond à une étude comparative détaillée de trois gisements aurifères birimiens (~ 2 Ga) du craton ouest africain (Syama, Tabakoroni et Tellem), situés sur la ceinture de Bagoé au Mali. Cette dernière se présente comme un dispositif linéaire orienté NS. Elle est formée par des séries volcaniques tholéitiques (basaltes) et calco-alcalines (andésites-dacites, lamprophyres, microgranite), des séries sédimentaires (argilites, microgrès et conglomérat) et volcano-sédimentaires. Ces formations sont affectées par une intense schistosité à fort pendage ouest associée à un métamorphisme de faciès schistes verts et par de grands accidents méridiens équivalents des grands accidents NS à NNE-SSW se développant parfois sur des centaines de km à travers le COA et interprétés comme des accidents transpressifs (Feybesse et al., 2006 et autres). La ceinture de Bagoé présente donc toutes les caractéristiques des ceintures au sein desquelles se développent un certain nombre de gisements aurifères du COA.

L'étude structurale montre que les grands accidents rejouent au cours de l'orogénèse éburnéenne, les déformations évoluant dans le temps d'un régime ductile (mylonitisation synmétamorphique) à un régime ductile-fragile puis fragile (bréchification, formation d'une série de veines d'épaisseur millimétrique à centimétrique). Ces veines se recoupent mutuellement; elles ne sont pas orientées et sont donc la résultante d'un aplatissement pur sans direction privilégiée d'étirement lié à un raccourcissement régional ESE-WNW.

La minéralisation se concentre dans les roches où les structures de déformation fragile sont les plus développées (basaltes et métasédiments bréchifiés, microgranite à Tellem) et se développe préférentiellement en bordure des veines. Les sulfures majeurs (pyrite à Syama et pyrite + arsénopyrite à Tabakoroni et Tellem) sont zonés avec : i) un cœur arsénifère riche en inclusions d'albite, d'ankérite et de rutile (accessoirement pyrrotite); ii) une bordure limpide, globalement moins arsénifère que le cœur mais présentant une fine zonation avec des alternances de zones riches en As et de zones pauvres en As. Le cœur correspondrait à une première génération de cristallisation et la bordure à une surcroissance unique ou complexe. L'or se présente sous forme d'or invisible inclus dans le réseau cristallin des sulfures, de petits grains individualisés en inclusion dans les sulfures, souvent accompagnés de sulfoantimoniures, notamment la tétraédrite et la chalcostibite, et d'or libre associé au quartz. Les pyrites arsénifères et les arsénopyrites des gisements de la ceinture de Bagoé sont parmi les plus riches en or invisible de tous les gisements d'or de l'Afrique de l'Ouest et tout à fait comparables à ceux de la ceinture d'Ashanti au Ghana (Oberthür et al., 1997b).

La relation entre séquences de structures et séquences de minéralisation permet d'envisager un modèle de dépôt et d'évolution de la minéralisation décalé du modèle de « fault-valve » proposé par Sibson et Scott (1998).

Les conditions thermiques de la minéralisation estimées à partir des données sur les inclusions fluides (Syama) couplées avec la composition des arsénopyrites (Tabakoroni et Tellem) font apparaître des températures de cristallisation plus faibles à Syama (~ 250°C) qu'à Tabakoroni (270-300°C) et surtout qu'à Tellem (310-380°C). Ces différences peuvent expliquer la présence unique de pyrite et l'abondance des sulfoantimoniures à Syama. Elles sont possiblement en relation avec le niveau de mise en place de la minéralisation celui-ci étant plus profond à Tellem et Tabakoroni qu'à Syama.

Les gisements de la ceinture de Bagoé diffèrent des gisements de la partie occidentale du Mali (Yatéla – Sadiola, Loulo, Kalana et Morila) qui affleurent au sein de séries essentiellement métasédimentaires. Cette différence de nature lithologique se retrouve dans la composition des pyrites qui se démarquent des pyrites des autres gisements sud-maliens.

Mots-clés: Paléoprotérozoïque, Mali, Or orogénique, Craton Ouest Africain, Pyrite, Arsénopyrite

Abstract

This thesis presents a comparative study of the Syama, Tabakoroni and Tellem gold deposits, located in the N-S trending Bagoé greenstone belt of Mali. Such belts are common in the West African Craton (WAC) and are often host to gold deposits. The sedimentary basins of Ngopoléné of Sikoro bound the Bagoé belt to the East and West, respectively. Main rock units include volcanic tholeiitic (basalt) and calco-alkaline (andesite-dacite) volcanic series, spessartite-type lamprophyres, sedimentary (argillites, micro- and conglomerate) and volcano-sedimentary layers. During the Eburnian orogeny, all formations were affected by an intense westward-dipping schistosity and greenschist facies metamorphism. Deformation evolved from ductile to ductile-brittle and then to brittle regimes. Mineralization is found preferentially along the edges of millimetre- to centimetre-sized quartz, quartz-albite, quartz-ankerite, dolomite-quartz veins developed in tension gaps that formed during brittle deformation. Gold mineralization is mostly associated with pyrite in the three deposits, and also with arsenopyrite at Tabakoroni and Tellem. These sulphides are zoned with (i) an arsenic-rich core containing several albite, ankerite and rutile inclusions (less commonly, pyrrhotite) and (ii) a clear border of finely alternating As-rich and As-poor bands. Gold occurs in the form of i) invisible gold included in their crystal lattices, ii) small individual grains bound to these sulphides, frequently accompanied by sulphoantimonides, mainly tetrahedrite and chalcostibite and iii) free gold associated with quartz. A paragenesis has been defined as follows: i) precipitation of primary precursors to sulphides, i.e., Fe-bearing dolomite, ankerite, pyrrhotite; (Ii) formation, as replacement of these minerals, of arsenian pyrite and arsenopyrite that are rich in invisible gold, followed by clear overgrowths poorer in gold; (Iii) formation of visible gold. During mineralization, fluid temperatures, estimated from the fluid-inclusion data (Syama) and arsenopyrite composition (Tabakoroni and Tellem) are lower at Syama (~ 250°C) than at Tabakoroni (270-300°C) and at Tellem (310-380°C). These differences are consistent with the absence of arsenopyrite and the presence of sulphoantimonides at Syama, and are likely due to a deeper level of emplacement for Tellem and Tabakoroni than for Syama. The moderate temperatures and salinities and the composition of the mineralizing fluid in these three deposits are compatible with the characteristics of fluids released during regional metamorphism in orogenic zones (Powell et al., 1991, Bodnar et al. Al., 2014). They probably gained S, As and Au by interaction with the black shales present in the three deposits and known to be good reservoirs of arsenic and gold (Ketris and Yudovich, 2009; Gaboury, 2013; Gregory et al., 2015). Gold was likely

transported as a thio-complex in the metamorphic fluid (Pokrovski et al., 2015). The formation of first-generation pyrite and arsenopyrite by replacement of pyrrhotite and ankerite are sulphur-consuming reactions, thus caused destabilization of these complexes and induced precipitation of gold in the structure of pyrite and arsenopyrite (eg, Williams-Jones et al., 2009). The rhythmic zonation in the gold-bearing sulphides can be explained by successive local low-pressure episodes triggered by fracturing, which enhanced mineral precipitation (e.g., Sibson and Scott, 1998).

The deposits of the Bagoé belt differ from those in western Mali (Yatela - Sadiola, Loulo, Kalana and Morila), which occur mostly within metasedimentary series. This difference in lithology affects sulphide compositions.

Keywords: Paleoproterozoic, Mali, West-African Craton, Greenstone belt, Shear, Orogenic Gold deposit

Sommaire

Remerciements	iii
Résumé	v
Abstract	vii
Sommaire	ix
Liste des figures	xii
Liste des tableaux	xxii
Introduction	2
Chapitre I. Contexte géologique général et gisements aurifères du Craton Ouest-Africain	6
I.1 Caractères géologiques généraux du Craton Ouest-Africain	6
I.2 Géologie du Birimien de la partie sud-occidentale du Mali et de la ceinture de Syama/Bagoé.....	12
I.3 Caractères généraux des gisements aurifères orogéniques du Craton Ouest-Africain ...	16
I.4 Caractères généraux des gisements aurifères orogéniques du Mali.....	30
Chapitre 2. Méthodes et Techniques analytiques :	39
I- Echantillonnage	39
1) Introduction	39
2) Préparation des échantillons	39
II Méthodes d'observation	40
1) Le microscope optique :	40
2) Le microscope électronique à balayage (MEB)	40
III) Méthodes analytiques.....	42
1) La microsonde électronique CAMECA SXFIVE	42
2) La méthode de la Spectrométrie de Fluorescence aux rayons X (XRF)	43
3) La méthode ICP-MS	43
4) La méthode LA-ICP-MS pour l'analyse « in situ » des sulfures	44
I-Etude pétrographique.....	48
I-1.Etude pétrographique des échantillons du gisement Syama.....	48
I.1.1 Les basaltes	52
I.1.2. Le lamprophyre	54
I.1.3 Les roches métasédimentaires et volcanosédimentaires	55
I.1.4 Les andésites	56
I.1.5 Les faciès silicifiées	56
I.2. Etude pétrographique des échantillons du gisement de Tabakoroni	56
I.3 Etude pétrographiques des échantillons du gisement de Tellem.....	61
I.4 Etude comparative de la pétrographie des formations des trois gisements.	64
II. Etudes géochimiques des roches magmatiques	66
II.1 Introduction	66
II.2 Classification	66
II.2. 1 Mobilité des éléments	67
II.2.2 Les basaltes.....	68
Chapitre 4 : Etude structurale.....	78

I.Introduction.....	78
II.Caractéristiques des méga et mésostructures.....	79
II.1. La schistosité	81
II.2. Les chevauchements	81
II.3. Les plis d'entraînement	81
II.4. Les zones de cisaillement	81
II.5. Les failles.....	84
III.Caractéristiques des microstructures	85
III.1. Les veines	85
III.2. Les stylolithes.....	85
IV.Séquence de déformations	86
V.Comparaison de la séquence avec les autres séquences proposées dans la littérature	
Miller et Diarra (Tableau 9).....	87
Chapitre 5 : Etude de la minéralisation	90
I.Introduction.....	90
II. Le style de la minéralisation	91
III. Caractéristiques de la minéralisation.....	99
III.1 Pyrite et arsénopyrite.....	100
III.2 Or.....	109
III.3 Les sulfosels	118
IV. Concentration en éléments traces des pyrites et arsénopyrites	119
V. Etude des inclusions fluides	125
V.1 Inclusions fluides de Syama.....	125
V.2 Inclusions fluides de Tabakoroni	128
V.3 Inclusions fluides de Tellem	130
V.4 Conclusions.....	133
V.5 Comparaison avec les données IF d'autres gisements du craton Ouest africain	136
VI. Estimation des conditions métamorphiques des roches encaissantes de la	
minéralisation.	139
VI.1 Approche méthodologique	139
VI.2 Méthode du « multi-équilibre » pour l'estimation thermobarométrique	140
VI.3 Résultats pour les échantillons de la ceinture de Bagoé.	143
VII. Discussion.....	146
VII.1 Modèle génétique de formation des sulfures et de la minéralisation aurifère	146
VII.2 Différences structurales et minéralogiques entre les trois gisements	152
VIII. Comparaison entre les minéralisations de la ceinture de Bagoé et celles des autres	
gisements situés dans la partie sud-occidentale du Mali.....	156
Conclusions & Perspectives	167
Conclusions générales	168
Perspectives	175
Références bibliographiques	177

Annexes	201
Annexes 1 : Tableaux	202
Annexe 2: Progressive gold mineralization along the Syama corridor, southern Mali (West Africa):	256

Liste des figures

Chapitre 1

Fig. 1. Carte géologique du craton Ouest-africain (modifiée d'après Bessoles, 1977).

Fig. 2. Evolution géodynamique des provinces ghanéennes au cours de l'orogénèse éburnéenne (d'après Feybesse et al., 2006). Le stade 5a correspond à la phase D1 (2.13 to 2.105 Ga) de chevauchement et d'épaississement crustal; le stade 5b correspond à l'ouverture des bassins Tarkwaïen à la fin de la phase D1, le remplissage de ces bassins se poursuivant durant la phase D2 ; le stade 6 correspond aux événements décrochant D2–3 (2.095 to 1.98 Ga) : les structures actives durant cet épisode D2 auraient canalisé et piégé les fluides hydrothermaux aurifères.

Fig. 3. Carte géologique simplifiée du Sud-Ouest du Mali (modifiée d'après J. Miller, Projet WAXI II AMIRA-International, 2013) ; les rectangles noirs représentent les 3 principales ceintures volcanosédimentaires.

Fig.4 : Géologie régionale du gisement de Syama montrant la localisation des gisements et indices associés (modifiée d'après Ballo et al., 2016).

Fig. 5. Coupe section du gisement de Syama (Diarra, 1996, modifiée d'après Olson et al., 1992)

Fig. 6. Modèle théorique de la distribution et de la géométrie des minéralisations aurifères orogéniques associées à des grandes failles cisailantes d'échelle crustale (Modifié d'après Colvine et al., 1988).

Fig. 7. Représentation schématique des systèmes de veines en domaine orogénique (modifié d'après Robert & Brown, 1986)

Fig. 8. Modèle schématique de distribution des gisements d'or orogéniques suivant la profondeur de mise en place (modifié d'après Groves et al., 1998).

Fig. 9 : Diversité de faciès pour l'or orogénique. A : Or libre dans le quartz (Poura) ; B : Or en inclusion dans la pyrite (El Callao, Venezuela ; Velasquez et al., 2014) ; C : Or en remplissage de fissure dans la pyrite (Gangaol, Burkina Faso, Bourges et al., 1994) ; D : Or sur tourmaline (Guibaré, Burkina Faso ; Béziat et al., 1999) ; E : Cristal d'arsénopyrite montrant l'impact du faisceau du laser et son spectre LA-ICP/MS de l'analyse chimique (Morila, Mali).

Fig. 10 : Carte de localisation des principaux gisements du craton Ouest-africain (Markwitz et al., 2016). La limite du COA est indiquée par la ligne en pointillée.

Fig. 11 : Diagramme synthétique présentant la mise en place de certains gisements d'or en relation avec les principaux événements tectonique et magmatique qui se produisent entre 2400 et 2000 Ma dans le Sud du COA (modifiée d'après J. Miller, Projet WAXI II AMIRA-International, 2013).

Fig. 12 : Production d'or cumulée pour les différents pays ouest-africain comparée à celle de l'Australie occidentale (d'après le BGS, 1913-2014, Mudd, 2007a, b).

Fig. 13 : Production en or des pays de l'Afrique de l'Ouest comparée à celles des principaux pays producteurs (d'après le BGS, 1913-2014, Mudd, 2007a, b).

Fig. 14 : Diagramme montrant les variations des teneurs en fonction du tonnage pour les ressources en or liées aux gisements orogéniques de l'Afrique de l'Ouest. Les abréviations sont les suivantes: Ah = Ahafo, Ak = Akyem, Da = Damang, Eg = EGM (Edikan-Ayanfuri-Nanankaw), Id = Iduapreim, Lo = Loulo, Ma = Mana, Ob = Obuasi, Sd = Sadiola, Ta = Tarkwa.

Fig. 15 : Diagramme montrant les relations Teneur - Tonnage pour les réserves en or liées aux gisements orogéniques de l'Afrique de l'Ouest. Mêmes abréviations que pour la figure 14.

Fig. 16. Carte géologique du Mali avec quelques gisements ou mines localisés

Fig. 17. Carte de localisation des gisements de la boutonnière de Kénieba-Kédougou à l'Ouest du Mali (D'après Lawrence et al., 2013).

Fig. 18a. Carte géologique simplifiée du gisement de Kalana, Mali (D'après Sangaré et al., 2016).

Fig. 18b : Sections interprétatives de descriptions de sondages montrant dans les roches sédimentaires les intercalations de diorite, et les groupes de veines. Noter que les veines recoupent ou non la diorite, mais elles recoupent la schistosité régionale parallèle à la stratification.

Chapitre 2

Fig. 19 : Schéma simple montrant le fonctionnement du MEB

Fig. 20 : Photo d'une Microsonde électronique EPMA

Chapitre 3

Fig. 21 : Coupe E-W de la ceinture de Syama (Ballo et al. 2016)

Fig. 22 : Carte du pit du gisement de Syama montrant la situation des roches échantillonnées

Fig. 23 : Reconstitution synthétique de la Coupe E-W de la ceinture de Syama

Fig. 24: Lithologies échantillonnées dans la mine de Syama. (A): Pit 2, Photo au microscope en LPA du metabasalte montrant des clinopyroxènes reliques, des plagioclases albitisés, de la chlorite et des carbonates en remplacement de minéraux primaires altérés. (B): Sya 137-6: Photo d'échantillon de lamprophyre montrant la fuchsite (en vert) dans une matrice composée de carbonate, albite et séricite; le lamprophyre est traversé par des veines de quartz +carbonate. (C): Sya Pit 4 et (D): Sya B: photos au microscope en LPA du lamprophyre montrant la paragenèse d'altération à actinote, albite et carbonate. (E): Echantillon macroscopique de brèche composée de débris de Pyroclastite (1), de black-shale (2) dans une matrice (3) composée de quartz, de carbonate et de micro débris. (F): Echantillon macroscopique de Pyroclastite. (G): Image montrant les black-shales à l'affleurement dans le pit de Syama. (H): Fragment relique de basalte au sein d'une veine de quartz ; on observe les

sulfures dans le fragment de basalte et en remplissage de microfractures dans la veine de quartz.

Fig. 25 : Carte des affleurements de Tabakoroni montrant la localisation des sondages

Fig. 26 : Carte de la ceinture de Bagoé au niveau du gisement de Tabakoroni (d'après Ballo et al. 2016)

Fig. 27 : Lithologies échantillonnées à Tabakoroni. (A): Tab 2: photo au microscope en LPA de la dolérite montrant la paragenèse d'altération à actinote, albite et quartz. (B): Tab (013-1) : photo au microscope en LPA d'une métabasite enrichie en hornblende orientée dans la foliation. (C) et (D): Tab 204: photos au microscope en LPA (C) et en LR (D) du lamprophyre montrant respectivement la paragenèse d'altération à albite, chlorite, et carbonate et les cristaux reliques de chromite. (E): Tab (013) échantillon macroscopique montrant le contact entre une dolérite et une andésite. (F) et (G) : Tab (013-2), photos au microscope en LPA (F) et LPNA (G) d'andésite montrant la texture microlitique porphyrique et les phénocristaux de plagioclases, biotite et amphibole dans une matrice composée de cristaux microscopiques d'albite, de quartz et de séricite. (H): Tab L18: photo au microscope en LPA d'une pyroclastite montrant des cristaux cassés de quartz et de plagioclase en cours de déstabilisation en séricite. (I): argilite à l'affleurement, la roche est traversée par des veines de quartz.

Fig. 28 : Figure 28 : Lithologies échantillonnées à Tellem. (A): Te 92-7, Echantillon macroscopique de microgranite. (B), (C), et (D): photos au microscope en LPA du microgranite montrant au sein d'une matrice composée de microcristaux de quartz et d'albite, des phénocristaux de muscovite, de plagioclase et de quartz, ce dernier présentant parfois une forme arrondie ; des veines à calcite, chlorite, albite, séricite et sulfure recourent ce faciès (C). (E): Te 93-2: Echantillon macroscopique de roche volcanoclastique, montrant une zone enrichie en cristaux de quartz et de fragments graphiteux suivant une foliation. (F), le même échantillon au microscope (photo en LPA) montrant, en plus du quartz, du plagioclase et de la séricite soulignant la foliation. (G): Te 92, Echantillon macroscopique d'argilite composée de niveaux plus ou moins riches en graphite.

Fig. 29. Diagramme ternaire Ab-An-Or de classification des feldspaths des trois gisements

Fig. 30 : Diagramme $Fe_2 + Fe_3$ vs Si de classification des chlorites des gisements de Syama, Tabakoroni et Tellem.

Fig. 31 : Diagramme TAS des roches magmatiques de Syama, Tabakoroni et Tellem (modifié d'après Le Bas et al. 1986)

Fig. 32 : Diagrammes de variation des éléments majeurs des roches magmatiques de Syama, Tabakoroni et Tellem.

Fig. 33 : Diagrammes géochimiques. a) Diagramme de discrimination des roches de Syama, Tabakoroni et Tellem. (D'après Winchester et Floyd, 1977). b) Diagramme des Terres rares des basaltes, dolérites, andésites et microgranites normalisées par rapport aux chondrites (valeurs de Donough and Sun, 1989). c) Diagramme multi-éléments des basaltes, dolérites, andésites et microgranites des gisements de Syama, de Tabakoroni et Tellem normalisées par rapport au manteau primitif (valeurs de Donough and Sun, 1989). d) Diagrammes Zr/Nb vs Nb/Th et Nb/Y vs Zr/Y des basaltes et lamprophyres de Syama et de Tabakoroni, des

andésites de Tabakoroni, des diorites-dacites de Tellem (modifié d'après Condie 2003,2005). e) Diagramme des Terres rares des lamprophyres de Syama et de Tabakoroni normalisées par rapport aux chondrites (valeurs de Donough and Sun, 1989). f) Diagramme multi-éléments des lamprophyres des gisements de Syama et de Tabakoroni normalisées par rapport au manteau primitif (valeurs de Donough and Sun, 1989). g) Diagramme Nb Vs Zr des roches magmatiques de Syama, Tabakoroni et Tellem. h) Diagramme Th/Yb vs Zr/Y d'affinité magmatique de Ross et Bedard. (2009).

Chapitre 4

Fig. 34 : Carte géologique de la ceinture de Syama (modifiée d'après Olson et al., 1992)

Fig. 35. Planche montrant des structures de déformation dans la shear zone de Syama

(A): Tecd093: Schistosité majeure S2 définie par l'orientation générale des composants dans une pyroclastite de Tellem. (B): Te 186-1: Schistosité régionale majeure soulignée par l'orientation des minéraux néoformés (chlorite essentiellement) dans un échantillon de Pyroclastite de Tellem. (C) et D: Sya 254-1: Conglomérats métasédimentaires polygéniques schistosés et bréchifiés lors de la formation et du rejeu des grands accidents chevauchants de la ceinture de Syama. Les veines recoupant à la fois les éléments, le ciment et la schistosité précoce sont non orientées et associées à un épisode tardif de fracturation contrôlant la minéralisation. (E): Pli d'entraînement métrique soulignant le rejeu des accidents chevauchants dans le secteur de Syama (in Standing, 2005).

Fig. 35 (suite) : (F) et (G): Tad 038: Plis d'entraînement disharmoniques lié au rejeu des accidents (phase de déformation D3 dans la succession chronologique proposée). Echantillon de black-shales de Tabakoroni. (H): Tecd058, schistosité de crénulation associée aux plis d'entraînement de la phase D3 (rejeu des accidents). Echantillon de Pyroclastite de Tellem. (I): Structure cisailante post-S2 soulignant le rejeu des grands accidents chevauchants dans la carrière de Syama (in Standing, 2005). (J): La schistosité régionale S2 NNE-SSW à fort pendage W associé aux grands accidents chevauchants est recoupée par une veine quartzuse ~ EW. Cette veine montre un faible décalage senestre (gisement de Tabakoroni). (K) et (L): Fentes de tension sigmoïdes à remplissage de quartz soulignant le rejeu des grands accidents chevauchants ; K est une argilite de Tabakoroni, L est une Pyroclastite de Tellem.

Fig. 35 (suite) : (M): Lamprophyre affecté par un réseau de veines non orientées se recoupant mutuellement. Ces veines ont un remplissage varié ; 1: dolomite+graphite, 2: dolomite+quartz, 3: dolomite. (N): Tacd 198-1: Argilite de Tabakoroni recoupée par des veines ; la veine V1 comblée par du quartz, de la dolomite et de la calcite, est recoupée par la veine V2 remplie par du quartz et de des sulfures (pyrite et arsénopyrite). (O): Tacd 198-1: veines au sein du basalte de Tabakoroni ; à droite, veine remplie de cristaux équidimensionnels de quartz ; à gauche, veine constituée de grands cristaux de dolomite recoupée en son centre par une veine à carbonates (dolomite, calcite) et sulfures (Py et Apy) en petits cristaux; à noter une bordure externe fine formée de petits cristaux de séricite, dolomite, calcite. (P): Tad 019: microveine à pyrite et arsénopyrite (Tabakoroni) au cœur d'une veine de quartz.

Fig. 35 (suite) : (Q) et (R): Veines microplissées remplies de cristaux de tailles très différentes de pyrite et arsénopyrite ; remarquer que les sulfures apparaissent à la fois au sein de la veine mais aussi à cheval sur les épontes et de manière disséminée à l'extérieur. Ces structures ont été observées dans les black-shales de Syama. (S): Tacd 243: Veine dans un basalte avec de la Py et Apy aux épontes. (T): Syd 198, relation entre plusieurs générations de veines de compositions différentes.

Chapitre 5

Fig. 36 : Echantillons représentatif du stockwork minéralisée de Syama.

A: metabasalte (Syd 145, 227m, 0,36 g/t Au); 1, veines précoces à carbonate + graphite; 2, veines plissées de dolomite grise; 3, veines de dolomite grise spathique présentant des épontes enrichies en pyrite; 4, veine de dolomite laiteuse. B: lamprophyre (Syd 145, 258m, 0,05 g/t Au): 1, veines de dolomite grise spathique; 2, veines de dolomite + graphite; 3 veine de dolomite laiteuse. C: brèche polygénique (Syd 198, 177,4-178,4m, 6,7g/t Au) composée de débris anguleux de black-shale et de grauwacke dans un ciment quartzo-carbonaté. D: metabasalte (Syd 241, 350m, >10g/t Au) montrant le développement de pyrite et de grains d'or visibles en relation avec les veines de dolomite grise (1); à noter le développement de veines de quartz tardive et stérile (2). E: argillite carbonée (Syd 198 156-157m) recoupé de veinules à dolomite grise (1), de dolomite grise spathique (2) et de veines de quartz laiteux (3); à noter la richesse en pyrite disséminée. F: contact basalte – argillite (Syd 198, 190-190,6m, 61g/t Au) très déformé avec développement de veines de carbonates syn-shearing (1) et de quartz post-shearing (2). G: lamprophyre (Syd 137, 282m) montrant le développement de fuchsite (1) recoupée par une veine de dolomite grise (2).

Fig.37. Photos au microscope polarisant montrant divers types de textures et structures d'échantillons minéralisés de Tabakoroni. A: Métabasalte minéralisé (Tacd-242-3) à sulfures disséminés dans une matrice foliée à séricite, carbonates, albite et quartz. B: (Tab 198-3) Veine de quartz dans une roche fortement silicifiée et minéralisée montrant une relique d'un fragment riche en séricite. C: (Tab 198-1) Veines à quartz – carbonates et à carbonates montrant aux épontes le développement de sulfures dans une matrice fortement carbonatée. D: (Tab 198-3) Veine de sulfures associée à une zone fortement silicifiée; à noter l'ombre de pression autour du cristal de pyrite. Echelle = 200 µm.

Fig. 38. Echantillons représentatif du stockwork minéralisée de Tabakoroni. A & B: metabasalte (Tab 276, 1.2 g/t Au); 1, veine noire à Dol + Gr; 2, veines grises à Dol + Qz; 3, veine à Qz-Ank plissée présentant des épontes enrichies en pyrite et arsénopyrite. C & D: metabasalte (Tad 326); 1, veine claire à Qz + Cb; 2, veine tardive à Qz-Cb-Ser recoupant la matrice riche en sulfures et la veine 1; à noter dans la figure C le « nuage » de quartz pseudomorphosant la matrice et la veine. E: metabasalte (Tab 276) presque entièrement silicifié. F: argillite carbonée (Tad 273, 312m, 0,33g/t Au) silicifiée. G: veine de quartz (Tad 019 259m 3,36g/t Au) montrant un réseau de microfissures à sulfures et produit graphiteux. H: veine de quartz (Tad 26, 50) présentant des stylolites à remplissage graphiteux et de l'or visible à l'œil nu.

Fig. 39. Echantillons représentatifs du stockwork minéralisé de Tellem. A: Microgranite (Te 058-1), faiblement minéralisée montrant la distribution éparse des sulfures dans la roche. B:

métasédiments encaissant montrant la foliation S0-1. C: Microgranite (Te 092-7) recoupée par une veine quartzo-carbonatée montrant le développement des sulfures aux épontes de la veine. D: (Te 058-1) réseau de veinules à Quartz-Carbonate et sulfures disséminés dans la matrice. E : Microgranite (Te 092-7) recoupée par une veine polyphasée à Quartz-Calcite-Albite-Chlorite et sulfures aux épontes. F: veine de quartz aurifère (Tec 075) montrant de l'or visible nodulaire dans du quartz, au sein d'un échantillon affecté par l'altération supergène.

Fig.40. Photos au microscope polarisant montrant divers types de textures et structures d'échantillons minéralisés de Tellem. A: Microgranite faiblement minéralisée (Te 92-7) à matrice d'albite et de séricite. B: microgranite (Te 92-4) à sulfures disséminés dans une matrice composée essentiellement d'albite; à noter l'ombre de pression à remplissage zoné séricite et albite autour du cristal de pyrite. C: (Te 92-7) veine polyphasée à carbonates, chlorite et albite. D: veine tardive à quartz, sulfure et or recoupant une microgranite carbonatée et séricitisée. E: (Te 92-7) veine à ankérite, quartz et sulfures.

Fig. 41. Images MEB en mode électrons rétrodiffusés illustrant les divers habitus des cristaux de pyrite de Syama. A & B: facies automorphe avec zonation oscillatoire révélée par des différences de teneurs en As pour la pyrite A; C & D: amas de pyrite subautomorphes à xénomorphes résultant de la fragmentation d'anciens cristaux ; E & F: amas de cristaux fragmentés de pyrite dans un joint stylolitique.

Fig. 41 (suite). G & H: pyrites riches en inclusions; I & J: Coeur xenomorphe de pyrite riche en inclusions entouré d'une bordure limpide et automorphe; K: pyrite à surcroissance simple (bordure riche en As autour d'un coeur pauvre en As); L: pyrite à zonation oscillatoire présentant des cristaux d'arsénopyrite et d'or dans les bandes enrichies en As. (Ab = albite, Ank = ankérite, Apy = arsénopyrite, Au = gold, Brn = bournonite, Ccp = chalcoppyrite, Ccs = chalcostibite, Chl = chlorite, Dol = dolomite, Ger = Gersdorffite, Gn = galène, Ilm = ilménite, Mnz = monazite, Ms = muscovite, Po = pyrrhotite, Py = pyrite, Qz = quartz, Rt = rutile, Sp = sphalérite, Ttr = tétrahedrite, Ull = ullmannite).

Fig. 42. Images MEB en mode électrons rétrodiffusés montrant les relations entre pyrite et arsénopyrite à Tabakoroni. A : Coeur xénomorphe de pyrite riche en inclusions entouré d'une bordure limpide et automorphe de pyrite; cette dernière présente une micro-zone enrichie en As immédiatement autour du coeur xénomorphe; l'arsénopyrite n'apparaît qu'en bordure ou autour de la pyrite; B: exemple de cristal zoné d'arsénopyrite avec un coeur xénomorphe riche en inclusions entouré d'une bordure limpide et automorphe; C & D: Intercroissance de cristaux de pyrite et d'arsénopyrite montrant les deux générations pour chacun des minéraux; E & F: même image mais avec des contrastes différents permettant de voir les deux générations pour chacun des sulfures, coeur riche en inclusions entouré d'une bordure limpide.

Fig. 42 (suite). G: cristaux automorphes d'arsénopyrite contenant des cristaux xénomorphes de pyrite; H: cristaux Sub-automorphes de pyrite entourés de cristaux d'arsénopyrite; I: cristaux automorphes d'arsénopyrite de petite taille en cluster dans la pyrite ou en bordure de celle-ci; J & K: association de petits cristaux automorphes de pyrite et arsénopyrite dans une matrice à ankérite, albite, muscovite et rutile; L: arsénopyrite zonée renfermant des cristaux reliques de pyrrhotite.

Fig. 43. Images MEB en mode électrons rétrodiffusés montrant les différents habitus des sulfures et de l'or à Tellem. A: Intercroissance de cristaux d'arsénopyrite et pyrite; B:

arsénopyrite en bordure d'un cristal automorphe de pyrite; C: association pyrite – arsénopyrite avec grain d'or à la limite des deux cristaux; D: grain d'or en inclusion dans l'arsénopyrite et galène à l'interface pyrite – arsénopyrite; E: or et galène en remplissage de fractures dans l'arsénopyrite; F: liseré d'or à l'interface pyrite - arsénopyrite, et galène en remplissage de fissures dans l'arsénopyrite.

Fig. 44 : Diagramme ternaire Fe-As-S de composition des arsénopyrites de Tabakoroni et Tellem

Fig. 45 : Diagramme binaire S-Sb des tétraédrites des gisements de Syama et Tabakoroni (Mali), comparée à celles des gisements de Bogosu et Prestea (Ghana).

Fig. 46. Or invisible: exemple de spectres LA-ICP-MS de pyrites de Syama. a) Coeur riche en As et en Au; b) bordure pauvre en As et en Au.

Fig. 47. Or invisible: exemples de spectres LA-ICP-MS d'arsénopyrites de Tabakoroni.

Fig. 48 : Images MEB en mode électrons rétrodiffusés montrant les différents habitus de l'or à Syama. A, B & C: inclusions d'or natif dans des cristaux de pyrite riches en inclusions; D: inclusion d'or dans un cristal hôte de pyrite dépourvu d'inclusion

Fig. 48 (suite). E: photo générale montrant l'or en remplissage de fractures; les rectangles jaunes indiquent la position des images F, G & H; F & G: or libre à l'extérieur des cristaux de pyrite, au sein de la matrice carbonatée, montrant le remplacement incomplète de la dolomite par l'ankérite; H: or natif en bordure de cristaux de pyrite, en inclusion ou en surcroissance; I & J: Or natif en remplissage de fractures dans la pyrite.

Fig. 48 (suite). K: pyrite fracturée renfermant de l'or; L: détail de la figure A montrant l'or natif associé à la chalcostibite; M & N: or natif associé respectivement à la tétraédrite et la chalcopryite; O & P: or natif en surcroissance sur des cristaux fracturés de pyrite.

Fig. 49 : Images MEB en mode électrons rétrodiffusés montrant les différents habitus de l'or à Tabakoroni. A: grain d'or dans un cœur xénomorphe riche en inclusions de pyrite; B: grain d'or dans une bordure limpide de pyrite; C: grain d'or dans un cristal limpide d'arsénopyrite; D: grains d'or en inclusion dans des cristaux limpides de pyrite et d'arsénopyrite; E: grain d'or à la limite entre pyrite et arsénopyrite; F: grain d'or associé à la chalcostibite à la limite de deux cristaux de pyrite et arsénopyrite.

Fig. 49 (suite). G & H: grains d'or dans des fissures de l'arsénopyrite; I: grains d'or dans des fissures de l'arsénopyrite et de la pyrite, en association avec la chalcostibite; J: grains d'or libre dans une veine de quartz.

Fig. 49 (suite). K: Image macroscopique d'Or libre visible à l'œil nu dans du quartz laiteux traversé par les stylolites contenant du matériel graphitique. L, M et N sont des images MEB de cet échantillon montrant des grains d'or en association avec des phases supergènes dans des zones présentant une certaine porosité.

Fig. 50 : Différences de composition entre les 2 générations de pyrite au sein de metabasaltes à Syama. A: Echantillon Sya 137; B: échantillon Sya2B.

Fig. 51 : Différences de composition (en ppm) au sein de mêmes cristaux de pyrite de Syama. A: Au*10 vs As; B: Cu vs Co+Ni.

Fig. 52 : Différences de composition en Au et As des pyrites des divers gisements. (Mêmes symboles que Fig. 53)

Figure 53 : Diagramme ternaire Te-Sb/10-Bi montrant la composition des pyrites de différentes roches de Syama, Tabakoroni et Tellem

Fig. 54 : Différences de composition entre les pyrites de zones minéralisées et celles de zones non minéralisées; exemple du gisement de Tabakoroni. A & B: Photos au microscope à réflexion de pyrites d'échantillons non minéralisés.

Fig. 55 : Inclusions fluides de Syama. A et B : faciès basaltiques minéralisés avec veines de carbonate et de quartz, les ombres de pression autour des pyrites contiennent du quartz mais aussi de la séricite et de la calcite; C et E : distribution des IF monophasées et biphasées en amas dans le quartz; D et F : distribution des IF suivant les joints de grains de quartz.

Fig. 56 : Inclusions fluides de Tabakoroni. A : faciès andésitique minéralisé. B : Pyroclastite non minéralisée. C et E : distribution des IF monophasées et biphasées observées dans le quartz au niveau les faciès minéralisés; D et F : IF observées dans les faciès non minéralisés.

Fig. 57 : Inclusions fluides de Tellem. A : Microgranite (faciès minéralisé) B : Pyroclastite (faciès non minéralisé) C et E : distribution des IF dans le faciès minéralisé; D et F : distribution des IF dans le faciès non minéralisé

Fig. 58. Diversité d'IF de Tellem

Fig. 59 : Comparaison des compositions des fluides de la ceinture de Bagoé avec celles des inclusions fluides de gisements d'or orogéniques (données d'après Bodnar et al., 2014); a) diagramme ternaire H₂O-CO₂-NaCl; b) diagramme températures d'homogénéisation – salinités.

Figure 60 : Positionnement des IF des gisements de Tellem, Syama et Tabakoroni dans le système CO₂-H₂O contenant 2,6% pds éq. NaCl dans la phase aqueuse (d'après Hendel & Hollister, 1981)

Fig. 61 : diagramme P-T d'un équilibre chlorite - phengite - quartz - eau. 66 réactions sont tracées sur 359 possibles, 7 sont indépendantes (4 ont été tracé en bleu foncé). Chacune des 66 courbes tracées représente une réaction d'équilibre faisant intervenir des pôles purs de chlorite et de phengite. Les pôles purs utilisés pour les chlorites sont : le clinocllore, Mg-amésite, Fe-amésite, sudoïte, daphnite ; et pour les phengites : Al-céladonite, Fe-céladonite, muscovite, pyrophyllite, pyrophyllite hydratée. Les réactions se coupent parfaitement (sans montrer de dispersion) en un point représentant les conditions P-T d'équilibre de l'assemblage Chl-Phg-Qtz-H₂O. Cela indique que les chlorites et les phengites testées (composition chimique donnée ci-dessus en poids d'oxyde et en fraction molaire avec le format d'input de TWEEQ) sont à l'équilibre thermodynamique à 4.8 kbar et 390°C (Ganne et al., 2012)

Fig. 62 : Position des chlorites et mica de Syama dans les diagrammes ternaires de détermination P-T (Syd 137 : A. Position des chlorites dans le diagramme ternaire Clin-Daph, Sudoïte, Amésite ; B. Position des phengites dans le diagramme ternaire Céladonite-Pyrophyllite-Muscovite).

Fig. 63 : Position des chlorites et mica de Tabakoroni dans les diagrammes de détermination P-T (Position des chlorites dans le diagramme ternaire Clin-Daph, Sudoïte, Amésite : A :

Tacd 268 ; C : Tacd 242) ; (Position des phengites dans le diagramme ternaire Céladonite-Pyrophyllite-Muscovite : B : Tacd 268 ; D : Tacd 242) ; E : Diagramme d'équilibre : Tacd 242

Fig. 64 : Position des valeurs des P-T des gisements de Syama et Tabakoroni sur la grille pétrogénétique.

Fig. 65: Diagrammes binaires As-Au montrant la relation entre la composition en As et en Or invisible dans les pyrites de Syama et de Tabakoroni (d'après Reich et al., 2005).

Fig. 66. Températures de formation de l'arsénopyrite à Tabakoroni et Tellem, basées sur les teneurs en As dans l'arsénopyrite (Kretschmar et Scott, 1976 modifié par Morey et al., 2008). Apy = arsénopyrite, Lö = löellingite, Py = pyrite.

Fig. 67 : Diagrammes de composition des pyrites et arsénopyrites de quelques gisements du Mali (Arsénopyrites de Tabakoroni, Morila, Sadiola et Tellem: a) diagramme ternaire Co+Ni-Sb/10-Au*10 ; b) diagramme Pb+Bi-Te-Cu*10) ; (Pyrites de Syama, Tabakoroni, Tellem, Morila, Sadiola, Alamoutala : c) diagramme Pb+TI-Sb+Ag-Bi+Te ; d) diagramme As/100-Cu+Te-Sb)

Liste des tableaux

Chapitre 1 :

Tableau 1 : Données sur les ressources et les réserves en or des divers pays d’Afrique de l’Ouest (Données 2012 in Goldfarb et al., 2017). N : nombre de gisements.

Chapitre 3

Tableau 2 : Compositions représentatives des plagioclases des différents types de roches des trois gisements.

Tableau 3: Compositions représentatives des chlorites des trois gisements.

Tableau 4 : Compositions représentatives des micas de différents types de roches provenant des trois gisements.

Tableau 5 : Compositions représentatives des chromites des lamprophyres de Syama et Tabakoroni.

Tableau 6 : Composition représentative des amphiboles de Tabakoroni.

Tableau 7 : Nature des formations encaissantes et les paragenèses métamorphiques et d’altérations pour les trois gisements étudiés (Syama, Tabakoroni, Tellem). Chl : chlorite, Ab : albite, Cb : carbonate Cc : calcite, Dol : dolomite, Ank ; ankérite, Ep : épidote, Ser : séricite, Fu : fuchsite, Qz : quartz, Py : pyrite, Apy : arsénopyrite. En gras, la formation dominante.

Tableau 8 : Analyses géochimiques des roches magmatiques des gisements de Syama, Tabakoroni et Tellem.

Chapitre 4

Tableau 9 : Compilation des séquences de déformation pour la ceinture de Syama. (ME : événement magmatique, Sr : Schistosité régionale, Qtz : Quartz, Ank : ankérite, Apy : arsénopyrite, Py : Pyrite, Au : or). Pour les séquences concernant cette étude, les différents schémas ne sont pas à l’échelle.

Chapitre 5

Tableau 10 : Compositions représentatives (wt%) des Pyrites des gisements de Syama, Tabakoroni et Tellem.

Tableau 11 : Compositions représentatives (wt%) des arsénopyrites des gisements de Tabakoroni et Tellem.

Tableau 12 : Compositions représentatives (wt% : pourcentage poids et A% : pourcentage atomique) des Tétrédriles des gisements de Syama et de Tabakoroni.

Tableau 13 : Composition représentative (% poids) de l'or des trois gisements.

Tableau 14 : Compositions représentatives (ppm) des éléments traces dans les pyrites des trois gisements.

Tableau 15 : Compositions représentatives (ppm) des éléments traces dans les arsénopyrites de Tabakoroni et de Tellem.

Tableau 16 : Données synthétiques des caractéristiques des fluides de quelques gisements aurifères birimiens d'Afrique de l'Ouest.

T_m : Température de fin de fusion ; T_h : Température d'homogénéisation totale ; D : densité ; Cl : Température de fusion du Clathrate ; T_e : Température eutectique ; S : Salinité de la solution aqueuse ; Dominant: Proportion du type d'IF (%) ; V : Vapeur ; L : Liquide).

Données: [1] Klemd et al. (1993) ; [2] Schmidt Mumm et al. (1997) ; [3] Oberthür et al. (1994) ; [4] Wille et Klemd (2004) ; [5] Amponsah et al. (2016) ; [6] Yao et al. 2001 ; [7] Amponsah et al. (2015) ; [8] Klemd and Ott (1997) ; [9] Dubois et al. (2001) ; [10] Klemd et al. (1997) ; [11] Béziat et al. (2008) ; [12] Bourges et al. (1998) ; [13] Coulibaly et al. (2008) ; [13] Lawrence et al. (2013) ; [14] Hammond et al. (2011) ; [15] Sangaré, 2016; [16] cette étude.

Tableau 17 : Synthèse des principales caractéristiques des gisements aurifères de la région Sud-occidentale du Mali.

Tableau 18 : Compositions représentatives (ppm) en éléments traces des pyrites des gisements de Morila, Sadiola et Alamoutala (Mali).

Tableau 19 : Compositions représentatives (ppm) en éléments traces des arsénopyrites des gisements de Morila, Kalana, Sadiola (Mali).

INTRODUCTION

Introduction

Ces trente dernières années, l'Ouest de l'Afrique est devenu le nouvel « Eldorado », les plus grandes compagnies minières (Randgold, AngloGold Ashanti, Gold Fields, Resolute Mining, Endeavour Mining Corporation, Iamgold, BHP etc.) multipliant des travaux de recherches et d'exploitation. Ceci est particulièrement le cas pour l'Afrique francophone longtemps ignorée des miniers contrairement au Ghana (la Gold Coast) avec son gisement historique d'Ashanti.

En 2014, alors que la production mondiale de l'or était de 3 165 tonnes, celle de l'Afrique de l'Ouest était de 241.3 tonnes et celle du Mali 48.6 tonnes. Le Mali occupait la 17e place des producteurs d'or dans le monde et la 3e place en Afrique après l'Afrique du Sud et le Ghana.

Parallèlement les travaux de recherches sur les gisements aurifères (études universitaires et rapports des géologues des compagnies) se sont développés. Outre les études ponctuelles sur différents gisements (plusieurs dizaines d'études universitaires), une synthèse sur le potentiel minier et en particulier sur les gisements d'or du craton Ouest Africain, a été réalisée par un consortium, AMIRA International, au travers d'un ambitieux programme de recherche, Initiative d'exploration en Afrique de l'Ouest (WAXI, <http://www.waxi2.org/>). Ainsi, une importante base de données structurales, minéralogiques, fluides et géochimiques a été établie à partir des travaux réalisés depuis une trentaine d'année sur de nombreux gisements d'or du craton ouest-africain mais aussi à partir de nouvelles études pluridisciplinaires sur de nouveaux gisements. Markwitz et al. (2016) ont publié une compilation de données sur plus de 440 gîtes minéraux du Craton Ouest Africain à partir du West African Mineral Deposit Database (WAMDD).

L'essentiel des gisements d'or du Craton Ouest-africain (COA) sont des gisements orogéniques associés à l'orogénèse éburnéenne ~ 2.0 Ga (Milési et al., 1992 ; 1995 ; Béziat et al., 2008 ; Markwitz et al., 2016 ; Goldfarb et al., 2017). Au Mali, ces gisements sont nombreux (à ce jour 285 permis de recherche ont été octroyés) et pour certains très prometteurs comme les gisements de Komana (60 t d'or de réserve), Fekola (90 t d'or), Sadiola (250 tonnes d'or) etc. Une dizaine environ de ces gisements sont déjà en cours d'exploitation. Parmi les gisements du Sud-Mali, nous avons : Syama (Somisy.sa), Morila (Morila.sa avec des réserves estimées à 210t d'or, ce gisement serait en fin d'exploitation), Kalana (Somika.SA, avec 30,5 tonnes d'or de réserves), Kodiéran (Wassoul'Or. S.A avec 33 millions de tonnes de minerai), Komana (Gold Fields : 22.3t d'or). Dans la partie Sud-Ouest du pays nous avons les gisements de Loulo (Somilo.sa) qui se compose des gisements de Gara (45t d'or), de Yaléa (87t d'or), et de Goukoto (126t d'or) ; les gisements de Tabakoto (9

millions de tonnes de minerais soit 31t d'or), Séguéla et Kofi (7.7 t d'or) sont exploités par SEMICO : 24.8t d'or estimés), les gisements de Fekola (B2gold : réserves estimées à 89.3t d'or), Sadiola (SEMOS SA : 240t d'or), et Yatéla (Yatéla.sa: avec des réserves de 42t d'or , cette mine est en baisse de production).

Les principaux gisements d'or maliens ayant fait l'objet d'études approfondies se situent à l'Ouest du pays dans la partie orientale de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba. Ce sont, au Sud, les gisements du district de Loulo (Milési et al., 1992 ; Dommanget et al., 1993 ; Lawrence et al., 2013), et au Nord, ceux de Alamoutala, Sadiola (Masurel et al., 2016a, b) et Yatéla (Hein et al., 2015). D'autres gisements situés au Sud Mali près de la frontière guinéenne ont également été caractérisés. Ce sont les gisements de Morila (Hammond et al., 2011 ; Mc Farlane et al., 2011; Lawrence et al., 2016) et Kalana (Sangaré et al., 2015 ; Salvi et al., 2016).

Toujours dans la partie Sud Mali le long de la frontière Mali – Burkina Faso affleure la ceinture de roches vertes (greenstone belt) de Syama (aussi définie comme la ceinture de Bagoé) dans laquelle on trouve le gisement historique de Syama exploité depuis Janvier 1990. Ce gisement fait en réalité partie d'un district qui comprend outre le gisement de Syama s.s., les indices encore en exploration comme celui de Tellem situé à 12 Km au Sud de la mine d'or de Syama, et surtout du prospect de Tabakoroni situé 40km au Sud de Syama ; ces différents indices se situent sur la même structure géologique. Le gisement de Syama s.s.a fait l'objet de publications (Kusnir et al., 1989 et 1999 ; Olson et al., 1992 ; Ford et al., 1998 ; Ballo et al., 2015 ; Traoré et al., 2015) et d'un travail de thèse (Diarra, 1996) alors qu'existent peu d'informations sur les indices de Tellem et Tabakoroni auxquels seuls Ballo et al. (2016) et Traoré et al (2016) font références.

La ceinture de Syama s.l. correspond à une bande sensiblement NS de 30 km d'épaisseur maximum en contact avec les formations adjacentes (les bassins de Kadiana-Madinani et de Kadiolo) par des accidents crustaux chevauchants fortement pentés à vergence Est ; des accidents avec les mêmes caractères cinématiques affectent également les formations de la ceinture. La ceinture est formée d'une série basaltique à caractère essentiellement tholéiitique et d'une série métasédimentaire plus limitée, les différentes formations étant recoupées par des dykes de roches felsiques calco-alcalines. Ces différentes formations sont affectées par un métamorphisme de faciès schistes verts et par une forte altération hydrothermale. Le métamorphisme est synchrone du développement d'une schistosité régionale et des accidents crustaux.

Ce travail de thèse correspond à l'analyse comparative détaillée des trois gisements de

la ceinture de Syama dans le but de définir les caractéristiques de la minéralisation aurifère. Ces caractéristiques concernent : i) la lithologie des roches encaissantes, le gisement de Syama se développant au sein d'une série mixte (basaltes et métasédiments), celui de Tabakoroni au sein d'une série à dominante basaltique, celui de Tellem au sein d'une microdiorite porphyrique recoupant une série à dominante métasédimentaire ; ii) les associations minérales : type de minéralisations, relations texturales en particulier relations sulfures-or ; iii) les conditions thermodynamiques de formation des minéraux lors des phénomènes métamorphiques et hydrothermaux ; iv) les relations avec la séquence de déformation.

L'ensemble de ces études sur trois gisements d'une même ceinture doit aboutir à la définition d'un modèle métallogénique spécifique à cette structure. Ce modèle sera comparé à ceux définis dans les autres gisements des différentes ceintures du craton ouest africain et confronté aux modèles établis pour les gisements contenus au sein des bassins, en particulier le bassin de la partie orientale de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Dommanget et al., 1993 ; Lawrence et al., 2013 ; Masurel et al., 2016a, b ; Hein et al., 2015).

Cette thèse est une Cotutelle entre les Universités des Sciences Techniques et Technologiques de Bamako et Paul Sabatier de Toulouse. Elle est financée par le Programme de Formation des Formateurs des Universités du Mali à travers une bourse d'études. Ce programme a pour objectif de doter les Universités du Mali en personnel enseignant qualifié dans divers domaines. Le projet WAXI a facilité les contacts avec Resolute Mining pour l'accès à la mine de Syama, à la documentation ainsi qu'à certaines analyses de laboratoire.

Chapitre I. Contexte géologique général et gisements aurifères du Craton Ouest- Africain

Chapitre I. Contexte géologique général et gisements aurifères du Craton Ouest-Africain

I.1 Caractères géologiques généraux du Craton Ouest-Africain

Le craton ouest-africain (COA) est classiquement subdivisé en trois domaines distincts (Bessoles, 1977 ; Fig.1) : 1) au Nord la dorsale Réguibat affleurant en Algérie, au Maroc et en Mauritanie constituée de formations archéennes (3.0 – 2.7 Ga) et paléoprotérozoïques (~2 Ga) ; 2) au Sud la dorsale de Man ou de Leo formée par les séries archéennes du bouclier Libérien et les formations paléoprotérozoïques du Domaine Baoulé-Mossi recouvrant le Ghana, la Côte d'Ivoire, la Guinée, le sud du Mali, le Burkina Faso, l'Ouest du Niger ; ces formations paléoprotérozoïques sont généralement désignées sous le terme de Birimien terme introduit par Junner (1954) en référence aux études de Kitson (1928) dans la secteur de la rivière Birim au Ghana; le contact entre le socle Libérien et les séries birimiennes correspond à une grande faille complexe, la faille de Sassandra (Bessoles, 1977 ; Caby et al., 2000) ; 3) en position intermédiaire entre les deux dorsales, deux boutonnières, la boutonnière de Kayes dans l'Ouest du Mali et la boutonnière de Kédougou située de part et d'autre de la frontière sénégal-malienne ; ces boutonnières sont formées exclusivement par des séries birimiennes. Les séries du COA sont recouvertes en discordance par les formations néoprotérozoïques (~1 Ga) et phanérozoïques du bassin de Taoudéni et limitées à l'Ouest par la chaîne pan-africaine et paléozoïque des Mauritanides, à l'Est par la zone mobile panafricaine du Hoggar et de l'Adrar des Iforas et de l'Ahaggar.

Bien que le débat reste ouvert sur l'extension et les caractéristiques du socle archéen et ses relations avec le domaine Paléoprotérozoïque, les auteurs (Black et al., 1980; Boher et al., 1992; Feybesse and Milési, 1994; Kouamelan et al., 1997; Thiéblemont et al., 2001, 2004; Egal et al., 2002), s'accordent pour considérer que ces formations archéennes ont été soumises à deux orogénèses, Léonienne (ca 3200 – 3100 Ma) et Libérienne (ca 2800 – 2700 Ma) avec comme plus vieil âge obtenu, un âge de 3535 ± 9 Ma indiqué par Thiéblemont et al. (2001). Les formations archéennes ont subi un métamorphisme de haut grade (faciès amphibolite à granulite) accompagné de la mise en place de granitoïdes de type TTG (tonalite–trondhjemitite–granodiorite).

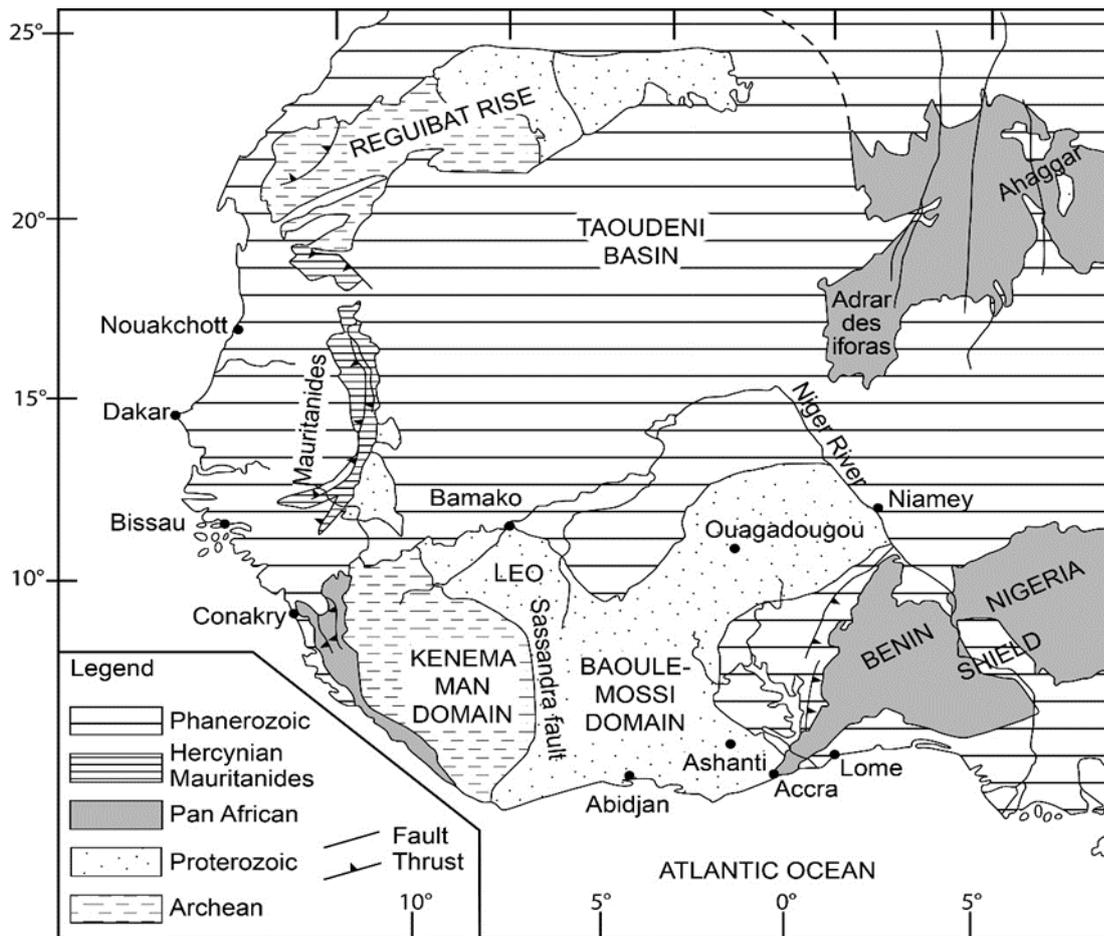


Figure 1. Carte géologique du craton Ouest-africain (modifiée d'après Bessoles, 1977).

Les formations birimiennes du domaine Baoulé Mossi et des boutonnières apparaissent cartographiquement avec un dispositif similaire à celui des formations archéennes avec : i) des ceintures étroites et allongées généralement Nord-Sud essentiellement constituées de roches volcaniques basiques ; ce sont les ceintures de roches vertes ou « greenstone belts » ; ii) des bassins alternant avec les ceintures formés très majoritairement de roches sédimentaires ; ces bassins affleurent très largement en Côte d'Ivoire, dans l'Ouest du Mali, en Guinée et dans la boutonnière de Kédougou. Les formations des ceintures et des bassins ont été déformées et métamorphisées entre ~2120 Ma et ~2080 Ma lors de l'orogénèse éburnéenne (Bonhomme, 1962 ; Oberthür et al., 1998 ; Feybesse et al., 2006) au cours de laquelle se mettent en place plusieurs générations de plutons de granitoïdes (voir bibliographie dans Dioh et al., 2006 ; de Kock et al., 2011 ; Lambert-Smith et al., 2016).

Le Birimien sensu lato s'est développé dans une période de ~ 180 Ma comprise entre 2266 et 2080 Ma (Perrouy et al., 2012 ; White et al., 2014 pour les dernières études). Cette période est divisée par certains auteurs en deux phases : i) une première phase correspondant à la mise en place des séries volcaniques et métasédimentaires et de granitoïdes précoces et au développement d'une tectonique chevauchante ; une deuxième phase essentiellement marquée par la mise en place de granitoïdes associée à la formation de grandes zones de cisaillement (Milési et al., 1992 ; Allibone et al., 2002 ; Tshibubudze et al., 2009 ; de Kock et al., 2011). Il n'y a pas consensus sur ce découpage beaucoup d'auteurs privilégiant une évolution continue à la suite de Leube et al., 1990.

La stratigraphie des formations birimiennes hors granitoïdes, longtemps débattue (voir discussions dans Vidal et al., 1996 ; 2008 ; Baratoux et al., 2011 ; de Kock et al., 2011), semble désormais faire l'objet d'un consensus. Cette stratigraphie est celle de Bassot (1965). Le Birimien serait formé à la base essentiellement par une série de basaltes localement en pillow lavas, de dolérites et de gabbros à affinité tholéiitique avec des intercalations métasédimentaires (grès, argile, carbonates) visibles par exemple dans la série de Mako dans la boutonnière de Kédougou (Bassot, 1965). La série basaltique serait surmontée par une série métasédimentaire à caractère détritique avec localement comme au Sénégal oriental d'importantes intercalations carbonatées ; à cette série est associé un volcanisme (basaltes, andésites, dacites, rhyolites) à affinité calco-alkaline (Bassot, 1965). La partie sommitale de la série détritique correspond à ce qui est défini comme le Tarkwaien (Hirdes et al., 1996 ; Oberthür et al., 1998 ; Feybesse et al., 2006 ; Baratoux et al., 2011 ; Lambert Smith et al., 2016).

Les granitoïdes ont fait l'objet de très nombreux travaux (Leube et al., 1990 ; Liégeois et al., 1991 ; Davis et al., 1994 ; Pons et al., 1995 ; Hirdes et al., 1996 ; Doumbia et al., 1998 ; Ludtke et al., 1998, 1999 ; Caby et al., 2000 ; Egal et al., 2002 ; Hirdes et Davis 2002, Gasquet et al., 2003 ; Naba et al., 2004 ; Dioh et al., 2006 ; Gueye et al., 2008 ; Vegas et al., 2008 ; Lompo, 2009 ; de Kock et al., 2011 ; Tapsoba et al., 2013 ; Lambert-Smith et al., 2016). Ils sont présents dans l'ensemble du craton et dans certaines régions comme le centre et l'ouest de la Côte d'Ivoire et le Burkina Faso, ils représentent jusqu'à 75% des affleurements. Ces intrusions séparent et parfois recoupent les formations des ceintures et correspondent essentiellement à des tonalite, granodiorite et monzogranite. De manière schématique, on peut les classer en deux suites en fonction de leurs caractères pétrographiques et géochimiques et de leur âge de mise en place: i) une suite à caractère sodique représentée essentiellement par des granitoïdes à amphiboles définissant une série de type TTG mise en place entre 2.25 et

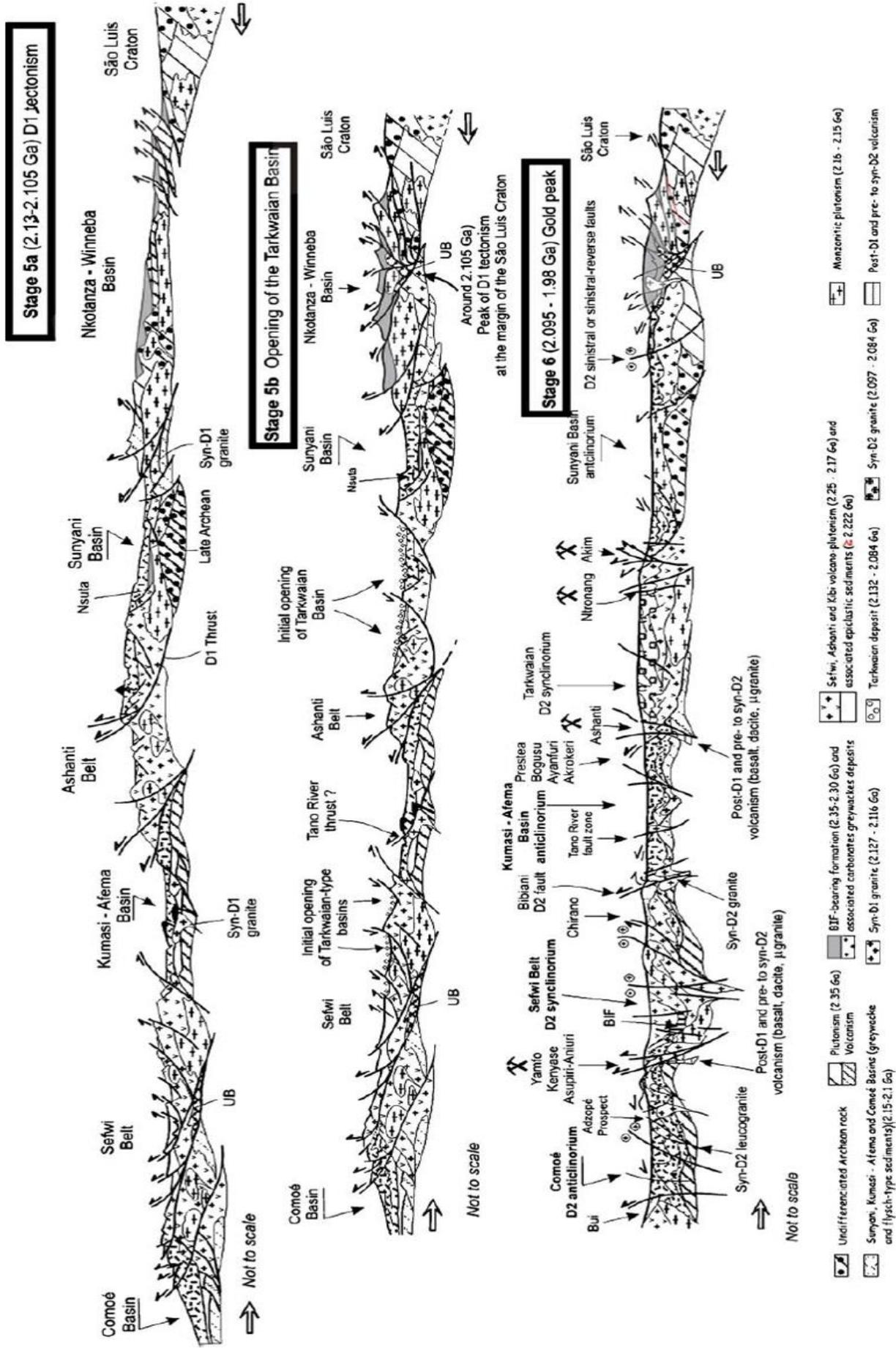
2.12 Ga; ii) une suite calco-alkaline à caractère potassique représentée par des granitoïdes à ortho et clinopyroxène, des granitoïdes à amphibole et des granitoïdes à biotite mis en place entre 2.12 et 2.09 Ga et parfois même une suite alcaline avec des granites et des syénites alcalins comme ceux décrits au Burkina Faso (Naba et al., 2004 ; Tapsoba et al., 2013), en Côte d'Ivoire (Morel et Alinat 1993) et au Sénégal (Hirdes et Davis 2002) mis en place à la fin de l'orogénèse entre 2.11 et 2.07 Ga . Quelques intrusions de type TTG se mettraient en place précocement et pourraient être contemporains du volcanisme mafique à intermédiaire à 2195–2172 Ma (âges U–Pb et Pb–Pb sur zircon, Hirdes et al., 1992; Oberthur et al., 1998; Siegfried et al., 2009) mais l'essentiel de l'activité plutonique se déroulerait entre 2153 et 2068 Ma (âges U–Pb et Pb–Pb sur zircon, Liegeois et al., 1991; Hirdes et al., 1996; Doumbia et al., 1998; Oberthur et al., 1998; Egal et al., 2002; Hirdes and Davis, 2002; Castaing et al., 2003; Gasquet et al., 2003).

Le processus de croissance crustale du Birimien est aussi un sujet de débat. Suivant différents auteurs ; le magmatisme tholéïitique de la base du Birimien serait relié à un environnement de : 1) domaine océanique de type MORB (Lompo, 2010) ; 2) domaine de plateaux océaniques (Abouchami et al., 1990 ; Boher et al., 1992 ; Pouclet et al., 1996 ; Pawlig et al., 2006; Augustin et Gaboury, 2017) ; 3) domaine d'arc insulaire (Dia, 1988; Sylvester and Attoh, 1992; Ama Salah et al., 1996; Baratoux et al., 2011; Béziat et al., 2000; Soumalia et al., 2004; Dampare et al., 2008; de Kock et al., 2012; Senyah et al., 2016). Toutefois, ces divers auteurs s'accordent pour considérer que le magmatisme calco-alkalin du Birimien supérieur serait associé à une subduction intraocéanique évoluant tardivement en marge continentale active (e.g., Lambert Smith et al., 2016). Sur le plan structural il apparaît un relatif accord entre les auteurs sur la géométrie des structures acquises lors de l'orogénèse éburnéenne ; ces structures seraient la conséquence d'un raccourcissement comme l'illustre la série de coupes proposées par Feybesse et al. (2006) pour les provinces ghanéennes (Fig. 2) et qui pourrait être étendu à l'ensemble du COA. La tectonique éburnéenne est une tectonique polyphasée et une succession de déformations a été proposée par les différents auteurs. La déformation responsable du dispositif en dôme et bassins caractéristique du COA est unanimement considérée comme la déformation majeure. Les formations birimiennes sont affectées de plis droits de longueur d'onde plurikilométrique dont la surface axiale orientée NNE-SSW est soulignée par la schistosité régionale. Les roches volcaniques tholéïitiques des ceintures forment les charnières anticlinales et les roches métasédimentaires des bassins les charnières synclinales. Les granitoïdes apparaissent sous forme de dômes souvent très

volumineux ou de plutons s'intégrant dans le dispositif structural général.

Pour certains auteurs (Milési et al., 1992 ; Allibone et al., 2002 ; Feybesse et al., 2006, Tshibubudze et Hein, 2013 ; 2016) cette phase majeure serait précédée d'une phase de tectonique chevauchante marquée par des grands plis couchés. Pour d'autres auteurs cette phase précoce n'apparaît pas ou est minimisée (Vidal et al, 1996 ; 2008 ; Doumbia et al., 1998 ; Baratoux et al., 2011), la structuration du COA débutant par la formation des grands plis droits associée à la mise en place des grands plutons de TTG. A la formation de ces plis et à la mise en place des massifs de TTG succède ou est associé le développement des zones de grande déformation d'étendue régionale orientées NNE-SSW, à fort pendage, d'épaisseur hectométrique à kilométrique et d'extension variée (x10 à x100 km). Ces zones, le plus souvent localisées au niveau des contacts lithologiques notamment entre les granitoïdes et leur encaissant, sont interprétées par la quasi-totalité des chercheurs (de Milési et al . 1989 à Lambert Smith et al. 2016) comme des zones de cisaillement transcurrentes. Enfin l'ensemble de structures (schistosité régionale et zones de cisaillement) sont localement recoupées par des chevauchements pelliculaires tardi-éburnéen (Debat et al., 2003 ; Feybesse et al., 2006 ; Baratoux et al., 2011 ; Sangaré et al., 2015).

Figure 2. Evolution géodynamique des provinces ghanéennes au cours de l'orogénèse éburnéenne (d'après Feybesse et al., 2006). Le stade 5a correspond à la phase D1 (2.13 to 2.105 Ga) de chevauchement et d'épaississement crustal; le stade 5b correspond à l'ouverture des bassins Tarkwaïen à la fin de la phase D1, le remplissage de ces bassins se poursuivant durant la phase D2 ; le stade 6 correspond aux évènements décrochant D2–3 (2.095 to 1.98 Ga) : les structures actives durant cet épisode D2 auraient canalisé et piégé les fluides hydrothermaux aurifères.



Le métamorphisme accompagnant la schistosité régionale est dans l'ensemble du COA un métamorphisme de faciès schistes verts (Bessoles, 1977). Cependant dans des aires restreintes des séries de faciès amphibolites ont été décrites au Ghana (John et al., 1999 ; White et al., 2014) ou au Nord du Burkina Faso (Tshibubudze et Hein, 2013 ; 2016) et même des séries de faciès granulite ont été signalées au Nord du Ghana (Block et al., 2015).. Par ailleurs au voisinage de certains plutons du Ghana, du Burkina Faso et du Niger des associations staurotide, disthène, chloritoïde ont été observées (Junner, 1935 ; 1940 ; Bessoles, 1977 ; Pons et al., 1995 ; Debat et al., 2003 ; Ganne et al., 2014, Soumaïla et al., 2004). Les études menées dans les secteurs d'Aribinda et de Tampilga, au Burkina Faso (Debat et al., 2003) montrent que ces associations sont la résultante d'un métamorphisme de contact et non d'un épaissement crustal produit d'une tectonique chevauchante ; les auteurs rejoignent en cela les conclusions de Junner (1935 ; 1940) et Eisenlohr and Hirdes (1992).

I.2 Géologie du Birimien de la partie sud-occidentale du Mali et de la ceinture de Syama/Bagoé

Le Birimien de la partie sud-occidentale du Mali (hors les fenêtres de Kayes et de Kéniéba) est formé par une succession d'unités orientées NNE-SSW, définies par Milési et al. (1989 ; 1992; 2004) comme une succession de ceintures de roches vertes et de bassins sédimentaires. On distingue, d'ouest en est: la ceinture de Yanfolila, 60 km de large environ, située le long de la marge orientale du bassin de Siguiiri, recoupée par la zone de cisaillement de Siékorolé (Siékorolé Shear Zone, SSZ); la ceinture de Morila, 50 km de large environ, située le long de l'immense domaine granitique de Bougouni qui occupe la partie centrale du Sud-Ouest Mali ; la ceinture de Syama, la plus étroite, 30 km de large environ, située le long de la frontière Mali – Burkina Faso. Ces trois ceintures disparaissent au nord sous les sédiments phanérozoïques du bassin de Taoudéni. Les deux dernières ceintures sont séparées par la zone de cisaillement du Banifing (Banifing Shear Zone, BSZ) qui se raccorde au Sud à la faille de Sassandra séparant le bouclier archéen de Man du domaine birimien Baoulé-Mossi (Fig. 3). La ceinture de Yanfolila renferme des formations volcaniques de type d'arc, connu localement sous le terme de « formation volcanique de Nani », et des séquences remaniées de grauwackes similaires à celles trouvées dans le bassin de Siguiiri. La formation de Nani comprend des basaltes tholéiitiques et des andésites basaltiques, intercalées avec une séquence de laves

dacitiques, de coulées et de brèches pyroclastiques ; elles ont été datées à 2212 ± 6 Ma (Lahondère et al., 2002).. La ceinture de Morila renferme également des laves basaltiques à andésitiques intercalées avec un ensemble de formations volcano-sédimentaires ; des intrusions felsiques ont été datées à 2132–2097 Ma (McFarlane et al., 2011).

Ces unités sont recoupées par des plutons et des « stocks » de granitoïdes (Milési et al., 1992) mis en place à différentes périodes : 2074 ± 9 , 2098 ± 5 , 2136 ± 6 et 2152 ± 16 Ma (Liégeois et al., 1991; Olson et al., 1992).

Les formations de la ceinture de Syama sont dans l'ensemble assez similaires à celles de la ceinture de Yanfolila mais sont structurellement beaucoup plus déformées avec des séries renversées. Ces différentes formations sont intrudées par des plutons (diorite de Finkolo datée à 2049 ± 38 Ma, Liégeois et al., 1991) et des massifs de granitoïdes dont le plus important, le massif de Sadioula, recoupe la limite nord-ouest de la ceinture de Syama. En 1999, Kushnir (1999) propose pour les différentes formations du Birimien malien de nouvelles appellations adoptées par différentes compagnies minières travaillant dans cette partie du pays. Il définit la ceinture volcano-sédimentaire de Bagoé équivalent de la ceinture de Syama. Elle est affectée par la zone de cisaillement de Syama-Bananso (Milési et al., 1989 ; 1992 ; Girard et al., 1998. Standing, 2005), sur laquelle se localisent les gisements aurifères de Syama et Tabakoroni ainsi que l'indice de Tellem. La ceinture de Bagoé est en contact à l'Ouest avec le bassin sédimentaire du domaine Kadiana-Madinani et à l'Est avec les formations sédimentaires du domaine de Kadiolo. Dans la suite du travail nous adopterons la terminologie de Kusnir. La ceinture de Bagoé se présente (Olson et al., 1992 ; Diarra, 1996; Ballo et al., 2016) comme une suite de formations orientées NNE-SSW à pendage $\sim 60^\circ$ W affectées par une série de failles chevauchantes globalement parallèles aux limites lithologiques (Fig.4). La description des différentes formations de la ceinture se fera à partir d'une coupe W-E (Fig. 5) et en utilisant la terminologie de Ballo et al. (2016). A l'Ouest affleure la formation de Sikoro appartenant au domaine Kadiana-Madinani. Elle est constituée principalement par des grauwackes argileuses fines et des shales graphiteux ; au sein de ces séries s'intercalent des passées étroites de basaltes tholéïtiques. Ces formations, à fort pendage Ouest, sont recoupées par des dykes de composition andésitique ou des lamprophyres et par de petits corps felsiques.

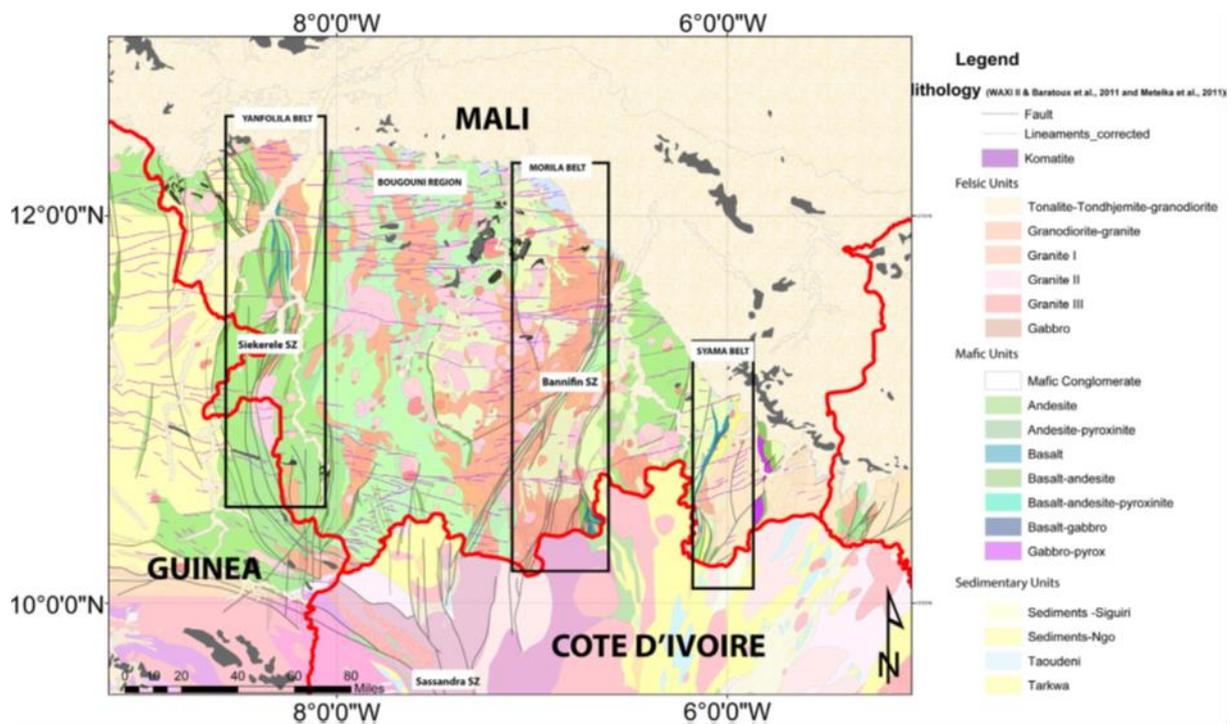


Figure 3. Carte géologique simplifiée du Sud-Ouest du Mali (modifiée d'après J. Miller, Projet WAXI II AMIRA-International, 2013); les rectangles noirs représentent les 3 principales ceintures volcano-sédimentaires.

La formation de Sikoro chevauche localement la formation de Syama dans laquelle se trouve la mine de Syama. La formation de Syama est formée à l'Ouest par des formations métasédimentaires avec quelques intercalations basaltiques et à l'Est par des séries essentiellement basaltiques ; ces dernières sont les plus représentées au sein de la ceinture et sont recoupées par des dykes porphyriques et des petits corps intrusifs de diorites. La formation de Syama chevauche la formation de Ngolopènè par l'intermédiaire de la shear zone de Syama-Bananso, zone de concentration privilégiée de la minéralisation. A l'Est, la formation de Ngolopènè appartenant au domaine Kadiolo constitue le mur de la structure. Elle est formée par une série détritique renfermant en particulier des conglomérats comprenant des éléments de la série de Syama dont de rares fragments de basalte. Cette formation n'est pas minéralisée (Olson et al., 1992).

L'ensemble des formations de la ceinture de Bagoé sont affectées par un métamorphisme syntectonique de faciès schiste vert avec développement de chlorite, albite, épidote, quartz et calcite.

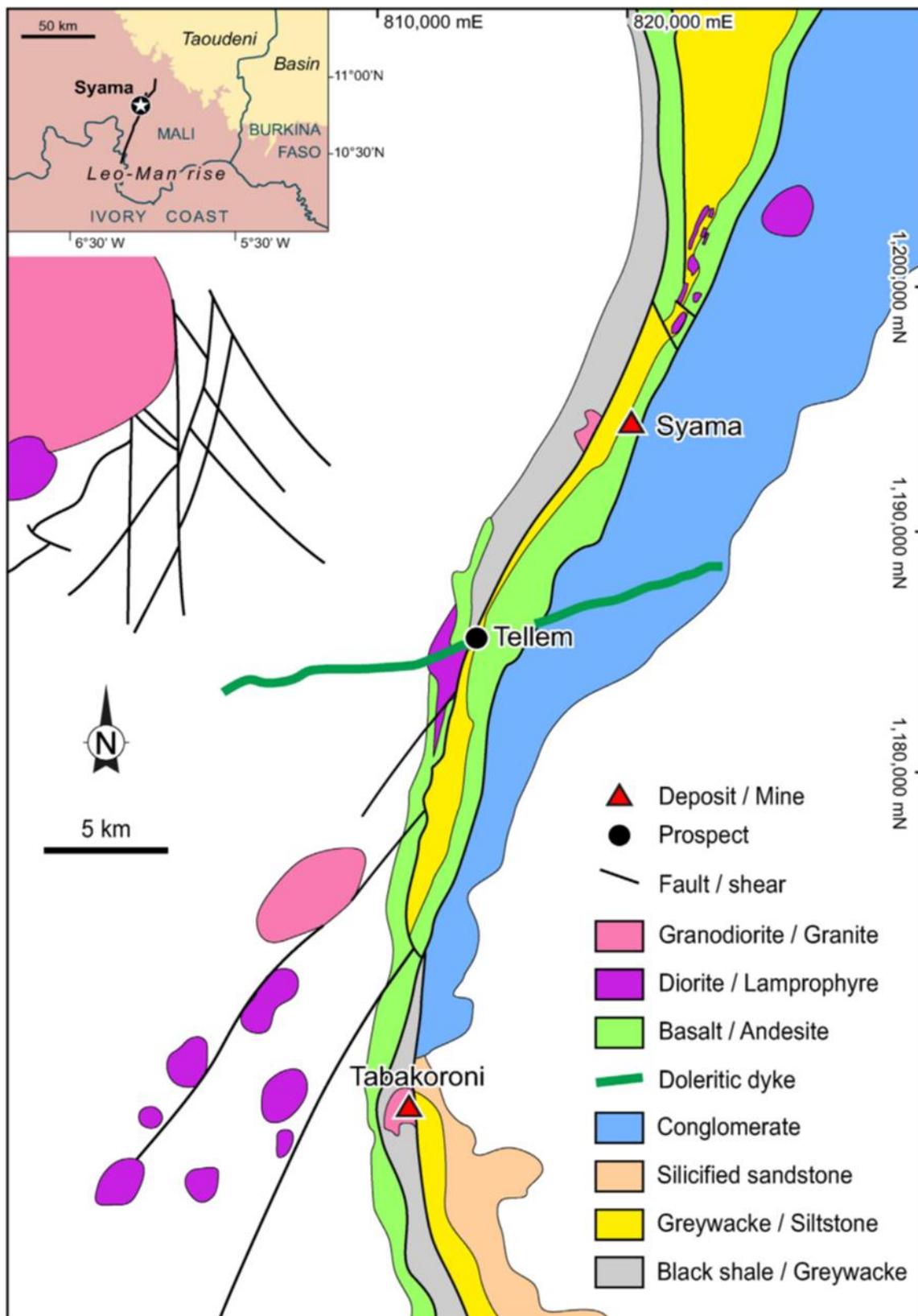


Figure 4 : Géologie régionale du gisement de Syama avec la localisation des gisements et indices associés (modifiée d'après Ballo et al, 2016).

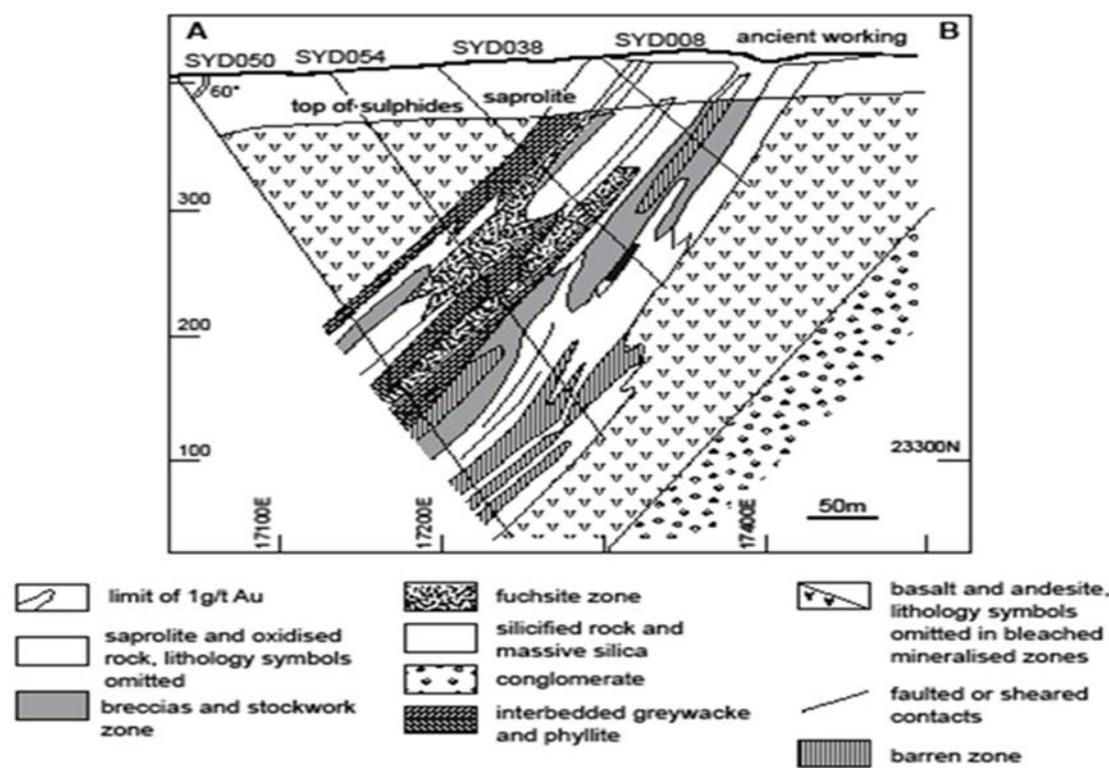


Figure 5. Coupe section du gisement de Syama (Diarra 1996, modifiée d'après Olson, 1992)

I.3 Caractères généraux des gisements aurifères orogéniques du Craton Ouest-Africain

L'essentiel des gisements d'or du COA sont des gisements associés à l'orogénèse éburnéenne et sont considérés comme étant des gisements d'or orogéniques (Milési et al., 1992, 1995 ; Béziat et al., 2008 ; Markwitz et al., 2016 ; Goldfarb et al., 2017).

Une importante base de données structurale, minéralogique, fluide et géochimique a été réalisée depuis une trentaine d'année sur de nombreux gisements d'or dits orogéniques. Ces gisements se forment majoritairement aux frontières ou paléo-frontières de plaques tectoniques et sont reliés à des périodes de croissance crustale marquées par une intense activité magmatique propice à la circulation des fluides (e.g. Goldfarb et al., 2001 ; Groves et al., 1998, 2003). Ils se caractérisent par leur localisation au niveau de greenstone belt sur des accidents lithosphériques majeurs souvent cisailants (shear-zone) et le modèle de genèse communément accepté est celui d'un continuum de circulations fluides depuis les stades ductiles jusqu'aux stades cassants. Les minéralisations sont épigénétiques et se formeraient essentiellement après le pic de métamorphisme, postérieurement aux épisodes de déformation majeure de compression et/ou de transpression (Groves et al., 2003). Elles sont donc tardi- à

postorogénique. Ces gisements se distribuent préférentiellement le long de grands accidents affectant des terrains supracrustaux métamorphisés dans les conditions allant du faciès pumpelleyite-prehnite au faciès des schistes verts supérieurs. Ils se présentent sous forme de veines de quartz et la minéralisation se localise soit au sein des veines soit aux épontes des celles-ci. Les filons ou veines de quartz aurifères présentent des géométries différentes suivant la profondeur de mise en place (Fig. 6; Colvine et al., 1988).

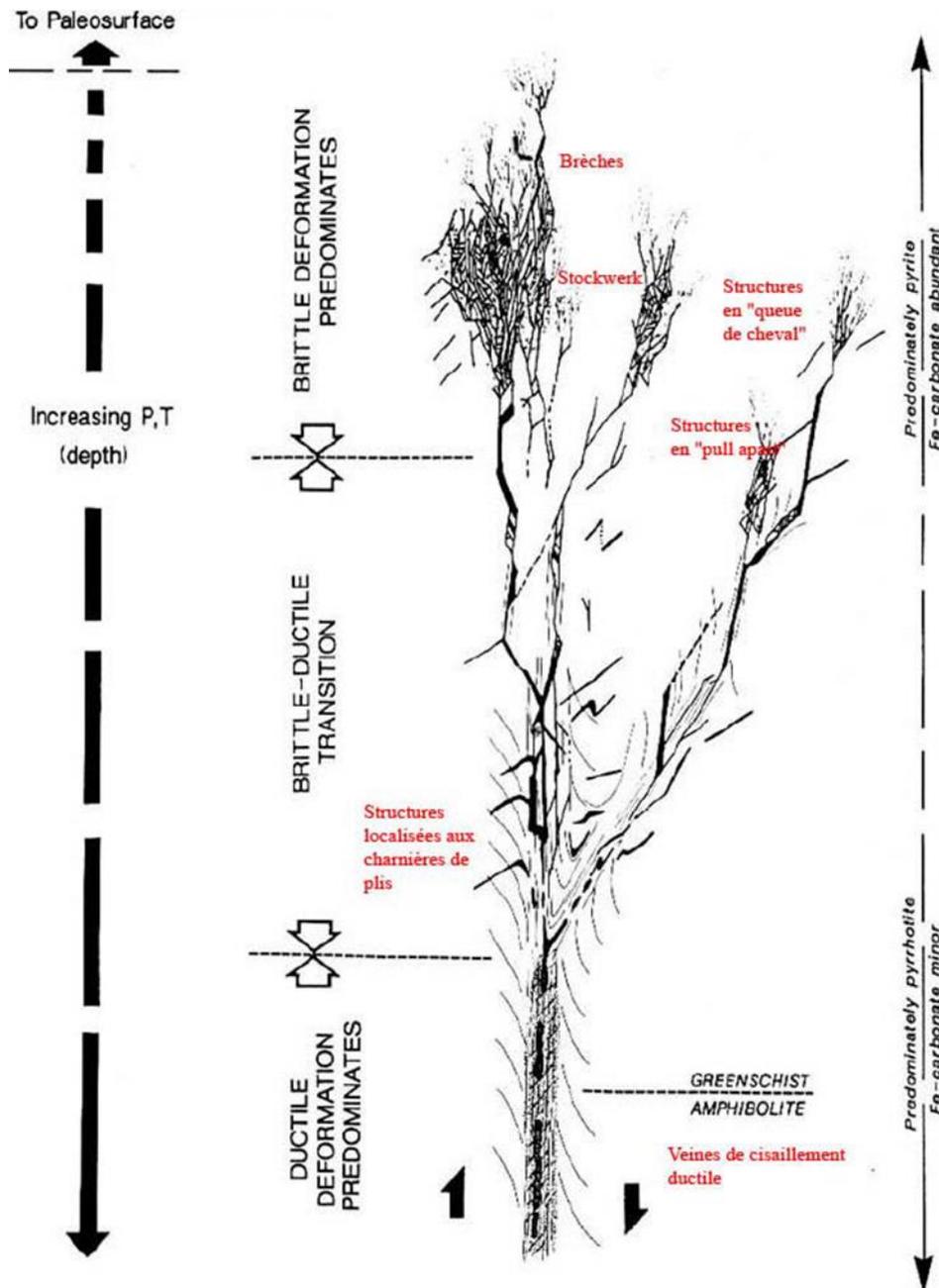


Figure 6. Modèle théorique de la distribution et de la géométrie des minéralisations aurifères orogéniques associées à des grandes failles cisailantes d'échelle crustale (Modifié d'après Colvine et al., 1988).

Ces systèmes de veines sont associés à de grandes failles, qui correspondent à des structures de 2ème et 3ème ordre, formant un réseau conjugué de failles, par rapport à la shear-zone principale. Le contrôle tectonique régional influence également la géométrie et l'état de déformation des structures. Deux grands types de veines sont généralement distingués dans ces contextes orogéniques (Fig. 7; Robert et Brown, 1986): i) les veines sub-verticales dans des failles cisailantes fonctionnant en transpression avec ouverture et remplissage multiple (mode crack-seal) ; ii) des veines subhorizontales fonctionnant en fente de tension. Chaque variation dans la géométrie d'un plan cisailant peut devenir un piège favorable à la capture des fluides (fentes de tensions, fentes en échelon, charnière de plis, pull-apart).

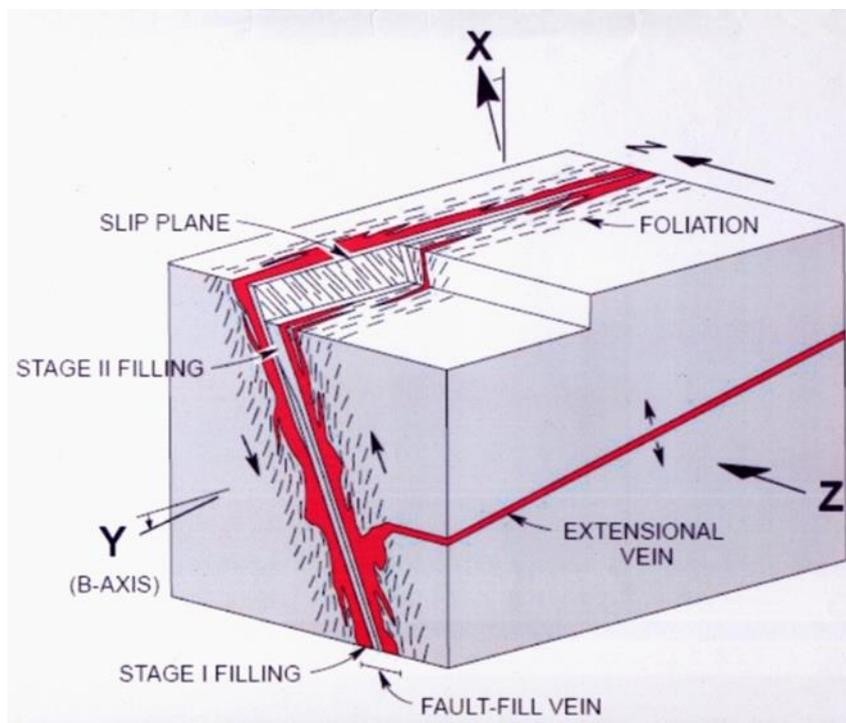


Figure 7. Représentation schématique des systèmes de veines en domaine orogénique (modifié d'après Robert & Brown, 1986)

Plusieurs auteurs ont proposé une classification des gisements orogéniques. Ainsi Gèbre-Mariam et al. (1995), Goldfard et al. (1998), Lindgren (1933), Groves et al. (1998) les ont classés en fonction de leur profondeur de formation et de la température du métamorphisme en: i) gisements épizonaux, gisements dont la profondeur est inférieure à 6km, pour une température de formation comprise entre 150°C et 300°C; ii) gisements mésozonaux formés entre 6 et 12kilomètres de profondeur pour des températures situées entre 300°C et 475°C; iii) gisements hypozonaux formés à une profondeur supérieure à 12km pour

des températures excédant 475°C (Fig. 8).

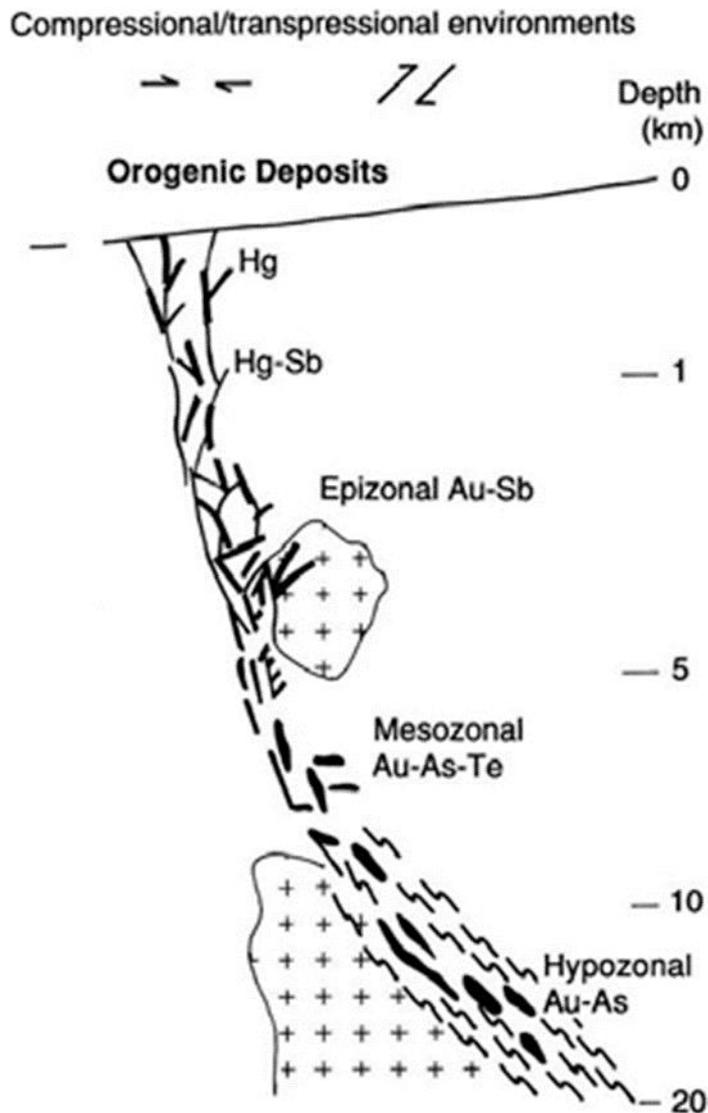


Figure 8. Modèle schématique de distribution des gisements d'or orogénique suivant la profondeur de mise en place (modifié d'après Groves et al., 1998).

De manière générale, les gisements orogéniques du COA forment des provinces métallogéniques situées le plus souvent dans des ceintures de roches vertes et les bassins métasédimentaires, renfermant des formations déformées et métamorphisées dans le faciès schistes verts. Au sein de ces ceintures, les minéralisations sont contenues dans les diverses formations de la ceinture, les métavolcanites, les diverses roches métasédimentaires, les roches métasomatiques (e.g. les albitites), et les granitoïdes. Les veines minéralisées sont généralement distribuées le long d'accidents majeurs cisailant (shear-zones) comme

l'accident sénégal-malien (Lambert-Smith et al., 2016) ou la Central fault zone au Ghana (Allibone et al., 2002). La minéralisation aurifère peut être disséminée au sein de roches encaissantes mais est le plus souvent localisée dans des filons de quartz, des stockwork et des brèches qui se développent dans des zones de très forte déformation.

La paragenèse typique des veines aurifères se compose essentiellement de quartz, de sulfures (surtout des sulfures de fer) et de carbonates (Groves et al., 1998). Pyrite et arsénopyrite sont les deux sulfures majeurs auxquels est associée la minéralisation aurifère. Ils sont contenus dans des veines à quartz-carbonates mais sont le plus souvent disséminés aux épontes des veines dans les roches encaissantes. L'or peut être libre dans le quartz mais on le trouve principalement en inclusion dans les sulfures (pyrite et arsénopyrite), le plus souvent dans les fractures de ces sulfures et plus rarement, en association avec la tourmaline (Fig. 9). Mais on le trouve également sous forme d'or «invisible» (cf., Cook and Chryssoulis, 1990) se trouvant soit dans leur structure cristalline soit sous forme de nano-inclusions de taille inférieure à 1µm (cf., Cabri et al., 1989). Un exemple de spectre LA-ICP/MS régulier traduisant la présence d'or invisible dans une pyrite (spectre de couleur jaune) est montré dans la figure 9 ; la teneur en or de la pyrite est de 0.85 ppm. Les minéraux de la gangue et de la paragenèse d'altération les plus communs sont le quartz, les carbonates, ankérite et sidérite, chlorite, mica fuchsite, et albite. Cette paragenèse d'altération et la composition des minéraux d'altération dépendent de la nature du fluide hydrothermal mais surtout de la nature de la roche initiale (e.g. Béziat et al., 1998).

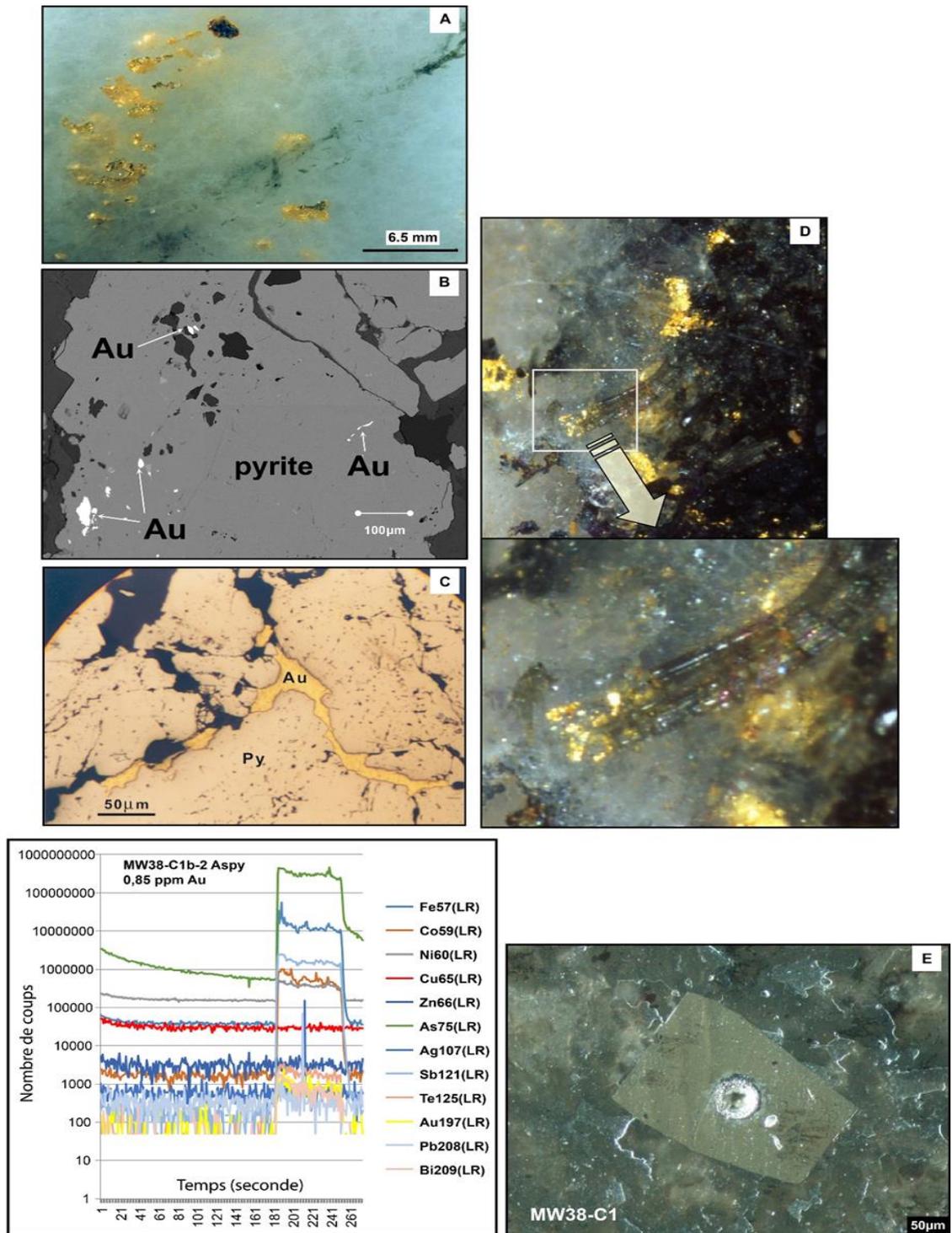


Figure 9. Diversité de faciès pour l'or orogénique. A : Or libre dans le quartz (Poura) ; B : Or en inclusion dans la pyrite (El Callao, Venezuela ; Velasquez et al., 2014) ; C : Or en remplissage de fissure dans la pyrite (Gangaol, Burkina Faso, Bourges et al., 1994) ; D : Or sur tourmaline (Guibaré, Burkina Faso ; Béziat et al., 1999) ; E : Cristal d'arsénopyrite montrant l'impact du faisceau du laser et son spectre LA-ICP/MS de l'analyse chimique (Morila, Mali).

Concernant les fluides, une des caractéristiques des fluides orogéniques est leur richesse en CO₂ qui les démarque de la composition des fluides associés aux autres types de gisements aurifères avec des X_{CO₂} autour de 0.2 – 0.3. Ce sont donc des fluides à H₂O – CO₂ renfermant aussi mais accessoirement N₂, CH₄, H₂S ; leur salinité est faible à modérée (3 à 10 wt% équiv.NaCl, Mc Cuaig and Kerrich, 1998 ; Wilkinson, 2001). Mais dans le COA, de nombreuses études ont montrées que les fluides associés aux minéralisations aurifères étaient particulièrement riches en CO₂. Dans certains gisements (e.g., Ashanti, Damang), on peut trouver des fluides très riches en CO₂ (X_{CO₂}>0.7, Schmidt Mumm et al., 1997 ; White et al., 2013) ce qui pourrait s'expliquer par un processus de dévolatilisation de la matière carbonée à grande profondeur (Oberthür et al., 1996), sous des conditions suffisamment oxydantes pour que le Carbone soit sous forme CO₂ plutôt que CH₄. Récemment, les données isotopiques C et N (Lüders et al., 2015) indiquent que les fluides à l'origine des gisements d'Ashanti (Ghana) résulteraient de la dévolatilisation de la matière carbonée. Au niveau du COA, les conditions P – T de précipitation de l'or sont estimées entre 150 et 400 °C, et entre 0.5 et 3 kbars (AMIRA-International, 2013) et seraient reliées à un processus d'immiscibilité lié à une chute brutale de la pression.

Mais il existerait dans le COA des exemples de gisements d'or qui ne seraient pas orogénique comme le gisement Guelg Moghrain en Mauritanie (Kolb et al., 2006) considéré comme appartenant aux gisements de type IOCG (Iron Oxides Copper Gold), les gisements de Tarkwa et de Damang (Milési et al., 1992 ; Pigois et al., 2003 ; White et al., 2014) reconnus dans la ceinture d'Ashanti au Ghana et considérés comme de type paleoplacer, les gisements alluvionnaires au nord du Burkina Faso (Bamba et al., 2010) et des gisements liés à l'altération supergène comme celui d'Ity en Côte d'Ivoire (Béziat et al., 2016), de Larafella au Burkina Faso (Bamba et al., 2002) et le gisement de Yatéla au Mali (Hein et al., 2016). Toutefois, ces gisements latéritiques ou alluvionnaires dériveraient de minéralisations primaires de type orogénique. Dans certains autres gisements, la minéralisation aurifère est associée à des skarns, comme à Alamoutala, Mali (Masurel et al., 2017) et Ity, Côte d'Ivoire (Béziat et al., 2016), ou à des porphyres cuprifères, comme à Gaoua, Burkina Faso (Le Mignot et al., 2017a), mais dans ces divers exemples la minéralisation aurifère serait en partie d'origine orogénique et se superposerait aux minéralisations primaires reliées au système magmatique – hydrothermal du skarn et du porphyre. Ce serait également le cas pour les gisements précoces de type paléoplacer auxquels se superposeraient une minéralisation tardive de type orogénique (e.g., Damang, White et al., 2015).

Récemment, Markwitz et al. (2016) ont publié une compilation de données sur les

principaux gisements du Craton Ouest Africain à partir du West African Mineral Deposit Database (WAMDD) listant plus de 440 gîtes minéraux (Fig. 10). Les principaux gisements aurifères représentatifs des divers pays sont: i) au **Ghana**, Obuasi dans la ceinture d'Ashanti (Milési et al., 1989, 1992 ; Oberthür et al., 1994 ; 1996 ; Allibone et al., 2002 ; 2004 ; Feybesse et al., 2006 ; Berge, 2011 ; Klemb et al., 1993 ; Schwartz et al., 1992 ; Schmidt Mumm et al., 1997), Bibiani (Allibone et al., 2002), Prestea, Konongo, Ayanfuri, Abosso-Damang (Schmidt Mumm et al., 1997), Abwasso (Wille et Klemd, 2004), Sansu (Yao et al., 2001), Bepkong et Julie (Amponsah et al., 2016a, b), Pampé (Salvi et al., 2016), Wassa (Perrouy et al., 2015) ; ii) au **Burkina Faso**, Diabatou et Larafella (Klemd et al., 1997 ; Bamba et al., 1997), Guibaré et Fétékolé (Béziat et al., 1999), Loraboué (Béziat et al., 1998), Essakane (Foster and Piper, 1993; Feybesse et al., 2006; Tsibubudze et al., 2016), Inata (McCuaig et al., 2016), Nassara (Ouiya et al., 2016), Gaoua (Le Mignot et al., 2017a), Youga (Woodman et al., 2016), Taparko (Bourges et al. 1998), Kiaka (Fontaine et al., 2016); iii) en **Côte d'Ivoire**, Yaouré (Coulibaly et al., 2008), Afema district (Kadio et al., 2010), Agbaou et les districts de Bonikro et Angovia (Milési et al., 1989), Ity (Béziat et al., 2016), Tongon (Greyling et al., 2013); iv) au **Mali**, Syama (Olson et al., 1992), Loulo (Milési et al., 1992 ; Dommanget et al., 1993 ; Lawrence et al., 2013), Morila (Hammond et al., 2011 ; Mc Farlane et al., 2011; Lawrence et al., 2016) ; Alamoutala et Sadiola (Masurel et al., 2016a, b), Yatéla (Hein et al., 2015) ; Kalana (Sangaré et al., 2015 ; Salvi et al., 2016) ; v) en **Guinée**, Siguiri (Le Brun et al., 2016) ; vi) au **Sénégal**, Sabodala (Sylla et Ngom, 1997). L'essentiel des travaux réalisés en Afrique de l'Ouest portent sur l'étude détaillée d'un gisement et seules quelques tentatives de classifications plus générales, à l'échelle d'une région ou du craton, ont été réalisées. Milési et al. (1989; 1992) proposent une classification basée sur la nature de la roche hôte, la géométrie du gisement, l'association métallique et les relations entre la minéralisation et les évènements tectoniques éburnéens. Ils définissent ainsi plusieurs types de gisements: 1) des gisements pré-orogéniques (type 1); 2) des gisements syn-orogéniques (types 2 et 3) ; 3) des gisements tardi-orogéniques (types 4 et 5). Leube et al. (1990) et Oberthür et al. (1994) à partir de l'étude de plusieurs gisements du Ghana distinguent deux types majeurs de gisements aurifères : 1) un type caractérisé par de l'or disséminé dans un encaissant surtout métasédimentaire ; 2) un type défini par de l'or concentré au sein de veines quartzieuses. Béziat et al. (2008) reprennent et complètent cette classification en l'étendant aux gisements du Burkina Faso. Ces auteurs distinguent deux principaux types de minéralisation : type concentré et type disséminé. Dans le type concentré l'or à forte teneur est contenu au sein de veines de quartz déformée (boudinées ou plissées suivant leur

orientation) et associé à des sulfures et/ou de la tourmaline. Ce type de gisement s'observe à Gangaol (Bourges et al., 1994), Taparko (Bourges et al., 1998), Guibaré et Fété Kolé (Béziat et al., 1999) et Perkoa (Béziat et al., 2008).

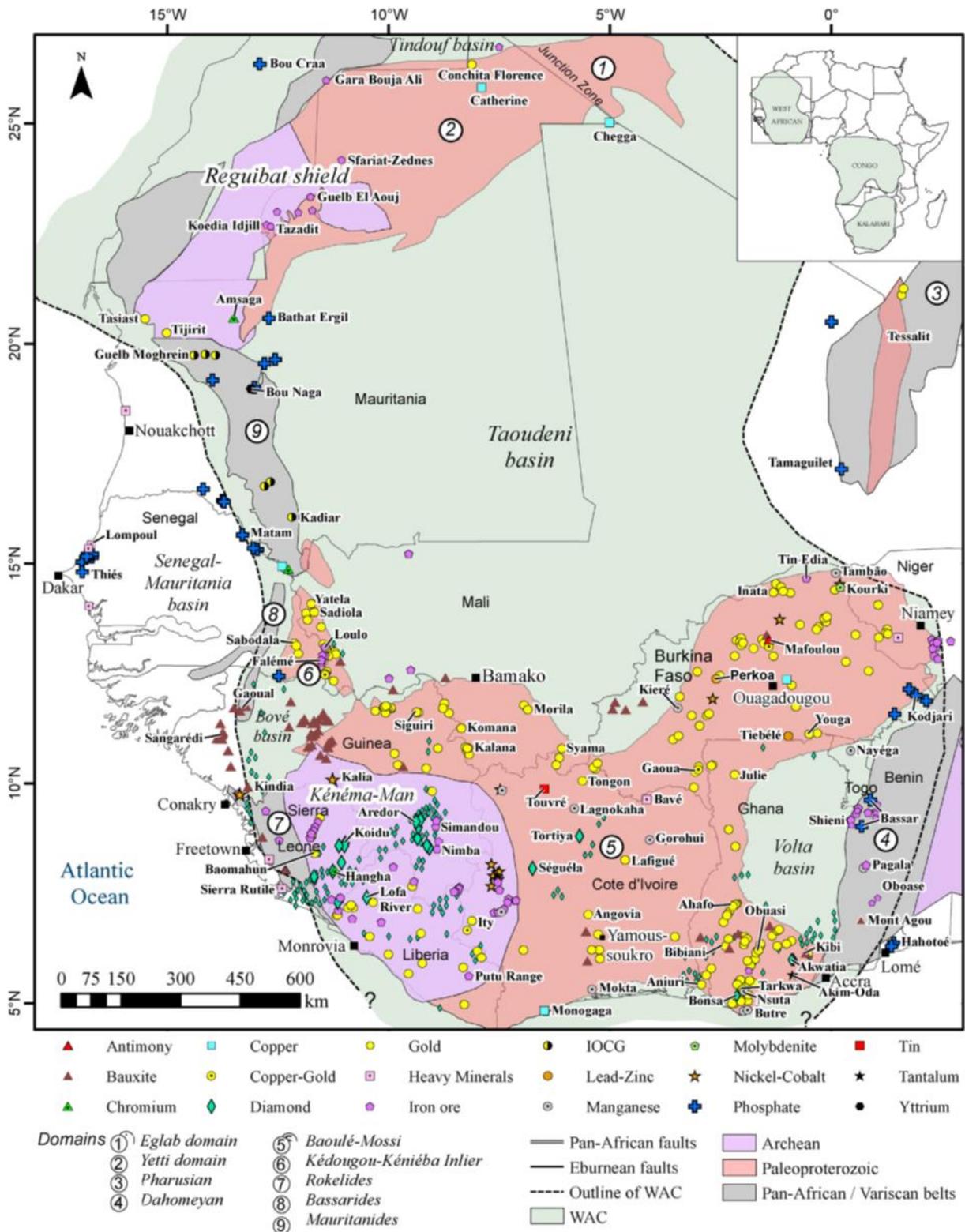


Figure 10. Carte de localisation des principaux gisements du craton Ouest-africain (Markwitz et al., 2016). La limite du COA est indiquée par la ligne en pointillée.

Dans le type disséminé, l'or en fines particules et à faible teneur apparaît au sein de l'encaissant des veines quartzieuses dans des roches compétentes parfois très riches en albite (albitites) et dans des roches issues de la transformation de roches ultramafiques (listvenites) ; l'or est associé principalement à des sulfures; ce sont par exemple les gisements de Loraboué (Béziat et al., 1988 ; 2008), Diabatou et Larafella (Klemd et Ott 1997 ; Bamba et al., 1997). Les deux types de minéralisations concentrées et disséminées apparaissent souvent dans le même gisement comme à Kalana (Sangaré et al., 2015, Salvi et al., 2016) ou à Inata (Béziat et al., 2008 ; Mc Cuaig et al., 2016).

Plus récemment, une synthèse sur le potentiel minier et en particulier sur les gisements d'or du craton Ouest Africain, a été réalisée par un consortium, AMIRA International, au travers d'un ambitieux programme de recherche, Initiative d'exploration en Afrique de l'Ouest (WAXI, <http://www.waxi2.org/>). Les principaux résultats de ce travail sont :

- Les gisements d'or sont distribués dans tout le craton ouest africain et se mettraient en place au cours de l'orogénèse éburnéenne dans des contextes tectoniques variés allant du domaine ductile de haute Température (e.g. Morila, Mali), au domaine cassant de plus faible profondeur et de plus basse Température avec des minéralisations associées à des brèches (e.g. Syama, Mali).
- Ces gisements se sont formés autour de 2100 Ma, y compris les minéralisations liées aux paléoplacers qui seraient la résultante de l'érosion de gisements pré-éburnéens comparables à ceux de Wassa (Ghana, Perrouty et al., 2016) et de Kiaka (Burkina Faso, Fontaine et al., 2017) ; pour ces gisements les âges des minéralisations sont respectivement estimés à 2164 ± 14 Ma (Wassa) et à $2157 \text{ Ma} \pm 24$ Ma (Kiaka) par la méthode Re-Os sur pyrite et pyrrhotite (Le Mignot et al., 2017b).
- La nature des roches encaissantes varie également d'un gisement à l'autre avec des encaissants entièrement sédimentaires (Siguiri, Guinée), sédimentaire recoupé par des intrusifs (e.g. Kalana), et essentiellement volcanique (Syama).
- Dans l'évolution éburnéenne quatre stades économiquement significatifs ont été identifiés (Fig. 11). Cependant l'événement aurifère majeur généralement associé à une minéralisation riche en arsenic serait relié à la phase D4. Ce stade de minéralisation est lié dans l'ensemble du craton au raccourcissement crustal WNW-ESE (e.g. Obuasi, Ghana). Toutefois, plusieurs phases de minéralisation aurifère avec différentes cinématiques et altérations sont souvent mises en évidence au sein d'un même gisement (e.g. Pampe, Ghana).

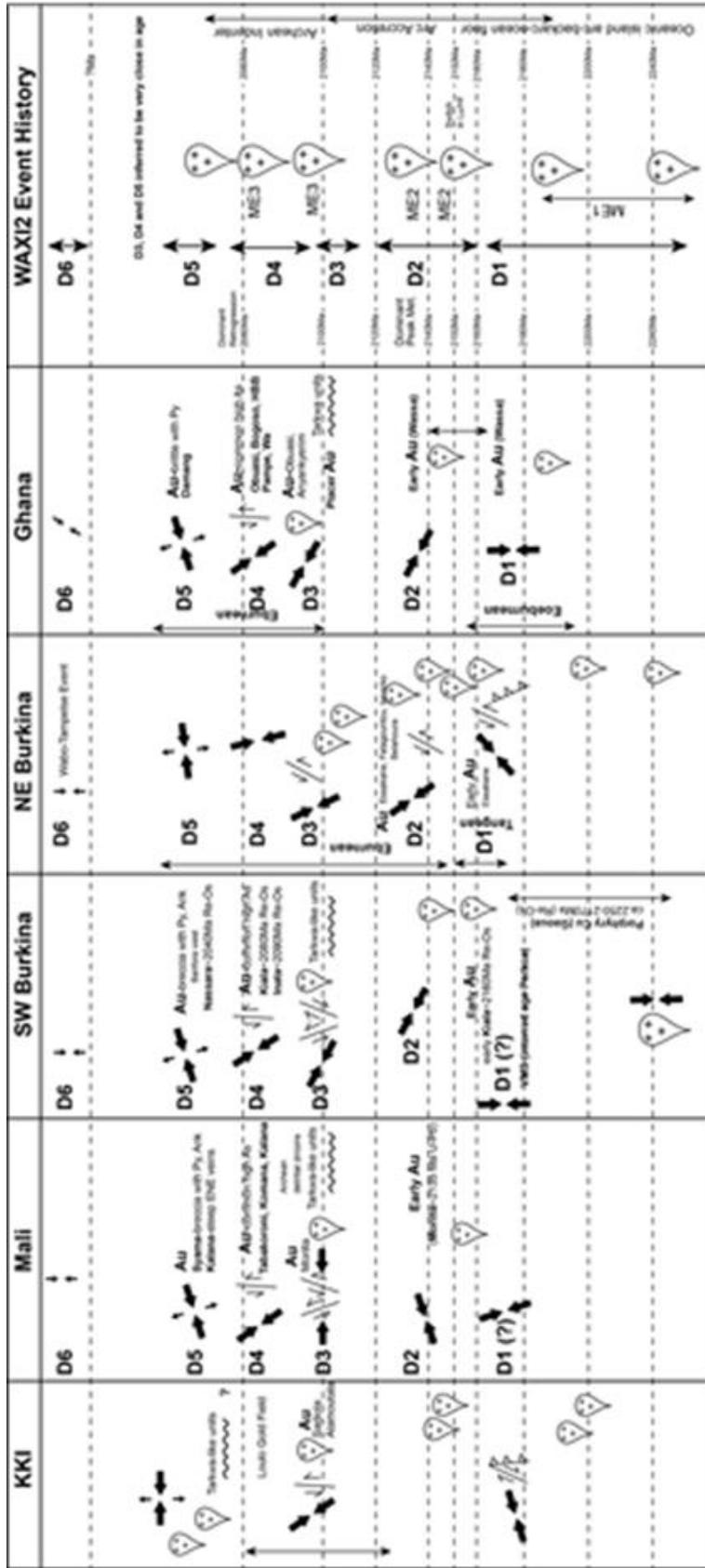


Figure 11. Diagramme synthétique présentant la mise en place de certains gisements d'or en relation avec les principaux événements tectonique et magnétique qui se produisent entre 240 et 2000 M a dans le Sud du COA (modifiée d'après J. Miller, *Projet WAXI II AMIRA International*, 2013).

La progression spectaculaire de la production d'or en Afrique de l'Ouest depuis 1993 a permis de dépasser la barre des 10 000 t d'or (9896 t en 2012, Tableau 1), ce qui situe l'Afrique de l'Ouest au même niveau que la province du Yilgarn en Australie (et même au-dessus depuis 2007, Fig. 13) ou la province du Supérieur au Canada (Fig. 14) avec une production d'or globale représentant 8% de la production mondiale. Cette augmentation concerne bien évidemment le Ghana (de 16.56t Au en 1990 à 98.53t Au en 2014), qui a été et reste le plus gros producteur d'or de l'Afrique de l'Ouest, mais aussi le Burkina Faso (de 1.01t en 2004 à 37.20t en 2014), la Guinée (3.71t en 1997 à 15.66t en 2014), le Mali (4.33t en 1996 à 45.40t en 2014), et les autres pays du COA (Côte d'Ivoire, Niger, Sénégal, Sierra Leone et Liberia). En 2005, les gisements d'Obuasi (Ghana) et de Syama (Mali) étaient classés parmi les 25 plus gros gisements d'or orogéniques Précambrien en terme de production et réserves (Goldfarb et al., 2005 ; Dubé et Gosselin, 2007). L'essor de l'exploitation des gisements d'or en Afrique de l'Ouest est relativement récente, à l'exception des gisements de la région de Prestea (Ghana), et aujourd'hui ce sont 138 gisements d'or (essentiellement de type orogéniques) qui sont en exploitation à une teneur moyenne de 1.68 g/t Au, ce qui fait de cette région une des principales régions aurifères, avec des réserves estimées à 3873 t Au dans 60 gisements à une teneur moyenne de 1.74 g/t Au (Fig. 14 & 15; Goldfarb et al., 2017).

Country	Ore reserves					Mineral resources				
	N	Tonnage (Mt)	Grade (g/t)	Au (t)	Au (Moz)	N	Tonnage (Mt)	Grade (g/t)	Au(t)	Au (Moz)
Ghana	16	1,130.0	1.77	1,997.2	64.22	37	2,186.6	1.97	4,318.0	138.84
Burkina Faso	12	377.0	1.34	504.0	16.21	28	1,419.8	1.34	1,898.1	61.03
Mali	12	349.2	2.43	847.9	27.26	24	978.3	1.93	1,889.8	60.76
Guinea	9	217.9	1.03	224.3	7.21	18	573.0	1.07	611.5	19.66
Côte d'Ivoire	5	90.1	1.96	177.0	5.69	7	257.2	1.68	432.0	13.89
Senegal	5	56.0	2.02	113.0	3.63	15	264.0	1.58	416.3	13.38
Sierre Leone	0	-	-	-	-	2	53.6	2.22	119.1	3.83
Niger	1	7.9	1.25	9.9	0.32	3	49.0	1.18	57.8	1.86
Liberia	0	-	-	-	-	4	111.0	1.39	153.8	4.95
Total West Africa	60	2,228.1	1.74	3,873.2	124.5	138	5,892.6	1.68	9,893.4	318.2

Tableau 1. Données sur les ressources et les réserves en or des divers pays d'Afrique de l'Ouest (Données 2012 in Goldfarb et al., 2017). N : nombre de gisements.

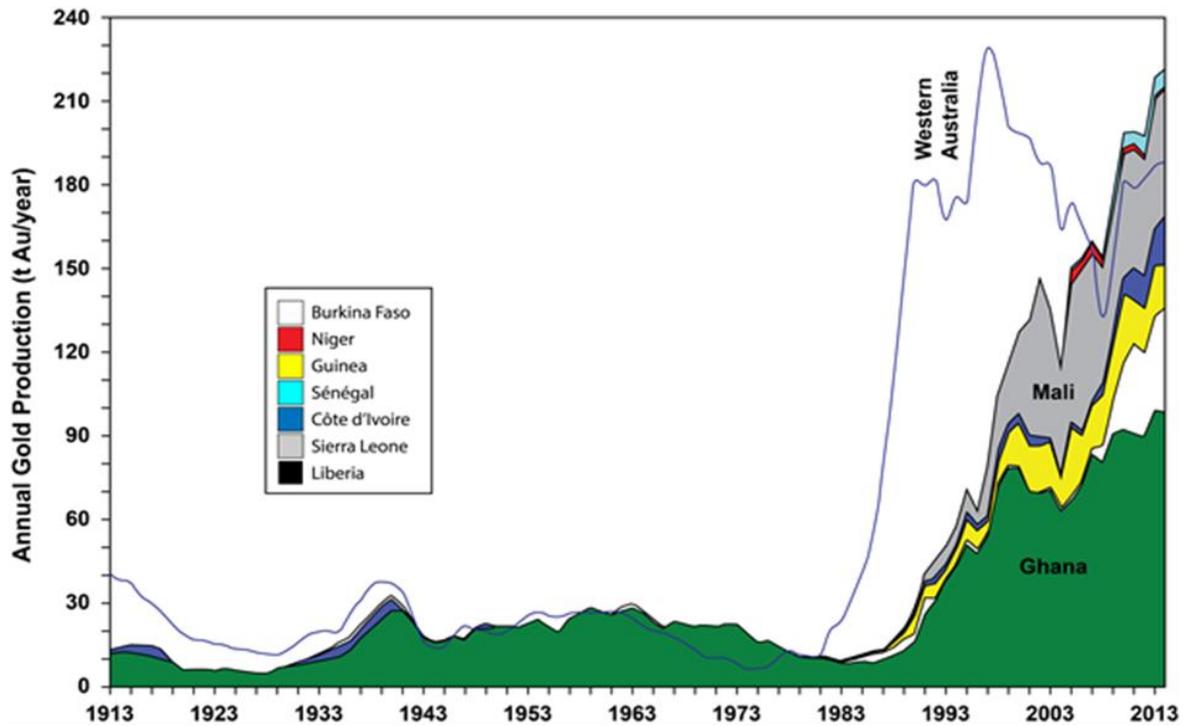


Figure 12. Production d'or cumulée pour les différents pays ouest-africain comparée à celle de l'Australie occidentale (d'après le BGS, 1913-2014, Mudd, 2007a, b).

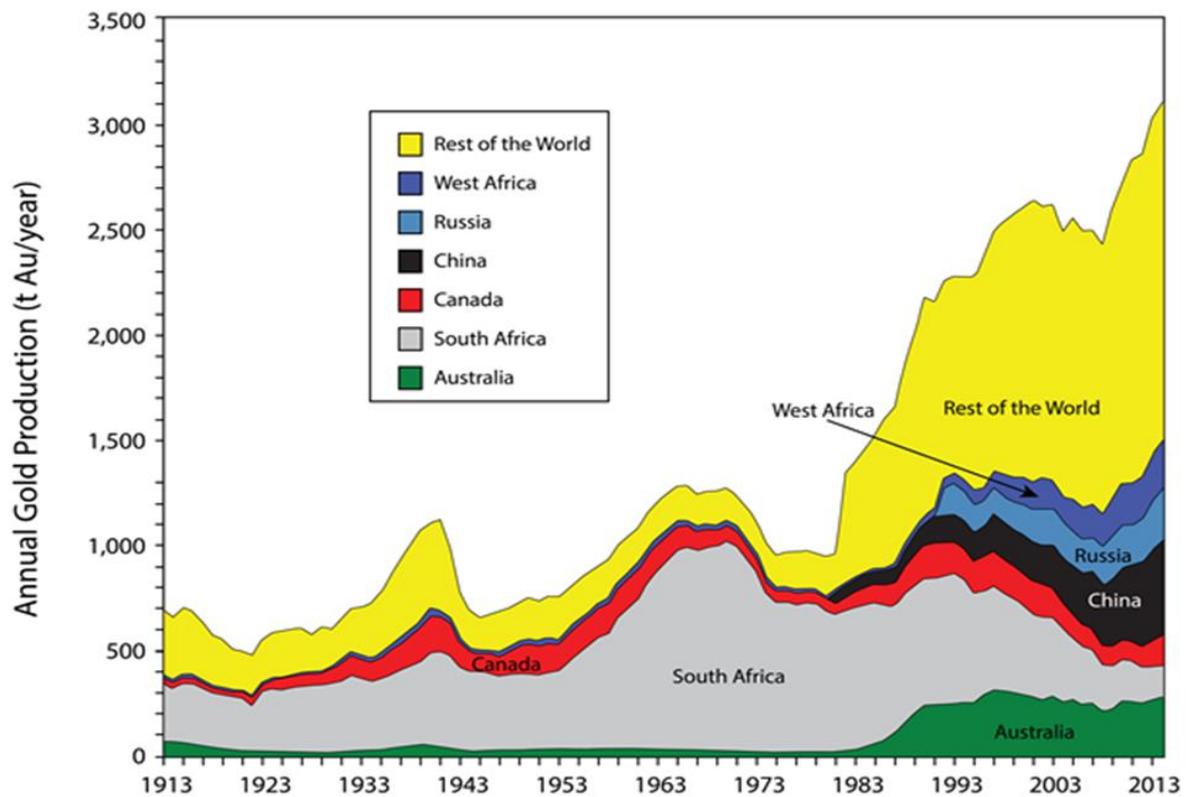


Figure 13. Production en or des pays de l'Afrique de l'Ouest comparée à celles des principaux pays producteurs (d'après le BGS, 1913-2014, Mudd, 2007a, b).

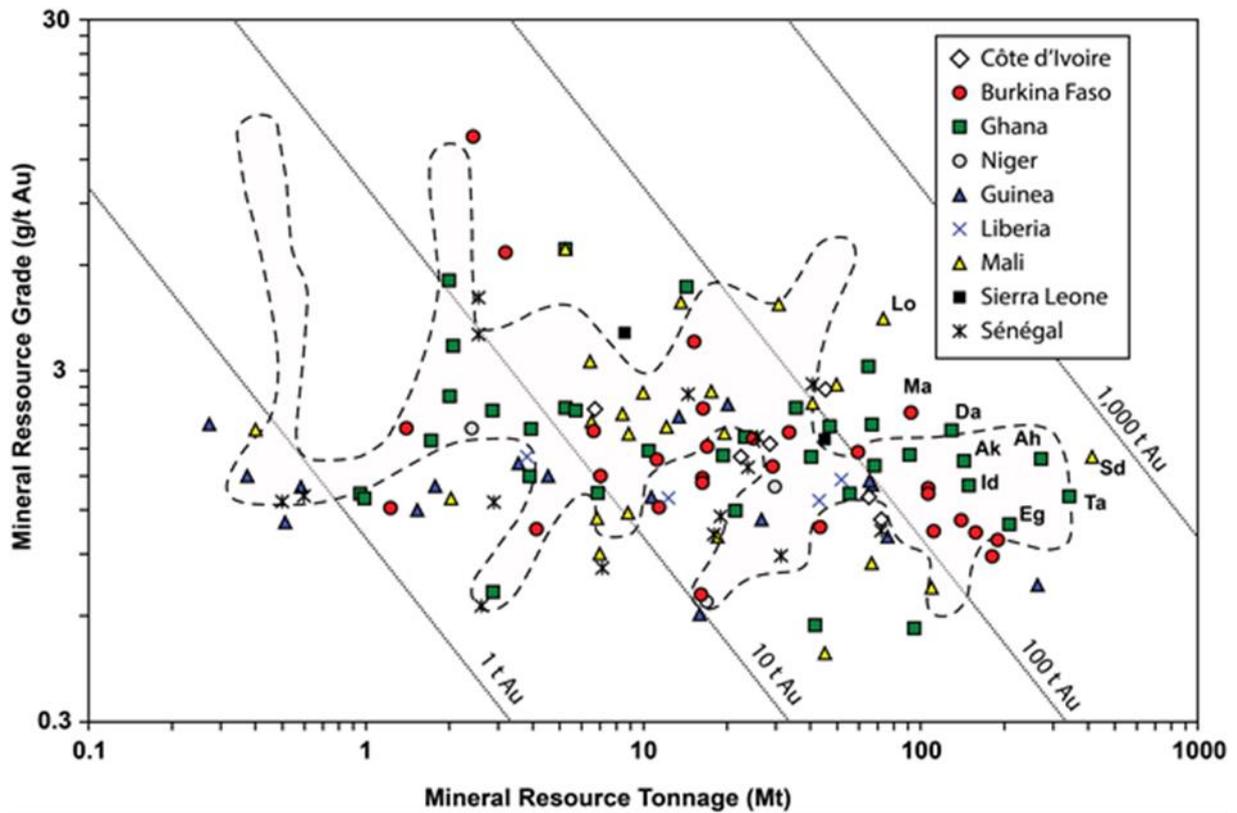


Figure 14. Diagramme montrant les variations des teneurs en fonction du tonnage pour les ressources en or liées aux gisements orogéniques de l'Afrique de l'Ouest. Les abréviations sont les suivantes: Ah = Ahafo, Ak = Akyem, Da = Damang, Eg = EGM (Edikan-Ayanfuri-Nanankaw), Id = Iduapreim, Lo = Loulo, Ma = Mana, Ob = Obuasi, Sd = Sadiola, Ta = Tarkwa.

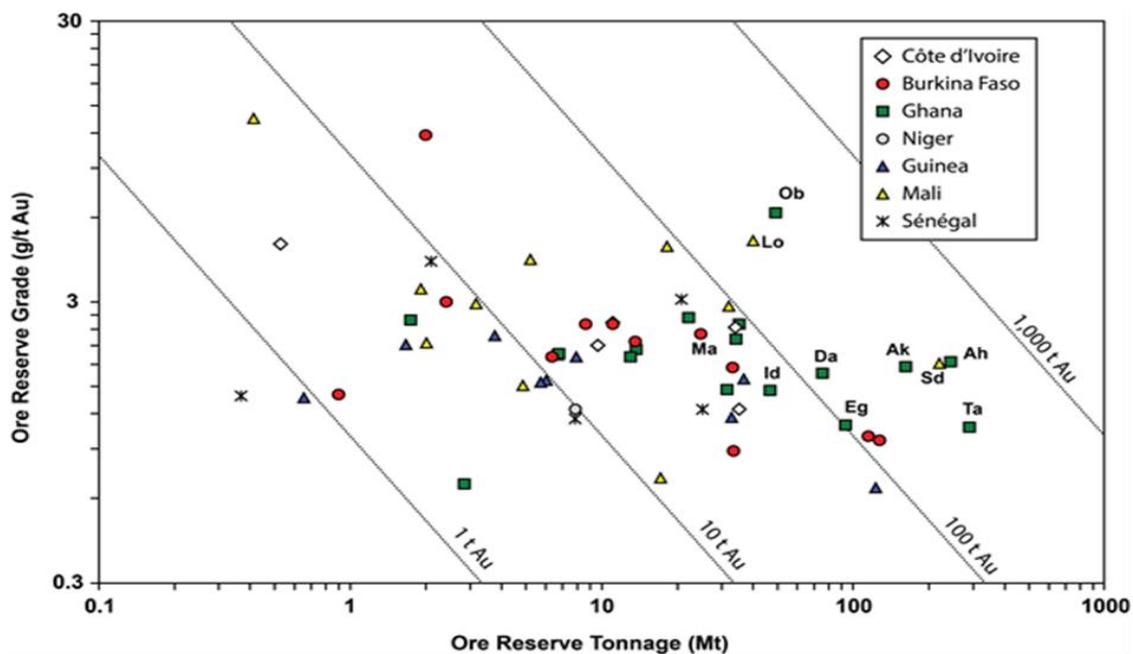


Figure 15. Diagramme montrant les relations Teneur - Tonnage pour les réserves en or liées aux gisements orogéniques de l'Afrique de l'Ouest. Mêmes abréviations que pour la figure 14.

I.4 Caractères généraux des gisements aurifères orogéniques du Mali

L'or est exploité au Mali bien avant l'ancien empire du Mali de Soundjata Keita entre le 13^e et le 14^e siècle. Pour la petite histoire, l'empereur du Mali, Kankou Moussa lors de son pèlerinage à la Mecque en 1324, a fait fléchir le cours du métal jaune en y amenant huit tonnes d'or. L'exploitation artisanale de l'or sous forme de placers, de dragages dans les zones minéralisées perdure de nos jours et se perfectionne, bien que de nombreuses mines modernes aient vu le jour depuis déjà quelques décennies. Ces dernières années, le Mali a produit environ 50 tonnes d'or annuellement (production industrielle + production artisanale) et se classe au troisième rang des pays africains producteurs d'or derrière l'Afrique du Sud et le Ghana. Actuellement neuf mines d'or sont en phase d'exploitation : Sadiola, Yatéla, Loulo, Tabakoto dans la partie birimienne occidentale; Kalana, Morila, Syama, Kodiéran, Komana dans la partie sud du pays (Fig. 16). Par ailleurs plus d'une vingtaine d'indices sont en phase de développement (Chambre des Mines du Mali, 2012). En plus de l'exploitation industrielle, le pays fait l'objet d'intenses travaux d'orpaillage dont la production annuelle est estimée à environ 4 tonnes. En 2006, l'or a représenté 75% des recettes d'exportation du Mali et environ 15% de son PIB.

Les principales mines d'or de la partie occidentale du Mali apparaissent dans la boutonnière de Kédougou-Kéniéba à l'Est de la Sénégal-Mali Shear Zone (SMSZ, Bassot et Dommanget, 1986 ; Dommanget et al., 1993 ; Lawrence et al., 2013 a et b) au sein de ce qui est défini comme le bassin de Kofi (voir Lawrence et al., 2013 a et b, Lambert-Smith et al., 2016, Fig. 17). Le bassin de Kofi est formé essentiellement de séries sédimentaires détritiques avec quelques intercalations carbonatées. Ces séries sont recoupées par quelques dykes mafiques, de petits stocks de roches felsiques et intermédiaires et par quelques massifs de granitoïdes dont le plus important est le massif de Gamaye (Bassot, 1965). Les mines de Sadiola et de Yatéla se localisent dans l'extrémité Nord de la série de Kofi au contact de la SMSZ. Les mines de Gara, Yaléa, Gounkoto formant le district aurifère de Loulo ; elles se situent dans la partie médiane de la série de Kofi associées à des shear zones de deuxième ordre se branchant sur la SMSZ. Les mines de Ségala et Tabakoto apparaissent également dans la partie médiane de la série de Kofi mais à un vingtaine de kilomètres à l'Est de la SMSZ (Lawrence et al., 2013 a et b, Lambert-Smith et al., 2016).

Le district de Loulo (Dommanget et al., 1993 ; Lawrence et al., 2013 a et b) présente deux types de gisements aurifères en fonction de leurs caractéristiques géologiques. Ce sont les gisements de Gara et de Yaléa.

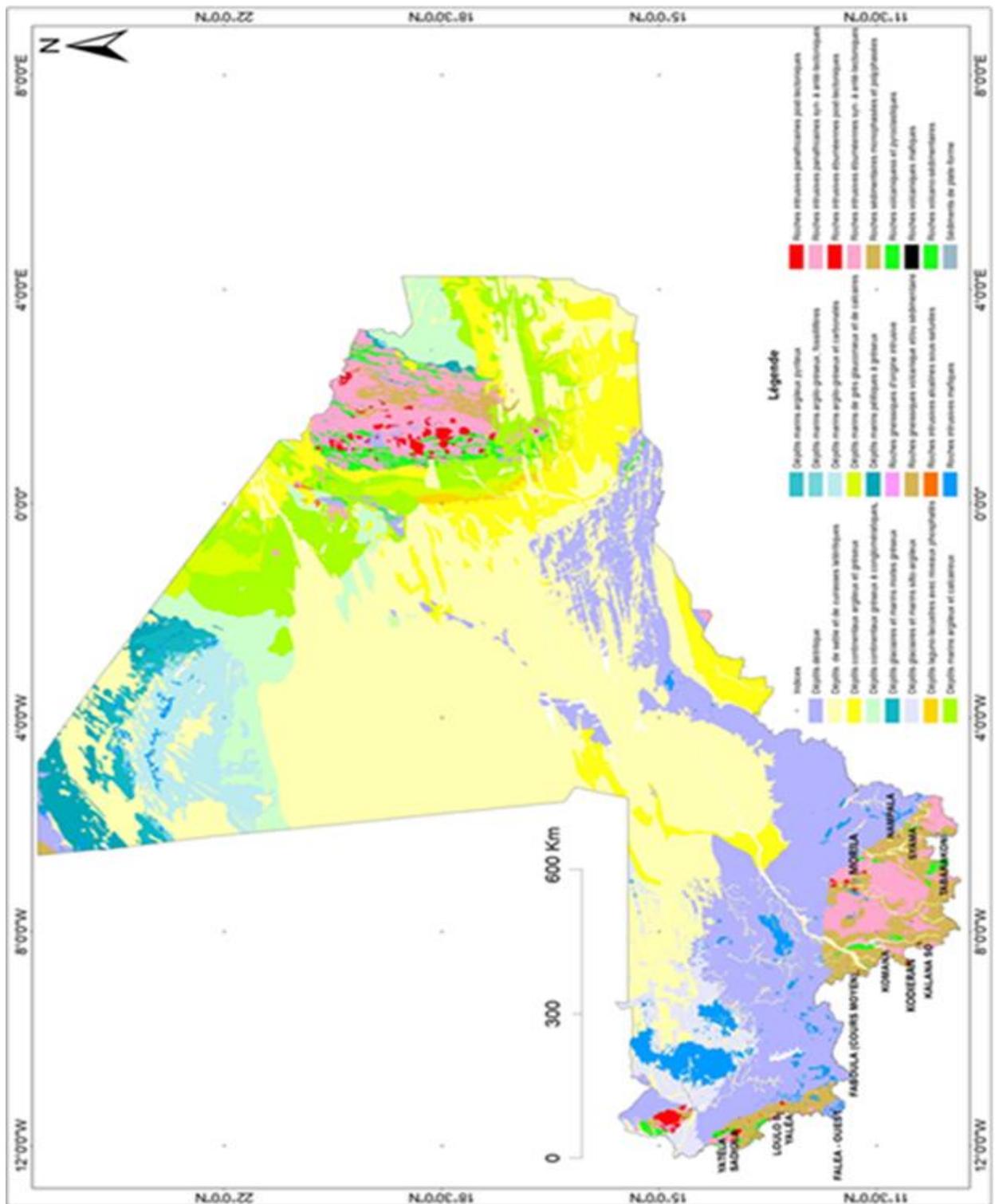


Figure 16. Carte géologique du Mali avec quelques gisements ou mines localisés

Les deux gisements se développent dans les mêmes formations métasédimentaires correspondant à des calcaires grauwackeux et à des marbres dolomitico-calciques. Cependant dans le gisement de Gara la minéralisation apparaît sous forme de sulfures disséminés et/ou de stockworks dans des veines formées au sein de grès tourmalinisés plissés. Ces dépôts sont caractérisés par un fort développement de tourmaline et d'albite. La minéralisation est riche en Fe et contient Cu, Ni et \pm Co et correspond à une association pyrite – chalcopyrite - cobaltite – pentlandite, gersdorffite. Le gisement de Yaléa est associé à des veines de quartz + ankérite et à des chevelus de sulfures. La minéralisation apparaît au sein de formations fortement altérées (mais où la tourmaline est absente) affectées par des zones de cisaillement régionales dans un régime de déformation ductile-fragile. La minéralisation est enrichie en As avec plusieurs stades de croissance d'arsénopyrite et de pyrite arsénifère. En conclusion, pour Lawrence et al (2013), le gisement de Yaléa présente des caractères le rapprochant des gisements du Ghana (Obuasi, Prestea, Ayanfuri (Oberthür et al., 1994 ; Allibone et al., 2002) avec des fluides aurifères issus de la déshydratation des métasédiments lors du métamorphisme. En revanche la minéralisation polymétallique riche en Fe et B, caractéristique du gisement de Gara, n'est pas commune dans les gisements birimiens. Les relations de terrain, la minéralogie et la géochimie du gisement de Gara indiquent un rôle important des fluides hydrothermaux issus de corps intrusifs avec de possibles liaisons entre la minéralisation aurifère et le développement de skarns riches en Fe présents dans le secteur. Dans le district de Loulo deux types de gisements aurifères coexistent, différenciés essentiellement par la nature des fluides issus de deux sources différentes : métamorphique et magmatique (Lawrence et al., 2013 b).

Le district de Yatéla-Sadiola (Hein et al., 2015 ; Masurel et al., 2017 a et b) renferme trois gisements aurifères alignés de la Sénégal-Mali Shear Zone ; Yatéla, Alamoutala et Sadiola. Les trois gisements se développent dans les mêmes formations métasédimentaires correspondant à des calcaires impurs recouverts de roches sédimentaires détritiques, l'ensemble étant métamorphisé dans le faciès schistes verts et recoupé par plusieurs générations de roches magmatiques calco-alkalines. Ces dernières montrent une variation dans l'âge de mise en place compris entre 2106 ± 10 Ma pour la diorite de Yatela, 2083 ± 7 Ma pour les roches intrusives d'Alamoutala, et entre 2080 et 2060 Ma pour celles de Sadiola. A Sadiola, l'essentiel de la minéralisation aurifère est contenu dans une zone de cisaillement orientée N-S- à NNW, de 10 à 50 m de large, mais les veines de quartz aurifère à fort pendage NNE se mettraient en place lors de l'évènement transcurrent D3 postérieurement au raccourcissement NNW-SSE.

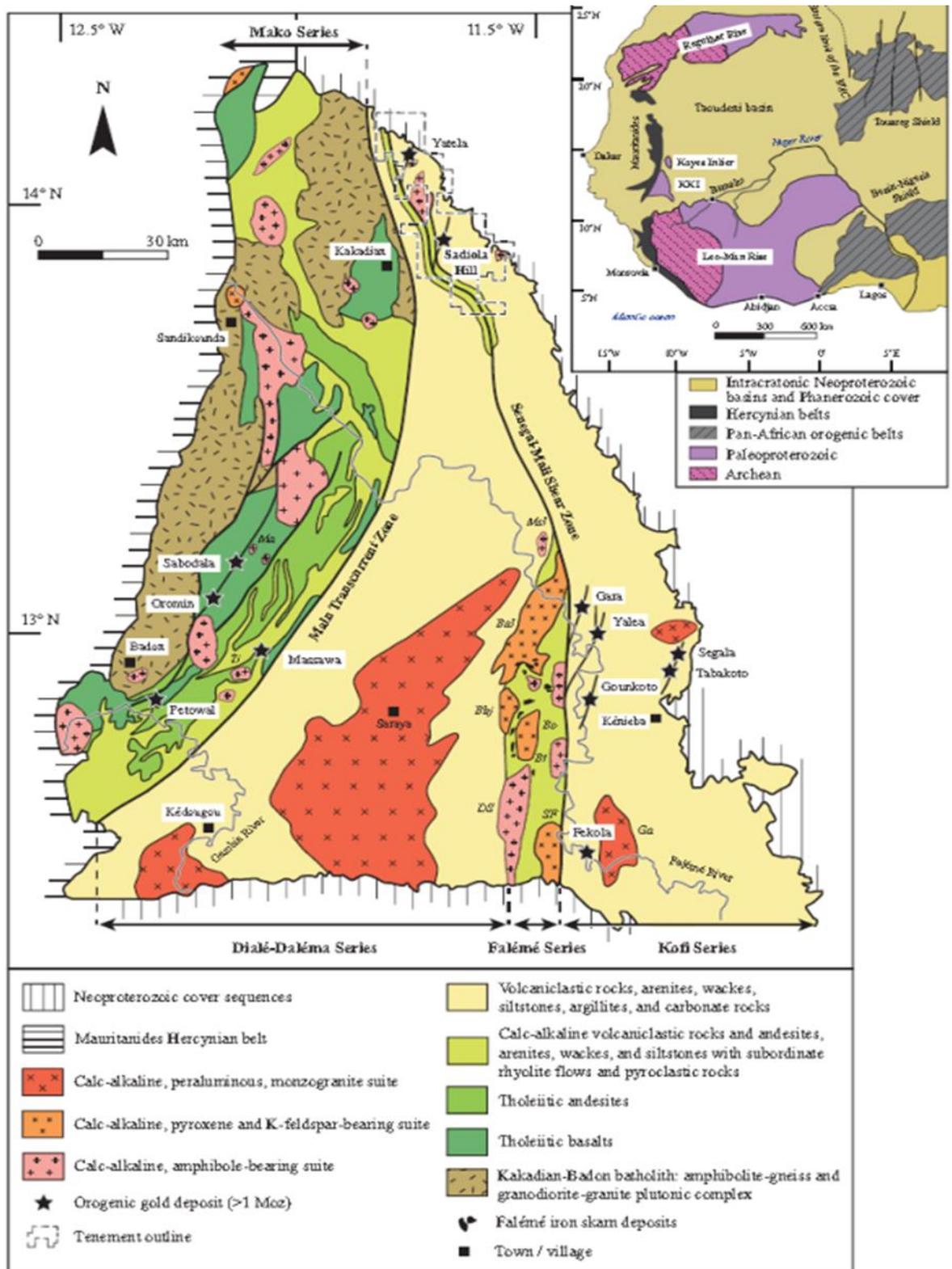


Figure 17. Carte de localisation des gisements de la boutonnière de Kénieba-Kédougou à l'Ouest du Mali (D'après Lawrence et al., 2013).

L'altération hydrothermale est polyphasée avec un stade précoce de haute température marqué par le développement d'actinote-trémolite suivie d'une phase potassique (biotite-calcite-quartz ± K-feldspath-tourmaline-actinote) synchrone de la minéralisation aurifère.

Parallèlement à l'altération, on distingue deux événements minéralisateurs avec un premier stade à sulfure riche en As suivi d'un stade à Au-Sb. A Alamoutala, la minéralisation aurifère est contenue dans des formations de type skarn formées au contact des intrusifs, mais la minéralisation économique serait reliée à une phase tectonique cisailante qui se serait produite postérieurement à la skarnification ; elle serait associée, comme à Sadiola, à une paragenèse d'altération potassique à biotite + calcite + pyrite ± pyrrhotite et chalcoppyrite ± K-feldspath, actinote-trémolite, quartz, muscovite, et tourmaline (Masurel et al., 2017 a et b).

Dans les trois gisements, la minéralisation aurifère serait contemporaine de la mise en place des divers intrusifs. Enfin, la minéralisation économique à Yatela est reliée à la zone d'altération supergène.

Le gisement de Morilla (McFarlane et al., 2011) affleure à l'ouest de Syama au sein d'une série métasédimentaire au contact d'un batholithe granodioritique. Le gisement est contenu dans une séquence de métagrauwackes et de roches métavolcanoclastiques avec des lits mineurs de métapélites. Au sein des métasédiments, s'intercalent plusieurs niveaux de metabasaltes et de roches felsiques porphyriques. Les formations magmatiques correspondent à trois suites de roches hypoabyssales et plutoniques. La plus précoce de ces suites se présente sous la forme de fines intrusions de roches porphyriques mafiques et intermédiaires. Elles sont foliées et plissées. La deuxième correspond à de petits plutons de granodiorites et la troisième à de petits corps dont la composition varie de leucogranite à biotite à granites à biotite et muscovite et à des pegmatites.

Les lits gréseux sont souvent affectés par des brèches hydrothermales. Le métamorphisme affectant la zone du gisement est un métamorphisme de faciès amphibolite alors que le métamorphisme des formations adjacentes est un métamorphisme de faciès schiste vert typique du Birimien.

La minéralisation aurifère est située dans une zone de schistes à biotite plissés de façon hétérogène, la minéralisation étant particulièrement localisée au sein des roches les moins déformées. Elle se présente sous deux formes : i) des grains d'or (5 à 25 μ) en inclusion dans des porphyroblastes d'arsénopyrite disséminés dans les schistes à biotite, et ii) de l'or libre dans le quartz associé à de nombreux minéraux de Bismuth comme le Bi natif, la maldonite (Au_2Bi) et la tellurobismuthite (Bi_2Te_3), la löllingite ($FeAs_2$), pyrrhotite et chalcoppyrite.

Le district aurifère de Kalana se situe dans la partie Sud – Ouest du bassin de Bougouni – Keikoro, sur la bordure Est de la ceinture de Yanfolila (Fig.16). Il est constitué d'un ensemble volcano-sédimentaire métamorphisé dans le faciès schistes verts recoupé par un cortège de roches magmatiques calco-alkalines (diorite et dykes andésitiques et tonalitiques)

datées à ~2000 Ma (Fig. 18a, Sangaré, 2016). Les minéralisations aurifères sont associées à deux ensembles de veines de quartz sécantes sur la schistosité régionale et les corps magmatiques. Les veines du premier ensemble sont d'épaisseur métrique, à faible pendage et orientées N-S, NE-SW et E-W. Les veines du deuxième ensemble sont de dimensions centimétriques, subverticales et orientées NE-SW (Fig. 18b). Certaines veines (veine 10) recouper le pluton dioritique, d'autres non (veine 3) mais elles recouper toutes la schistosité régionale quasi-parallèle à la stratification. Ces deux ensembles de veines seraient génétiquement reliées et se mettraient en place à la faveur de failles inverses faiblement pentées provoquant dans un premier temps l'ouverture des veines subhorizontales puis, avec la progression de la déformation le développement de fentes de tension subverticales (Salvi et al., 2016). L'ensemble de ces structures est en accord avec un raccourcissement régional E-W et une déformation associée évoluant depuis un régime ductile (schistosité) vers un régime fragile (failles inverses et fracturation). L'étude minéralogique de la minéralisation montre la mise en place de deux générations d'or, une précoce où l'or est associé à l'arsénopyrite et une tardive associée à la fracturation des veines de quartz avec précipitation d'or libre dans le quartz, associé notamment à des minéraux de Bismuth.

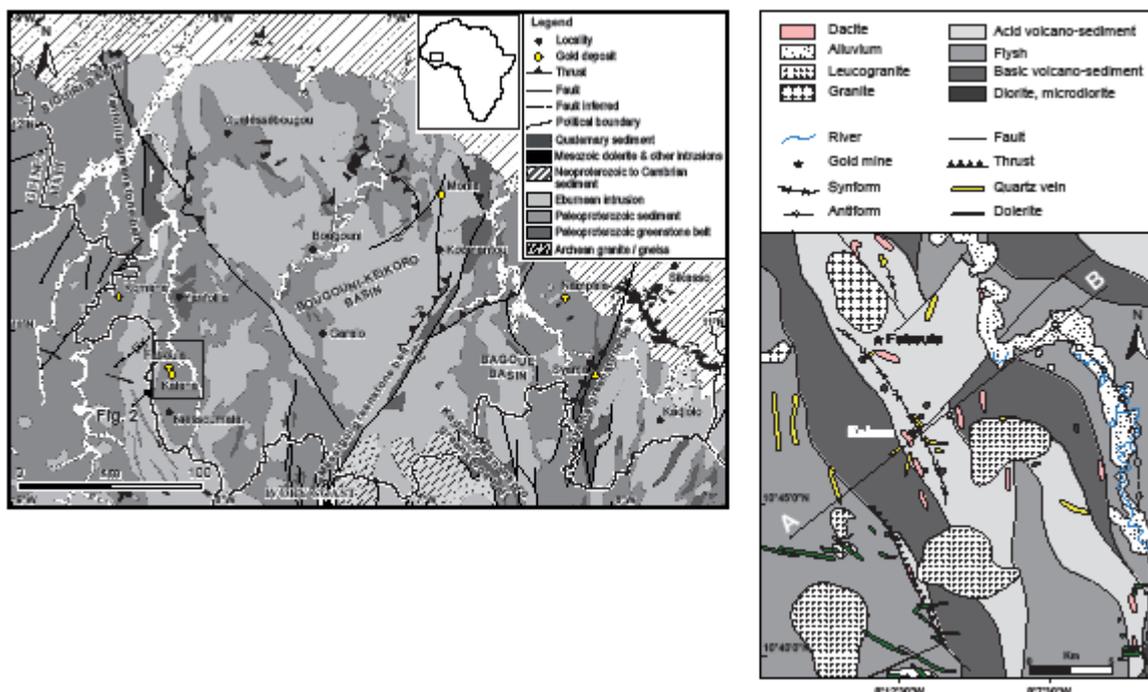


Figure 18. a : Carte géologique simplifiée du gisement de Kalana, Mali (D'après Sangaré et al., 2016) ; b : Coupe interprétative d'après sondage de la distribution des deux types de veines minéralisées.

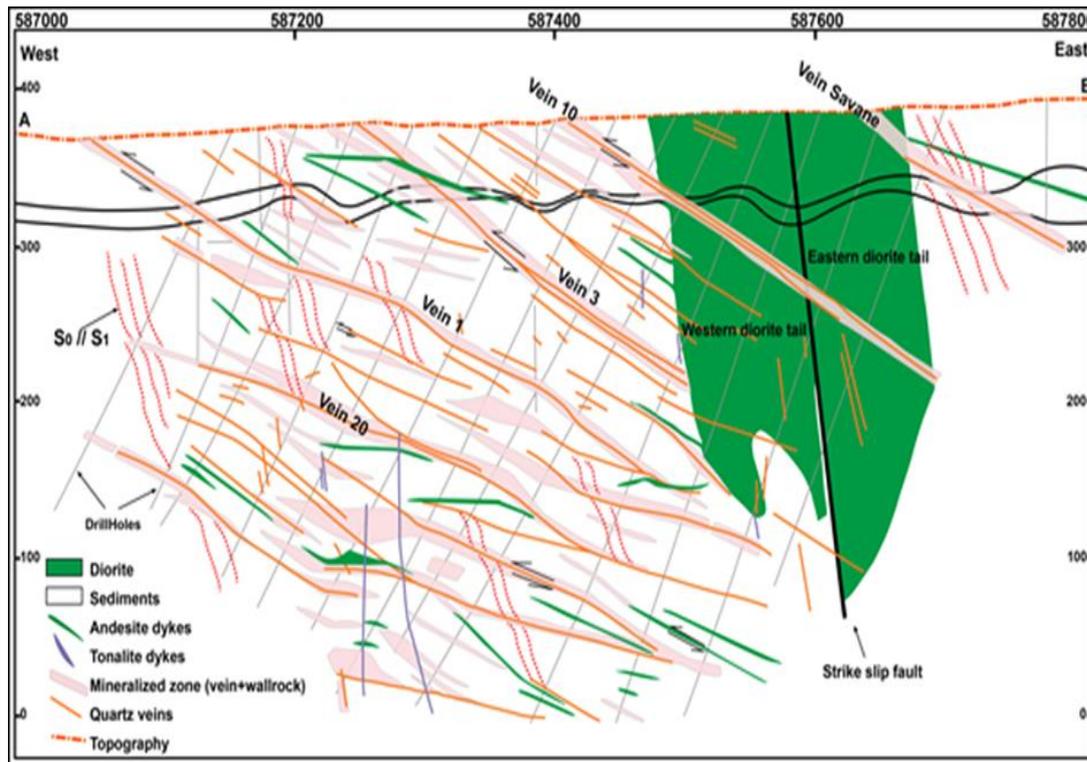


Fig. 18b : Gisement de Kalana : Sections interprétatives de descriptions de sondages montrant dans les roches sédimentaires les intercalations de diorite, et les groupes de veines. Noter que les veines recoupent ou non la diorite, mais elles recoupent la schistosité régionale parallèle à la stratification.

Chapitre 2. Méthodes et Techniques analytiques

Chapitre 2. Méthodes et Techniques analytiques :

I- Echantillonnage

1) Introduction

La particularité majeure de la zone d'étude est l'absence d'affleurements exploitables. Les formations rocheuses sont recouvertes en surface par une cuirasse latéritique ferrugineuse qui les masque sur plusieurs mètres d'épaisseur. Les échantillons proviennent pour la majorité de sondages carottés et de la mine à ciel ouvert de Syama. Pour cette étude, ils ont été choisis en prenant en compte les critères liés à la nature pétrographique de la roche, au degré d'altération (présence de minéraux issus de processus métamorphique et / ou de l'altération hydrothermale), à la présence de structures de déformation ductile ou cassante, à la présence de sulfures et d'or visible si possible.

2) Préparation des échantillons

Au laboratoire des Géosciences et Environnement de Toulouse (GET), les échantillons ont, dans un premier temps, été triés, nettoyés, photographiés, examinés et décrits macroscopiquement. Des morceaux de roches appelés sucres ont été découpés à l'aide de la scie mécanique au niveau des parties intéressantes pour notre étude. Ensuite avec les sucres des lames minces polies et des lames épaisses furent confectionnées soit au GET, soit dans un laboratoire privé en France du nom de Thin Section Labs à Toul en France. Chaque lame mince a été soigneusement illustrée par des photographies faites avec un appareil Nikon intégré au microscope. La suite de la procédure de préparation est fonction de la méthode analytique utilisée ultérieurement. Les lames minces polies suffisent pour les observations au microscope optique. En revanche les minéraux ou sulfures à analyser sur les lames minces polies doivent être soigneusement cerclées et photographiées en lumière réfléchie avec différentes échelles pour permettre de les identifier aisément à la microsonde. Les lames minces sont ensuite recouvertes d'une fine couche de carbone pour les besoins de la microsonde électronique et/ou du microscope électronique à balayage.

Les analyses géochimiques sur roche totale ont été effectuées sur 36 échantillons représentatifs dont 24 provenant de roches magmatiques. Le choix de ces échantillons a été fait en prenant en compte la fraîcheur de la roche. Les échantillons ont été soigneusement nettoyés, débarrassés de tout élément superficiel et des veines de quartz avant d'être pulvérisés et broyés très finement, en évitant toute contamination entre échantillons à travers un long processus de rinçage et de séchage préalable du matériel entre chaque opération. Les

analyses géochimiques ont été réalisées par les Laboratoires Chemex au Canada et ALS en Espagne.

Pour l'étude des inclusions fluides, la lame épaisse est trempée dans de l'acétone. Ce produit permet de décoller la préparation de la lame en verre. Ensuite, il faut découper des zones sélectionnées appelés « chips » qui contiennent les inclusions fluides à étudier. Un maximum d'inclusions fluides différentes doit être étudié par lame pour que les résultats reflètent au plus près la nature du fluide piégé.

II Méthodes d'observation

1) Le microscope optique :

Cette méthode est utilisée pour l'observation pétrographique en lumière naturelle et polarisée des minéraux constitutifs des roches. L'observation en lumière réfléchie est utilisée pour l'observation des minéraux opaques. Elle permet aussi de voir sous de forts grossissements les inclusions fluides dans les minéraux transparents. Le microscope utilisé au GET à Toulouse est un Nikon Eclipse LV100POL.

2) Le microscope électronique à balayage (MEB)

Le microscope électronique à balayage a été utilisé pour analyser les sulfures, l'or et les minéraux accessoires. Les analyses ont été réalisées avec un Microscope JEOL JSM6360LV pour l'imagerie SEM (Scanning Electron Microscope). Pour la Microanalyse X (EDS : Energy Dispersive Spectrometry), un appareil X-Ray Microanalysis System BRUKER a été utilisé au GET à Toulouse.

Principe

Le microscope électronique à balayage (MEB) est un appareil d'analyses, pouvant fournir rapidement des informations sur la morphologie et la composition chimique d'un objet solide. Un microscope électronique à balayage se compose de: - une colonne optique électronique montée sur la chambre échantillon ; - un circuit de pompage pour l'obtention d'un vide secondaire ; - des détecteurs permettant de capter les différents signaux émis par l'échantillon ; - un écran vidéo pour l'observation des images ; - une colonne électronique pour gérer l'ensemble des fonctions. Le canon produit un faisceau d'électrons grâce à un filament de tungstène chauffé par un courant. Ce faisceau est accéléré par la haute tension (jusqu'à 30 KV) créée entre le filament et l'anode. Il est ensuite focalisé sur l'échantillon par une série de 3 lentilles électromagnétiques en une sonde de moins de 4 nm. Le faisceau en touchant la surface de l'échantillon produit des interactions dont les suivantes: des électrons secondaires,

des électrons rétrodiffusés, des rayons X... Ces interactions pourront être collectées par un détecteur adéquat pour être ensuite converties en un signal électrique. Par un système de bobines de déflexions semblable à celui d'une télévision le faisceau peut être guidé de façon à balayer la surface de l'échantillon selon une trame rectangulaire. Le moniteur permettant l'observation est lui-même balayé en synchronisation avec le faisceau d'électron de la colonne. Le signal recueilli par le détecteur est utilisé pour moduler la brillance du moniteur permettant l'observation. Il s'établit alors une correspondance entre la quantité de signal produite par un point de l'échantillon et la brillance de l'élément de l'image vidéo correspondant à ce point. Autrement dit si le faisceau d'électron est en haut à gauche de la zone balayée sur l'échantillon le faisceau d'électron de l'écran vidéo sera en haut et à gauche de l'image et si cette zone produit beaucoup d'électrons secondaires, la brillance de l'image en haut et à gauche sera importante. Le grandissement obtenu est le rapport de la surface de l'image vidéo sur la surface balayée sur l'échantillon.

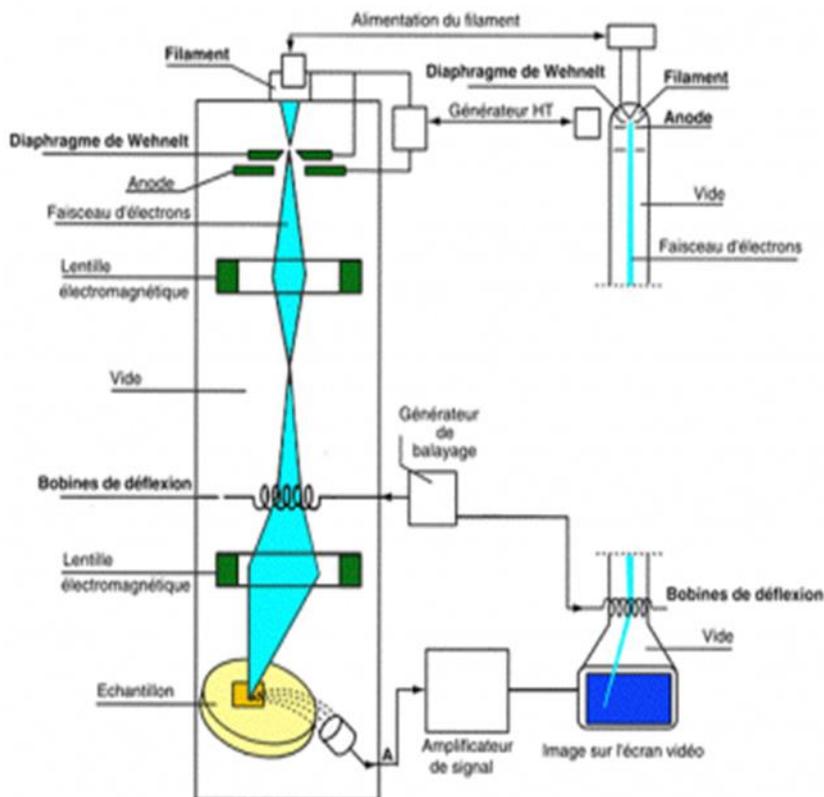


Figure 19 : Schéma simple montrant le fonctionnement du MEB

Le MEB à travers les analyses de sulfures permet de confirmer les résultats des observations en lumière réfléchie au microscope. C'est une méthode d'analyse assez courante utilisée non

seulement en métallogénie mais aussi dans plusieurs domaines. Il permet de réaliser des analyses chimiques semi-quantitatives des minéraux présents dans l'échantillon. Dans le cadre de notre étude, l'analyse de l'or au MEB fournit les données et images intéressantes sur la composition, l'environnement immédiat de ce métal précieux ainsi que sur ses relations avec les minéraux ou oxydes qui composent cet environnement.

III) Méthodes analytiques

1) La microsonde électronique CAMECA SXFIVE

Elle a été utilisée pour analyser les minéraux primaires, les minéraux d'altération, la pyrite, l'arsénopyrite et la chromite.



Figure 20: Photo de la Microsonde Electronique CAMECA SXFive en service au centre de Microcaractérisation Castaing de Toulouse

La microsonde électronique analyse l'émission X produite par l'interaction entre des électrons incidents et les éléments constituant le matériau à analyser. D'autres produits de cette interaction peuvent être également exploités dans le même appareil. L'émission X issue du matériau est analysée dans le cas de l'EPMA CAMECA SX5 du centre Raymond Castaing de Toulouse, par cinq spectromètres à dispersion de longueur d'onde (WDS : Wave length Dispersion Spectrometer). Ce type de spectromètre est constitué d'un cristal monochromateur, d'un compteur proportionnel à flux gazeux et d'une chaîne de comptage. Pour une longueur d'onde donnée, la source de rayons X (un point d'analyse à la surface de l'échantillon), le cristal monochromateur et le compteur sont situés en trois points sur le cercle de focalisation ou cercle de Rowland. Dans ces conditions idéales il y a interférence constructive dans le réseau cristallin pour le rayonnement X atteignant le cristal en position de Bragg. Il peut dans

ce cas être diffracté vers le détecteur. Il est nécessaire de recourir à plusieurs cristaux, chacun ayant en effet une distance inter réticulaire adaptée à une gamme de longueurs d'onde caractéristiques d'un nombre limité d'éléments. Dans le cas particulier de l'EPMA CAMECA SX5, le recours à plusieurs spectromètres, chacun étant équipé de jusqu'à trois cristaux, permet de collecter et mesurer les rayonnements X de plusieurs éléments à la fois. La conduite de l'analyse X consiste au positionnement des 5 spectromètres sur les longueurs d'onde caractéristiques de 5 éléments et à faire une mesure sur les pics RX émergents. On accompagne cette mesure par celle du bruit de fond continu (rayonnement de freinage ou brehmsstrahlung) de part et d'autre de chaque pic. Par soustraction de ce fond on obtient une intensité qui servira au calcul de concentration par comparaison à l'intensité obtenue dans les mêmes conditions sur un étalon. Dans les applications, les éléments majeurs et mineurs peuvent être mesurés dans la plupart des matériaux à l'échelle du nano gramme. Il est possible d'analyser des volumes de matière de l'ordre de 5nm^3 . Compte tenu de l'importance du positionnement sur les cercles de Rowland, l'appareil est doté d'un dispositif précis de positionnement sur trois axes de l'échantillon. L'appareil est accompagné d'un microscope classique avec zoom, qui permet à travers une caméra couleur, de faire un repérage des zones à analyser. De plus, les échantillons transparents bénéficient d'un éclairage par transmission et polarisation.

2) La méthode ICP-AES

Cette méthode avec la technique de fusion au tétraborate de lithium pour la digestion, a été utilisée pour l'analyse des éléments majeurs.

Un échantillon préparé de 0,200 g est ajouté au métaborate de lithium / tétraborate de lithium de 0,90 g ; l'ensemble est bien mélangé et fondu dans un four à 1000°C. La masse fondue résultante est ensuite refroidie et dissoute dans 100 ml d'une solution composée de 4% d'acide nitrique / 2% d'acide chlorhydrique. Cette solution est ensuite analysée par ICP-AES et les résultats sont corrigés pour les interférences spectrales inter-éléments. La concentration de l'oxyde est calculée à partir de la concentration élémentaire déterminée, et le résultat est rapporté dans un tableau.

3) La méthode ICP-MS

Cette méthode a été utilisée pour l'analyse des REE et des HFSE : (Th, Nb, Y, Zr, Hf) et Co, Cu, Zn, Cr, Ni, V, Mn, Pb, Sr et Ba.

Un échantillon préparé (0,200 g) est ajouté au métaborate de lithium (0,90 g), l'ensemble est

bien mélangé et fondu dans un four à 1000°C. La masse fondue résultante est ensuite refroidie et dissoute dans 100 ml de solution à 4% de HNO₃ et / 2% HCl₃. Cette solution est ensuite analysée par plasma à couplage inductif - spectrométrie de masse. La fusion au métaborate de lithium n'est pas la méthode privilégiée pour la détermination des métaux de base. De nombreux sulfures et des oxydes métalliques sont seulement partiellement décomposés par la fusion du borate et certains éléments tels que le cadmium et le zinc peuvent être volatilisés. Les métaux de base peuvent être dissolubilisés avec ME-MS81 ou à l'eau régale (ME- AQ81) ou après attaque aux quatre acides (ME- 4ACD81). Cette dernière attaque à l'acide est préférable lorsque les cibles comprennent une minéralisation plus réfractaire telle que celle qui est associée au nickel et au cobalt. Source www.alschemex.com.

4) La méthode LA-ICP-MS pour l'analyse « in situ » des sulfures

Les concentrations en éléments traces des minéraux de type pyrite et arsénopyrite ont été déterminées par ablation laser plasma à couplage inductif spectrométrie de masse (LA-ICP-MS) au Géosciences de Montpellier (France). Les analyses ont été effectuées en utilisant un Geolas (Microlas) Excimer ArF, une plate-forme automatisée logeant une 193-nm Compex 102 laser nanoseconde de LambdaPhysik, couplé à un collecteur unique, haute résolution Thermo Finnigan (ELEMENT XR) ICP-MS. Les expériences d'ablation ont été menées dans une cellule ~ 30 cm³ dans une atmosphère d'He (0,6 lmin⁻¹). Le flux et les particules de gaz d'hélium de l'échantillon ont été mélangés avec l'Ar (1 lmin⁻¹) avant l'introduction dans le plasma. Les caractéristiques des tirs laser sont : puissance de 12 J/cm², une fréquence de 5Hz et une taille de spot de 51µm. Les concentrations en éléments traces ont été calculées suivant la procédure décrite dans Longerich et al. (1996), en utilisant Laflamme-Po-726 (Sylvester et al. 2005) et MASS-1 (US Geological Survey) comme calibreurs externes et en utilisant ⁵⁷Fe comme calibreur interne. Les données brutes ont été traitées en utilisant le logiciel GLITTER software package (Vélasquez et al. 2014).

5) La microthermométrie pour la caractérisation des inclusions fluides

La microthermométrie est une méthode d'analyse assez simple à mettre en œuvre et non destructive. Elle permet de déterminer la composition du fluide piégé dans une inclusion fluide (IF) ainsi que les conditions de température et de pression lors de son emprisonnement.

Principe de la méthode

Nous avons utilisé un système microthermométrique Linkam qui comprend une platine

chauffante (THMSG600), avec une gamme de température comprise entre -200°C et $+600^{\circ}\text{C}$ et un système de contrôle automatisé. Ce système est associé à une observation à fort grossissement (jusqu'à $\times 200$) en lumière transmise avec un microscope Olympus BX51 du GET. Les images sont produites par une caméra digitale Paxcam haute définition.

La technique de la microthermométrie est simple : il s'agit en fait de refroidir (jusqu'à la congélation) et de chauffer les IF afin de déterminer des températures spécifiques permettant de caractériser le fluide qui a circulé au contact du minéral hôte et de déterminer les facteurs comme la température, la pression, la densité, la composition du fluide lors de son piégeage. Les diagrammes de phase (Goldstein, 2003) permettent d'accéder à ces informations. Deux suppositions sont alors communément admises : les IF sont des systèmes chimiquement clos (isoplèthes) et de volume constant (isochores) à partir de l'emprisonnement du fluide (Roeder, 1984 ; Goldstein et Reynolds, 1994). Ce sont donc de véritables sources d'informations. Hormis les informations sur la composition, la température et sur la pression du fluide lors de son piégeage, les inclusions fluides peuvent aussi être considérées comme de véritables géobaromètres et géothermomètres. Tout se fait par l'observation des changements de phase au microscope ; à ce stade la taille des inclusions est importante, puisqu'elle constitue un facteur de précision dans les mesures ultérieures. Les données collectées en général sont les suivantes (Niroomand et al. 2011) :

- la température de solidification, quand toute l'inclusion fluide est sous la forme de glace ; elle donne une indication sur la composition du fluide ;
- la température de début de fonte ou fonte du premier cristal de glace qui donne une indication sur le point triple, c'est-à-dire sur l'eutectique ;
- la température de fonte du dernier cristal de glace, qui permet d'estimer la salinité du fluide ;
- la température d'homogénéisation totale de l'IF qui donne une indication sur la température minimum de piégeage et sur le point critique. Ensuite, selon le type d'IF et leur composition d'autres températures caractéristiques peuvent être utiles (ex. s'il y a du CO_2 et de l' H_2O dans une même inclusion, la température de fusion des clathrates peut être intéressante). Les clathrates sont des composés d'inclusions fluides dans lesquels la molécule invitée est dans une cage formée par la molécule hôte ou par un réseau de molécules hôtes. Il faut tout de même noter que, puisque tout se fait à vue, toutes ces températures ne peuvent pas toujours être déterminées car les changements de phases dans les IF ne sont pas forcément toutes visibles à l'œil nu.

Chapitre 3 : Etude pétrographique

Chapitre 3 : **Etude pétrographique**

I-Etude pétrographique

I-1.Etude pétrographique des échantillons du gisement Syama

Les affleurements de la formation de Syama sont assez rares ainsi que les échantillons frais, la zone étant recouverte par une épaisse couche de latérite. L'altération superficielle et l'altération hydrothermale oblitérent fortement les caractères primaires des différents faciès.

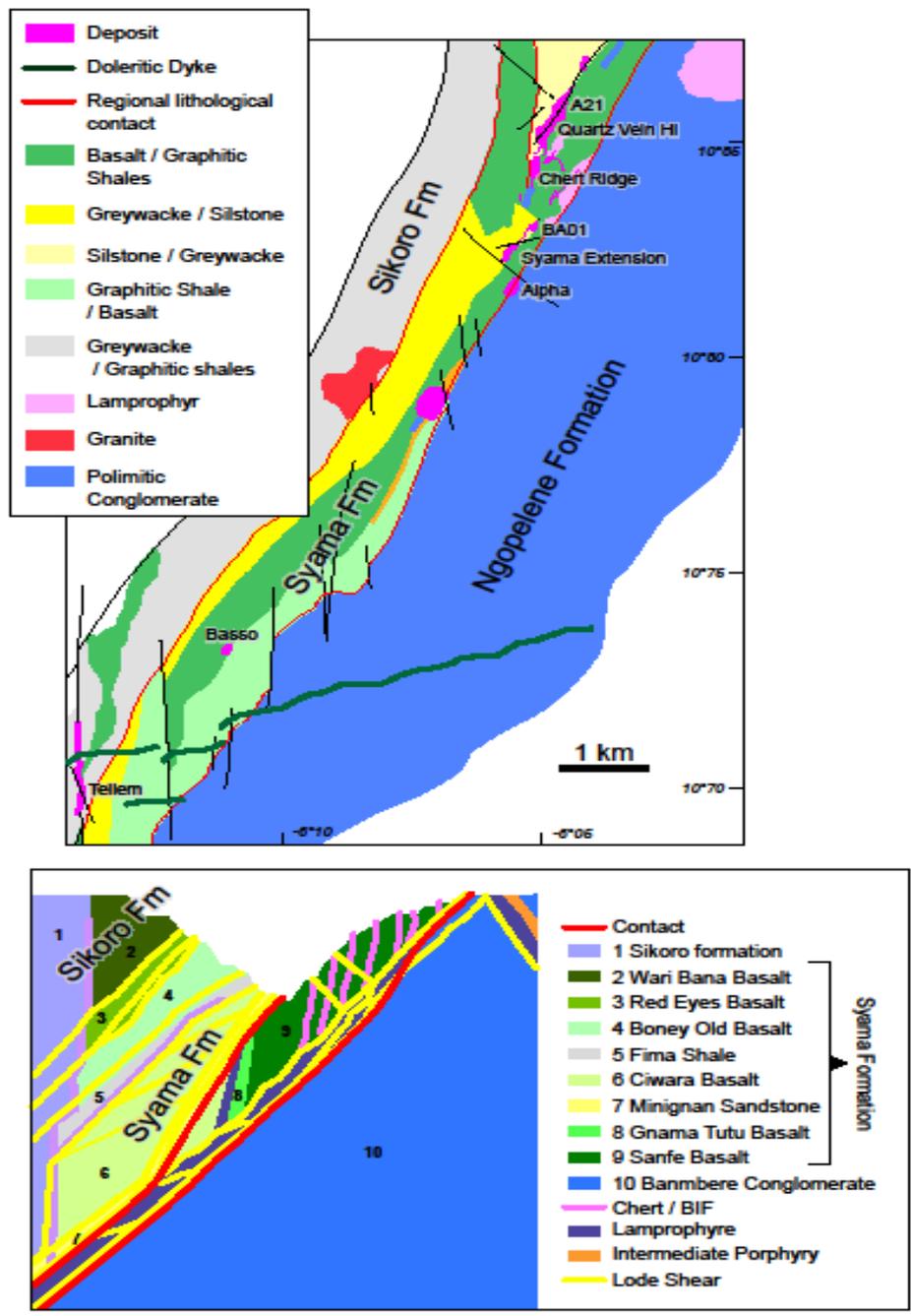


Figure 21 : Coupe E-W de la ceinture de Syama (Ballo et al. 2016)

Pour notre étude 37 échantillons de Syama ont été récoltés sur le site, soit sous forme de carottes provenant de plusieurs sondages différents, soit directement dans la carrière à ciel ouvert de la mine d'or de Syama. Les sondages échantillonnés sont localisés sur la carte de la Fig. 22.

Les faciès constitutifs de la formation de Syama ont une orientation générale NNE-SSW et un

pendage ouest de 55 à 70°. D'Est en Ouest au niveau de la mine de Syama on reconnaît (Fig. 21, Fig. 5 et Fig. 23 correspondant à une reconstitution synthétique d'une coupe E - W de la ceinture) :

- une série essentiellement basaltique chevauchant la formation conglomératique de Ngolopènè ;
- une série essentiellement métasédimentaire (grauwackes et argilites) et métavolcanosédimentaire ; cette série passe à l'Ouest à la formation métadétritique et métapélitique de Sikoro. La série basaltique est recoupée par des filons de lamprophyres et d'andésites ces derniers recoupant également la série métasédimentaire. L'ensemble des différents faciès est recoupé par des veines et des « nuages » de puissance variable d'une roche siliceuse à grain très fin désignée sous le terme de chert. Enfin dans les deux séries on observe localement la présence de brèches soulignant des accidents parallèles aux structures.

Les formations sont affectées par une foliation majeure NNE – SSW parallèle aux accidents définissant la structure de la ceinture ; elle est associée à un métamorphisme de faciès schiste vert avec un développement important de quartz, albite et chlorite.

Les différents faciès seront décrits suivant un ordre défini à partir de leur position structurale et de leurs relations chronologiques avec successivement : les basaltes et les lamprophyres de la partie orientale de la ceinture, les métasédiments, métavolcanosédiments et métavolcanites de la bordure occidentale, les filons andésitiques qui recoupent les faciès précités et enfin les roches silicifiées et les brèches.

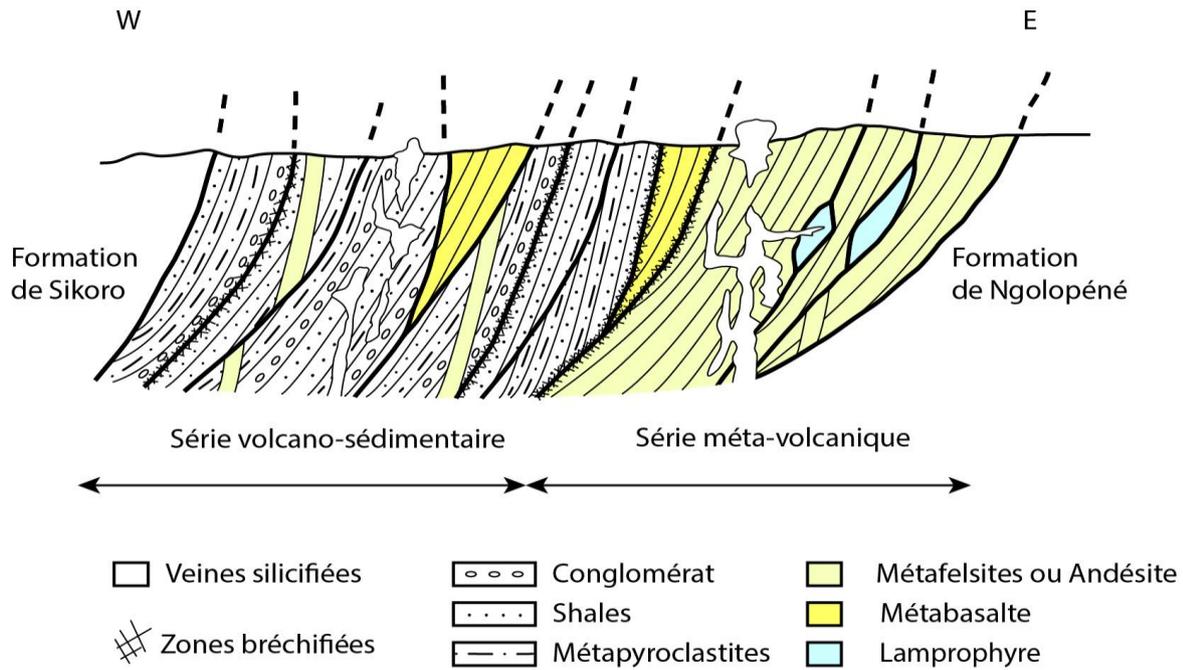


Figure. 23 : Notre reconstitution synthétique de la Coupe E-W de la ceinture de Syama

I.1.1 Les basaltes

Les basaltes représentent le faciès dominant de la série basique chevauchant la série de Ngolopéné. Cependant dans la ceinture de Syama (voir la carte de Ballo et al., 2016 Fig.2) on les retrouve sporadiquement sous forme d'intercalations métriques à décimétriques au sein de la série métasédimentaire occidentale. Les échantillons de basalte décrits ont été recueillis dans la carrière à l'E de la ceinture (Fig. 21) où ils affleurent en quasi continuité sur environ 500m d'épaisseur. Les basaltes se présentent comme des roches vert sombre avec une texture variable aphyrique, microlitique ou à tendance doléritique. Ils sont souvent fortement altérés la paragenèse primaire étant oblitérée par les minéraux d'altération liés au métamorphisme et à l'altération hydrothermale. La paragenèse primaire est composée de plagioclases (environ 40% de la roche), clinopyroxène (5% de la roche) de rares olivines. Les plagioclases équi-granulaires de taille moyenne (200 μm de long) ont une composition d'albite (Tableau 2 en annexe; Fig.29). Les clinopyroxènes (800 μm de long) en position interstitielle entre les lattes de plagioclases (Fig. 24 A) ont une composition d'augite avec ($X_{\text{Mg}} = 0.68$). La paragenèse secondaire est composée de chlorite, d'albite, de carbonates (calcite, ankérite), de séricite et de sphène. La chlorite largement développée dans la matrice (20% de la roche) apparaît également en altération des minéraux mafiques, notamment la biotite comme le montrent les teneurs en K_2O qui atteignent parfois les 2%.

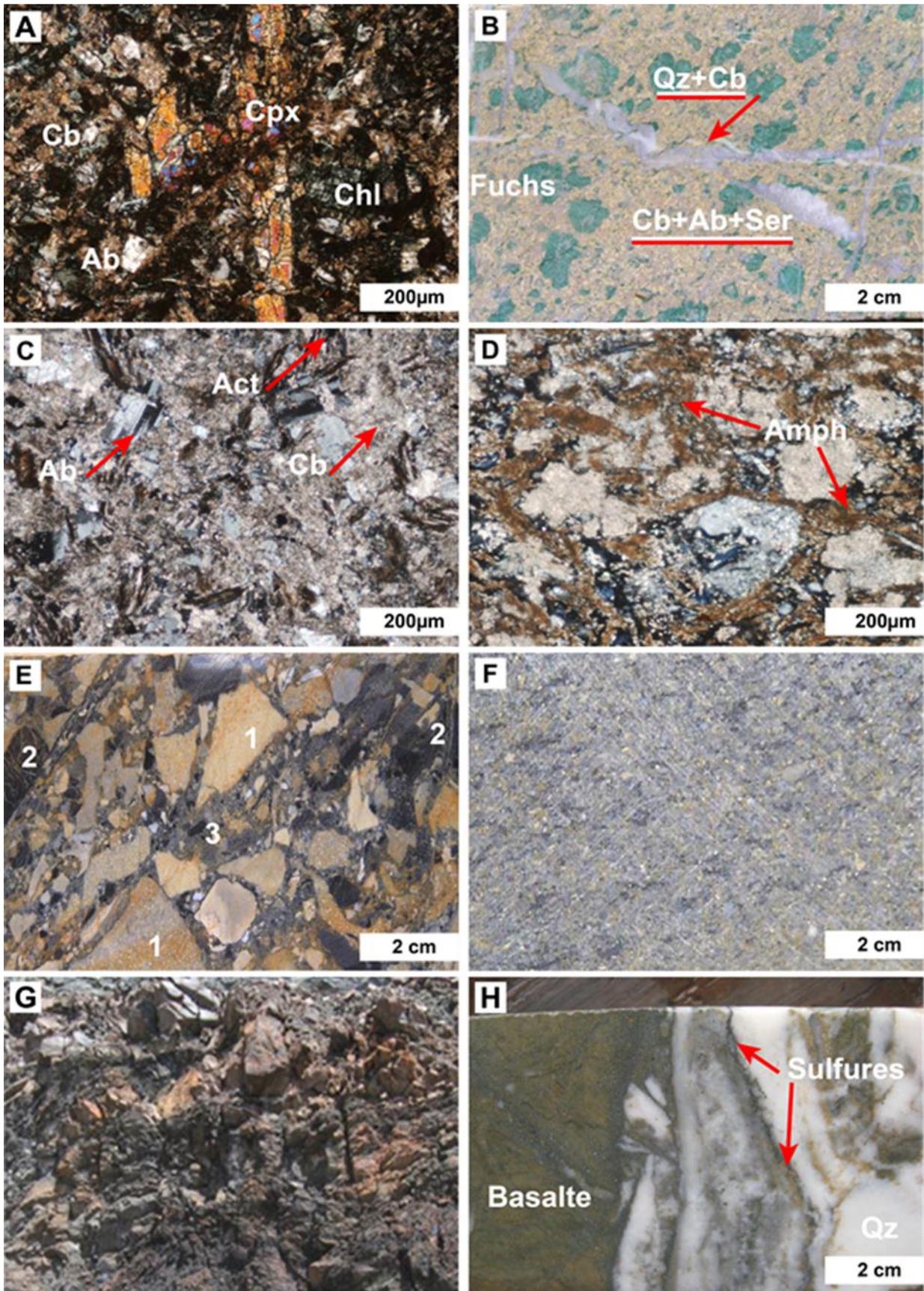


Figure 24: Lithologies échantillonnées dans la mine de Syama. (A): Pit 2, Photo au microscope en LPA du metabasalte montrant des clinopyroxènes reliques, des plagioclases albitisés, de la chlorite et des carbonates en remplacement de minéraux primaires altérés. (B): Sya 137-6: Photo d'échantillon de lamprophyre montrant la fuchsite (en vert) dans une matrice composée de carbonate, albite et séricite; le lamprophyre est traversé par des veines de quartz +carbonate. (C): Sya Pit 4 et (D): Sya B: photos au microscope en LPA du lamprophyre montrant la paragenèse d'altération à actinote, albite et carbonate. (E): Echantillon macroscopique de brèche composée de débris de Pyroclastite (1), de black-shale (2) dans une matrice (3) composée de quartz, de carbonate et de micro débris. (F): Echantillon macroscopique de Pyroclastite. (G): Image montrant les black-shales à l'affleurement dans le pit de Syama. (H): Fragment relique de basalte au sein d'une veine de quartz ; on observe les sulfures dans le fragment de basalte et en remplissage de microfractures dans la veine de quartz. (Cpx : clinopyroxène, Ab : albite, Ser : séricite, Amp : amphibole, Chl : chlorite, Cb : carbonate, Ank : ankérite, Act : actinote, Fuchs : fuchsite).

Les chlorites ont une composition de chamosite avec XFe : 0.6 ou de thuringite : XFe : 0.7. (Tableau 3 ; Fig 30). L'albite (Ab : 94,28 mol.%, An : 5,36 mol.%, Or : 0,37 mol. %) (Tableau 2 ; Fig. 29) est la composante majeure et parfois unique des plagioclases. Enfin les minéraux opaques sont relativement abondants et correspondent à des sulfures (pyrite et chalcopyrite).

Localement les basaltes sont affectés par les accidents subméridiens, la roche étant alors fortement bréchifiée. Dans la carrière on reconnaît deux niveaux de brèches. Elles sont composées de débris centimétriques de basaltes, de forme anguleuse, liés par un ciment de nature quartzique et carbonatées. Ces zones bréchiques sont fortement minéralisées (avec des teneurs en or pouvant atteindre 29 grammes par tonne).

I.1.2. Le lamprophyre

Les lamprophyres ont été observés dans la carrière de Syama. Ils constituent au sein des basaltes des corps allongés parallèlement à la structure générale semblables à des filons mais leurs contacts avec les basaltes sont marqués par des accidents. Leur puissance est variable de quelques mètres d'épaisseur à 75 m pour certains corps. Les lamprophyres sont des roches sombres affectées par la foliation métamorphique majeure, fortement à très fortement altérées. Ils montrent une texture microgrenue à porphyrique. Dans les faciès très altérés, les lamprophyres montrent une texture microgrenue avec des phénocristaux de fuchsite (300 à

500 µm) de couleur vert d'eau contenus dans une matrice claire à grains fins constituée majoritairement de quartz et de carbonate (Fig. 24 B). Dans les faciès les moins altérés on reconnaît des phénocristaux d'amphibole de composition correspondant à de la hornblende avec XMg : 0.7 (Tableau 5); des reliques de minéraux ressemblant à de la biotite (phlogopite possible) et possiblement d'olivine ; d'albite (An% inf. à 1) contenus dans une mésostase de petits cristaux d'albite (dominante), de chlorite, de séricite, de calcite, d'ankérite, de leucoxène et de quartz (Fig. 24 C et D). Les minéraux opaques sont localement abondants et représentés par des grains de chromite (jusqu'à 2%) et de rares pyrites.

Les fuchsites proviendraient de l'altération du phlogopite ou de l'olivine ; ce sont des micas chromifères qui contiennent très fréquemment des cristaux de chromite. La présence de la fuchsite montre la proximité ou la présence zones minéralisées.

En résumé dans les lamprophyres la paragenèse primaire (magmatique) est formée par l'association olivine, amphibole, phlogopite, plagioclase alors que l'association métamorphique et hydrothermale est représentée par la chlorite, la fuchsite, l'albite, l'ankérite, la séricite et le quartz.

I.1.3 Les roches métasédimentaires et volcanosédimentaires

Les roches métasédimentaires et métavolcano-sédimentaires forment l'ensemble occidental de la ceinture de Syama. Elles sont représentées par des argilites, des pyroclastites (les autres auteurs comme Diarra, 1996 et Olson, 1992 les appellent des grauwackes) et des métabrèches. Ces dernières (Fig. 24 E), se composent de débris de black-shale et métagrauwacke, de forme pseudo arrondis ou angulaires. Ces débris sont de différente taille (allant de millimétrique à décimétrique) et cimentés essentiellement par du quartz et des carbonates.

Les pyroclastites alternent avec les argilites. Ce sont des roches volcano-détritiques appelées communément métagrauwackes. Ce sont des roches claires à grains fins millimétriques formées de quartz et de plagioclases (qui constituent la paragenèse primaire) et de séricite, de chlorites, d'épidotes et de carbonates (paragenèse secondaire). Les plagioclases en prismes automorphes sont parfois fracturés. L'ensemble des minéraux mais particulièrement ceux de la paragenèse secondaire soulignent la foliation majeure (Fig. 24 F).

Les argilites sont des roches sombres finement litées (lits d'épaisseur millimétrique) ayant une morphologie d'ardoise. Ils affleurent en étroites intercalations au sein des basaltes et des lamprophyres mais sont plus largement développés dans la partie occidentale de la ceinture où

ils alternent avec les métabrèches et les pyroclastites. Certains faciès peuvent être particulièrement riches en matière graphiteuse ; on les définit alors comme des black-shales (Fig. 24 G). Ils sont recoupés par de nombreux filonnets parfois en réseau, de quartz et de carbonates. Ces faciès sont riches en cristaux de pyrite. Les autres minéraux opaques correspondent principalement à des oxydes de fer.

I.1.4 Les andésites

Les andésites forment des filons d'épaisseur métrique recoupant l'ensemble des formations. On les observe dans la carrière recoupant les basaltes et les lamprophyres mais on les retrouve également recoupant les métasédiments et les métavolcanites de la partie occidentale de la ceinture. Les andésites sont des roches plutôt claires avec une texture porphyrique, les phénocristaux roses ou blancs de plagioclase (~ 1,5mm) baignant dans une mésostase (~ 200µm) verdâtre d'albite et de micas et de quartz. Les plagioclases : albite et andésine (An : 33%) sont plus ou moins altérés en carbonates, séricite ; ils sont riches en inclusions d'apatite. Les minéraux opaques sont représentés par la pyrite.

I.1.5 Les faciès silicifiées

Ces faciès sont parfois décrits sous le terme de chert ou de jaspe (Olson et al., 1992 ; Diarra, 1996, Ballo et al., 2016). Ils se présentent sous forme de plages de dimension variable apparaissant au sein de l'ensemble des faciès précités. Localement ces plages peuvent se réunir et envahir la quasi-totalité de la roche hôte ; la roche originelle n'apparaît plus que sous forme de quelques nodules dispersés aux limites irrégulières ou de cristaux isolés. Le faciès silicifié peut également correspondre à de véritables filons dans lesquels ne subsistent que de rares fragments reliques de la roche initiale. C'est le cas notamment dans la partie orientale de la ceinture où les basaltes sont recoupés par des « filons » d'étendue hectométrique et d'épaisseur pluri décamétrique pour les plus grands d'entre eux (Diarra, 1996). Ces filons sont mis en relief par l'érosion et forment des collines dépassant de 50 à 100 m le plateau. Au microscope les zones silicifiées sont constituées de très petits (µm) cristaux de quartz formant une matrice et un réseau de veinules; le quartz qui représente plus de 90% du volume de la roche est associé à des carbonates (~ 5%) et de la séricite. Ces faciès silicifiés sont riches en petits prismes de pyrite souvent concentrés dans les veinules (Fig. 24 H).

I.2. Etude pétrographique des échantillons du gisement de Tabakoroni

A Tabakoroni le gisement aurifère apparaît au sein d'une bande de 400 m d'épaisseur moyenne orientée NS, constituée essentiellement de basalte en continuité avec la formation

basique orientale de la formation de Syama. La série du gisement de Tabakoroni, fortement structurée par une foliation NS à fort pendage W (65 à 80°) associée à un métamorphisme de faciès schistes verts et des failles parallèles chevauche à l'Est l'équivalent de la série de Ngolopène représenté par shales et des grès recoupés par de petits massifs de granitoïdes et est en contact à l'ouest avec la série de Sikoro, série essentiellement détritique (Olson et al., 1992 et Ballo et al., 2016). Le dispositif structural est identique à celui de Syama, le gisement aurifère se situant dans la zone de contact des basaltes et des sédiments du mur.

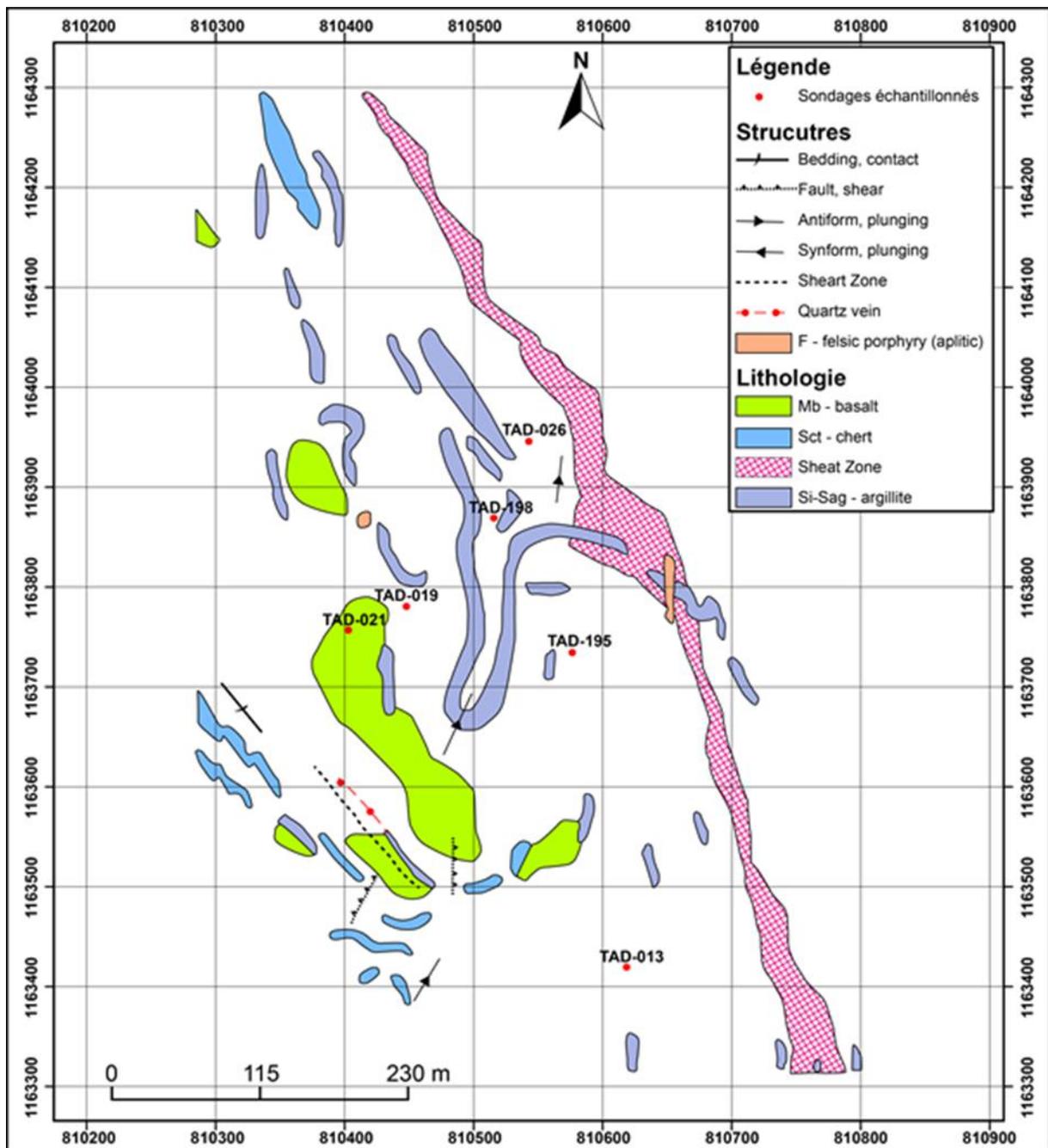


Figure. 25 : Carte des affleurements de Tabakoroni montrant la localisation des sondages (Somisy S.A).

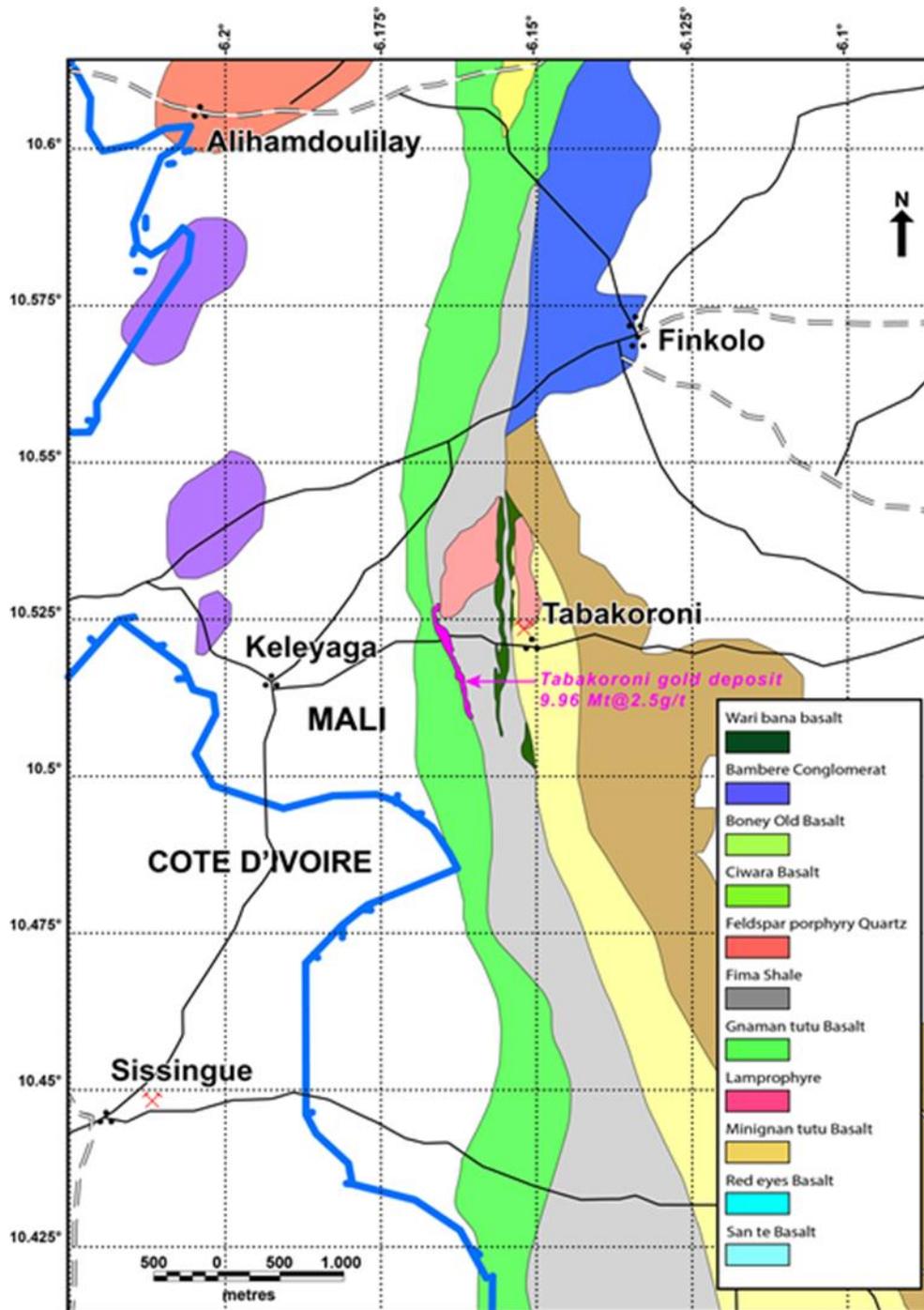


Figure 26 : Carte de la ceinture de Bagoé au niveau du gisement de Tabakoroni (d'après Ballo et al. 2016)

Les composants du gisement de Tabakoroni sont très semblables à ceux de Syama, seules les

proportions différent, les intercalations de roches métasédimentaires et de métapyroclastites étant mieux représentées.

Les basaltes ont comme à Syama une texture aphyrique à microlitique et pour certains faciès une texture doléritique (Fig.27 A). Les premiers sont généralement très altérés la paragenèse secondaire associée à la foliation effaçant complètement la paragenèse magmatique. Cette paragenèse secondaire est formée par ordre d'abondance de carbonate, chlorite, albite, séricite, quartz. Les minéraux opaques (pyrite) sont localement abondants. Les faciès doléritiques sont également très altérés mais on peut retrouver quelques cristaux reliques de la paragenèse magmatique comme les plagioclases et l'amphibole mais avec des compositions secondaires d'andésine ($An = 28-40\%$) (Tableau2 ; Fig. 29) et de hornblende et/ou d'actinote (Tableau 5). Certains faciès renferment une proportion importante d'amphiboles représentant plus de 60% des constituants (Fig.27 B), mais aussi de chlorite (10%), d'albite, d'épidote et de quartz. L'apatite et l'ilménite sont également présentes ainsi que de nombreux sulfures. Les lamprophyres de Tabakoroni forment, comme ceux de Syama, des corps décimétriques au sein des basaltes. Ce sont des roches sombres et denses de granulométrie très fine. Les lamprophyres sont très altérés avec une paragenèse secondaire effaçant totalement la paragenèse primaire (Fig.27 C), à l'exception des cristaux de chromite dont on retrouve des témoins (Fig.27 D). Les roches métasédimentaires et les métapyroclastites forment des intercalations puissantes au sein de l'ensemble basaltique. Elles ont la même morphologie et la même composition que celles de Syama (Fig.27 H).

Les andésites à Tabakoroni ont été reconnues uniquement en sondage. Elles forment des filons recoupant l'ensemble des faciès précités. Ce sont des roches dures, leucocrates, tachetées à texture microlitique porphyrique. Elles sont composées de phénocristaux : i) de plagioclase (30% du volume de la roche) dont la taille comprise entre 2mm-100 μ m ; ces plagioclases sont optiquement zonés et ont une composition d'albite (Fig.27E, Fig. 29, Tableau 2); ii) de biotite représentant 10% de la roche avec des tailles variant entre 1mm-80 μ m ; iii) d'amphibole représentant 5% de la roche (Fig.27 F et G). Les phénocristaux sont contenus dans une matrice à grain fin dominée par les albites et avec quelques cristaux de quartz. La paragenèse d'altération est représentée par la séricite, la chlorite, les carbonates, l'actinote développée sur la hornblende, l'albite et le quartz. Les faciès silicifiés sont bien représentés à Tabakoroni comme à Syama (Fig.27 I), avec de nombreuses les veines de quartz recoupant l'ensemble des composants du gisement.

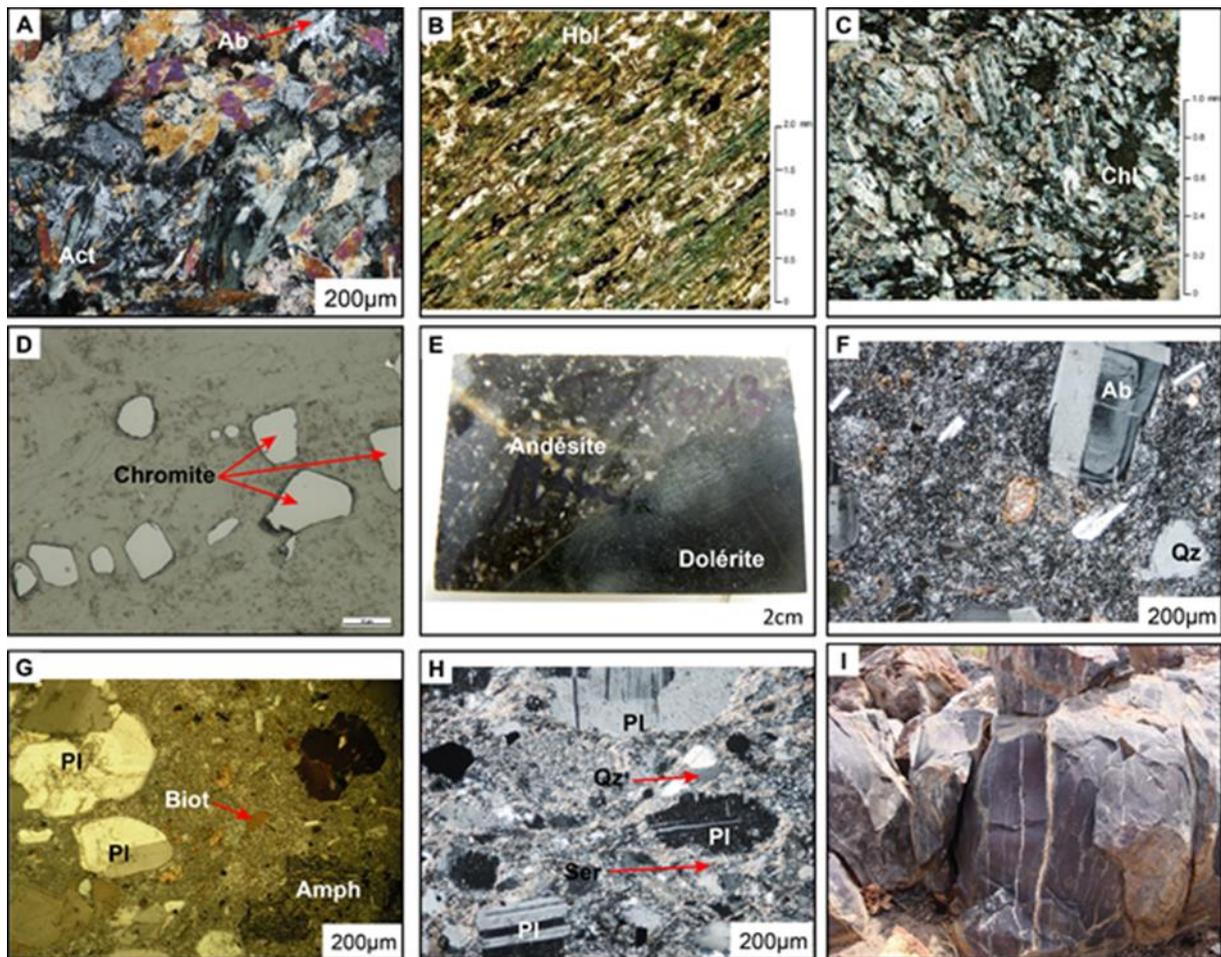


Figure 27 : Lithologies échantillonnées à Tabakoroni. (A): Tab 2: photo au microscope en LPA de la dolérite montrant la paragenèse d'altération à actinote, albite et quartz. (B): Tab (013-1) : photo au microscope en LPA d'une metabasite enrichie en hornblende orientée dans la foliation. (C) et (D): Tab 204: photos au microscope en LPA (C) et en LR (D) du lamprophyre montrant respectivement la paragenèse d'altération à albite, chlorite, et carbonate et les cristaux reliques de chromite. (E): Tab (013) échantillon macroscopique montrant le contact entre une dolérite et une andésite. (F) et (G) : Tab (013-2), photos au microscope en LPA (F) et LPNA (G) d'andésite montrant la texture microlitique porphyrique et les phénocristaux de plagioclases, biotite et amphibole dans une matrice composée de cristaux microscopiques d'albite, de quartz et de séricite. (H): Tab L18: photo au microscope en LPA d'une pyroclastite montrant des cristaux cassés de quartz et de plagioclase en cours de destabilisation en séricite. (I): argilite à l'affleurement, la roche est traversée par des veines de quartz. (Qz : quartz, Pl : plagioclase, Hbl : hornblende, Ab : albite, Chl : chlorite,

Cb : carbonate, Ank : ankérite, Act : actinote, Biot : Biotite)

I.3 Etude pétrographiques des échantillons du gisement de Tellem

Comme à Syama il n'existe pas d'affleurement à Tellem. Resolute Mining a réalisé sur ce site des travaux à partir des observations et interprétations de différents sondages et traitement des images géophysiques. Ces travaux stipulent que la roche saine se rencontre à une profondeur atteignant localement 100 m. La roche est recouverte par une zone de saprolite dont l'épaisseur varie de 3 à 90 m environ, elle-même recouverte par la cuirasse latéritique.

Le gisement de Tellem comme celui de Syama est constitué par des formations volcaniques et métasédimentaires mais les basaltes n'ont pas été reconnus. En revanche on a observé une roche plutonique de type microgranite. Les roches métasédimentaires et volcanosédimentaires sont orientées NNE-SSW avec un fort pendage Ouest et sont affectées par une foliation majeure subverticale NNE définie par une paragenèse de faciès schistes verts et par une série de chevauchements parallèles. Les principaux faciès lithologiques sont semblables à ceux de Syama et de Tabakoroni avec des roches volcanoclastiques, des roches métasédimentaires (black-shales) et des zones silicifiées. On reconnaît en outre un faciès qui semble spécifique du gisement : un microgranite.

Les roches volcanoclastiques à pyroclastiques correspondent au faciès le plus abondant formant des assises de plusieurs dizaines de m pour les plus importantes. Elles se présentent comme des roches de teinte sombre à texture variable (d'isogranulaire à hétérogranulaire). Les roches volcanoclastiques hétérogranulaires se caractérisent, par rapport à celles de Syama et Tabakoroni, par la présence de gros cristaux quartzeux dont la taille varie de 4mm à 200µm au sein d'une matrice de très petits cristaux micrométriques de quartz, albite, phyllites et carbonates (Fig. 28 E et F). Ces gros cristaux ovaliformes s'allongent parallèlement à la foliation. Ils sont constitués soit d'un seul cristal souvent à extinction roulante soit d'un agrégat de cristaux de taille moyenne. Ils sont interprétés comme résultant du comblement d'anciennes vacuoles laissées par la libération de gaz piégés dans la roche (Alric, 1990). Les pyroclastites contiennent également des cristaux dispersés d'allanite et de titanite.

Les argilites forment des bandes métriques alternant avec les roches volcanoclastiques. Elles présentent les mêmes caractères lithologiques que celles de Syama (Fig. 28 G).

Le microgranite porphyrique paraît être un faciès spécifique de Tellem. Il se présente comme un filon dont la l'épaisseur varie de 10 à 30 m, intrusif au sein des pyroclastites (Resolute

Mining Limited. 2010). C'est une roche claire avec des mégacristaux (millimétriques) inclus dans une matrice à grain fin (Fig. 28 A). Elle montre des degrés d'altération très variés. Dans les faciès les moins altérés les phénocristaux sont représentés par les plagioclases (~ 20% du mode), la muscovite (~ 20% du mode), le quartz (~ 10% du mode) et la matrice par l'albite, le quartz et les phyllites (séricite et chlorite) et les carbonates (Fig. 28 B et D). Les feldspaths ont une composition d'albite (Fig. 29). L'altération du microgranite est hétérogène et dans les faciès les plus altérés, l'albite et les phyllites peuvent représenter jusqu'à 80% de la roche. Le microgranite est recoupé par de nombreuses veines d'épaisseur centimétrique à millimétrique remplies de petits cristaux de calcite, quartz, albite, chlorite (Fig. 28 C, Fig. 30). Ces veines montrent fréquemment à leurs épontes le développement de cristaux de sulfures.

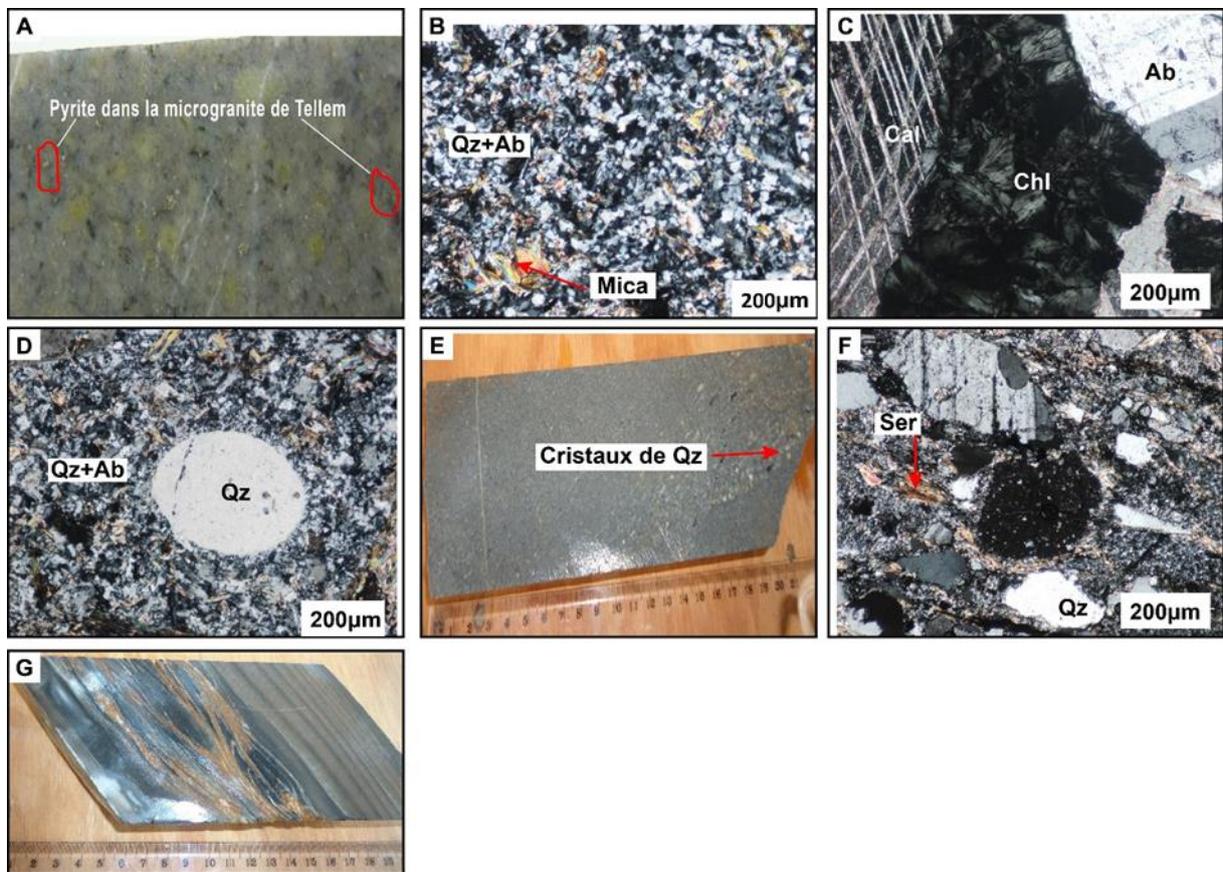


Figure 28 : Lithologies échantillonnées à Tellem. (A): Te 92-7, Echantillon macroscopique de microgranite. (B), (C), et (D): photos au microscope en LPA du microgranite montrant au sein d'une matrice composée de microcristaux de quartz et d'albite, des phénocristaux de muscovite, de plagioclase et de quartz, ce dernier présentant parfois une forme arrondie ; des veines à calcite, chlorite, albite, séricite et sulfure recoupent ce faciès (C). (E): Te 93-2: Echantillon macroscopique de roche volcanoclastique, montrant une zone enrichie en cristaux de quartz et de fragments graphiteux suivant une foliation. (F), le même échantillon

au microscope (photo en LPA) montrant, en plus du quartz, du plagioclase et de la séricite soulignant la foliation. (G): Te 92, Echantillon macroscopique d'argilite composée de niveaux plus ou moins riches en graphite. (Ab : albite, Ser : séricite, Chl : chlorite, Cal: calcite, Qz : quartz)

Les zones silicifiées apparaissent au sein des différents faciès précédemment décrits avec des caractéristiques identiques à celles de de Syama. Ces veines de quartz d'épaisseur pluridécimétrique (Tecd 093, 201m) recoupent l'ensemble des formations et sont parallèles à la foliation majeure NS. Elles sont associées à des veines annexes de plus petite taille recoupant la foliation. Les différentes veines sont formées par ordre d'importance décroissante de quartz (~ 80% du mode), d'albite, de carbonates et de phyllites. A leurs épontes on observe des concentrations locales de sulfures.

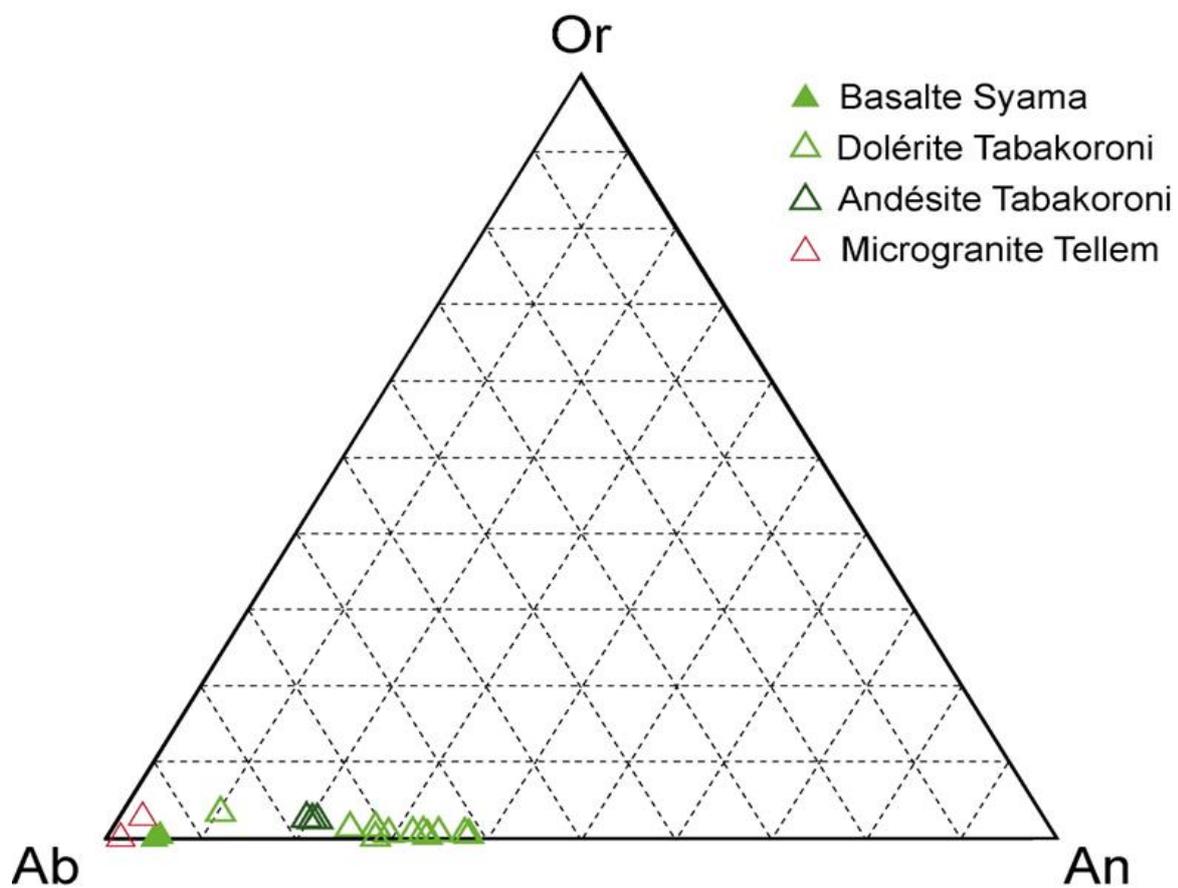


Figure 29. Diagramme ternaire Ab-An-Or de classification des feldspaths des trois gisements. (Ab : albite, An : anorthite, Or : orthose)

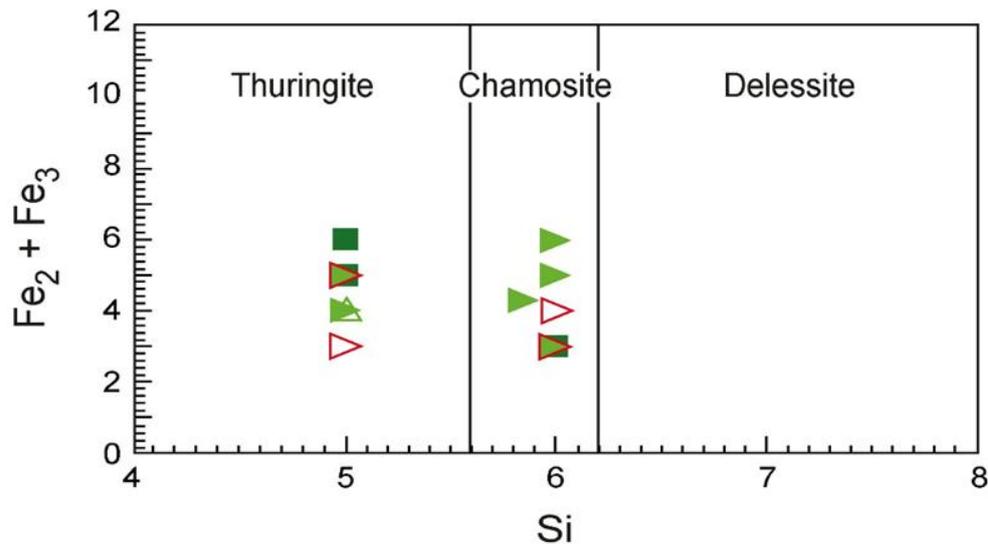


Figure. 30 : Diagramme $Fe_2 + Fe_3$ vs Si de classification des chlorites des gisements de Syama, Tabakoroni et Tellem.

I.4 Etude comparative de la pétrographie des formations des trois gisements.

Les caractères pétrographiques des formations des trois gisements (Syama, Tellem, Tabakoroni) sont rappelés dans le tableau ci-dessous :

Gisements	Roche encaissante	Paragénèse métamorphique	Paragénèses hydrothermales
Syama	Basalte Andésite Argilite, grauwacke, pyroclastite	Faciès schiste vert	Ab-Cb-Chl-Ser-Qz-Ep; Ank-Dol-Ser-Py Cb-Qz-Ser-Ab-Py
	Lamprophyre	Faciès schiste vert	Ab-Cb-Chl-Ser-Fush- Qz-Ep Ank-Dol-Ser-Py Cb-Qz-Ser-Ab-Py
Tabakoroni	Argilite, grauwacke, pyroclastite, Dolérite, basalte, Andésite	Faciès schiste vert	Ab-Cb-Chl-Ser-Qz-Ep; Dol-Qz-Py-Apy Qz-Py-Apy
	Lamprophyre	Faciès schiste vert	Ab-Cb-Chl-Ser-Fush- Qz-Ep Dol-Qz-Py-Apy Qz-Py-Apy
Tellem	Roches volcanoclastiques Microgranite	Faciès schiste vert	Ab-Ser-Qz Qz-Cc-Dol-Ab-Chl-Py- Apy

Tableau 7 : Nature des formations encaissantes et les paragénèses métamorphiques et

*d'altérations pour les trois gisements étudiés (Syama, Tabakoroni, Tellem). Chl : chlorite, Ab : albite, Cb : carbonate Cc : calcite, Dol : dolomite, Ank ; ankérite, Ep : épidote, Ser : séricite, Fu : fuchsite, Qz : quartz, Py : pyrite, Apy : arsénopyrite. **En gras**, la formation dominante.*

Avant de faire une comparaison entre ces gisements il faut rappeler la qualité très médiocre des affleurements comme à Syama et Tabakoroni et même comme à Tellem leur quasi absence. La répartition des différents faciès et leur relation sont reconstituées à partir de sondages recoupant chacun partiellement les différents gisements. Il n'existe pas de coupe observée en continue, la coupe à travers la ceinture de Syama (Fig. 23) est ainsi une coupe synthétique reconstituée.

En dépit de ces problèmes on peut tenter de comparer la lithologie des trois gisements qui apparaissent dans le même dispositif structural correspondant globalement à un couloir chevauchant sensiblement NS à vergence E.

Le gisement de Syama est le plus important. Il présente une lithologie variée avec deux ensembles d'égale puissance : un ensemble oriental formé essentiellement par des basaltes avec des filons de lamprophyres (présence de fuschite); un ensemble occidental sédimentaire (shales, black shales et conglomérats) et volcano-sédimentaire (pyroclastites). Les deux ensembles sont recoupés par des filons de roche felsique (andésite).

Le gisement de Tabakoroni plus étroit est dominé par la séquence sédimentaire avec une séquence basaltique équivalente de celle de Syama avec notamment des filons lamprophyriques reconnus malgré une forte altération par la présence de chromite. En revanche le gisement de Tellem est essentiellement métasédimentaire et metavolcano-sédimentaire ; il se singularise par la présence de microgranite, roche non retrouvée dans les autres gisements.

Les trois gisements présentent des caractères communs dont un métamorphisme de faciès schiste vert et une altération hydrothermale très hétérogène. Le métamorphisme se traduit par la cristallisation orientée suivant la schistosité régionale majeure de phyllites (essentiellement chlorite dans les basaltes, chlorite + fuschite et actinote dans les lamprophyres et chlorite + séricite dans les sédiments), d'albite, de quartz et de carbonates (ankérite, dolomite et calcite). L'altération hydrothermale se marque par : i) une silicification pervasive envahissant sous forme de veines ou de plages l'ensemble des faciès conduisant localement à la formation de roche (« jaspes » ou « cherts » des différents auteurs) ; localement le quartz est concentré et forme des filons de puissance pluridécamétrique et d'extension plurihectométrique pour les

plus importants ; ii) un développement hétérogène de chlorite + quartz + albite + carbonates remplissant les fentes de tension associées à la déformation majeure et postérieures à celle-ci. Cet épisode hydrothermal se superpose à l'épisode métamorphique avec des conditions PT identiques à très proches les mêmes paragenèses étant développées par le métamorphisme et l'altération.

II. Etudes géochimiques des roches magmatiques

II.1 Introduction

Il est établi qu'au sein du craton Ouest-africain les roches magmatiques basiques appartiennent à deux lignées se succédant dans le temps: une lignée tholéiitique et une lignée calco-alcaline cette dernière présentant outre les basaltes une série différenciée jusqu'aux dacites et rhyolites (Abouchami et al., 1990; Boher et al., 1992). Cependant le contexte géodynamique de la genèse des roches basaltiques tholéiitiques est sujet à discussion. Suivant les auteurs, le magmatisme tholéiitique de la base du Birimien serait relié à un environnement de : 1) domaine océanique de type MORB (Lompo, 2010) ; 2) domaine de plateaux océaniques (Abouchami et al., 1990 ; Boher et al., 1992 ; Pouclet et al., 1996 ; Pawlig et al., 2006; Augustin et Gaboury, 2017) ; 3) domaine d'arc insulaire (Dia, 1988; Sylvester and Attoh, 1992; Ama Salah et al., 1996; Baratoux et al., 2011; Béziat et al., 2000; Soumaïla et al., 2004; Dampare et al., 2008; de Kock et al., 2012; Senyah et al., 2016). En revanche l'ensemble de auteurs admettent pour les roches calco-alcalines un contexte de subduction. Concernant les roches magmatiques de la ceinture de Syama l'étude géochimique porte à ce jour uniquement sur les éléments majeurs (Olson et al, 1992, Diarra et al. 1996). En conséquence nous avons complété les données sur les majeurs par une étude des traces et terres rares avec pour finalité de : i) identifier précisément les roches mafiques (basaltes et lamprophyres) ainsi que les divers types de roches felsiques rencontrées dans les trois gisements ; ii) proposer un environnement géodynamique de formation pour ces magmas. Les échantillons analysés proviennent des carottes de sondage afin de s'affranchir le plus possible de l'altération supergène due au climat tropical, altération généralisée dans la zone d'étude. Les résultats des analyses figurent dans le **Tableau 8** en annexe.

II.2 Classification

Les différentes roches magmatiques de la ceinture de Syama ont été définies à partir conjointement de la classification de Le Bas et al. (1991) utilisant les éléments majeurs SiO₂, Na₂O et K₂O (Fig.31) et de celle de Winchester and Floyd, (1977) employant les éléments peu

mobiles Nb, Y, Zr et Ti (Fig.33 b). Les deux diagrammes montrent que les différentes roches de la ceinture sont de plusieurs types : i) un ensemble basique réunissant basalte et lamprophyre de Syama et Tabakoroni ; ii) un ensemble intermédiaire correspondant aux roches andésitiques-dacitiques récoltées à Tabakoroni ; iii) un ensemble différencié correspondant aux microgranites de Tellem. De plus, le diagramme de Le Bas et al. (1991) montre que les différentes roches appartiennent à la série sub-alkaline de Miyashiro (1978). Les différentes roches ont été reportées dans les diagrammes de Harker (Oxydes vs SiO₂) (Fig.32). Ces diagrammes mettent en évidence : i) la dispersion des données et l'absence de corrélation entre oxydes et SiO₂ ; ii) la variabilité des teneurs de certains oxydes comme TiO₂, Na₂O et K₂O au sein du même type pétrographique (basalte ou lamprophyres) ; cette variabilité est liée à l'hétérogénéité de l'altération hydrothermale.

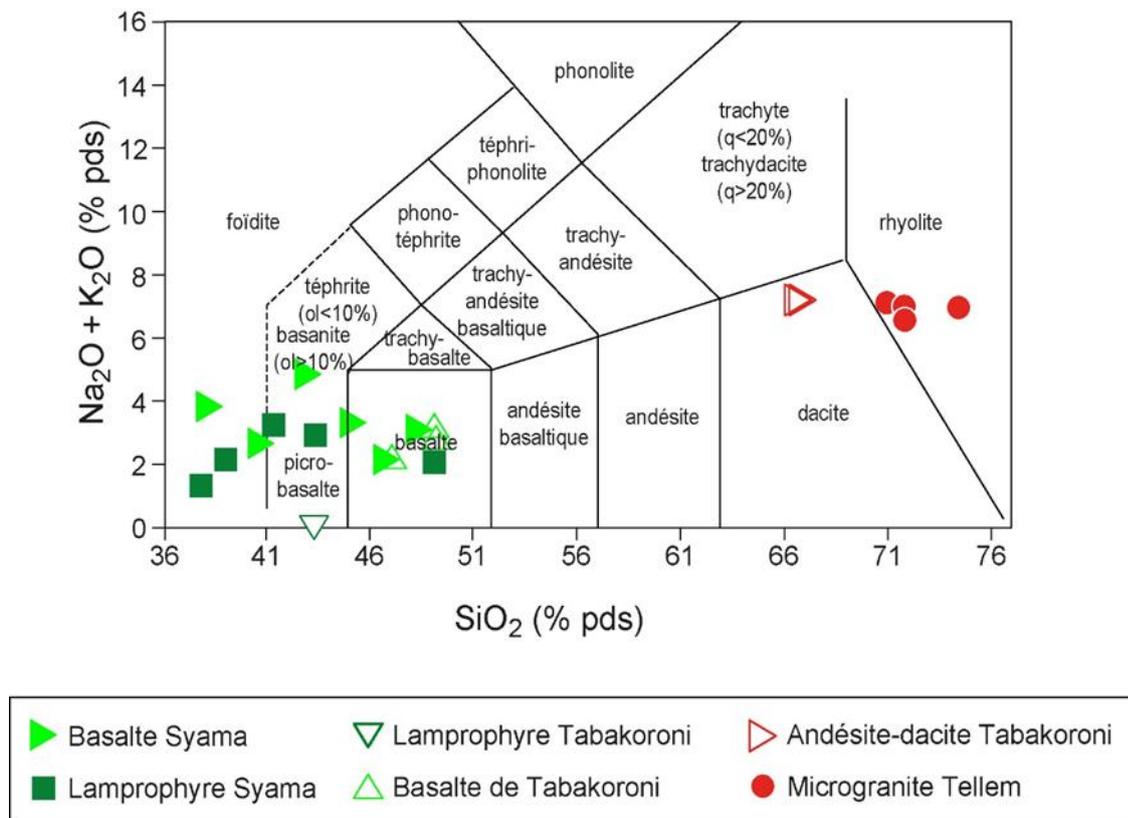


Figure. 31 : Diagramme Alcalins - Silice des roches magmatiques de Syama, Tabakoroni et Tellem (modifié d'après Le Bas et al. 1986)

II.2. 1 Mobilité des éléments

Les roches de la ceinture de Syama ont subi une forte altération supergène et une altération hydrothermale. Cette altération est hétérogène. En conséquence pour définir les caractères

primaires des roches magmatiques, nous avons choisi les roches les moins affectées par les phénomènes de silicification et les roches où le réseau des veines était le moins dense.

L'analyse des éléments majeurs montre que l'altération supergène est très variable. Elle se traduit par une perte au feu de 5 à 17 % dans les basaltes de Syama, de 1 à 2.2% dans les basaltes de Tabakoroni, de 12.7 à 21.8% dans les lamprophyres de Syama et Tabakoroni, de 1.6 à 3.5% dans les andésites de Tabakoroni, de 1.7 à 3% dans les microgranites de Tellem. Pour contrôler la validité de analyses en dépit des valeurs importantes des pertes au feu dans certains faciès, nous avons reporté sur un diagramme les teneurs en Nb, élément incompatible, et en Zr, élément trace réputé immobile dans les roches volcaniques mafiques même altérées (Cann, 1970 ; Condie, 1994 ; Many et al. 2007) (Fig.33 a). Ce diagramme montre une bonne corrélation entre les deux éléments, suivant une droite passant par l'origine, indiquant que les éléments n'ont pas été affectés par ces processus secondaires et qu'ils peuvent donc être utilisés pour retrouver les caractéristiques originelles de nos roches (Fig.33 a).

II.2.2 Les basaltes

Les basaltes ont été analysés à Syama (six échantillons) et à Tabakoroni (trois échantillons). Leurs teneurs en SiO₂ varie de 38 à 49% poids, en Fe₂O₃ de 9 à 18 % alors que les teneurs en Al₂O₃, MgO et CaO sont relativement homogènes et respectivement de ~ 12%, ~ 6% avec une exception atteignant 10%, 6.5% avec une exception atteignant 10.7%. Les teneurs en Cr et en Ni sont élevées atteignant respectivement 730 ppm et 562 ppm dans certains échantillons. Les basaltes sont très faiblement enrichis en Terres Rares avec un Σ REE variant entre 25 et 60 ppm avec une exception correspondant à un basalte de Syama où la Σ REE atteint 100 ppm lié à de plus fortes teneurs en La (19 ppm), Ce (42 ppm) et Nd (25 ppm). Dans le diagramme normalisé aux chondrites de Sun & Mc Donough (1989), les basaltes montrent des spectres de terres rares (REE) pratiquement plats (La/YbCN = 0.95–1.70 à Syama, 0.92 à 0.97 à Tabakoroni, dépourvus d'anomalie ou à faible anomalie négative en europium (Eu/Eu* = 0.86–1.04 à Syama, 0.95-0.97 à Tabakoroni). (Fig.33c). Dans un diagramme multi-éléments (valeurs normalisées par rapport aux données du manteau primitif de Sun & Mc Donough, 1989), les basaltes montrent une certaine dispersion des concentrations en éléments alcalins (Cs, Ba, Rb) liée à leur mobilité mais des spectres relativement plats, sans anomalie négative en Nb et Ta pour les autres éléments, notamment les HFSE (Fig.33d). Ces données indiquent que la contamination crustale n'a pas joué un rôle important dans l'évolution des compositions de ces magmas (Weaver and Tarney, 1981), de fortes anomalies négatives en Nb

et Ta étant significatives d'une contamination crustale. Enfin, le rapport Zr/Y, inférieur à 4 (2.6 et 2.8 respectivement pour Syama et Tabakoroni), indiquerait une affinité tholéiitique pour ces basaltes (Barrett et Mc Lean, 1997) ; en effet ce rapport est compris entre 4 et 7 pour les laves transitionnelles, et supérieur à 7 pour les laves calco-alcalines.

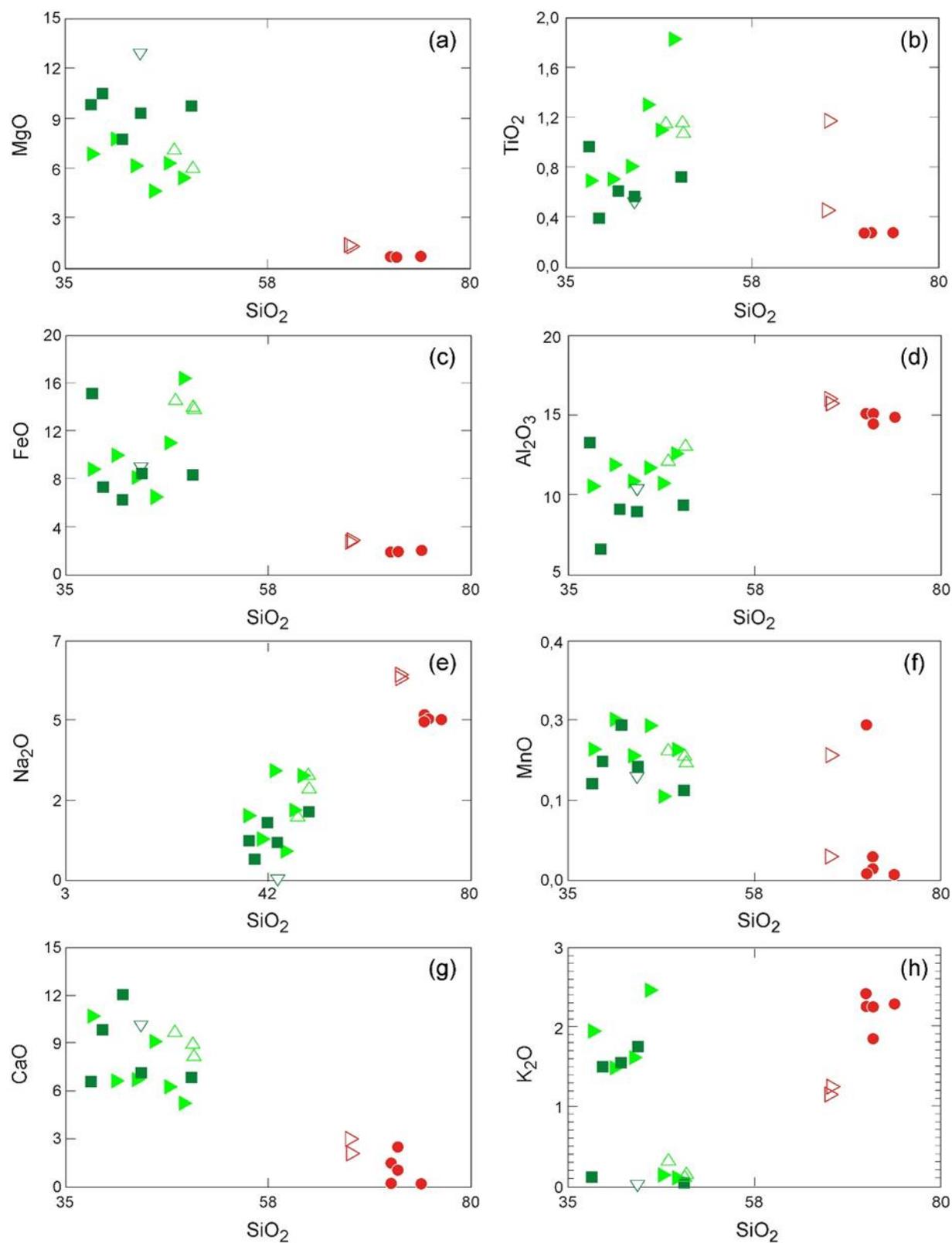


Figure 32 : Diagrammes de variation des compositions en éléments majeurs des roches magmatiques des gisements de Syama, Tabakoroni et Tellem.

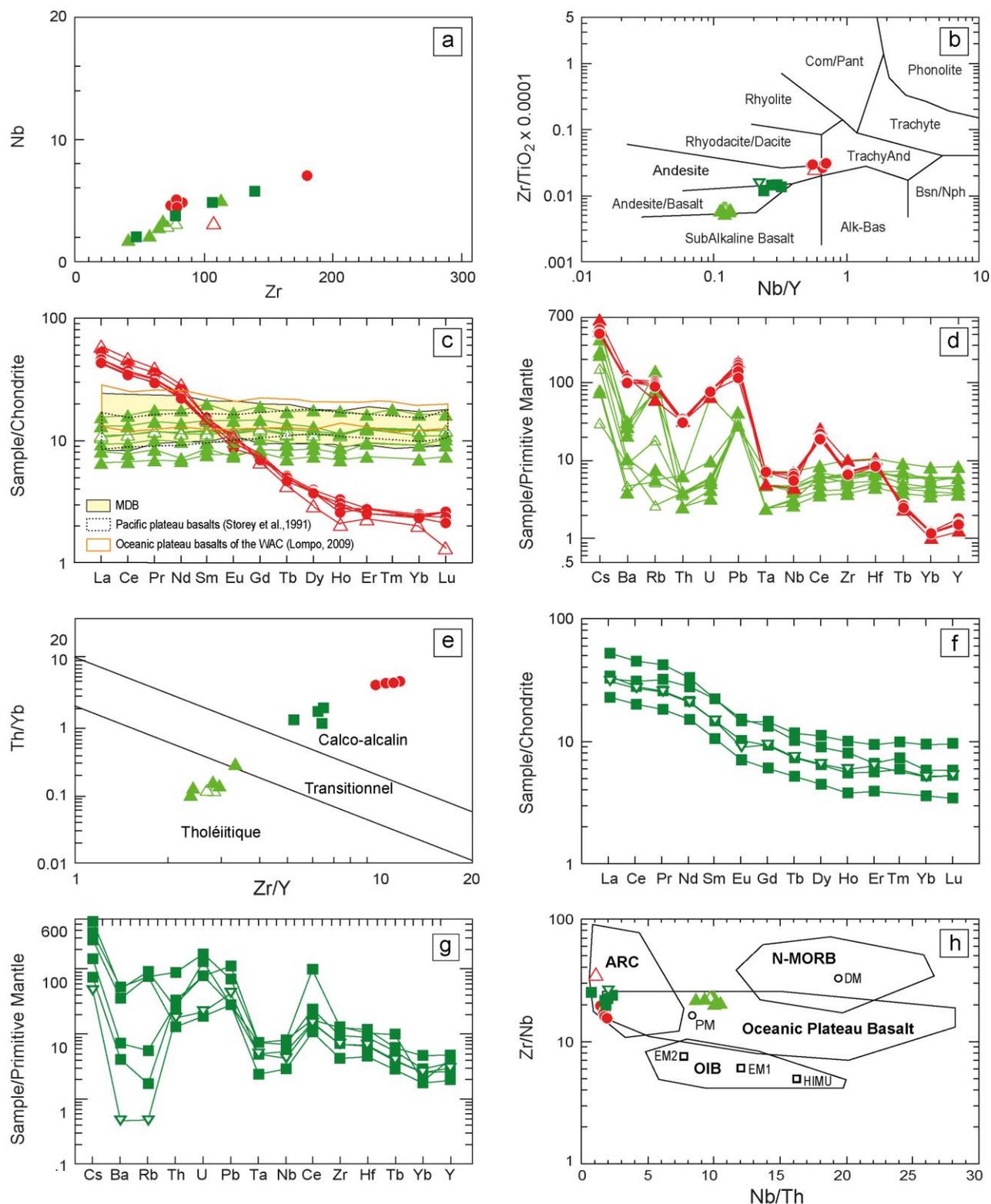


Fig. 33 : Diagrammes géochimiques utilisant les éléments en traces pour les roches de

Syama, Tabakoroni et Tellem. a) Diagramme Nb vs Zr. b) Diagramme de classification d'après Winchester et Floyd (1977). c) Diagramme des Terres rares des basaltes, dolérites, andésites et microgranite normalisées aux chondrites (valeurs de Mc Donough et Sun, 1989). d) Diagramme multi-élémentaires pour les basaltes, dolérites, andésites et microgranites des gisements de Syama, Tabakoroni et Tellem normalisées par rapport au manteau primitif (valeurs de Mc Donough et Sun, 1989). e) Diagramme Th/Yb vs Zr/Y permettant de retrouver l'affinité magmatique des roches d'après Ross et Bedard. (2009). f) Diagramme des Terres rares des lamprophyres de Syama et de Tabakoroni normalisées aux chondrites (valeurs de Mc Donough et Sun, 1989). g) Diagramme multi-éléments des lamprophyres des gisements de Syama et de Tabakoroni normalisées au manteau primitif (valeurs de Mc Donough et Sun, 1989). h) Diagramme Zr/Nb vs Nb/Th des basaltes et lamprophyres de Syama et de Tabakoroni, des andésites de Tabakoroni, des microgranites de Tellem (modifié d'après Condie 2003,2005).

Pareillement, dans le diagramme d'affinité magmatique de Ross et Bédard, (2009), qui combine à ce rapport Zr/Y le rapport de deux autres éléments incompatibles, Th/Yb, les points représentatifs des basaltes de Syama et de Tabakoroni se situent sans ambiguïté dans le domaine tholéïitique (Fig. 33 e).

V. Les lamprophyres

Les cinq échantillons de lamprophyres de Syama et de Tabakoroni ont des caractéristiques de laves mafiques comparables à celles de basaltes (Fig. 33b) mais également des caractéristiques de roches ultramafiques. Ils sont caractérisés par une perte au feu très importante atteignant 21%, de faibles teneurs en SiO₂, 38 à 43%. Les teneurs en Fe₂O₃ sont variables (entre 7 et 17%) au contraire des teneurs en MgO qui sont comprises entre 7.8 et 10.5%. Leur caractéristique majeure est leurs très fortes teneurs en Cr (jusqu'à 1910 ppm) et Ni (jusqu'à 470 ppm). Les lamprophyres sont enrichis en Terres Rares avec \sum REE variant de 47 à 386 ppm. Dans le diagramme normalisé aux chondrites les Terres Rares montrent un bon fractionnement avec (La/Yb)_{CN} compris entre 4 et 61. Les anomalies en Eu sont clairement négatives avec Eu/Eu* variant de 0.76 à 0.94. Les lamprophyres montrent également de fortes concentrations en alcalins (Cs, Ba, Rb) compatibles avec leur richesse en micas, de très fortes teneurs en U et Th (100 fois supérieure à celle du Manteau primitif) et de très nettes anomalies négatives en Nb et Ta (Fig. 33 f et g). Ces caractéristiques chimiques sont celles des lamprophyres calco-alcalins de type spessartite (Rock, 1987). Elles sont similaires à celles des lamprophyres calco-alcalins de la Montagne Noire (Béziat et al., 1993), de l'Est de

Pontides au NE de la Turquie (Karsli et al., 2014), du NW de Mexico (Orozco-Garcia et al., 2013) et également à celles des lamprophyres du gisement aurifère de Daping (Chen et al., (2014).

VI. Les andésites-dacites

Les deux échantillons d'andésite-dacite provenant du gisement de Tabakoroni sont caractérisés par de fortes teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O (respectivement égales à 67, 16 et 6%). Elles sont fortement enrichies en Terres Rares avec une $\sum\text{REE}$ comprise entre 95 et 101 ppm et sont fortement fractionnées avec un très fort enrichissement en terres rares légères ($\text{La}/\text{Yb}_{\text{CN}} = 31\text{--}40$) (Fig. 33 c). Dans le diagramme multi-élémentaire normalisé au Manteau Primitif (Fig. 33 d), les échantillons d'andésite-dacite montrent une nette anomalie négative en Nb – Ta. Le rapport Zr/Y des andésites se situe entre 10 et 20, valeur compatible avec une affinité calco-alcaline. Ce résultat est confirmé par le diagramme de Ross et Bédard, (2009) qui place nettement les échantillons d'andésite dans le domaine calco-alcalin (Fig. 33 e).

VII. Les microgranites

Le filon microgranitique de Tellem est caractérisé par des teneurs élevées en SiO_2 (71 à 74%) en Al_2O_3 (~ 15%) et relativement élevées en K_2O (entre 1.87 et 2.42%). Il est enrichi en Terres Rares avec $\sum\text{REE}$ compris entre 47 et 73 ppm et ses spectres sont fortement fractionnés avec $\text{La}/\text{Yb}_{\text{CN}}$ variant de 18 à 23 ppm. Il montre généralement une anomalie négative en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.84$) avec une exception positive ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.16$). Le diagramme multiélémentaire met en évidence de très fortes anomalies négatives en Nb, Ta et Th.

VIII. Discussion

Dans la ceinture de Syama deux populations de roches magmatiques ont été mises en évidence d'une part les basaltes qui présentent une affinité tholéiitique, et d'autre part les roches plus évoluées (andésites à microgranites) et les lamprophyres, à affinité calco-alcaline. Leurs relations (filons lamprophyriques recoupant les basaltes) vérifient la chronologie généralement proposée pour cette période birimienne, à savoir l'évènement calco-alcalin postérieur à l'évènement tholéiitique.

Pour retrouver le contexte tectonique de mise en place de ces divers magmas, nous considèrerons que le principe de l'uniformitarisme est vérifié et que les processus de genèse des magmas pour la période Précambrienne sont similaires à ceux de la période actuelle (e.g.,

Polat and Kerrich, 2000). Ainsi si on considère les basaltes d'arc insulaire (IAB) actuels on constate qu'ils présentent de plus faibles concentrations en Nb ($\text{Nb} < 2\text{ppm}$; Hollings and Kerrich, 2004) que les basaltes provenant d'autres contextes tectoniques ; ceci se traduit par une anomalie négative en Nb (et aussi Ta qui a des propriétés chimiques similaires à celle du Nb) dans les diagrammes normalisés au manteau primitif (Pearce et Peate, 1995). Ces caractéristiques chimiques se retrouvent dans de nombreuses suites de basaltes tholéïtiques de ceintures de roches vertes précambriennes qui ont alors été interprétées comme formées dans un contexte d'arc (e.g., Polat and Kerrich, 2002; Hollings and Kerrich, 2004; Manikyamba et al., 2004). Dans la ceinture de Syama, les basaltes ne montrent pas d'anomalies négatives en Nb et Ta mais des spectres de REE relativement plats. Or ce type de spectre est caractéristique des séquences basaltiques des plateaux océaniques actuels (e.g., Nauru) et une analogie de contexte a été envisagée pour les séquences basaltiques similaires de plateau océanique ancien (e.g., Abouchami et al., 1990; Kerr and Mahoney, 2007). Pour discuter de la composition des sources mantelliques, Condie (2005) privilégie plutôt les rapports élémentaires utilisant des HFSE, ces éléments ayant des incompatibilités similaires dans le manteau. Ainsi, le diagramme de l'auteur combinant les rapports Zr/Nb avec Nb/Th (Fig. 33 h) appliqué aux échantillons de basalte de Syama et de Tabakoroni indiquerait pour ceux-ci une signature de plateau océanique.

En ce qui concerne les roches différenciées (andésite et microgranite) l'ensemble des données, spectres fortement fractionnés (Fig. 33c), anomalies négatives en Nb, Ta (Fig. 33d), rapports Zr/Nb sur Nb/Th (Fig.33 h) sont typiques d'un magmatisme d'arc.

Si on se place à l'échelle du COA les basaltes tholéïtiques qui présentent les mêmes caractéristiques que celles de la ceinture de Syama (voir les analogies avec les données d'Abouchami et al., 1990 ou d'Ama Salah et al., 1996) ont été différemment interprétées. Ainsi Lompo (2010) considère que les basaltes tholéïtiques du Birimien du COA seraient des équivalents des MORB. Beaucoup d'auteurs (Dia, 1988; Sylvester and Attoh, 1992; Ama Salah et al., 1996; Baratoux et al., 2011; Béziat et al., 2000; Soumaïla et al., 2004; Dampare et al., 2008; de Kock et al., 2012; Senyah et al., 2016), en revanche, proposent un contexte d'arc insulaire. Enfin un environnement tectonique de plateau océanique en relation avec un panache mantellique a été envisagé par Abouchami et al. (1990) pour les basaltes tholéïtiques de 2,1 Ga du COA de Mauritanie, du Sénégal, de la Côte d'Ivoire, du Burkina Faso et du Niger, par Pouclet et al. (1996) pour des volcanites du Nord-est de la Côte d'Ivoire, par Pawlig et al. (2006) pour des volcanites de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Sénégal

oriental) et très récemment, par Augustin et Gaboury (2017), pour des métavolcanites provenant du district voisin de Mana, situé dans la ceinture de Houndé au Burkina Faso. Similairement, Vélasquez et al. (2011) proposaient pour les basaltes tholéiitiques riches en fer de la Formation El Callao, d'âge birimien, située sur le bouclier Guyanais, équivalent du COA pour le craton sud-américain, un contexte tectonique de plateau océanique. Toutefois, dans ce dernier exemple, outre l'important volume de basalte (épaisseur maximum estimée à 1200 m) il a été mis en évidence l'existence de formations de type komatiite sous-jacentes aux basaltes, formations non reconnues à ce jour dans le CAO. Dans ces deux derniers exemples (Mana et El Callao), les formations basaltiques tholéiitiques sont l'hôte, comme à Syama, des minéralisations aurifères.

En conclusion, en l'absence de données isotopiques, et compte tenu de l'état d'altération des roches et des mauvaises conditions d'affleurement qui ne permettent pas d'estimer le volume réel de ces diverses formations, il est donc difficile dans notre cas de définir précisément le contexte géodynamique de ces basaltes tholéiitiques.

Les formations calco-alcalines sont représentées à Syama par d'une part des roches plutoniques mafiques (lamprophyres) et d'autre part par des roches plus différenciées (andésites et microgranites). L'existence de roches mafiques (ultrabasiques à basiques) appartenant à la série calco-alcaline a été montré par Béziat et al. (2000) dans la région de Loraboué (Burkina Faso) et par Sangaré (2008) dans la ceinture de Kadiolo, située à l'Est de la ceinture de Syama. Les roches différenciées de la ceinture de Syama montrent elles de fortes similarités avec les roches des séries calco-alcalines de la boutonnière de Kédougou au Sénégal (Dioh et al., 2009), de Guinée (Lahondère et al., 2002) ou de Kalana au Sud Est de Syama au Mali (Sangaré et al. 2016). Pour la mise en place des roches calco-alcalines des ceintures du COA un contexte d'arc insulaire a été très souvent proposé (Dia, 1988; Boher et al., 1990; Sylvester and Attoh, 1992; Ama Salah et al., 1996; Béziat et al., 2000; Soumaïla et al., 2004; Dampare et al., 2008; Baratoux et al., 2011; de Kock et al., 2012; Senyah et al., 2016). Pour la ceinture de Bagoé Olson et al. (1992), (Diarra, 1996) ont également proposé une origine dans un contexte d'arrière arc, les terrains du domaine de Kadiana Madinani étant interprétés comme un bassin d'arrière-arc. Pareillement, Sangaré (2008) proposait un contexte d'arc insulaire pour la mise en place d'un ensemble de roches ultramafiques à mafiques de la ceinture de Kadiolo, située à l'Est de la ceinture de Syama. En conclusion la série calco-alcaline représentée par les roches volcaniques différenciées se développerait dans un contexte d'arc insulaire.

En ce qui concerne les lamprophyres de type spessartite, il est important de noter que ceux-ci se rencontrent fréquemment en association avec des minéralisations aurifères. C'est le cas dans des terrains archéens, tels Matheson, Ontario (McNeil and Kerrich, 1986) et le Yilgarn Craton, Australie (Barley et al., 1989), mais aussi dans des formations cénozoïques comme dans la province chinoise du Yunnan avec le gisement aurifère de Daping, situé le long de la shear-zone aurifère de Ailao-Shan-Red-River, cette dernière étant reliée à la collision des plaques indienne et eurasiennne (Chen et al., 2014). Ces divers auteurs considèrent que ce type de roche magmatique se mettrait en place tardivement au cours de l'évolution géodynamique, durant une phase tectonique en transtension tardive à post-collisionnelle. Ces roches particulières, à la fois riches en éléments compatibles (Cr et Ni) et incompatibles (LILE et HFSE) dériveraient de magmas générés à partir d'une source mantellique métasomatisée (e.g., Rock, 1987 ; Karsli et al. 2014) ce qui est généralement le cas pour ce type de magmatisme fortement potassique. Dans le cas de Syama, ces lamprophyres, recoupant les basaltes de la ceinture, marqueraient les premiers stades extensifs post-collisionnels qui se dérouleraient à la fin de l'orogénèse éburnéenne.

La coexistence de ces signatures géochimiques hétérogènes, tholéiitique puis calco-alcalin, peut suggérer que les roches ont été formées dans des contextes tectoniques différents et ensuite « agrégées » lors de l'orogénèse éburnéenne. La coexistence de roches volcaniques tholéiitiques et calco-alcalines est une association magmatique qui n'est pas rare dans le COA. Par exemple, dans le domaine de Baoulé-Mossi, ils ont été décrits dans les ceintures de Boromo et de Houndé (Béziat et al., 2000; Baratoux et al., 2011) et interprétés comme une évolution au cours du Birimien, depuis un domaine océanique de type arc insulaire juvénile ou plateau océanique, représenté par la formation tholéiitique basale, vers un arc mature, représenté par les formations calco-alcalines. Ce type d'évolution pourrait rendre compte de la diversité pétrologique des formations magmatiques de la ceinture de Bagoé.

Chapitre 4 : Etude structurale

Chapitre 4 : Etude structurale

I. Introduction

La structure des gisements de la ceinture de Syama est, comme celle de toutes les ceintures du CAO, la résultante d'une tectonique polyphasée avec une succession de phases de déformation d'importance inégale (voir Olson et al., 1992 ; Diarra, 1996 ; Miller et al., 2013 ; Standing et al, 2005 ; Ballo et al., 2016 ; Traoré et al., 2016). Dans ce chapitre les caractères des structures associées à cette tectonique seront analysés dans le but de définir la géométrie des gisements et les relations entre les événements tectoniques et le développement de la minéralisation. Cette étude est rendue difficile par la dispersion des affleurements et leur caractère limité et discontinu. Elle intègre des données partielles observées sur le terrain et sur des carottes de sondages dans les différents gisements.

Le dispositif structural de la ceinture de Syama s. l. dans laquelle s'inscrivent les trois gisements (Syama, Tabakoroni et Tellem) a été défini par Olson et al (1992) et repris avec des nuances mineures par les auteurs postérieurs. Selon Olson et al (1992) la ceinture de Syama correspond à un couloir de déformation sensiblement NS de 100 Km de long et d'une dizaine de kilomètres de large, parallèle aux deux ceintures de la région Sud-Occidentale du Mali, les ceintures de Yanfolila et de Morila, et séparée de cette dernière par la zone de cisaillement du Banifing (Banifing Shear Zone, BSZ) qui se raccorde au Sud à la faille de Sassandra en Côte d'Ivoire (Fig. 3).

Ce couloir est une zone de forte déformation se traduisant par : i) une schistosité NNE – SSW à pendage $\sim 70^{\circ}$ - 85° ouest définie par les minéraux du métamorphisme régional de faciès schistes verts ; ii) des accidents chevauchants parallèles à cette schistosité (Fig. 23, Fig. 34). Ces chevauchements mettent en contact les formations de la ceinture avec les formations adjacentes, Sikoro à l'Ouest, Ngolopéné à l'Est mais apparaissent également avec les mêmes caractéristiques au sein même de la ceinture. Ces accidents sont, dans le temps, réactivés entraînant le développement de structures annexes d'importance inégale. On distinguera ainsi des structures majeures définissant la géométrie de la ceinture et des structures mineures. Ces structures mineures modifient seulement à la marge l'organisation structurale d'ensemble mais jouent un grand rôle dans le piégeage des fluides hydrothermaux et donc dans le développement de la minéralisation.

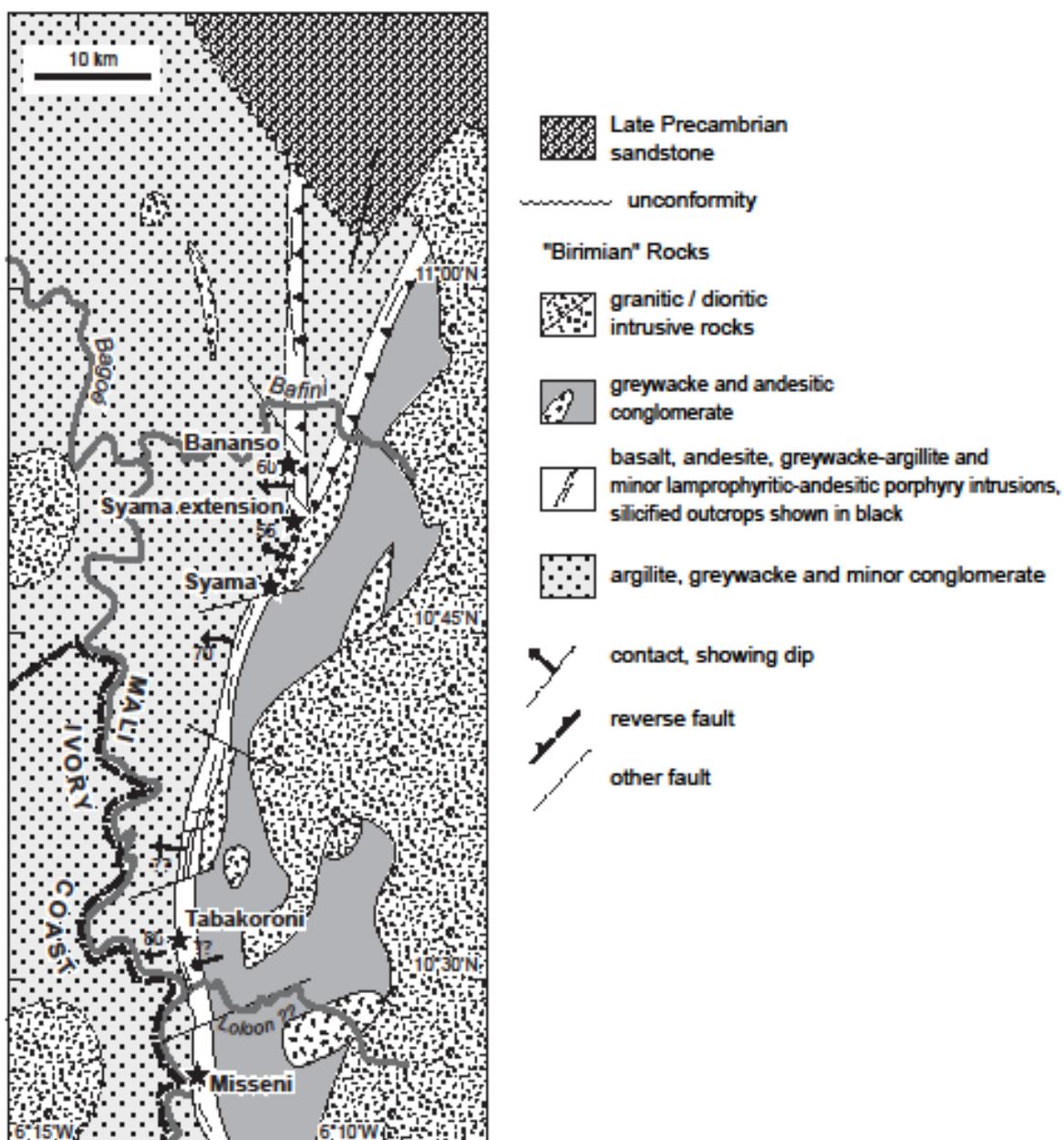


Figure 34 : Carte géologique de la ceinture de Syama (modifiée d'après Olson et al., 1992)

II. Caractéristiques des méga et mésostructures

Les trois gisements aurifères appartiennent à la même ceinture ; ils présentent donc des caractéristiques structurales majeures communes qui sont : i) une schistosité syn.

métamorphique ; ii) des chevauchements à vergence E ; iii) des plis d'entraînement et des zones de cisaillement affectant localement la schistosité ; iv) des failles recoupant les chevauchements.

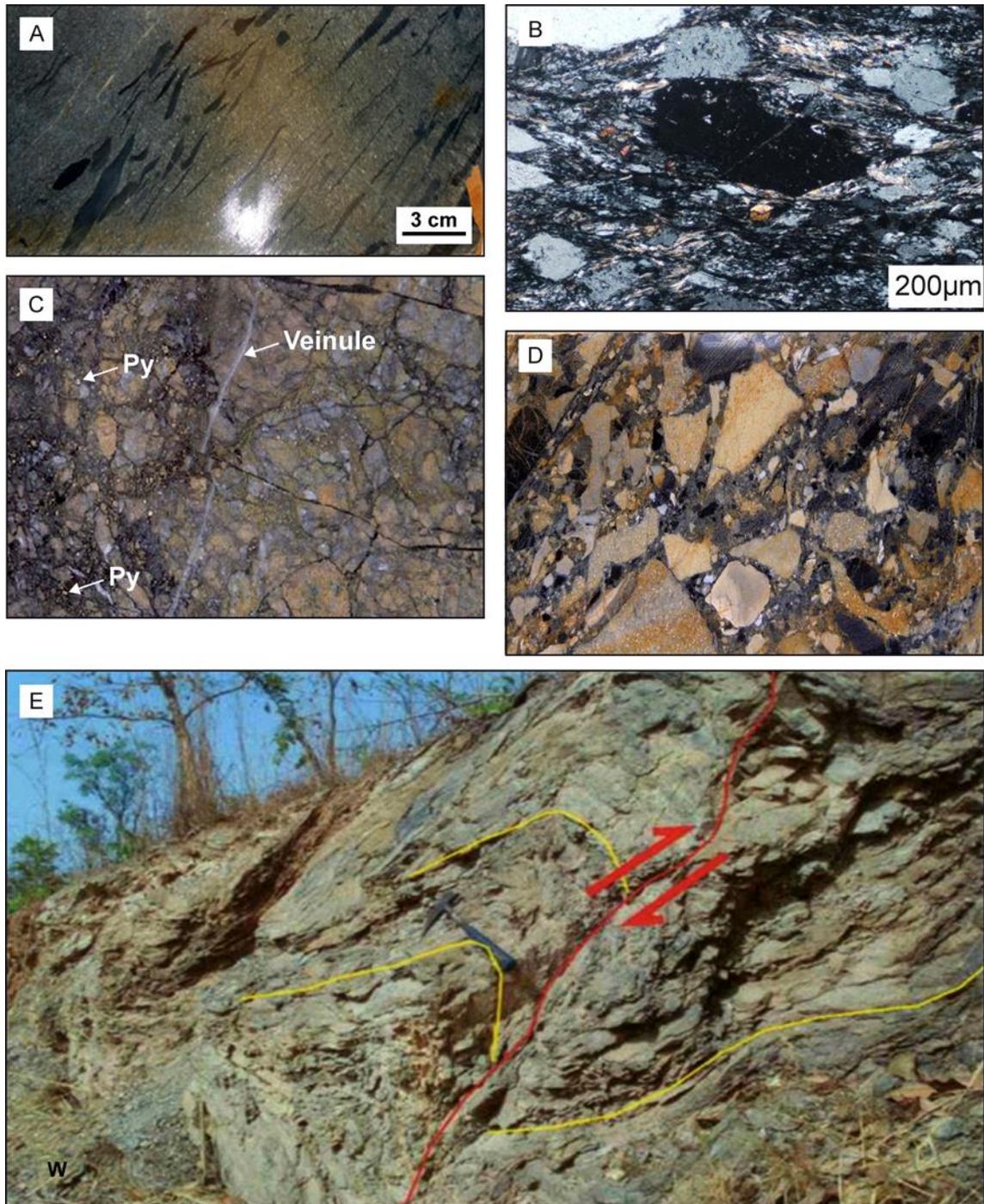


Figure 35. Planches montrant des structures de déformation dans la shear zone de Syama. (A): Tecd093: Schistosité majeure S2 définie par l'orientation générale des composants dans une pyroclastite de Tellem. (B): Te 186-1: En LPA : Schistosité régionale majeure soulignée par l'orientation des minéraux néoformés (chlorite essentiellement) dans un échantillon de

Pyroclastite de Tellem. (C) et D: Sya 254-1: Conglomérats métasédimentaires polygéniques schistosés et bréchifiés lors de la formation et du rejeu des grands accidents chevauchants de la ceinture de Syama. Les veines recoupant à la fois les éléments, le ciment et la schistosité précoce sont non orientées et associées à un épisode tardif de fracturation contrôlant la minéralisation. (E): Pli d'entraînement métrique soulignant le rejeu des accidents chevauchants dans le secteur de Syama (in Standing, 2005).

II.1. La schistosité

Elle affecte l'ensemble des formations. Elle correspond à des plans serrés NNE-SSW à fort pendage Ouest soulignés principalement par l'orientation des phyllites néoformées par le métamorphisme de faciès schiste vert. Elle est parallèle dans les métasédiments et les pyroclastites au litage sédimentaire (Fig. 35 A et B).

II.2. Les chevauchements

D'extension régionale limitent la ceinture mais se développent également en son sein (Fig. 23 et Fig. 34). Parallèles à la schistosité ils sont soulignés par une zone de mylonitisation de puissance métrique se traduisant dans certains cas par la formation de brèches (Fig. 35 C et D). Les plans de chevauchements contiennent des stries de glissement de directions variées, les plus développées étant parallèles au pendage des zones.

II.3. Les plis d'entraînement

De différentes échelles, elles affectent la schistosité et se développent localement au voisinage des chevauchements. Certains plis d'échelle métrique ont été décrits par Standing et al 2005 (Fig. 35 E). Ils ont une surface axiale NS (parallèle aux chevauchements) avec des axes subhorizontaux ou à faible plongement. Ils montrent une dissymétrie conforme à la vergence des chevauchements et soulignent le jeu et le rejeu de celui-ci. Les plis d'entraînement s'observent également à l'échelle de l'échantillon. Les figures (Fig. 35F et G) montrent des plis d'entraînement affectant la stratification et la schistosité parallèle d'un métashale récolté à Tabakoroni ; ces plis sont associés à un clivage de crénulation discret (Fig. 35 H).

II.4. Les zones de cisaillement

D'échelle métrique, elles s'observent également au contact des chevauchements. Elles correspondent à de plans de glissement parallèles espacés d'une dizaine de centimètres orientés NS à faible pendage W (~ 20°) affectant la schistosité syn. métamorphique. Ces zones de cisaillement dextres ont déjà été observées par Standing et al (2005) (Figure 35 I).

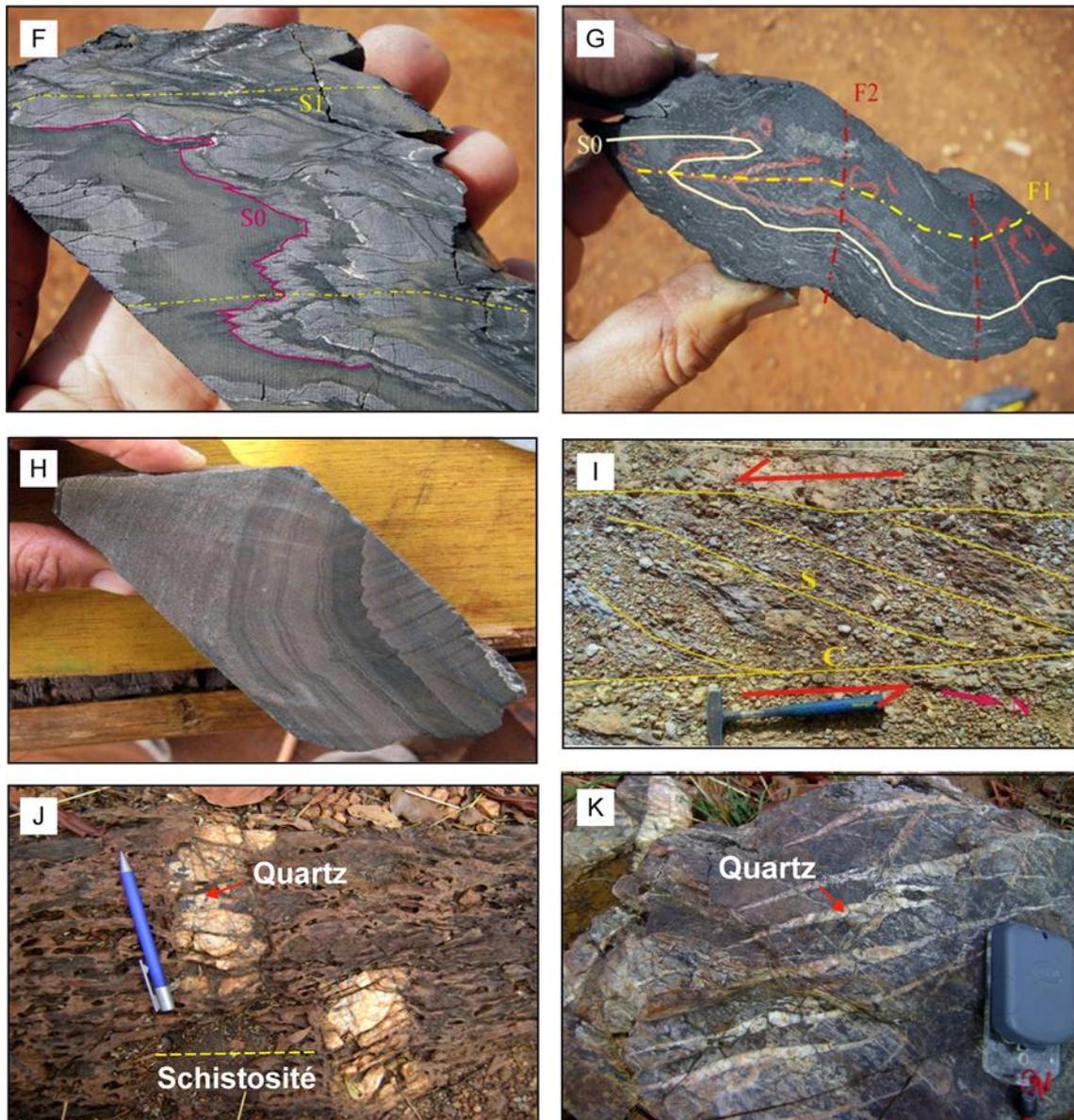


Figure 35 (suite) : (F) et (G): Tad 038: Plis d'entraînement disharmoniques lié au rejeu des accidents (phase de déformation D3 dans la succession chronologique proposée). Echantillon de black-shales de Tabakoroni. (H): Tecd058, schistosité de crénulation associée aux plis d'entraînement de la phase D3 (rejeu des accidents). Echantillon de Pyroclastite de Tellem. (I): Structure cisailante post-S2 soulignant le rejeu des grands accidents chevauchants dans la carrière de Syama (in Standing, 2005). (J): La schistosité régionale S2 NNE-SSW à fort pendage W associé aux grands accidents chevauchants est recoupée par une veine quartzreuse ~ EW. Cette veine montre un faible décalage senestre (gisement de Tabakoroni). (K) et (L): Fentes de tension sigmoïdes à remplissage de quartz soulignant le rejeu des grands accidents

chevauchants ; K est une argilite de Tabakoroni, L est une Pyroclastite de Tellem.

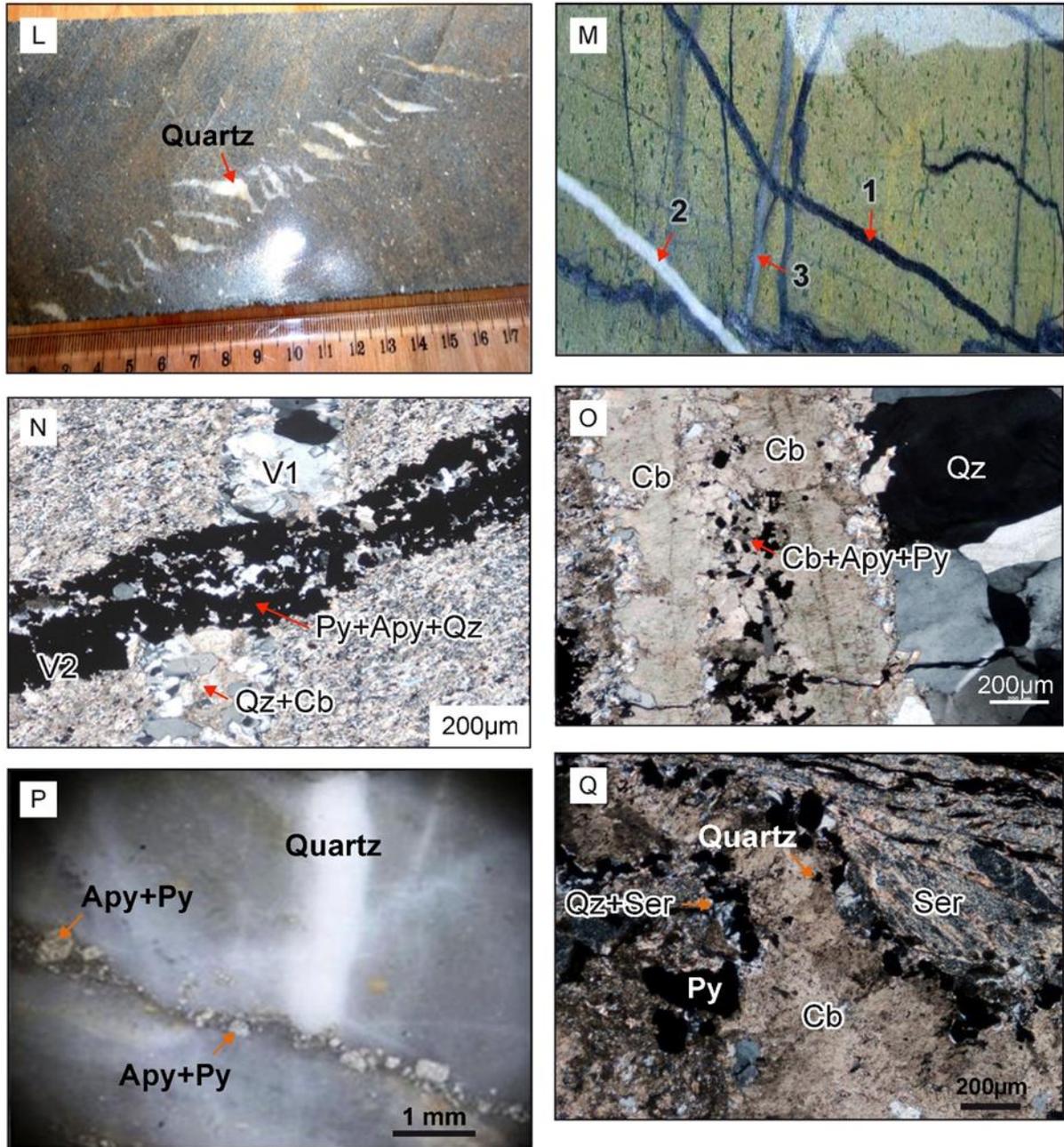


Figure 35 (suite) : (M): Lamprophyre affecté par un réseau de veines non orientées se recoupant mutuellement. Ces veines ont un remplissage varié ; 1: dolomite+graphite, 2: dolomite+quartz, 3: dolomite. (N): Tacd 198-1: LPA : Argilite de Tabakoroni recoupée par des veines ; la veine V1 comblée par du quartz, de la dolomite et de la calcite, est recoupée par la veine V2 remplie par du quartz et de des sulfures (pyrite et arsénopyrite). (O): LPA : Tacd 198-1: veines à remplissage multiple au sein du basalte de Tabakoroni ; à droite, veine remplie de cristaux équidimensionnels de quartz ; à gauche, veine constituée de grands cristaux de dolomite recoupée en son centre par une veine à carbonates (dolomite, calcite) et sulfures (Py et Apy) en petits cristaux; à noter une bordure externe fine formée de petits

cristaux de séricite, dolomite, calcite. (P): Tad 019: microveine à pyrite et arsénopyrite (Tabakoroni) au cœur d'une veine de quartz.

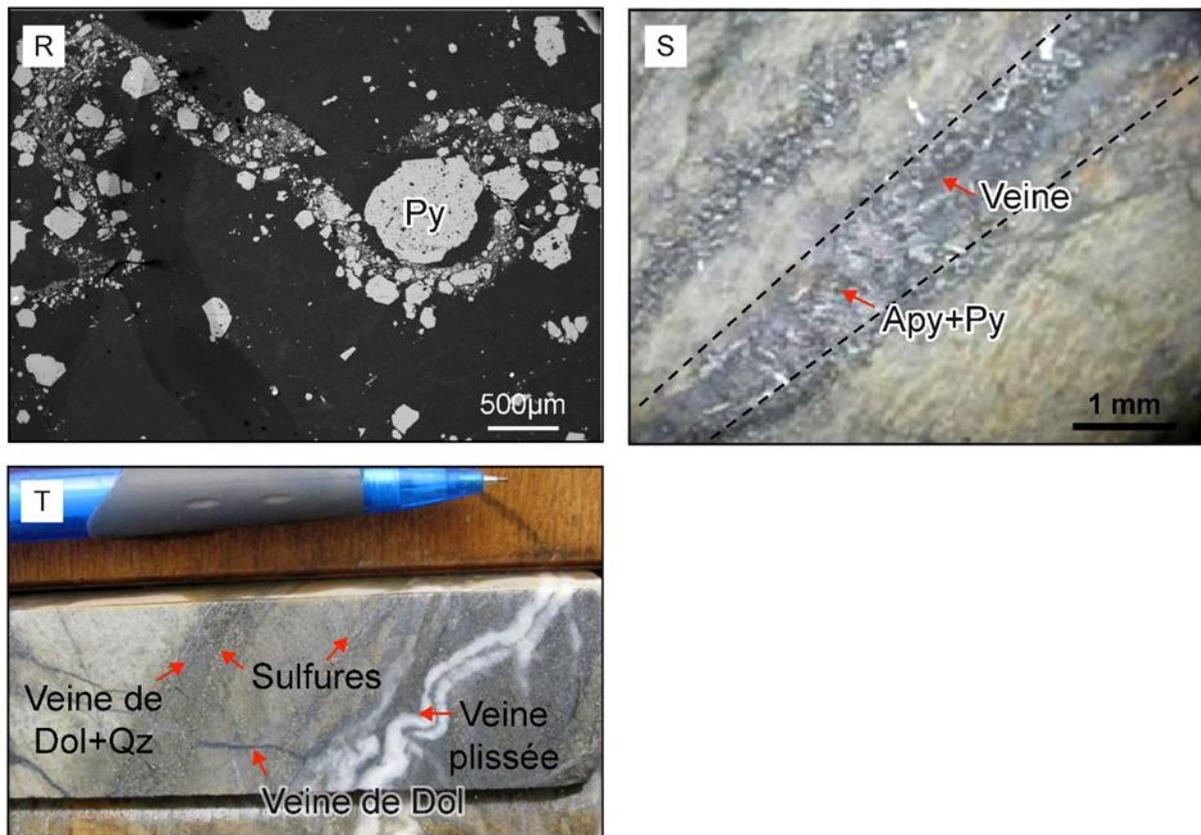


Figure 35 (suite) : (Q) : LPA et (R) :Image MEB: Veines microplissées remplies de cristaux de tailles très différentes de pyrite et arsénopyrite ; remarquer que les sulfures apparaissent à la fois au sein de la veine mais aussi à cheval sur les épontes et de manière disséminée à l'extérieur. Ces structures ont été observées dans les black-shales de Syama. (S): Tacd 243: Veine dans un basalte avec de la Py et Apy aux épontes. (T): Syd 198, relation entre plusieurs générations de veines de compositions différentes.

II.5. Les failles

Elles sont de deux types : 1) des failles NS parallèles aux chevauchements et à la schistosité soulignant un mouvement transcurrent senestre d'importance négligeable avec un décalage centimétrique (Fig. 35 : J) ; des failles régionales d'orientation ~ EW à pendage vertical décalant en dextre ou en senestre l'ensemble des formations et des structures de la ceinture (Fig. 34).

Les plis d'entraînement, les zones de cisaillement et les failles ne modifient pas l'organisation structurale majeure de la ceinture définie par l'orientation NS à fort pendage W de la

schistosité et des chevauchements. Les premiers correspondent à des structures secondaires localisées soulignant le rejeu des chevauchements majeurs NNE-SSW alors que les failles NS et EW sont des structures de déformation fragile clairement tardives dans l'évolution structurale.

III. Caractéristiques des microstructures

Les microstructures s'observent à l'échelle de l'échantillon et de la lame mince ; elles correspondent à des veines remplissant des fentes d'extension et à des structures énigmatiques définies par Diarra comme des stylolithes.

III.1. Les veines

Elles peuvent être regroupées en deux types : 1) les veines associées aux accidents chevauchants ; elles sont sigmoïdes et soulignent le chevauchement (Fig. 35 K et L) elles montrent un remplissage essentiellement quartzeux et ne sont pas minéralisées ; 2) les veines en réseau sans orientation privilégiée se recoupant les unes les autres (Fig. 35 M, N, O et P). Ces veines affectent l'ensemble des formations et sont postérieures à la bréchification et à la silicification (Fig. 35 C et M). La minéralisation leur est associée sous forme de cristaux contenus au sein des veines mais surtout concentrés à leurs épontes.

III.2. Les stylolithes

Les stylolithes ont été décrits et analysés en détail par Diarra (1996) qui met en évidence leur liaison étroite avec les concentrations de pyrite. Les stylolithes apparaissent aussi bien dans les black shales que dans les pyroclastites et les basaltes. Ils correspondent à des ondulations de plus ou moins grande longueur d'onde (smooth type et wave-like type de Guzzetta, (1984) parallèles à la foliation majeure ou sécantes sur celle-ci. Ils sont soulignés pour les premières par des concentrations de cristaux de dimension variée de pyrites (Fig. 35 Q et R) et pour les secondes par des dépôts essentiellement graphiteux. Ils sont définis par Diarra (1996) comme des structures d'origine tectonique et seraient la résultante d'un phénomène de compression (Ramsay et Huber, 1984). Enfin selon l'auteur ces structures sont tardives dans l'évolution tectonique et synchrone de la formation du réseau de veines du stockwerk.

Cependant, dans son étude, Diarra met en exergue la difficulté à proposer une interprétation assurée de ces structures en particulier pour ce qui concerne les stylolithes parallèles à subparallèles à la foliation, les stylolithes sécants apparaissant clairement comme des surfaces de dissolution.

Pour discuter de l'origine des stylolithes parallèles à la foliation il convient de rappeler leurs

caractères : i) ces « stylolithes » observés correspondent à des ondulations relativement régulières de même longueur d'onde ; ii) ce ne sont pas des surfaces soulignées par des concentrations de minéraux insolubles comme des oxydes de fer mais des « veines » présentant une certaine épaisseur (taille) ; iii) leur remplissage est varié : cristaux de pyrite et quartz, mica; iii) les pyrites ne sont pas uniquement concentrées au sein de la structure mais se développent à ses épontes et à cheval entre la structure et l'éponte (Fig. 35 Q et R). Ces éléments montrent qu'il est peu probable que ces « stylolithes » correspondent à des zones de dissolution mais plutôt à des veines où se concentrent les minéraux néoformés. Ils seront définis comme des pseudo-stylolithes. Enfin ces structures recourent les zones silicifiées et sont donc à relier comme l'indique Diarra aux phases de déformation tardives.

Compte tenu de ces éléments nous proposons d'interpréter ces structures non comme des stylolithes au sens classique du terme mais comme des veines concentrant en leur sein et à leurs épontes des cristaux de sulfure de dimensions variées. Ces veines, semblables à la veine des photos (Fig. 35 P et S), seraient postérieurement replissées (Fig. 35 T) lors des stades tardifs de raccourcissement développant le réseau de veines du stockwerk.

IV. Séquence de déformations

Les différentes structures observées dans l'ensemble de la ceinture de Syama permettent de définir une séquence de déformation dans laquelle on peut situer les événements métamorphiques, hydrothermaux ainsi que l'épisode de minéralisation.

On observe la succession suivante :

- 1) développement au sein des différentes formations (basaltes, shales, pyroclastites, brèches polygéniques) de la schistosité régionale majeure NNE-SSW à fort pendage W résultant d'un raccourcissement SSE – NNW ; initiation de la ceinture de Syama ;
- 2) dans le même contexte de raccourcissement développement local de zones de forte déformation ductile fragile et formation des chevauchements à vergence E caractéristiques du contexte structural de la ceinture de Syama sensu lato ; bréchification des basaltes affectés par les zones de chevauchement ; on est en contexte de déformation ductile
- 3) rejeu des chevauchements dans le même contexte de raccourcissement développement des plis d'entraînement et du clivage de crénulation associé, des zones de cisaillement métriques, et des fentes de tension sigmoïdes ; accentuation de la bréchification au sein des zones mylonitisées chevauchantes ; phénomène quasi généralisé de silicification effaçant localement la schistosité régionale majeure ;
- 4) développement des réseaux de fentes de tension centimétriques non orientées dans le même

contexte de raccourcissement SSE – NNW mais sans direction privilégiée d'étirement ; formation de stylolithes et plissement de fentes précoces (pseudo stylolithes) ; hydrothermalisme généralisé avec cristallisation d'albite, quartz, ankérite au sein des fentes ; minéralisation sulfurée et aurifère contrôlée par ces structures de déformation fragile ;

5) développement de failles EW décalant localement les structures majeures sans perturber l'organisation générale.

V. Comparaison de la séquence avec les autres séquences proposées dans la littérature Miller et Diarra (Tableau 9)

La séquence de déformation que nous proposons pour la ceinture de Syama est très voisine de celle définie par Olson et al. (1992), Diarra (1996) et Ballo et al. (2016) avec quelques différences. Elle peut être comparée à la séquence de déformation définie par Miller et al. (2014) pour les différents gisements du Craton Ouest Africain.

Phase D1. La première structure observée dans la ceinture de Syama résulte d'un raccourcissement ESE-WNW ; elle correspond à la schistosité régionale synchrone du métamorphisme régional de faciès schistes verts. Cette schistosité que l'on retrouve dans les bassins de Sikoro et de Ngolopéné encadrant la ceinture de Syama avec les mêmes caractères correspond à la schistosité S2 des auteurs. Elle est la traduction d'une déformation de caractère ductile individualisant la ceinture. Cette phase de déformation correspond à la phase de déformation D1 de Baratoux et al. (2011) et à la phase M2-D2 de Miller et al. (2014). On notera que contrairement à Ballo et al. (2016) nous n'avons pas observé de structure plicative antérieure à S2.

Phase D2. Au sein de la ceinture et dans les zones de contact entre la ceinture et les bassins des zones de forte déformation s'individualisent et évoluent en chevauchement à vergence Est. La déformation présente un caractère ductile-fragile. Le phénomène de silicification lui est associé. Cette phase est équivalente à la phase D2 de Baratoux et al. (2011) et à la phase M3-D3 de Miller et al. (2014).

Phase D3. Elle correspond au rejeu des accidents avec la formation de plis d'entraînement, du clivage de crénulation et de cisaillements locaux. Elle est l'équivalent de la phase D3 de Baratoux et al. (2011) et M3-D3 de Miller et al. (2014).

Phase D4. Fracturation quasi généralisée et formation du réseau de fentes d'extension désorientées (stockwerk). Cet épisode de déformation fragile est associé à la minéralisation sulfurée et aurifère. Il correspond à la phase M3-4-D5 de Miller et al. (2014).

Il est à noter que dans notre schéma d'évolution l'ensemble de ces structures se

développeraient dans un contexte structural correspondant à un même raccourcissement régional ESE-WNW la déformation évoluant dans le temps en prenant successivement un caractère ductile, puis ductile fragile et enfin fragile, la minéralisation étant associée à ce dernier stade.

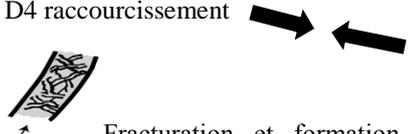
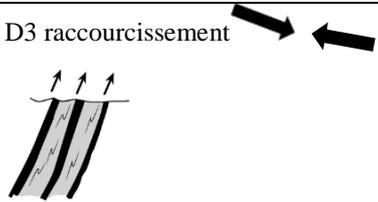
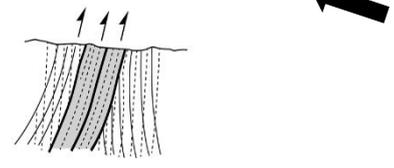
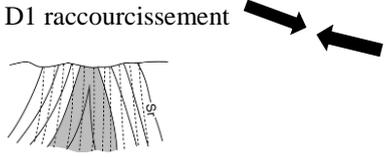
Diarra., (1996)	Baratoux et al. 2012	Miller et al., 2014	Cette étude
D4 cassante		ME3/4 D5 Raccourcissement E-W Brèches avec Py-Ank-Qz	D4 raccourcissement  Fracturation et formation d'un réseau de fentes non orientés. Aplatissement sans direction privilégiée d'étirement. Phase majeure de la minéralisation en or.
D3 ductile-cassante avec des structures SW-NE	D3	ME3 D4 Raccourcissement NW-SE <i>Sinistral-slip, Qtz, Au, Apy, Py. Dilational et contractional jogs</i>	D3 raccourcissement  Rejeu des accidents et développement de plis d'entraînement et de cisaillements locaux, crénulation, formation de fentes sigmoïdales
D2 ductile avec des structures NW-SE	D2	ME3 D3 Raccourcissement WNW-ESE <i>Formation of linear faults</i>	D2 raccourcissement.  Formations des grands accidents linéaires. Début de la bréchification
D1 ductile avec des structures NNE-SSW	D1	ME2 D2 raccourcissement ENE-WSW <i>Formation of arcuate Greenstone Belt</i>	D1 raccourcissement  Formation des ceintures de roches vertes et des bassins

Tableau 9 : Compilation des séquences de déformation pour la ceinture de Syama. (ME : évènement magmatique, Sr : Schistosité régionale, Qtz : Quartz, Ank : ankérite, Apy : arsénopyrite, Py : Pyrite, Au : or). Pour les séquences concernant cette étude, les différents schémas ne sont pas à l'échelle.

Chapitre 5 : Etude de la minéralisation

Chapitre 5 : Etude de la minéralisation

I.Introduction

L'objectif de cette étude est de: i) caractériser dans les différents gisements la minéralisation en insistant sur les spécificités des composants essentiels, pyrite et arsénopyrite ; ii) définir la distribution spatiale de l'or et de proposer un processus de précipitation et de remobilisation pour cet élément.

Pour réaliser cet objectif une centaine de lames minces et sections polies ont été confectionnées à partir d'échantillons provenant de faciès minéralisés et non minéralisés, échantillonnés pour la plupart sur carottes. La minéralisation a été définie par des observations au microscope et au MEB et les principaux minéraux ont été analysés (éléments majeurs à la microsonde électronique et éléments en trace par LA-ICP-MS). Une étude des inclusions fluides dans le quartz a été réalisée pour les 3 gisements afin de déterminer la composition chimique du fluide associé à la minéralisation ainsi que les conditions de formation (pression et température). Enfin, l'ensemble de ces résultats a été comparé aux données existantes sur le site de Syama, aux données acquises par les différentes sociétés minières (BHP, Randgold, Resolute Mining) ayant successivement travaillé sur Syama, aux données des publications scientifiques associées (e.g. Olson et al., 1992; Diarra, 1996) et aux données obtenues dans le cadre du projet WAXI (Rapport WAXI, 2013) afin de proposer un modèle génétique.

A *Syama*, la minéralisation aurifère est exploitée de manière industrielle depuis 1990. Aujourd'hui, la Société des Mines de Syama (SOMISY SA), partenariat de joint-venture entre Resolute Mining Limited et le gouvernement malien, en a la responsabilité. Le minerai exploité apparaît dans la partie superficielle (la zone oxydée) avec des teneurs moyennes en or de 3.2g/t et en profondeur où le gisement primaire (la zone sulfurée) présente une teneur moyenne de 4.02g/t selon les estimations. L'or primaire se trouve dans différents faciès lithologiques (essentiellement basaltes et brèches métasédimentaires mais aussi argilites riches en matière carbonée) formant le « hanging wall » du dispositif chevauchant caractéristique de la ceinture. Les indices exploités se situent à proximité ou au contact du footwall représenté par la formation de Ngolopéné. Ce sont du N au S les indices A21, Quartz Vein Hill, Chert Ridge, BAO1, Syama Extension, Alpha et Basso (Fig. 22 : Ballo et al., 2016).

A *Tabakoroni*, le gisement aurifère est exploité depuis le 13^e siècle de manière artisanale par les populations riveraines. La mine d'or de Tabakoroni était détenue par Resolute Mining

LTD et Etruscan Ressources jusqu'en 2012. Depuis cette date elle est détenue par la Société des mines de Finkolo (SOMIFI SA) Mali, qui est un partenariat entre Resolute Mining Limited et le gouvernement malien. L'orpaillage artisanal est toujours en cours aux environs du gisement en dehors de la concession minière de Finkolo. L'exploitation industrielle de la mine n'a pas encore débuté. La ressource minérale totale déclarée par Resolute Mining Limited (Décembre 2013) est de 9,96 Mt @ 2,59 g/t Au représentant 830 koz Au. La majeure partie de la minéralisation aurifère est encaissée au niveau de la TMSZ (Tabakoroni Main Shear Zone, Fig. 25). C'est une zone de cisaillement de 5 à 25m de puissance, développée principalement dans les roches métasédimentaires, argilites riches en matière carbonée (black-shales), silstones et grauwackes pouvant représenter d'anciennes roches volcanoclastiques, accessoirement dans les roches magmatiques de type varié, basalte, dolérite, andésite et pyroclastite.

A *Tellem*, les réserves en or sont estimées à 165 000 onces pour une teneur d'environ 2.5g/t. Comme le gisement de Tabakoroni, celui de Tellem n'est pas encore exploité de façon industrielle mais il n'en demeure pas moins une bonne réserve d'or pour le futur. La principale roche hôte de la minéralisation aurifère est un sill de microgranite au sein des faciès métasédimentaires à volcanoclastiques encaissants.

II. Le style de la minéralisation

A *Syama*, la zone minéralisée apparaît essentiellement dans certains faciès comme les basaltes bréchifiés, les black shales, les conglomérats bréchifiés et de façon moins importante dans les pyroclastites, les lamprophyres et même dans les filons d'andésite.

Elle est associée à un stockwork de veines à carbonates (ankérite et dolomite) et quartz (Fig. 36 A & B) qui évolue localement en une zone de brèche polygénique composée de débris anguleux de black-shale et de pyroclastite dans un ciment quartzo-carbonaté (Fig. 36. C) ; ces zones de brèches peuvent également affecter les autres types de roches encaissantes : basalte, pyroclastite, black-shale et parfois lamprophyre. Dans ces brèches les éléments seront eux-aussi englobés dans une matrice à quartz, ankérite et albite. Quelle que soit la nature de la roche hôte, la minéralisation aurifère est fréquemment associée à la pyrite qui se développe majoritairement aux épontes de ces veines comme le montrent les échantillons de basalte, de lamprophyre et d'argilite carbonée (Fig. 36 B, D & E). C'est la formation basaltique qui constitue la principale roche hôte de la minéralisation (Fig. 36 A & D) mais celle-ci se rencontre aussi dans les formations métasédimentaires intercalées dans les basaltes comme les

argilites riches en matière carbonée (black-shales, Fig. 36 E & F), et les pyroclastites avec la même organisation que dans les basaltes, à savoir plusieurs générations de veines recoupant la roche hôte ; enfin, la minéralisation se rencontre également dans les filons de lamprophyre (Fig. 36 B) et les dykes quartzo-feldspathiques tardifs, sécants sur les structures liées à la shear-zone.

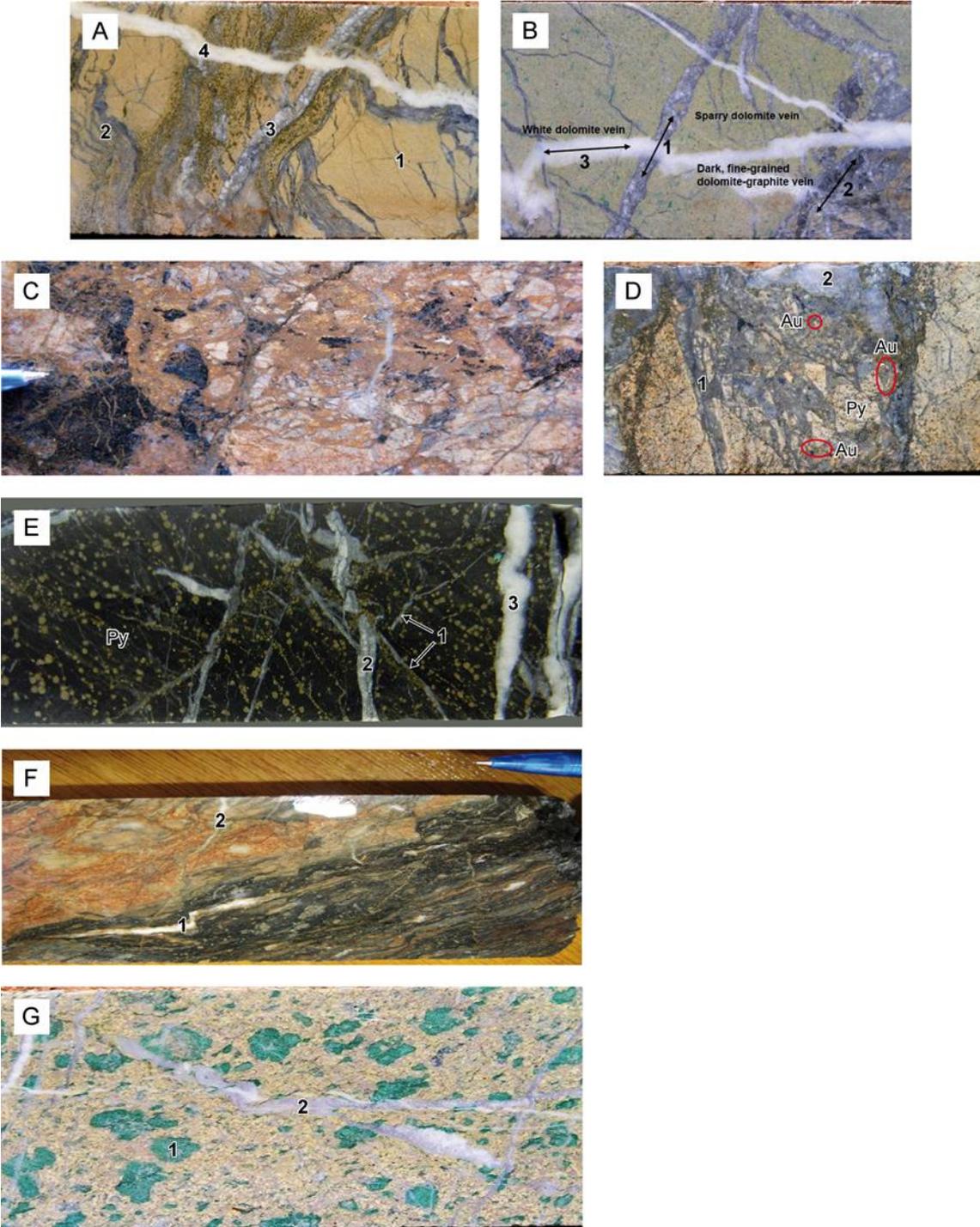


Figure 36 : Echantillons représentatif du stockwork minéralisée de Syama. A: metabasalte (Syd 145, 227m, 0,36 g/t Au); 1, veines précoces à carbonate + graphite; 2, veines plissées de dolomite grise; 3, veines de dolomite grise spathique présentant des épontes enrichies en pyrite; 4, veine de dolomite laiteuse. B: lamprophyre (Syd 145, 258m, 0,05 g/t Au): 1, veines de dolomite grise spathique; 2, veines de dolomite + graphite; 3 veine de dolomite laiteuse. C: brèche polygénique (Syd 198, 177,4-178,4m, 6,7g/t Au) composée de débris anguleux de black-shale et de grauwacke dans un ciment quartzo-carbonaté. D: metabasalte (Syd 241, 350m, >10g/t Au) montrant le développement de pyrite et de grains d'or visibles en relation avec les veines de dolomite grise (1); à noter le développement de veines de quartz tardive et stérile (2). E: argillite carbonée (Syd 198 156-157m) recoupé de veinules à dolomite grise (1), de dolomite grise spathique (2) et de veines de quartz laiteux (3); à noter la richesse en pyrite disséminée. F: contact basalte – argillite (Syd 198, 190-190,6m, 61g/t Au) très déformé avec développement de veines de carbonates syn-shearing (1) et de quartz post-shearing (2). G: lamprophyre (Syd 137, 282m) montrant le développement de fuchsite (1) recoupée par une veine de dolomite grise (2).

A *Tabakoroni*, la minéralisation est majoritairement encaissée dans des roches sédimentaires carbonées et des roches volcanosédimentaires, plus rarement dans des metabasaltes ou méta-andésites. Toutefois, comme à Syama, on retrouve dans les échantillons minéralisés les carbonates (ankérite et dolomite), l'albite, le quartz et les sulfures, et accessoirement le rutile, la chlorite et la séricite. Cette dernière semble cependant être plus présente qu'à Syama, compte tenu de la nature originelle plus évoluée des roches hôtes. Suivant la nature de la roche originelle, on observera dans ces roches des minéraux reliques du stade métamorphique comme la chlorite ou la séricite (Fig. 37 A), se présentant parfois en « poches reliques » au sein de la nouvelle paragenèse d'altération carbonatée et/ou silicifiée (Fig. 37 B). Ces diverses roches sont très fortement schistosées et de nombreuses veines à remplissage principal de carbonates et de quartz recoupent ces diverses formations constituant ainsi un stockwork. Comme à Syama, plusieurs générations de veines peuvent être distinguées par la nature de leur remplissage et leurs relations de recoupement. On aurait:

- les veines noires à dolomite + graphite, peu épaisses ; elles semblent les plus précoces (Fig. 38 A & B);
- les veines grises à dolomite + quartz avec développement de pyrite et d'arsénopyrite aux épontes (Fig. 38 A);

-les veines claires à quartz et ankérite, généralement plus épaisses, parfois plissées (Fig. 38 A, B & C), et plus souvent parallèles aux veines grises ; le quartz occupe la partie centrale de la veine indiquant une cristallisation plus tardive que celle des carbonates. On note une intense propagation de la carbonatation aux épontes de ces veines de même qu'une forte sulfuration avec pyrite et surtout arsénopyrite (Fig. 37 C & 38 B & C) ;

-les veines de faible épaisseur, à quartz + dolomite remplissant les fractures tardives et recoupant les précédentes générations de veines notamment les veines claires (Fig. 38 D).

On observe également, comme à Syama, des zones fortement silicifiées conduisant à l'individualisation de faciès dits « cherteux » (Fig. 38 E & F) ; ces zones peuvent être recoupées par des venues tardives de silice qui accompagnent de nouvelles venues de sulfures ; cette silice remplit des ombres de pression autour des sulfures des précédentes générations (Fig. 37 D) ; ces dernières silicifications se manifestent également par la formation de veines de quartz blanc au sein desquelles on retrouvera des « fissures » à sulfures (Fig. 38 G), des « pseudo-stylolites » à graphite, carbonate, séricite et même des grains d'or visibles. Ainsi, de fortes teneurs en or allant jusqu'à 453g/t ont été enregistrées dans une zone (Tacd 026, 40-50m) où les « pseudo-stylolithes » sont particulièrement bien développés.

A *Tellem*, la minéralisation aurifère est contenue dans un microgranite (Fig. 39 A) présentant une paragenèse de faciès schiste vert à albite et séricite (Fig. 39 A). L'albite est localement très abondante le microgranite présente alors une composition d'albite plus ou moins fortement carbonatée renfermant des sulfures disséminés (Fig. 39B & D).

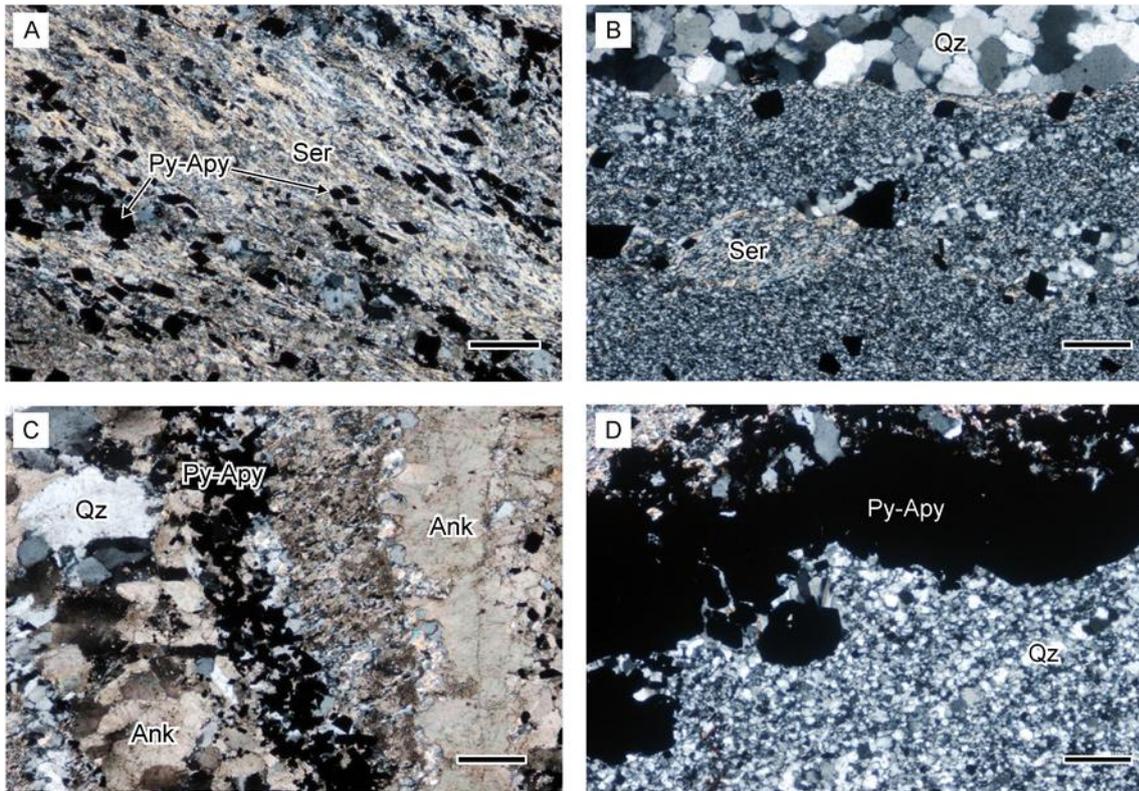


Figure.37 : Photos au microscope polarisant montrant divers types de textures et structures d'échantillons minéralisés de Tabakoroni.

A: Métabasalte minéralisé (Tacd-242-3) à sulfures disséminés dans une matrice foliée à séricite, carbonates, albite et quartz. B: (Tab 198-3) Veine de quartz dans une roche fortement silicifiée et minéralisée montrant une relique d'un fragment riche en séricite. C: (Tab 198-1) Veines à quartz – carbonates et à carbonates montrant aux épontes le développement de sulfures dans une matrice fortement carbonatée. D: (Tab 198-3) Veine de sulfures associée à une zone fortement silicifiée; à noter l'ombre de pression autour du cristal de pyrite. Echelle = 200 µm. (Ser : séricite, Qz : quartz, Ank : ankérite, Py : pyrite, Apy : arsénopyrite).

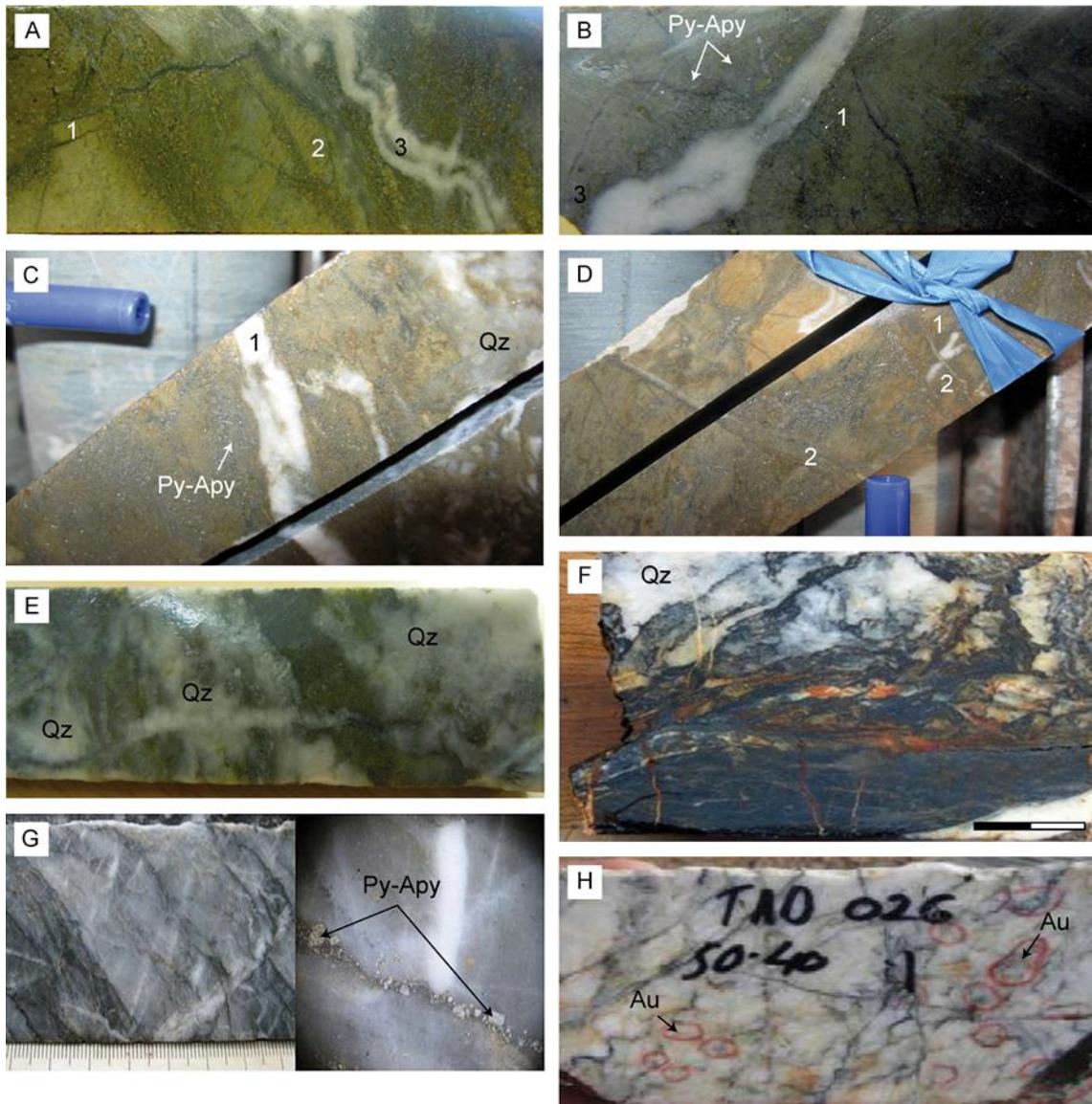


Figure 38. Echantillons représentatif du stockwork minéralisée de Tabakoroni.

A & B: metabasalte (Tab 276, 1.2 g/t Au); 1, veine noire à Dol + Gr; 2, veines grises à Dol + Qz; 3, veine à Qz-Ank plissée présentant des épontes enrichies en pyrite et arsénopyrite. C & D: metabasalte (Tad 326); 1, veine claire à Qz + Cb; 2, veine tardive à Qz-Cb-Ser recoupant la matrice riche en sulfures et la veine 1; à noter dans la figure C le « nuage » de quartz pseudomorphosant la matrice et la veine. E: metabasalte (Tab 276) presque entièrement silicifié. F: argillite carbonée (Tad 273, 312m, 0,33g/t Au) silicifiée. G: veine de quartz (Tad 019 259m 3,36g/t Au) montrant un réseau de microfissures à sulfures et produit graphiteux. H: veine de quartz (Tad 26, 50) présentant des stylolites à remplissage graphiteux et de l'or visible à l'œil nu. (Py : pyrite, Apy : arsénopyrite, Au : or, Qz : quartz).



Figure 39. Echantillons représentatifs du stockwork minéralisé de Tellem.

A: Microgranite (Te 058-1), faiblement minéralisée montrant la distribution éparse des sulfures dans la roche. B: métasédiments encaissant montrant la foliation S_{0-1} . C: Microgranite (Te 092-7) recoupée par une veine quartzo-carbonatée montrant le développement des sulfures aux épontes de la veine. D: (Te 058-1) réseau de veinules à Quartz-Carbonate et sulfures disséminés dans la matrice. E : Microgranite (Te 092-7) recoupée par une veine polyphasée à Quartz-Calcite-Albite-Chlorite et sulfures aux épontes. F: veine de quartz aurifère (Tec 075) montrant de l'or visible nodulaire dans du quartz, au sein d'un échantillon affecté par l'altération supergène. (Qz : quartz, Py : pyrite, Apy : arsénopyrite, Au : or, Ab : albite).

Le microgranite forme un sill au sein des faciès métasédimentaires à volcanoclastiques qui présentent une foliation de type S_{0-1} bien marquée (Fig. 39B). Lui-même montre une légère foliation et des ombres de pression autour des cristaux de pyrite (Fig. 40 B), témoignant de déformation en domaine ductile. Mais l'essentiel des déformations se développent en domaine cassant avec le développement d'un stockwork de veines auquel est associée la minéralisation aurifère; ces veines sont soit à remplissage simple (quartz ou carbonate), soit à remplissage polyphasé à quartz + carbonates (calcite et dolomite) + albite et + chlorite (Fig. 39C, D & E; Fig. 40C). La minéralisation aurifère, associée aux pyrites et arsénopyrites, se développe principalement dans la zone d'altération en bordure des veines (Fig. 39C, D & E), mais parfois à l'intérieur des veines (Fig. 40D & E). On trouve parfois de l'or libre dans les veines de quartz. Une de ces veines, recoupée par un sondage à faible profondeur (TEC-075, 94-95m), montre une minéralisation vraisemblablement remobilisée et « surconcentrée » par l'altération supergène avec une teneur de plus de 350 g/t Au (359g/t, Source Resolute Mining, Fig. 39F).

En conclusion il apparaît que dans les trois gisements, les formations minéralisées ont deux caractéristiques communes : une forte altération et la présence d'un réseau de forte densité de veines.

L'observation des relations entre les structures et microstructures d'une part et les paragenèses d'altération d'autre part permettent de proposer une chronologie. On peut définir trois stades d'altération majeurs correspondant successivement à une albitisation généralisée, une silicification localisée et une altération polycomposite tardive liée au réseau de veines recoupant l'ensemble des faciès.

L'albitisation affecte l'ensemble des roches. Dans les roches basaltiques et les lamprophyres il existe deux types de plagioclases : des plagioclases reliques de la paragenèse primaire mais avec des compositions en partie rééquilibrées (An : 20-40%) et des plagioclases secondaires de composition albitique. Dans les pyroclastites et quelques roches métasédimentaires le plagioclase a une composition d'albite. Cette albite associée à la chlorite ou la séricite et le quartz est orientée par la foliation régionale et traduit le phénomène de métamorphisme de faciès schiste vert synchrone de la déformation majeure. Dans certains faciès, l'albite peut être très abondante et représenter le minéral prépondérant. La roche prend alors une composition d'albitite. Les albitites sont des roches fréquentes au sein des ceintures et bassins du COA (voir Bassot, 1997) où elles sont associées de façon privilégiée aux gisements aurifères (Dommanget et al., 1993, Bamba et al., 1997 ; Béziat et al., 1998 ; 2008; Lawrence et al., 2013).

La silicification est très largement développée dans les trois gisements. Elle se traduit par la formation de plages de très petits cristaux de quartz associés à de rares cristaux d'albite et de séricite envahissant l'ensemble des faciès (shales, conglomérats, pyroclastites ou basaltes) ; les roches prennent alors un faciès de chert. Ces plages peuvent être isolées mais sont le plus souvent coalescentes et former de véritables filons de taille variable (de quelques décimètres à plusieurs dizaines de m). Ce phénomène de silicification affecte les roches métamorphisées et est donc postérieur à l'albitisation généralisée.

L'altération composite est le dernier épisode d'altération. Il est lié au développement du réseau de veines non orientées associées au dernier épisode de déformation fragile affectant l'ensemble des faciès à des degrés divers. Ces veines de longueur décimétrique et de largeur millimétrique à centimétrique sont le plus souvent rectilignes mais parfois sinueuses. Elles se recoupent les unes les autres. Cependant localement on observe quelques veines plissées donc précoces par rapport à la formation du réseau. Le remplissage des veines est varié et indépendant de la roche recoupée: quartz seul ; carbonate seul (dolomite ou calcite) ; carbonate + graphite ; quartz + carbonate ; quartz + albite ± séricite ; quartz + ankérite + albite ± chlorite ; quartz + sulfure + or (Cf planches photos).

La minéralisation est associée à cet épisode de fracturation par écrasement, sa localisation étant contrôlée par les veines.

III. Caractéristiques de la minéralisation

Les principaux minéraux rencontrés dans les roches encaissantes minéralisées sont les carbonates (ankérite et dolomite), l'albite, le quartz et les sulfures et accessoirement le rutile, la chlorite et la muscovite. Dans le gisement de Syama la pyrite est le sulfure dominant l'arsénopyrite n'étant représentée que par quelques grains de très petite taille apparaissant parfois dans les micro-zones riches en As des pyrites et en remplissage de fissures de quelques pyrites. A Tabakoroni et à Tellem la pyrite et l'arsénopyrite sont représentées en proportion égale. Ces sulfures majeurs sont accompagnés par une variété importante de minéraux mineurs, sphalérite, galène, chalcopryrite, chalcostibite $[\text{Cu}(\text{Fe}, \text{Zn})\text{SbS}_2]$, tétraédrite $\text{Cu}_6[\text{Cu}_4(\text{Fe}, \text{Zn})_2]\text{Sb}_4\text{S}_{13}$, gersdorffite - cobaltite $[(\text{Ni}, \text{Co}, \text{Fe})\text{AsS}]$, bournonite (PbCuSbS_3) et ullmannite (NiSbS) , et dans certains faciès par l'or.

Les roches hôtes de la minéralisation peuvent être de nature variée. A Syama la minéralisation a été étudiée dans les metabasaltes (Sya 2b ; Sya 137-5 ; Sya 254-2 ; Sya 243-5 ; Sya 137-1b ;

Sya 254-5; Sya-L1 ; Sya 198-1 ; SyaPit5 ; MW2B et 4B), les brèches (Sya 137-3) et les argilites ou black-shales (MW1B, 3B et 6B). A Tabakoroni, la minéralisation a été observée dans divers faciès comme les argilites (Tab 326-2, Tacd 198-1, MW14D), les roches mafiques (basaltes et dolérites) (Tacd 013, Tab 2, Tab 326, Tacd 242-1), les roches métasédimentaires et les métapyroclastites (MW14a, b et c ; MW15) et dans les roches fortement silicifiées d'origine magmatique ou sédimentaire (Tab 26 ; Tacd 272 ; Tacd 242-2). A Tellem la minéralisation est contenue dans le microgranite (Te 092-4 ; Te 92-5 ; Te 92-6 ; Te 92-7).

Les caractères (morphologie, composition chimique) des sulfures majeurs (pyrite et arsénopyrite) et de l'or sont présentés de façon détaillée pour les trois gisements.

III.1 Pyrite et arsénopyrite.

A *Syama*, la pyrite se présente en grains isolés au sein de la roche mais forme le plus souvent des alignements associés aux veines rectilignes et plus rarement microplissées. La taille des grains de pyrite varie de quelques dizaines de microns à plusieurs millimètres. Au niveau de l'échantillon, on distingue deux habitus pour les pyrites: i) des cristaux automorphes isolés dans la matrice, présentant peu ou pas de fractures (Fig.41 A & B); ii) des amas de pyrite constitués d'un ensemble de petits fragments, qui semblent résulter de la fracturation voire même de la pulvérisation d'anciens cristaux automorphes (Fig. 41 C), pouvant former des alignements (Fig. 41 D); ce dernier type de pyrite se rencontre préférentiellement à proximité des fractures (microfissures, veinules). On observe également, aussi bien dans les metabasaltes que les roches métasédimentaires, des veines microplissées renfermant de nombreux cristaux de pyrite allant d'une taille inframicrométrique à plusieurs centaines de micromètres, englobés dans une matrice fortement graphitique (stylolithes de Diarra, 1996). Ces cristaux peuvent être fracturés de façon plus ou moins forte (Fig. 41 E & F).

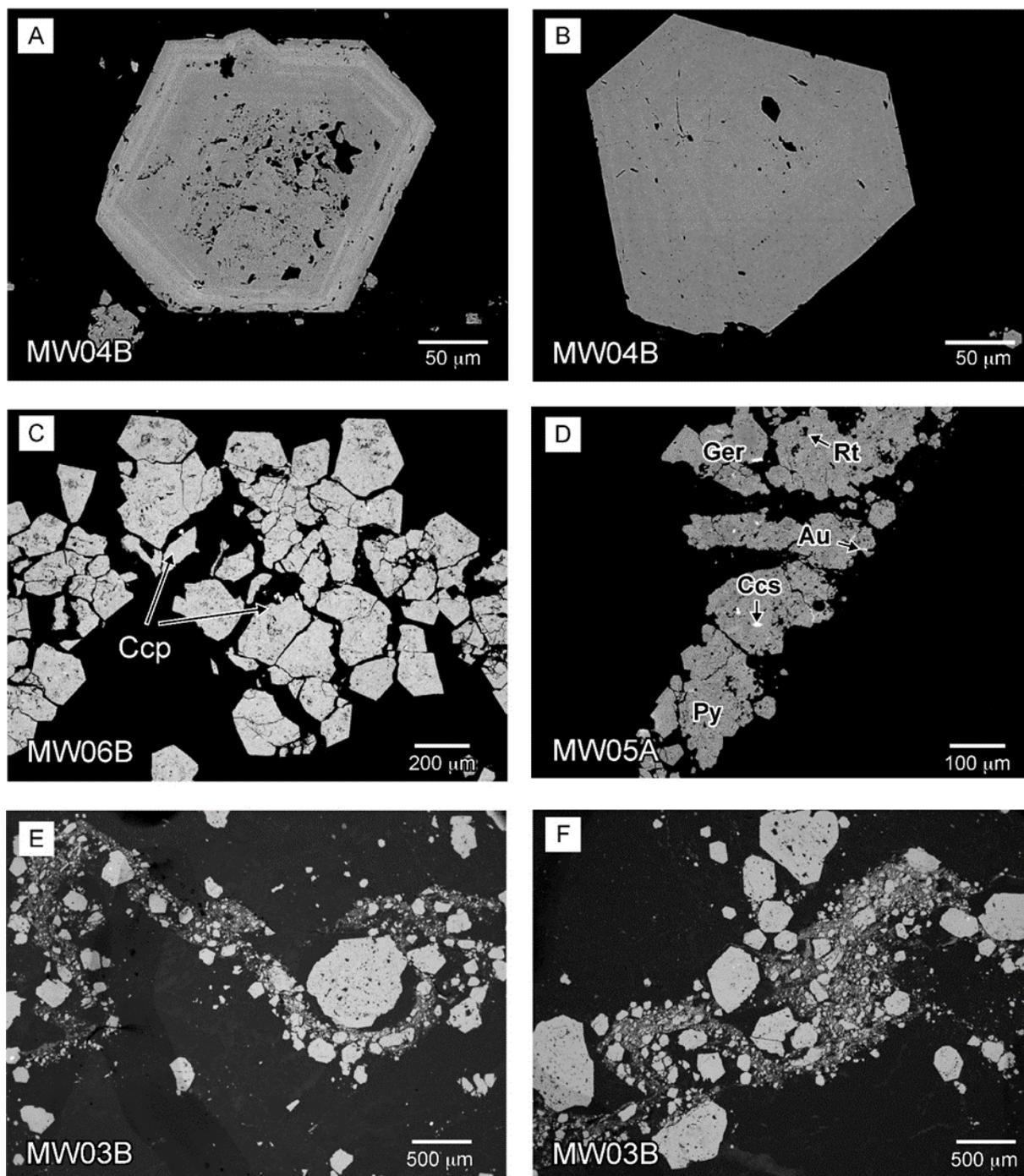


Figure 41. Images MEB en mode électrons rétrodiffusés illustrant les divers habitus des cristaux de pyrite de Syama. A & B: facies automorphe avec zonation oscillatoire révélée par des différences de teneurs en As pour la pyrite A; C & D: amas de pyrite subautomorphes à xénomorphes résultant de la fragmentation d'anciens cristaux ; E & F: amas de cristaux fragmentés de pyrite dans un joint stylolitique. (Ccp : chalcopyrite, Py : Pyrite, Ccs : Chalcostibite, Ger : gersdorffite, Rt : rutile, Au : or).

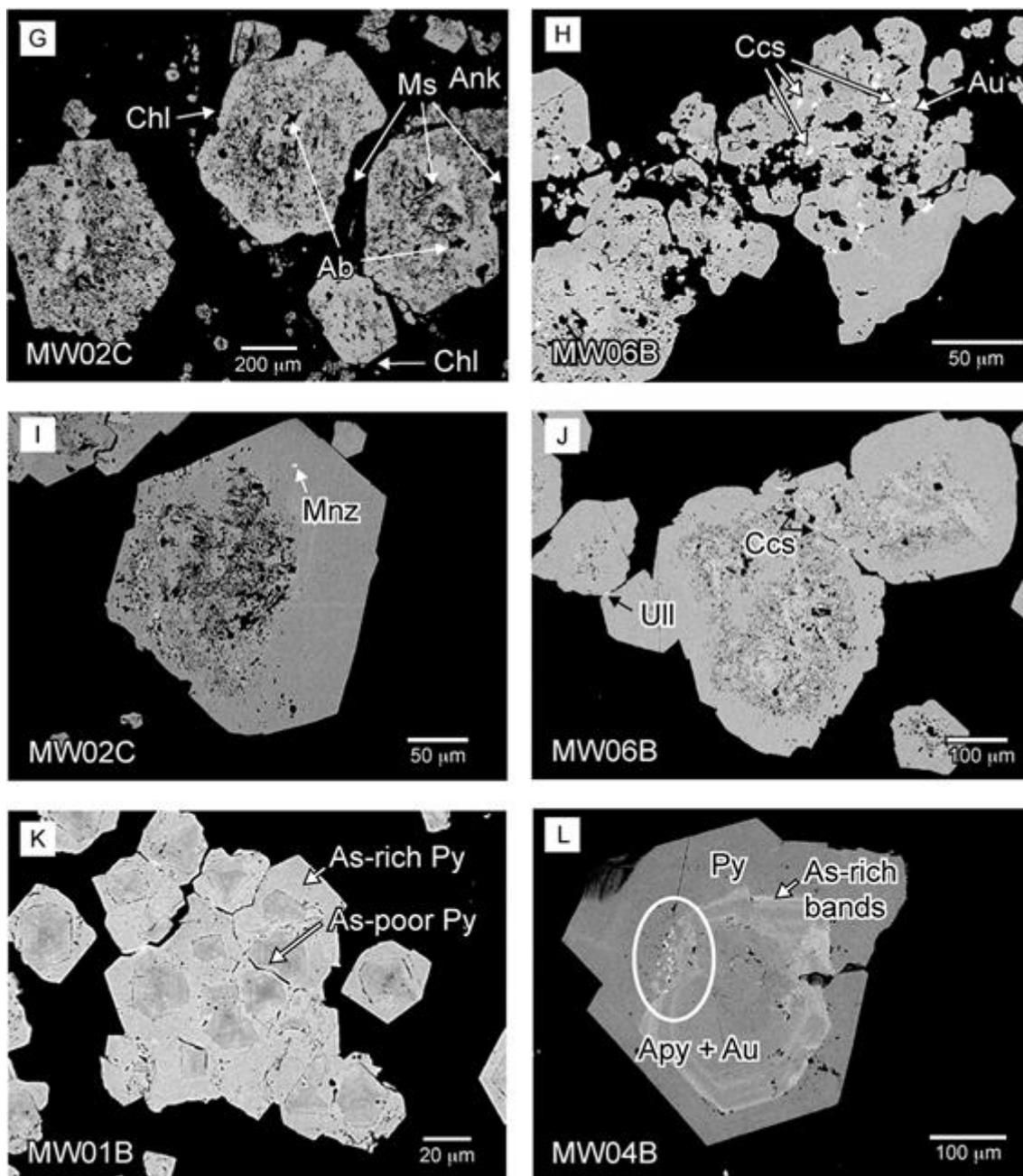


Figure 41 (suite). G & H: pyrites riches en inclusions; I & J: Coeur xenomorphe de pyrite riche en inclusions entouré d'une bordure limpide et automorphe; K: pyrite à surcroissance simple (bordure riche en As autour d'un coeur pauvre en As); L: pyrite à zonation oscillatoire présentant des cristaux d'arsénoxyrite et d'or dans les bandes enrichies en As. (Ab = albite, Ank= ankérite, Apy = arsénoxyrite, Au = gold, Brn = bournonite, Ccp = chalcopyrite, Ccs = chalcostibite, Chl = chlorite, Dol = dolomite, Ger = Gersdorffite, Gn = galène, Ilm = ilménite, Mnz = monazite, Ms = muscovite, Po = pyrrhotite, Py = pyrite, Qz = quartz, Rt = rutile, Sp = sphalérite, Tr = tétraédrite, Ull = ullmannite).

Ces alignements dont l'épaisseur augmente au niveau des « charnières » ne suivent pas nécessairement les plans de foliation ; ils se localisent au sein des veines mais également à leurs épontes ou à cheval sur les limites des veines.

Les observations MEB montrent que les pyrites présentent différents aspects: certains cristaux sont xénomorphes et riches en inclusions d'albite et d'ankérite (Fig. 41 G & H), d'autres sont automorphes et dépourvus d'inclusions (Fig. 41 B). Ces deux faciès peuvent être associés dans un même cristal et on observe alors un cœur xénomorphe riche en inclusions et une bordure automorphe plus limpide, définissant clairement deux générations distinctes de pyrite (Fig. 41 I & J). On observe parfois, dans les zones de bordure, une zonation oscillatoire marquée par l'alternance de fines bandes soit enrichies, soit appauvries en arsenic (respectivement bandes claires et sombres au MEB, p.ex. Fig. 41 A), qui se développent parallèlement aux faces du cristal. Parfois également, on observe des cristaux de « deuxième » génération (i.e. sans cœur enrichi en inclusions) qui présentent une zonation nette en arsenic (Fig. 41 K & L). Les inclusions rencontrées dans le cœur correspondent majoritairement aux minéraux suivants : ankérite, albite, et rutile; accessoirement, on trouve aussi la muscovite, la chlorite, la monazite, $(La,Ce,Nd)PO_4$, les sulfures précédemment cités et enfin, plus rarement l'or, (Au, Ag). Cette organisation met en évidence le caractère tardif de la formation de pyrite dans la séquence de minéralisation.

Dans les gisements de Tabakoroni et de Tellem pyrite et arsénopyrite apparaissent dans les mêmes proportions. Les cristaux de pyrite et d'arsénopyrite présentent la même morphologie avec un cœur xénomorphe riche en inclusions (monazite, rutile, pyrrhotite, chalcostibite, etc.) entouré d'une bordure plus développée limpide et sub-automorphe à automorphe (Fig. 42A, B, E & F). Ce dispositif semblable à celui observé dans les pyrites de Syama définit clairement deux générations distinctes de pyrite et d'arsénopyrite.

A *Tabakoroni*, les relations texturales entre les deux sulfures sont variées. Ainsi : i) les cristaux d'arsénopyrite se développent en bordure de ceux de pyrite (Fig. 42A, C, G & H) ; c'est le cas le plus fréquent ; ii) les cristaux de pyrite apparaissent en bordure de ceux de d'arsénopyrite (Fig. 42D) ; ce type de relation est plus rare ; iii) les deux types de sulfures sont en intercroissance (Fig. 42E, I, J & K). Cette variété de relation texturale conduit à considérer les deux sulfures majeurs comme cogénétiques.

Par ailleurs il apparaît à Tabakoroni contrairement à Syama, outre la présence en grande quantité d'arsénopyrite l'existence d'inclusions xénomorphes de pyrrhotite au sein de

l'arsénoxyrite ; ces inclusions peuvent représenter des reliques de cristaux déstabilisés (Fig. 42 B, D, G & L).

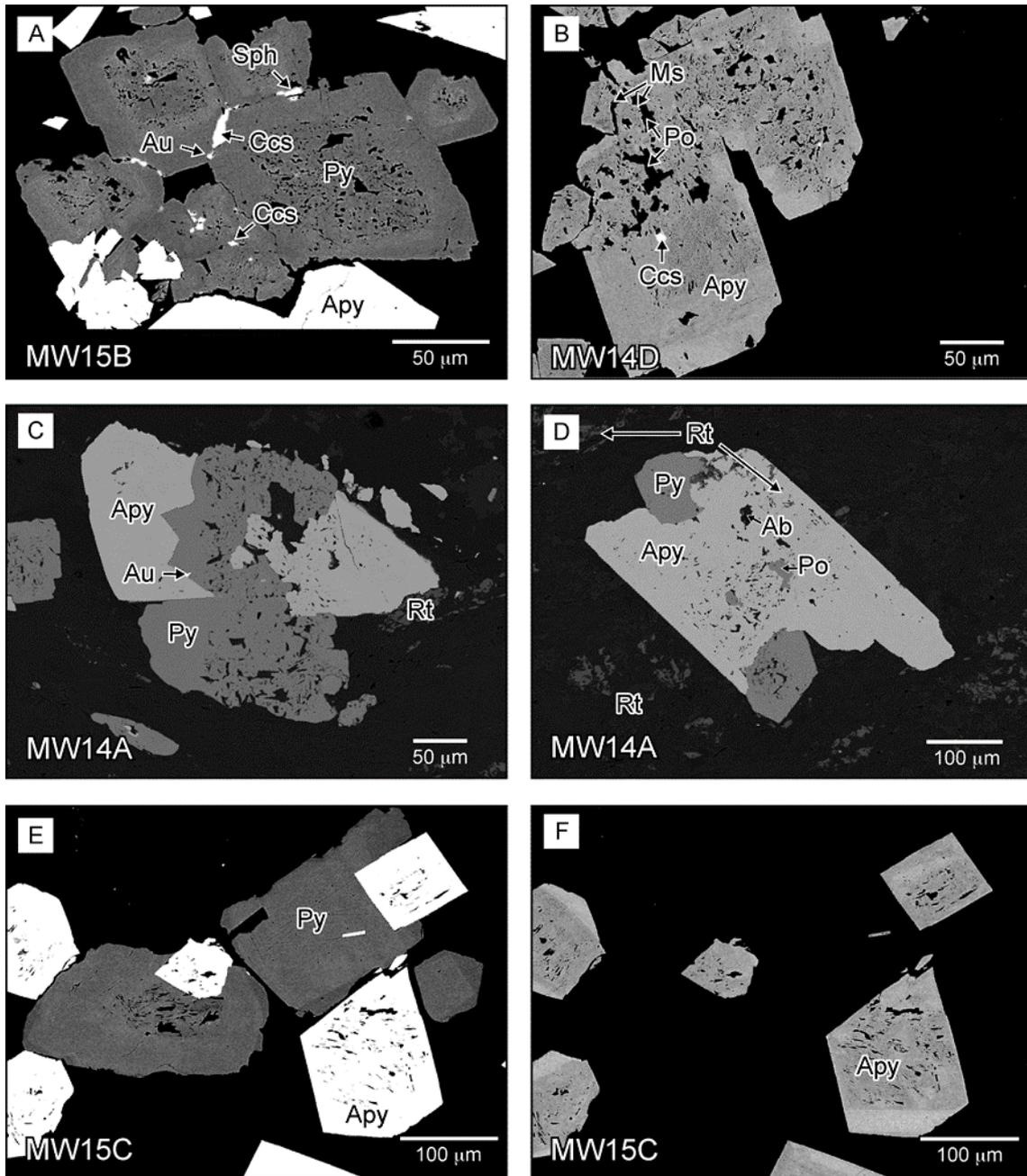


Figure 42. Images MEB en mode électrons rétrodiffusés montrant les relations entre pyrite et arsénoxyrite à Tabakoroni. A : Cœur xénomorphe de pyrite riche en inclusions entouré d'une bordure limpide et automorphe de pyrite; cette dernière présente une micro-zone enrichie en As immédiatement autour du coeur xénomorphe; l'arsénoxyrite n'apparaît qu'en bordure ou autour de la pyrite; B: exemple de cristal zoné d'arsénoxyrite avec un coeur xénomorphe riche en inclusions entouré d'une bordure limpide et automorphe; C & D: Intercroissance de cristaux de pyrite et d'arsénoxyrite montrant les deux générations pour chacun des minéraux;

E & F: même image mais avec des contrastes différents permettant de voir les deux générations pour chacun des sulfures, cœur riche en inclusions entouré d'une bordure limpide. (Apy = arsénopyrite, Py : pyrite, Au =or, Ccp = chalcopyrite, Ccs = chalcostibite, Ms = muscovite, Po = pyrrhotite, Py = pyrite, Rt = rutile, Ab : albite)

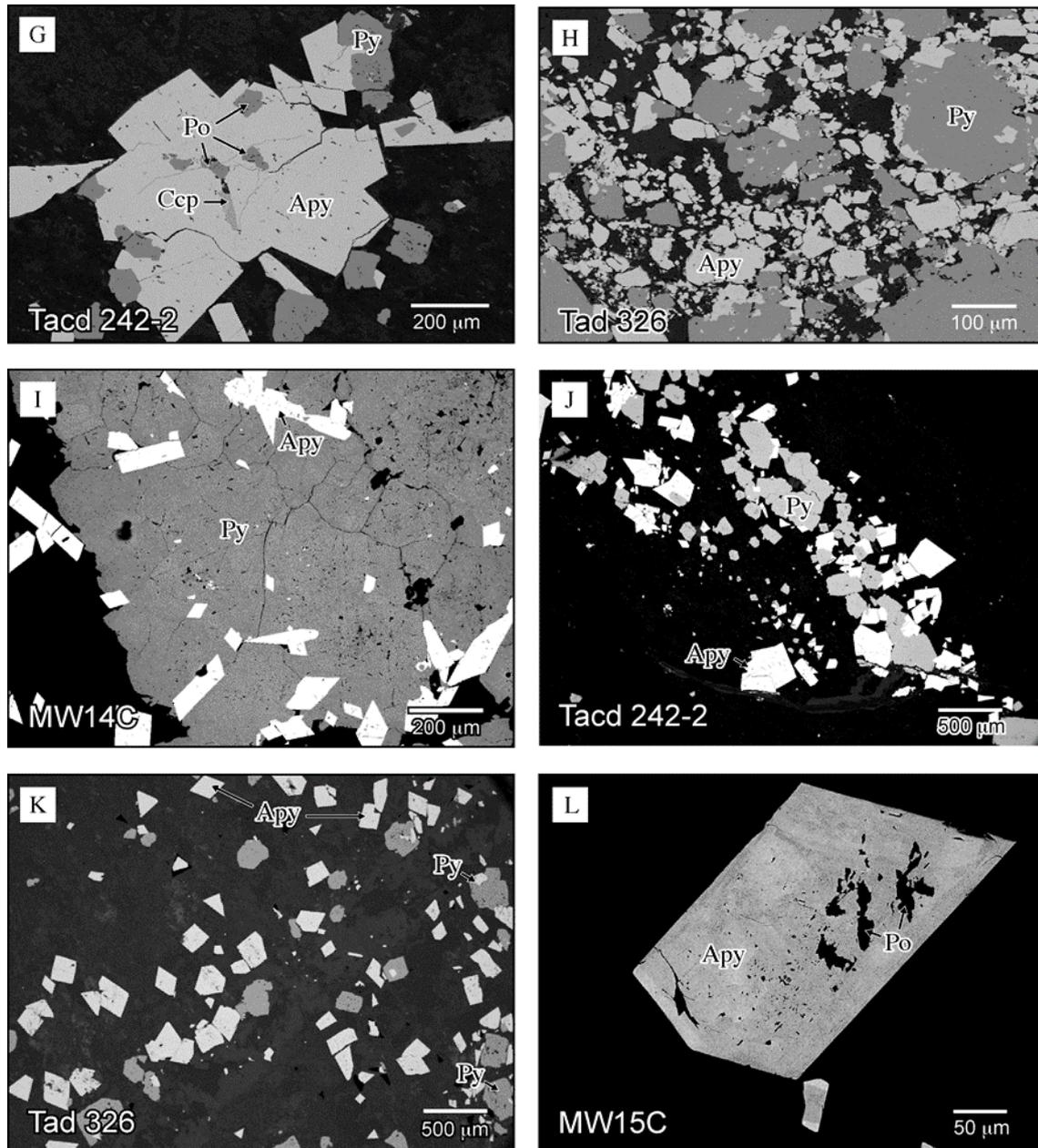


Figure 42 (suite). G: cristaux automorphes d'arsénopyrite contenant des cristaux xénomorphes de pyrrhotite; H: cristaux Sub-automorphes de pyrite entourés de cristaux d'arsénopyrite; I: cristaux automorphes d'arsénopyrite de petite taille en cluster dans la pyrite ou en bordure de celle-ci; J & K: association de petits cristaux automorphes de pyrite et arsénopyrite dans une matrice à ankérite, albite, muscovite et rutile; L: arsénopyrite zonée

renfermant des cristaux reliques de pyrrhotite. (Py : pyrite, Apy : arsénopyrite, Po : Pyrrhotite, Ccp : chalcopyrite).

A Tellem, les images MEB révèlent que ces deux sulfures sont souvent en intercroissance (Fig. 43 A & C), parfois l'arsénopyrite apparaît en bordure de la pyrite (Fig. 43 B). Même si c'est moins marqué que pour les deux autres gisements, il semblerait également que la pyrite présente un cœur riche en inclusion et une bordure limpide.

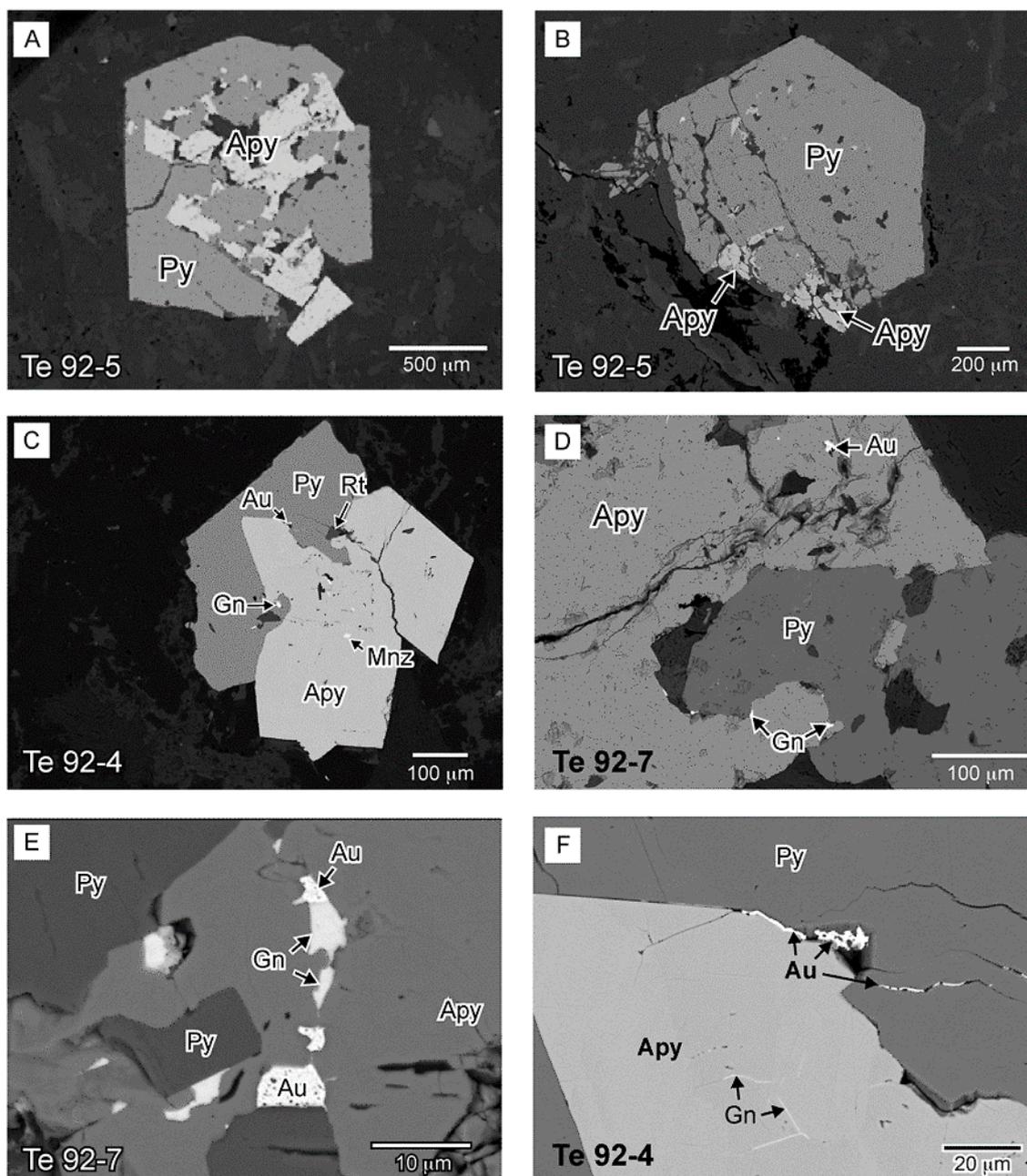


Figure. 43. Images MEB en mode électrons rétrodiffusés montrant les différents habitus des sulfures et de l'or à Tellem. A: Intercroissance de cristaux d'arsénopyrite et pyrite; B:

arsénopyrite en bordure d'un cristal automorphe de pyrite; C: association pyrite – arsénopyrite avec grain d'or à la limite des deux cristaux; D: grain d'or en inclusion dans l'arsénopyrite et galène à l'interface pyrite – arsénopyrite; E: or et galène en remplissage de fractures dans l'arsénopyrite; F: liseré d'or à l'interface pyrite - arsénopyrite, et galène en remplissage de fissures dans l'arsénopyrite. (Py : pyrite, arsénopyrite, Au : or, Gn : galène, Rt : rutile).

L'analyse à la microsonde des pyrites confirme les observations au MEB et montre que leur variation de composition est essentiellement la conséquence des variations de teneurs en As (Tableau 10 en annexe). Ainsi, la zonation bandes claires - bandes sombres traduit des variations de teneurs en As, les bandes claires des pyrites pouvant dépasser les 3 % poids d'arsenic, les bandes sombres étant nettement plus pauvres (généralement une teneur inférieure à 1% poids). A Syama, les pyrites sont nettement plus pauvres en As qu'à Tabakoroni (valeurs moyennes respectivement de 0.75 et de 2.55 % poids) ce qui permet d'en déduire pour ces dernières une composition de pyrite arsénifère (Tableau 10). A Tellem, les pyrites ont les plus faibles teneurs en As ; elles ne dépassent que très rarement les 1% poids. Les arsénopyrites présentent également des différences de composition entre Tellem et Tabakoroni (Tableau 11, Fig. 44), celles de Tellem étant plus riches en As ($39 < \text{As} < 43\%$ poids) que celles de Tabakoroni ($37 < \text{As} < 41\%$ poids). Au contraire, les teneurs en Sb sont nettement plus élevées à Tabakoroni (un peu plus de 1000 ppm en moyenne) qu'à Tellem (190 ppm en moyenne). Ces différences sont cohérentes avec la présence fréquente de sulfoantimoniures dans les paragenèses ultérieures rencontrées dans les fissures des pyrites ou arsénopyrites de Tabakoroni.

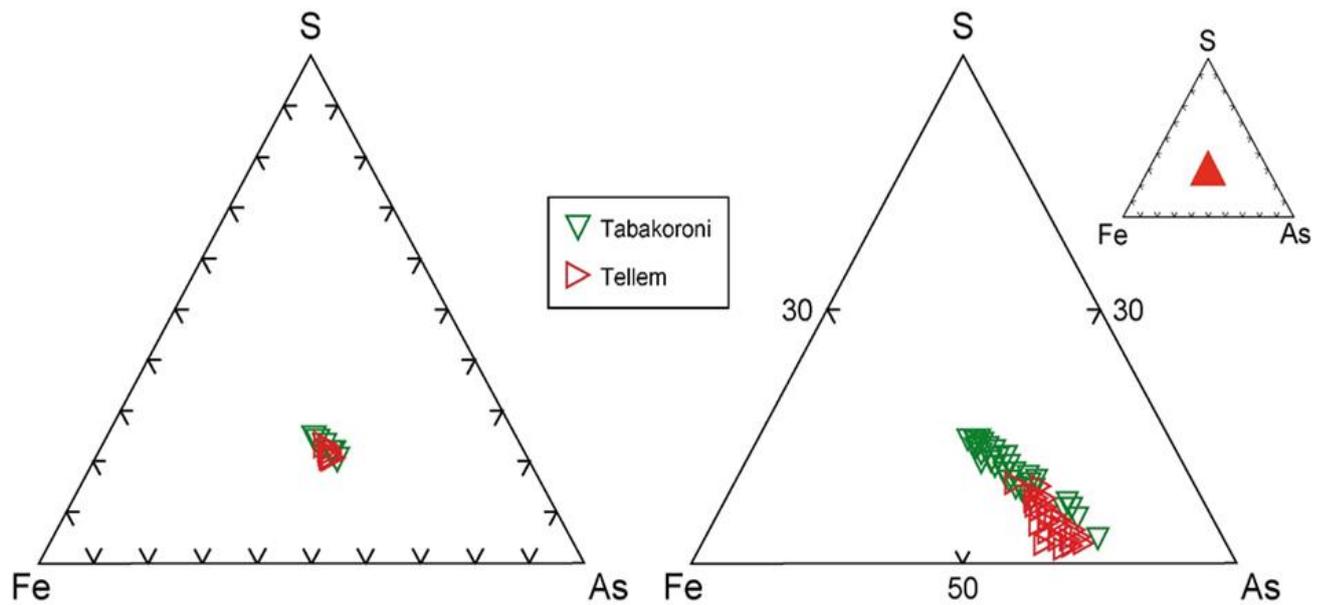


Figure 44 : Diagramme ternaire Fe-As-S de composition des arsénopyrites de Tabakoroni et Tellem

Concernant les sulfures mineurs et les sulfosels, de légères différences apparaissent entre les trois gisements ; on retrouve pratiquement les mêmes minéraux mais ceux-ci sont nettement plus abondants à Syama qu'à Tabakoroni et Tellem, ce dernier gisement se distinguant par une proportion importante de galène. Enfin, on notera que les tétraédrites de Tabakoroni, comme c'était déjà le cas pour les arsénopyrites, sont plus riches en Sb que celles de Syama (Tableau 12, Fig. 45), ce qui témoigne d'une concentration en Sb plus importante à Tabakoroni qu'à Syama dans le fluide minéralisateur.

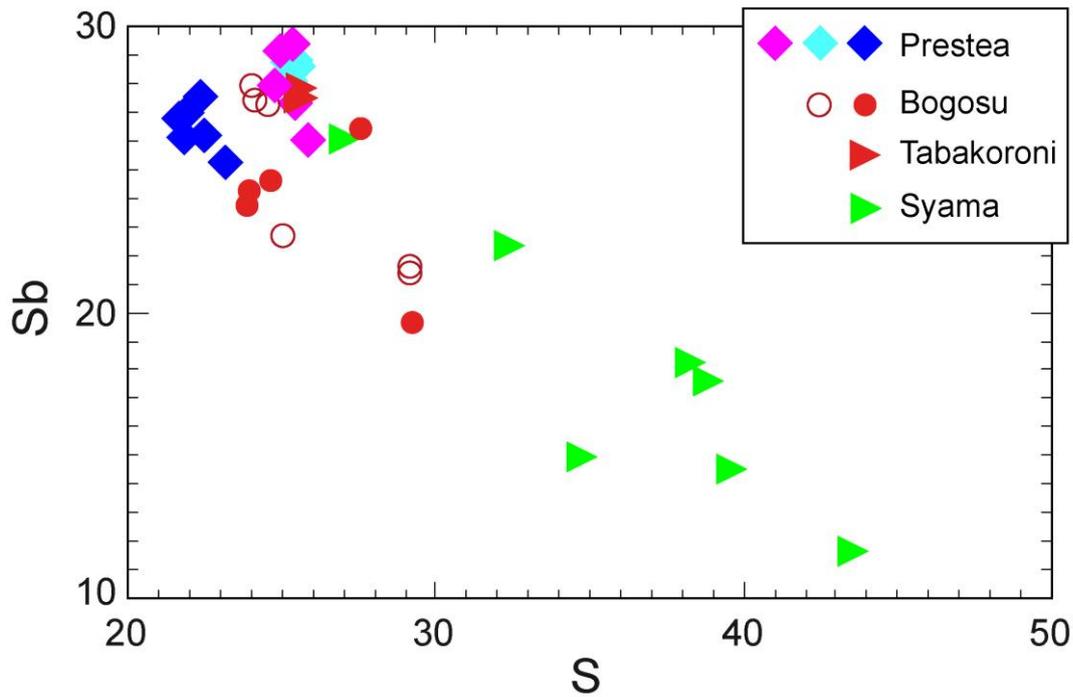


Figure 45 : Diagramme binaire S-Sb des tétraédrites des gisements de Syama et Tabakoroni (Mali), comparée à celles des gisements de Bogosu et Prestea (Ghana).

III.2 Or

L'or dans les différents gisements se présente sous quatre formes différentes : or invisible, or en grains associé à la pyrite et /ou l'arsénopyrite, or remplissant des fractures, or libre.

L'or invisible à Syama a été détecté dans tous les types et générations de pyrite (Tableau 14), avec une concentration qui varie entre 0.01 ppm (limite de détection pour l'or) pour l'or inclus dans les zones pauvres en As de la pyrite (< 10 ppm As) et 134 ppm pour l'or inclus dans les zones riches en As (plus de 2.5wt% As). La corrélation As-Au est clairement exprimée dans les pyrites zonées (Fig. 46). Ainsi on observe que le cœur riche en As (3.10 % poids) a une plus forte concentration en or (134 ppm) que la zone de bordure nettement plus pauvre en As (0.6% poids) et en or (8 ppm); on remarque également que le spectre de l'or chute brutalement au milieu du temps d'analyse (figure 46a) indiquant que le laser a traversé le cœur arsenifère du cristal de pyrite et que la fin de l'analyse se fait sur la zone de bordure du cristal avec un nombre de coups (≈ 100000) identique à celui de l'analyse de la bordure visible sur le spectre de la figure 46b. Seul l'intervalle de temps correspondant à l'analyse du cœur a été pris en considération pour retrouver les concentrations du cœur du cristal.

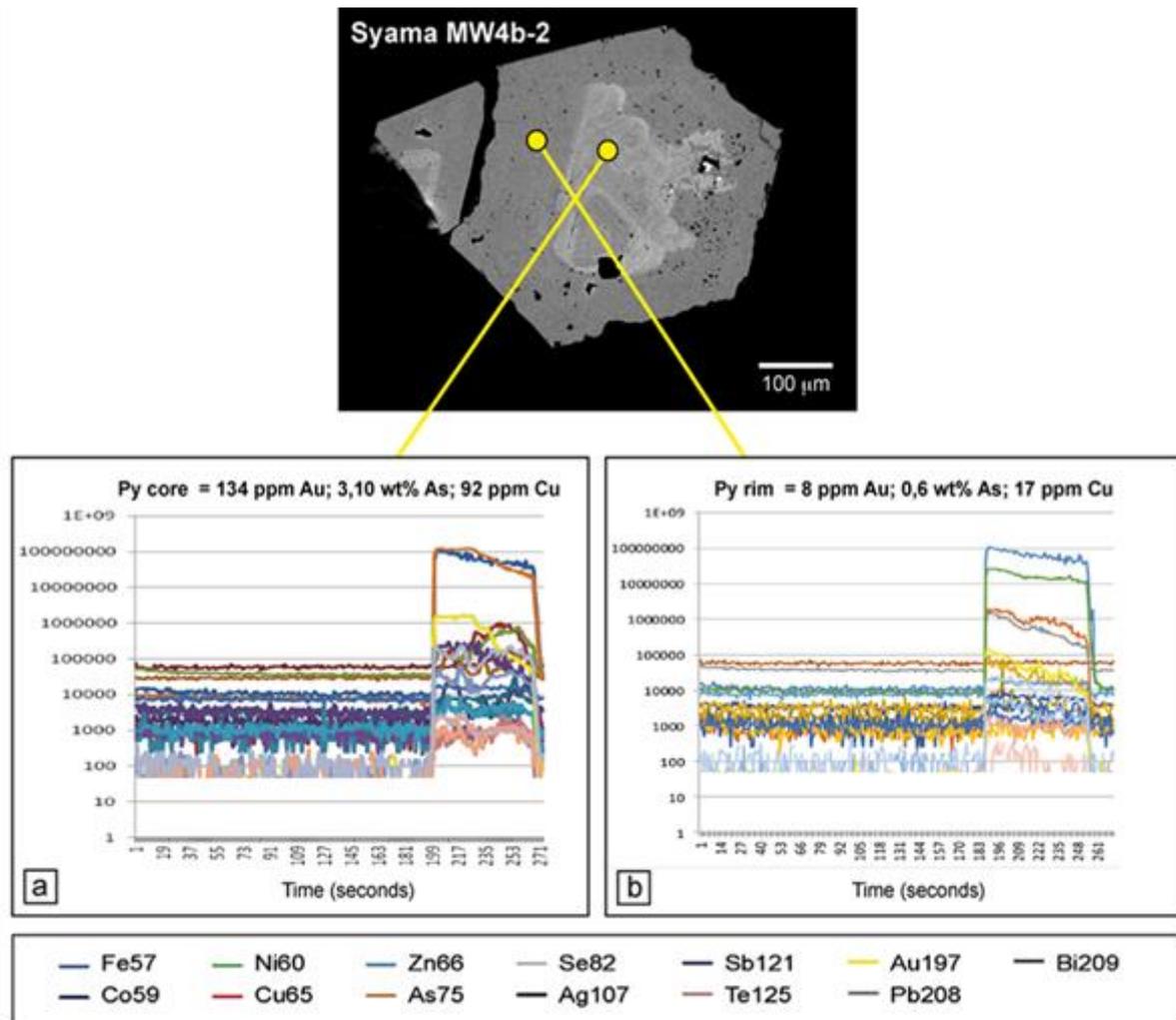


Figure 46. Or invisible: exemple de spectres LA-ICP-MS de pyrites de Syama. a) Cœur riche en As et en Au; b) bordure pauvre en As et en Au.

A Tabakoroni et à Tellem l'or invisible est présent dans les deux types de sulfures et notamment dans l'arsénopyrite qui possède souvent les plus fortes concentrations. Ainsi à Tabakoroni la teneur maximum mesurée dans l'arsénopyrite est de 176 ppm Au contre 38 ppm dans la pyrite ; les profils réguliers du spectre de l'or plaident pour sa distribution homogène dans la structure de l'arsénopyrite (Fig. 47). A Tellem, les concentrations mesurées sont nettement plus faibles, avec des teneurs moyennes respectivement égales à 3 ppm dans les arsénopyrites et à 0.8 ppm dans les pyrites.

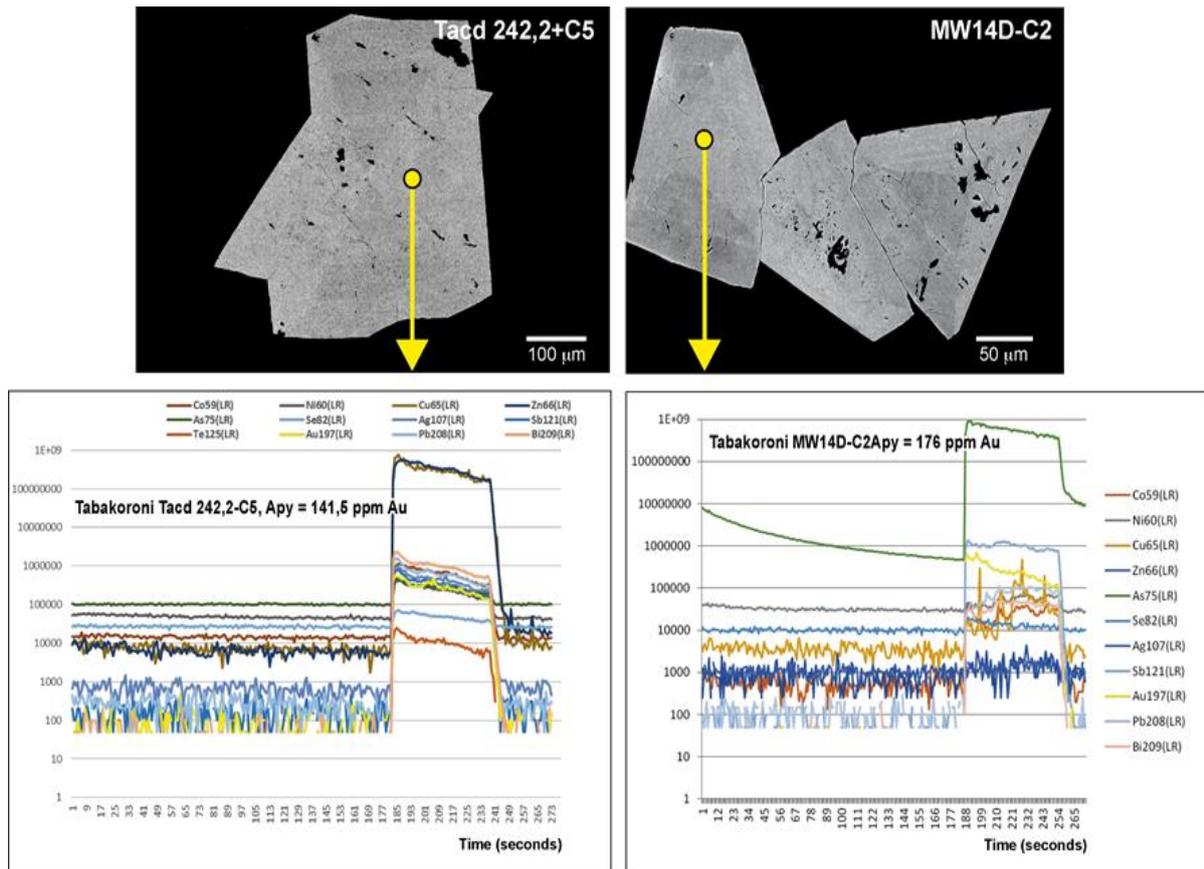


Figure 47. Or invisible: exemples de spectres LA-ICP-MS d'arsénopyrites de Tabakoroni.

L'or visible en grains forme de fines inclusions (taille généralement inférieure à 10 μm , rarement plusieurs dizaines de μm) dans la pyrite et l'arsénopyrite. A Syama il apparaît : i) dans la pyrite de première génération (Fig. 41D, 41H, 48A, B & C) ; ii) à la limite entre les pyrites des deux générations ; iii) plus rarement dans la pyrite de 2^{ème} génération (Fig. 48D) où il est localisé dans une bande riche en As (Fig. 41 L) ; iv) en surcroissance sur la pyrite (Fig. 48O & P).

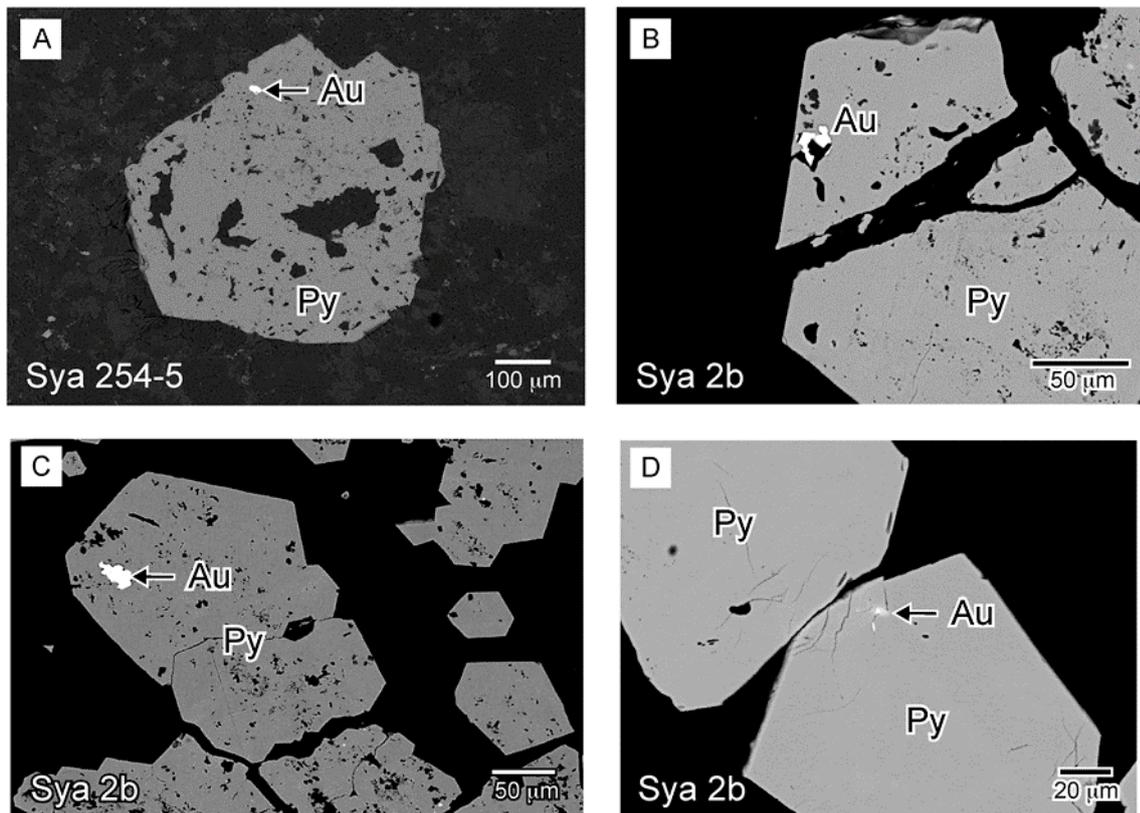


Figure 48 : Images MEB en mode électrons rétrodiffusés montrant les différents habitus de l'or à Syama. A, B & C: inclusions d'or natif dans des cristaux de pyrite riches en inclusions; D: inclusion d'or dans un cristal hôte de pyrite dépourvu d'inclusion. (Py : pyrite, Au : or).

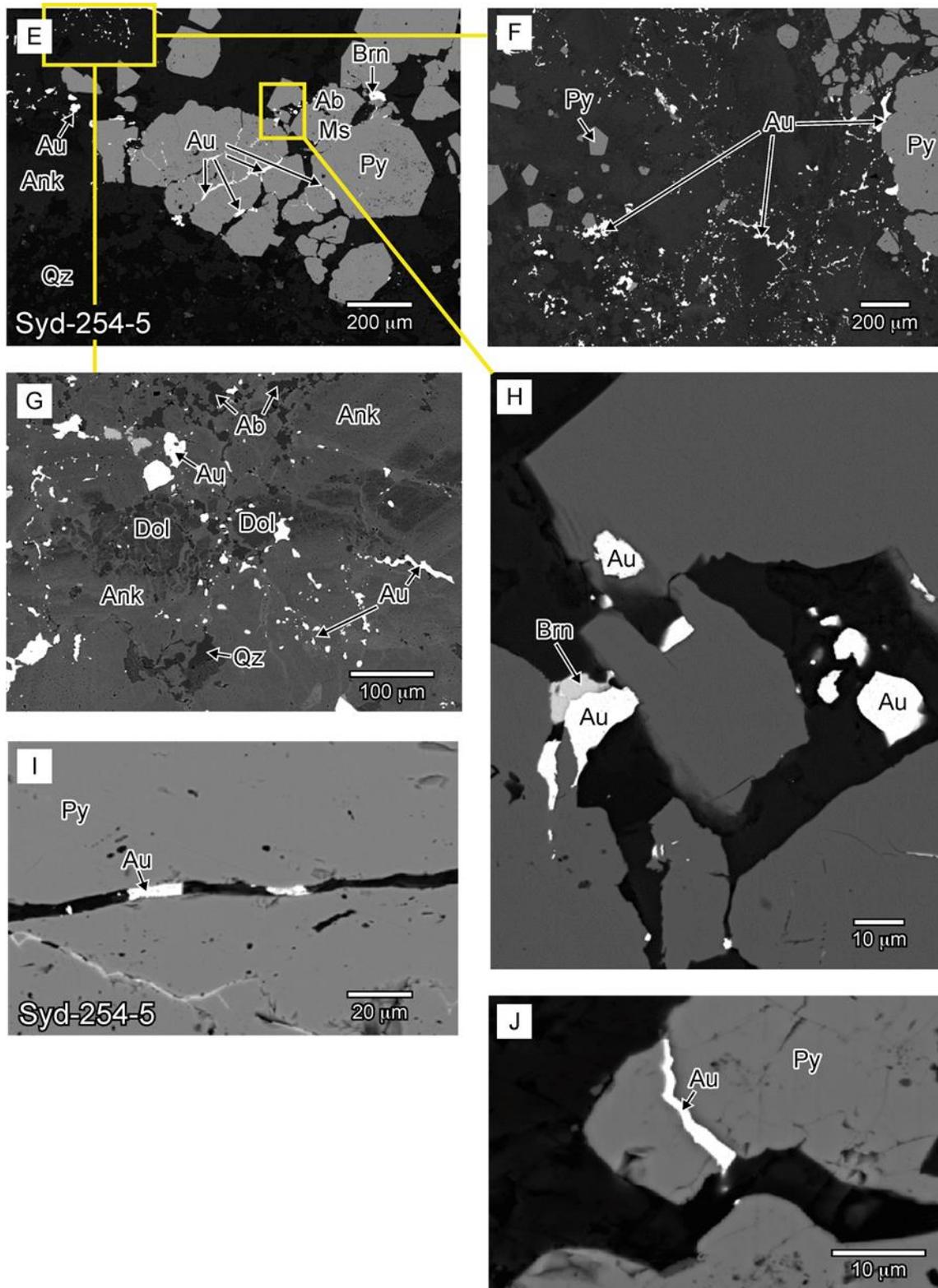


Figure 48 (suite). E: photo générale montrant l'or en remplissage de fractures; les rectangles jaunes indiquent la position des images F, G & H; F & G: or libre à l'extérieur des cristaux de pyrite, au sein de la matrice carbonatée, montrant le remplacement incomplet de la dolomite par l'ankérite; H: or natif en bordure de cristaux de pyrite, en inclusion ou en surcroissance; I & J: Or natif en remplissage de fractures dans la pyrite. (Ab = albite, Ank=

ankérite, Apy = arsénopyrite, Au = or, Brn = bournonite, Chl = chlorite, Dol = dolomite, Qz : quartz, Ms = muscovite, Po = pyrrhotite, Py = pyrite).

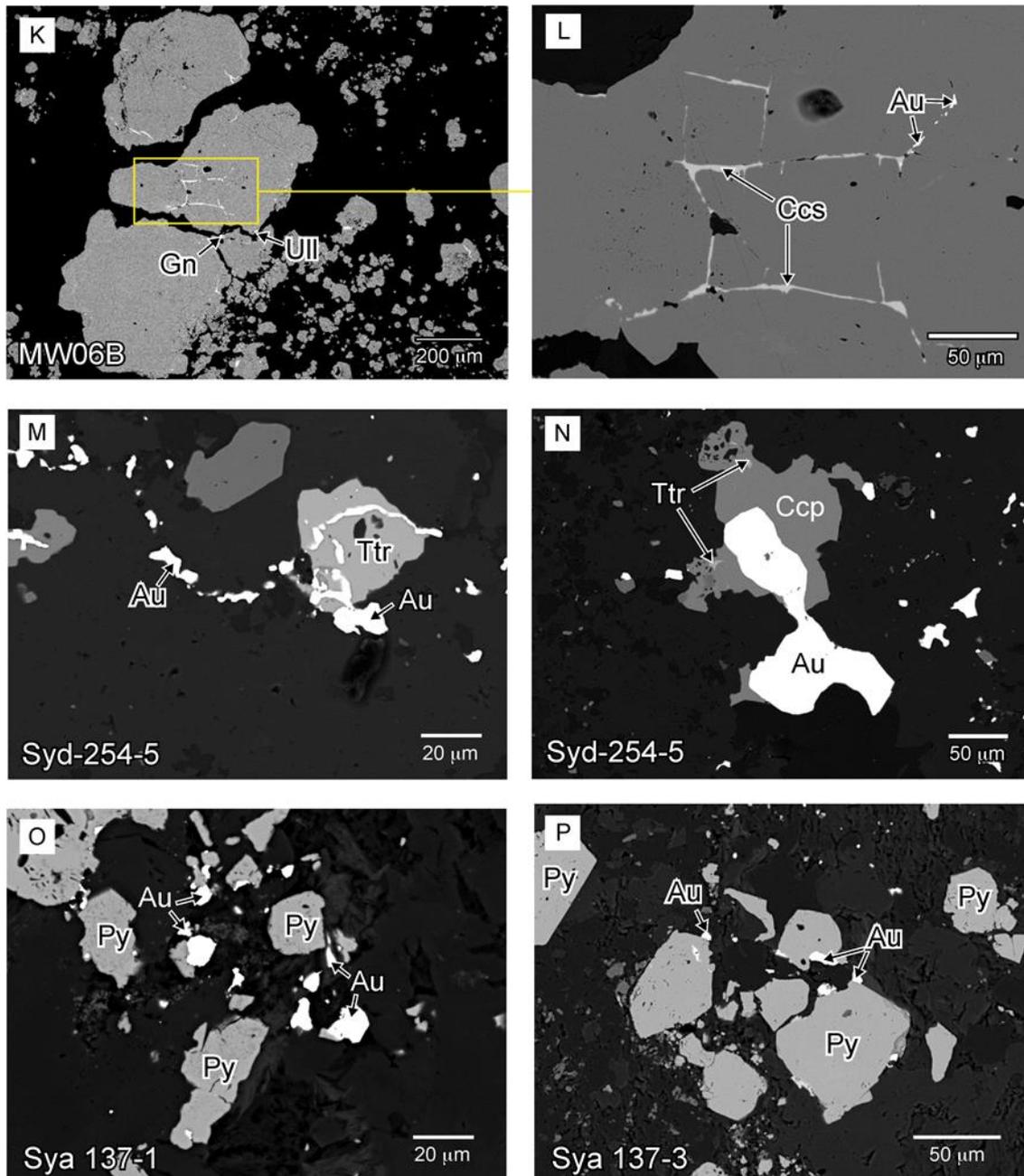


Figure 48 (suite). K: pyrite fracturée renfermant de l'or; L: détail de la figure A montrant l'or natif associé à la chalcostibite; M & N: or natif associé respectivement à la tétraédrite et la chalcopryrite; O & P: or natif en surcroissance sur des cristaux fracturés de pyrite. (Au = or, Brn = bournonite, Ccp = chalcopryrite, Ccs = chalcostibite, Ger = Gersdorffite, Gn = galène, Py = pyrite, Ttr = tétraédrite, Ull = ullmannite)

A Tabakoroni l'or visible forme de fines inclusions au sein des diverses générations de pyrite et d'arsénopyrite (Fig. 49A, B, C & D). On le trouve également à la limite entre les deux types de sulfures (Fig. 49E & F) ; on observe les mêmes habitus pour Tellem (Fig. 43 C, D & F). Les grains d'or situés à l'interface des cristaux de sulfures ou en remplissage de microfractures sont souvent associés à la chalcostibite et à la tétraédrite.

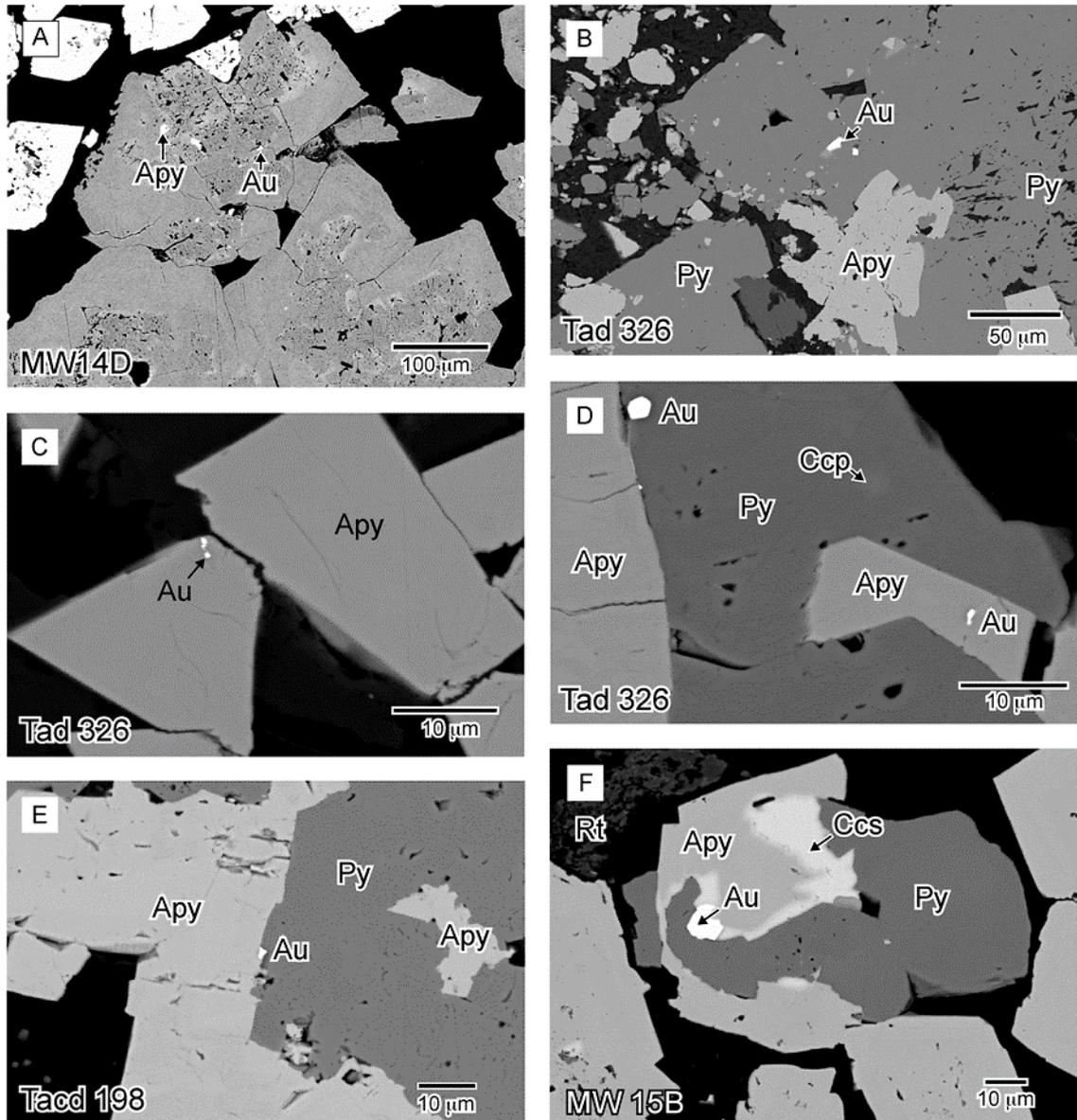


Figure 49 : Images MEB en mode électrons rétrodiffusés montrant les différents habitus de l'or à Tabakoroni. A: grain d'or dans un cœur xénomorphe riche en inclusions de pyrite; B: grain d'or dans une bordure limpide de pyrite; C: grain d'or dans un cristal limpide d'arsénopyrite; D: grains d'or en inclusion dans des cristaux limpides de pyrite et d'arsénopyrite; E: grain d'or à la limite entre pyrite et arsénopyrite; F: grain d'or associé à la chalcostibite à la limite de deux cristaux de pyrite et arsénopyrite. (Apy : arsénopyrite, Py :

pyrite, Ccs : chalcostibite, Ccp : chalcopyrite, Au : or).

L'or en remplissage partiel ou total de fractures apparaît au sein des diverses générations de cristaux de pyrite (Fig. 48E, I & J pour Syama) mais aussi en remplissage de microfractures affectant les deux sulfures (Fig. 49G, H & I pour Tabakoroni et Fig. 43 E & F pour Tellem). Il forme les grains de plus grande taille atteignant parfois les 100µm ; il est souvent accompagné d'autres sulfures comme la chalcostibite (Fig. 48K & L).

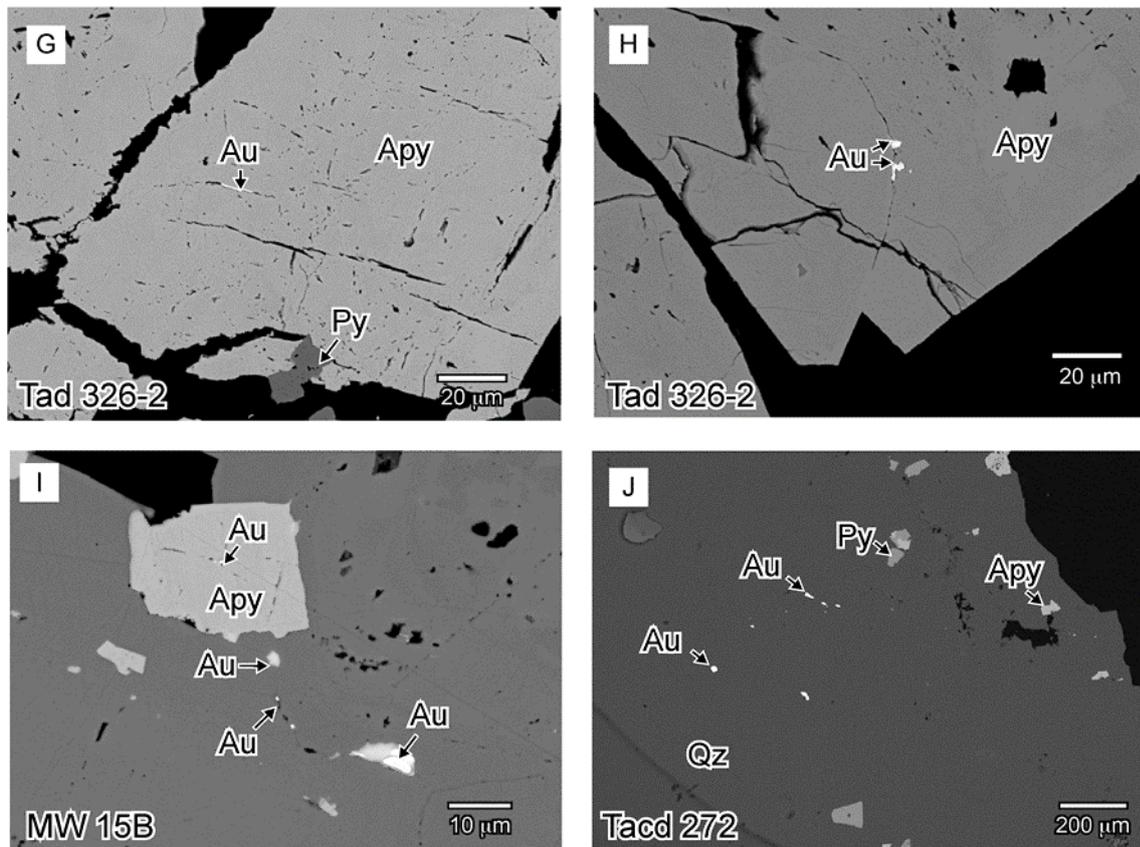


Figure 49 (suite). G & H: grains d'or dans des fissures de l'arsénopyrite; I: grains d'or dans des fissures de l'arsénopyrite et de la pyrite, en association avec la chalcostibite; J: grains d'or libre dans une veine de quartz. (Py : pyrite, Apy : arsénopyrite, Qz : quartz).

L'or libre apparaît dans la matrice carbonatée et silicifiée généralement à proximité de cristaux fracturés de pyrite et d'arsénopyrite. Il est en remplissage de fissures affectant les carbonates (Fig. 48F & G), en association avec d'autres sulfures comme la bournonite, la tétraédrite, ou la chalcopyrite (Fig. 48H, M & N). On le retrouve également au sein de veines de quartz, accompagné parfois de rares cristaux de sulfures (Fig. 49J) ou de muscovite, et

dans les « pseudo-stylolites » contenant du matériel graphitique (Fig. 49K, L, M & N) ; on observe parfois dans ces veines de quartz des phases secondaires témoins de l'altération supergène comme la kaolinite ou l'hématite ainsi qu'une certaine porosité marquée par des vides de dissolution ; dans ce dernier cas, l'or se présente en grains de plus grandes tailles (~100 µm), probablement d'origine supergène.

L'or en remplissage de fractures de la pyrite et de l'arsénopyrite et l'or libre contenu dans la matrice carbonatée et silicifiée représentent la majeure partie de la minéralisation « or visible ».

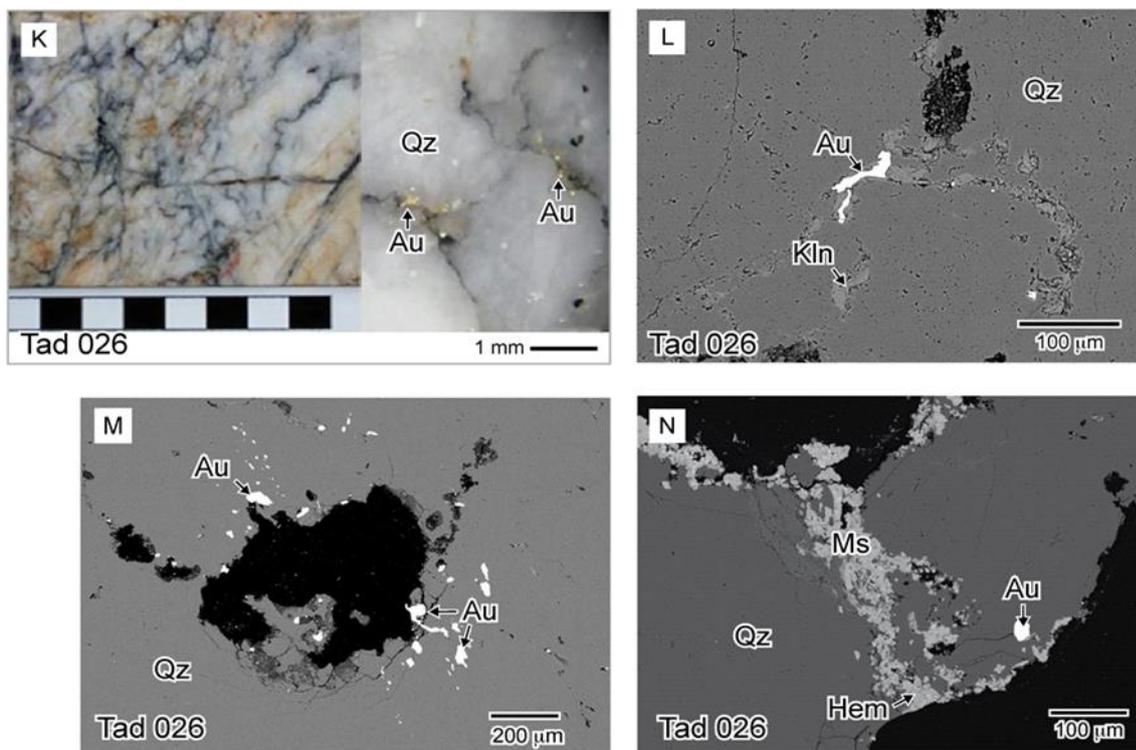


Figure 49 (suite). K: Image macroscopique d'Or libre visible à l'œil nu dans du quartz laiteux traversé par les stylolites contenant du matériel graphitique. L, M et N sont des images MEB de cet échantillon montrant des grains d'or en association avec des phases supergènes dans des zones présentant une certaine porosité. (Kl : kaolinite, Qz : quartz, Au : or, Hem : hematite, Ms : muscovite).

La pureté de l'or a été analysée à la microsonde électronique sur une vingtaine de grains d'or provenant des trois gisements (Tableau 13 en annexe). Les concentrations moyennes en Au et Ag des grains d'or de Syama sont respectivement de: Au = $93.8 \pm 1,2\%$ en poids et Ag = $5.6 \pm 1,2\%$ en poids, soit une pureté de l'or ($1000\text{Au}/(\text{Au}+\text{Ag})$ en % poids) égale à 938 ± 12 . Ces

valeurs sont légèrement supérieures à celles de Tabakoroni (900 ± 12) et nettement supérieures à celles de Tellem (800 ± 12) ; des grains d'or pratiquement purs (2 wt % Ag) ont également été trouvés, représentant très probablement de l'or remobilisé lors de l'altération supergène, comme celui montré dans la figure 39 F.

III.3 Les sulfosels

Plusieurs variétés de sulfosels ont été déterminées au MEB à l'aide du spectromètre EDS dans la paragenèse aurifère. Majoritairement, il s'agit d'une solution solide de type tétraédrite – tennantite, de composition générale $(\text{Cu, Ag, Fe, Zn})_{12} (\text{Sb, As})_4 \text{S}_{13}$. Ces sulfosels ont souvent été signalés dans les paragenèses des minéralisations sulfurées polymétalliques de type Volcanogenic Massive Sulfides (e.g., Brueckner et al., 2016), Mississippi Valley (e.g., Arlt et Diamond, 1998), porphyres (Catchpole et al., 2012) et filonien (e.g., Staude et al., 2010) mais plus rarement dans des gisements de type orogénique. Dans le COA, les seuls gisements où ces minéraux sont reconnus sont ceux de Bogosu - Prestea de la ceinture d'Ashanti au Ghana (Mumin et al., 1994 ; Hammond et Tabata, 1997). Dans cette étude une dizaine de grains de tétraédrites provenant des zones minéralisées de Syama et de Tabakoroni ont été analysés (Tableau 12). Dans ces échantillons, le pourcentage en Ag est très faible (inf. 0.2wt%) ; au contraire, les % en Cu sont très élevés et dépassent les 25% poids Cu. A Syama, les compositions des tétraédrites montrent, comme à Bogosu une grande disparité de composition alors qu'à Tabakoroni les compositions sont beaucoup plus homogènes et comparables à celles de Prestea (Fig. 45). Les variations de composition sont essentiellement la conséquence de substitution de type $\text{Cu} - (\text{Fe} + \text{Zn})$ et de type $(\text{Sb} + \text{As}) - \text{S}$, les teneurs en Sb étant nettement plus faibles à Syama et Bogosu qu'à Prestea et Tabakoroni. Pour expliquer une telle disparité, Mumin et al. (1994) envisageaient une différence dans les niveaux de mise en place de la minéralisation entre les deux gisements de la ceinture d'Ashanti, celle de Prestea se mettant en place dans un niveau structural plus profond (transition ductile – fragile) que celle de Bogosu (domaine fragile). Prenant en compte la composition de la tétraédrite, ils concluaient que la concentration en Ag et Sb dans le fluide minéralisateur diminuait lors de sa remontée vers des niveaux plus superficiels. Les différences de composition entre les tétraédrites de Tabakoroni et de Syama sont assez similaires à celles du système aurifère Prestea – Bogosu ; elles pourraient indiquer une diminution de l'activité en Sb et As dans les fluides, en relation avec le niveau de mise en place de la minéralisation, plus profond à Tabakoroni qu'à Syama.

IV. Concentration en éléments traces des pyrites et arsénopyrites

Pour réaliser ces analyses, nous avons utilisé la technique de micro-analyse in situ des pyrites et arsénopyrites naturelles par l'utilisation d'un système d'ablation laser nanoseconde (ns) travaillant dans le proche infra rouge (NIR) couplé avec un spectromètre de masse à plasma inductif (LA-ICP-MS). Compte tenu des données chimiques existantes sur les pyrites et arsénopyrites (e.g., Abratis et al., 2004 ; Cathelineau et al., 1989), il a été décidé d'analyser à l'ICP/MS les éléments suivants pour les deux types de sulfures présents dans les minéralisations de la ceinture de Bagoé : Ni, Cu, Zn, As, Se, Ag, Cd, Sb, Te, Tl, Pb, Bi et évidemment Au (communément appelé «or invisible»). Ce dernier peut se trouver dans la structure cristalline de la pyrite ou sous forme de nanoparticules (Cabri et al., 1989; Cook et Chryssoulis, 1990) ; il est dans tous les cas considéré comme primaire (e.g., Simon et al., 1999a; Reich et al., 2005; Cook et al., 2009). Nous avons également analysé les PGE (Éléments du Groupe du Platine ou Platinoïdes), notamment Pt, car il a parfois été indiqué la présence de ces éléments dans la pyrite (e.g., Oberthür et al., 1997a) mais les concentrations de ces éléments dans les sulfures de la Bagoé ont toujours été inférieures aux limites de détection. Les résultats des analyses sont présentés dans les tableaux 14 et 15.

La *pyrite* est le sulfure commun aux 3 gisements ; ses variations de composition ont été analysées entre les divers gisements, puis au sein d'un même gisement suivant la nature de la roche hôte et également en distinguant les différentes générations de pyrite mises en évidence par l'étude texturale. Les pyrites de Syama et de Tabakoroni sont composites avec un cœur riche en inclusions et une bordure limpide et souvent zonée. L'étude des traces montre que les deux générations de pyrite mises en évidence par l'étude texturale présentent des différences de composition, les cœurs des pyrites étant plus riches en Ni et Co que les bordures avec parfois des valeurs cumulées pouvant dépasser les 2000 ppm alors que dans les bordures elles ne dépassent pas 210 ppm (Fig.50).

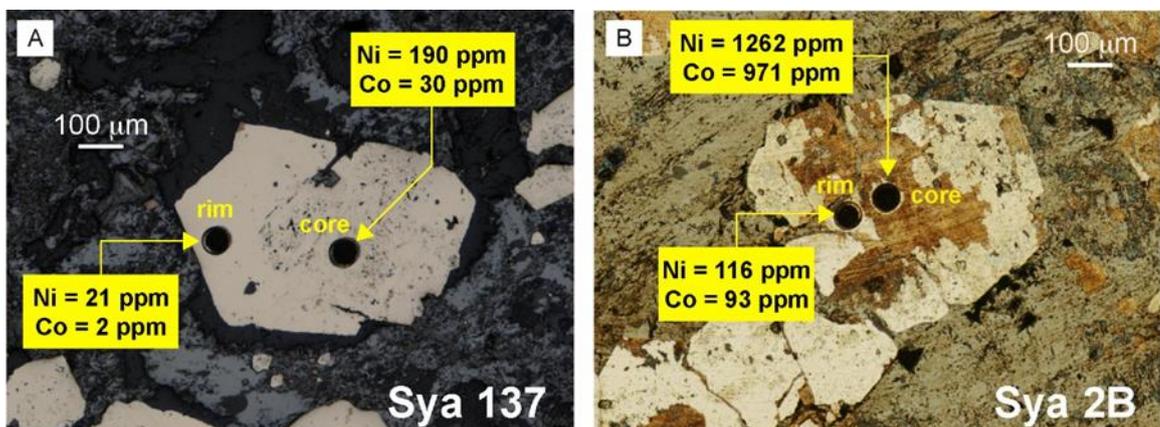


Figure 50 : Différences de composition entre les 2 générations de pyrite au sein de metabasaltes à Syama. A: Echantillon Sya 137; B: échantillon Sya2B

Pareillement, l'analyse des pyrites de Syama montre que le cœur des cristaux zonés riche en inclusions a une composition en As homogène mais variable d'une pyrite à l'autre ; ainsi As varie de quelques dizaines de ppm à plus de 30000 ppm en fonction des cristaux de pyrite (Fig. 51A). Pareillement, les teneurs en Cu, Co et Ni soulignent les deux générations de pyrite, les pyrites de la première génération étant généralement plus riches en ces éléments que celles de la deuxième génération (Fig. 51B).

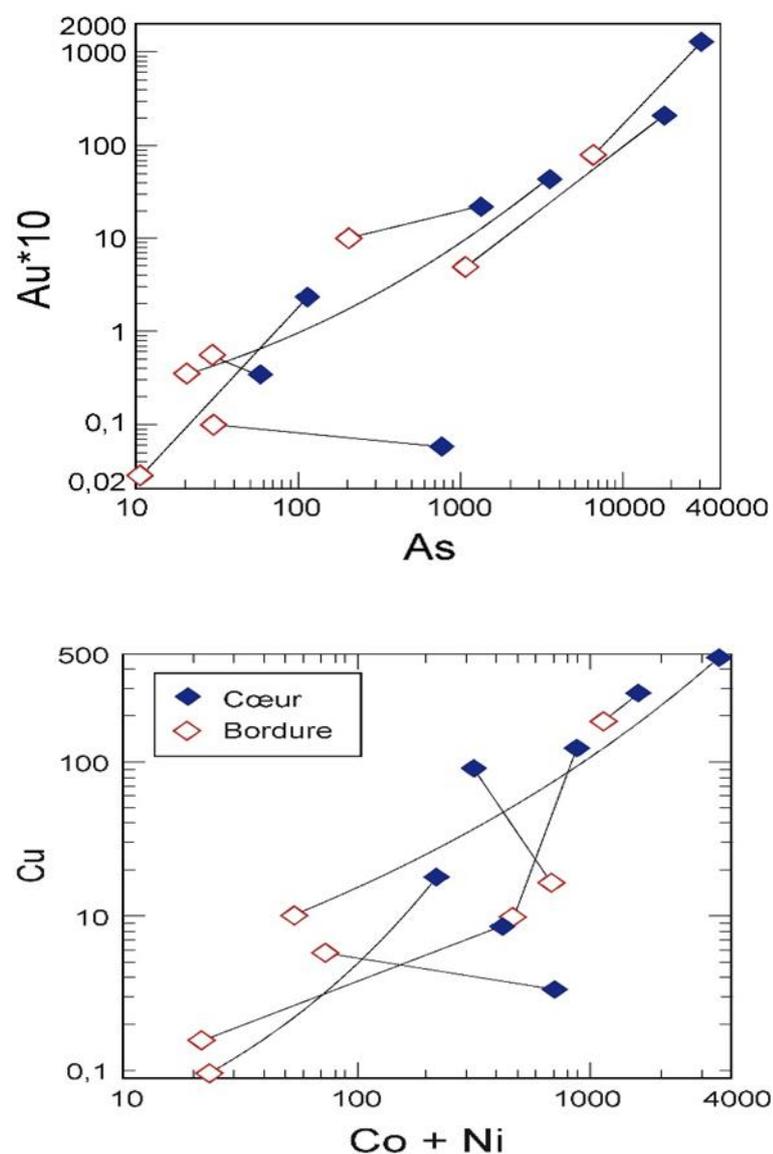


Figure 51 : Différences de composition (en ppm) au sein de mêmes cristaux de pyrite de Syama. A: Au*10 vs As; B: Cu vs Co+Ni.

Si on reporte maintenant l'ensemble des données dans ce même diagramme Au - As, on constate qu'une différence très nette de composition apparait entre les pyrites des divers gisements suivant qu'elles sont associées ou non à de l'arsénopyrite, mais également suivant la nature de la roche hôte. Ainsi les pyrites de Tabakoroni, associées à l'arsénopyrite, sont nettement plus riches en As (22 000 ppm en moyenne) que les pyrites de Syama (3300 ppm en moyenne) où l'arsénopyrite est quasi-absente (Fig.52).

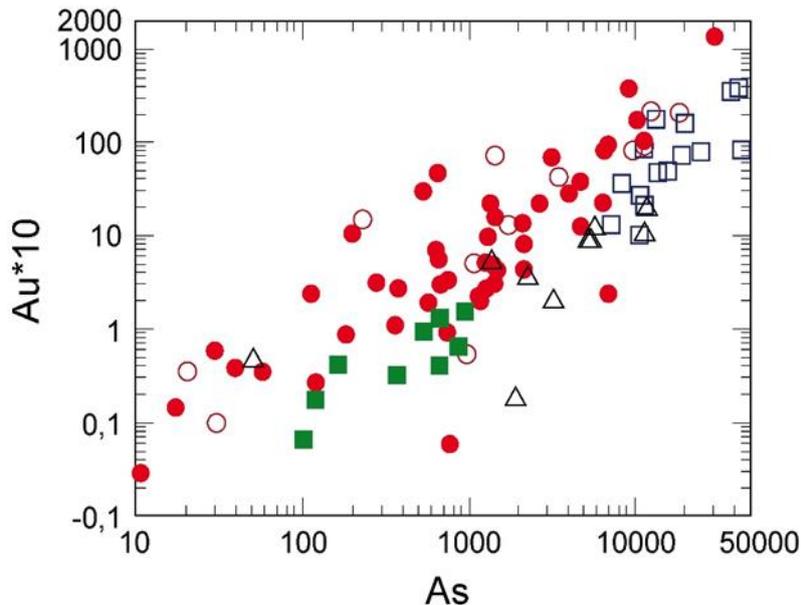


Figure 52 : Différences de composition en Au et As des pyrites des divers gisements. (Mêmes symboles que Fig. 53)

On remarque également à Tabakoroni que les pyrites contenues dans les metabasites sont plus pauvres en As (moyenne de 3800 ppm) que celles contenues dans les diverses roches métasédimentaires (moyenne de 16800 ppm). Au contraire, à Syama, nous n'observons pas de différences de composition entre les pyrites des metabasites et celles des argilites carbonées. A Tellem où on a également l'association pyrite-arsénopyrite, on observe aussi dans la pyrite une teneur en As (4840 ppm en moyenne) plus élevée qu'à Syama, mais nettement inférieure à celle mesurée dans les roches métasédimentaires de Tabakoroni; cependant le nombre d'analyses de pyrite est ici relativement faible et insuffisant pour en déduire un résultat probant. Par ailleurs on constate également dans ce même diagramme une bonne corrélation entre les teneurs en As et en Au, les zones les plus riches en As des pyrites étant également les plus riches en or invisible.

Les compositions des pyrites des trois gisements ont également été reportées dans un diagramme Te-Bi-Sb/10 (Fig. 53) en distinguant pour Syama et Tabakoroni les deux types de roches encaissant la minéralisation, à savoir metabasite et argilite carbonée (black-shale) pour Syama, metabasite et roches métasédimentaires pour Tabakoroni ; à Tellem, la minéralisation n'est contenue que dans le microgranite. Si on prend l'ensemble des pyrites celles de Syama sont relativement plus riches en Sb (82 ppm en moyenne) et Te (2.07 ppm en moyenne) que celles de Tabakoroni (43 et 0.42 ppm respectivement pour Sb et Te), alors que ces dernières sont plus riches en Bi (4.63 ppm en moyenne pour 1.07 ppm à Syama). Les pyrites de Tellem se distinguent de celles des deux autres gisements par leurs très faibles concentrations en ces 3 éléments (1.6, 2 et 0.62 ppm de moyenne respectivement pour Bi, Sb et Te).

Les pyrites de Tabakoroni montrent deux compositions différentes suivant la nature de la roche encaissante, les pyrites des metabasites étant enrichies en Te et Bi (respectivement 13.7 et 24.3 ppm en moyenne) relativement à celles encaissées dans les métasédiments (respectivement 0.42 et 4.6 ppm en moyenne, Fig.53). En revanche à Syama, on ne distingue pas pour ces trois éléments de différences de composition entre les pyrites encaissées dans les metabasites et celles des black-shales.

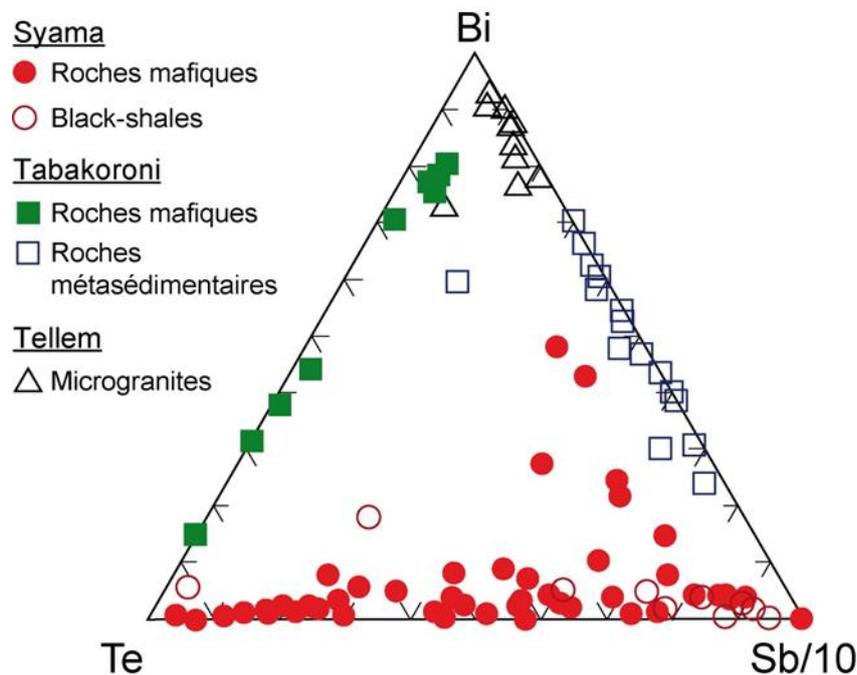


Figure 53 : Diagramme ternaire Te-Sb/10-Bi montrant la composition des pyrites de différentes roches de Syama, Tabakoroni et Tellem

Enfin, on constate également une différence de composition entre les pyrites des roches minéralisées et celles de roches adjacentes de même composition mais non minéralisées en or. Par exemple, à Tabakoroni, les rares pyrites rencontrées dans certains faciès non minéralisés de dolérite et de pyroclastite situés en bordure de la zone minéralisée se démarquent nettement des pyrites de zones minéralisées. Elles montrent notamment de plus faibles teneurs en Au et As (0.06 et 500 ppm en moyenne contre 10 et 19000 ppm respectivement) (Fig. 54).

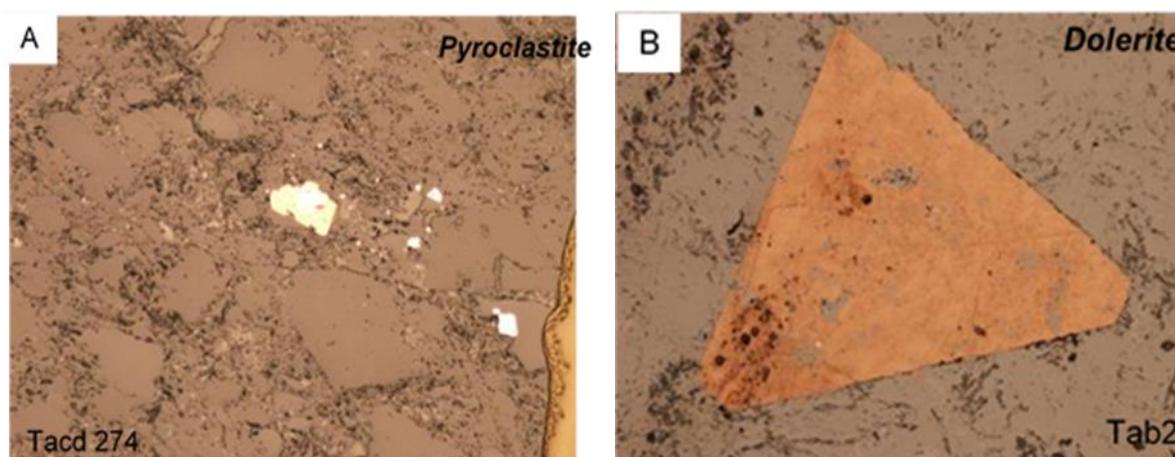
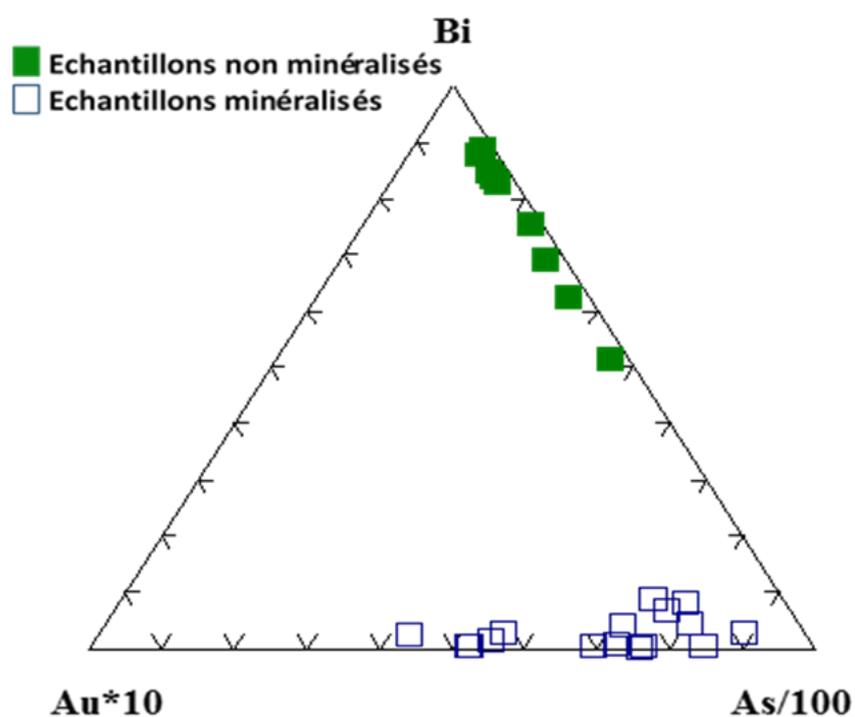


Figure 54 : Différences de composition entre les pyrites de zones minéralisées et celles de

zones non minéralisées; exemple du gisement de Tabakoroni. A & B: Photos au microscope à réflexion de pyrites d'échantillons non minéralisés.

Les *arsénopyrites* sont beaucoup plus riches en Sb que les pyrites avec des teneurs moyennes respectivement égales à 1020 ppm contre 43 ppm à Tabakoroni, et 190 ppm contre 2 ppm à Tellem. Ainsi, la quasi-absence d'arsénopyrite à Syama pourrait expliquer l'abondance des sulfo-antimoniures tels la chalcostibite, la tétraédrite, la bournonite et l'ullmannite dans ce gisement relativement aux deux autres où ces sulfosels sont bien moins présents.

Comme on l'a vu plus haut (tableaux 14 et 15 en annexe), pyrites et arsénopyrites contiennent sous forme de traces de nombreux métaux. Ainsi en plus de As et Sb, on trouve d'autres éléments comme Bi, Pb, Te, Cu et Au. Ces différents métaux présentent des spectres LA-ICP-MS grossièrement parallèles (Fig. 46 et 47) indiquant une identité de comportement pour ces différents métaux lors de leur précipitation et leur incorporation dans les sulfures. L'aspect relativement régulier des spectres, particulièrement celui de l'or, exclut l'hypothèse que la concentration en or mesurée dans le sulfure soit due à une inclusion d'or piégée dans le cristal (e.g., Velásquez et al., 2014) ; en revanche cette régularité est un bon argument pour dire que ces divers métaux sont vraiment contenus dans les sulfures, soit sous forme de nanoparticules, soit dans le réseau cristallin (cf., Deditius et al., 2011).

Cet or invisible a été détecté dans les différentes générations de pyrite et d'arsénopyrite. Dans la pyrite, les concentrations en Au varient pour l'ensemble des données de 0.01 ppm à 133 ppm, avec une valeur moyenne de 5.5 ppm pour Syama, de 6.5 ppm pour Tabakoroni et de 0.77 ppm à Tellem (Tableau 14 en annexe). Dans les arsénopyrites, la composition en or invisible varie en moyenne de 77 ppm à tabakoroni à 3ppm à Tellem. Les pyrites comme on l'a vu plus haut sont des pyrites arsénifères avec une répartition particulière de l'As concentré au cœur des cristaux ou suivant des microzones dans la bordure. Les observations au MEB et les analyses ICP-MS montrent une corrélation nette entre les teneurs en As et en Au, les zones les plus riches en As des pyrites étant également les plus riches en or invisible.

L'arsénopyrite est généralement plus riche en or que la pyrite, avec une teneur moyenne de 77 ppm et une valeur maximum de 176 ppm mesurée dans un cristal de Tabakoroni (Tableau 15 en annexe).

Ainsi, les sulfures des gisements de la ceinture de Bagoé sont parmi les plus riches en or invisible de tous les gisements d'or de l'Afrique de l'Ouest et tout à fait comparables à ceux de la ceinture d'Ashanti au Ghana. Oberthür et al. (1997), reprenant les travaux de Mumin et

al. (1994), donnaient les concentrations suivantes en or invisible pour les deux types de sulfures rencontrés dans les principaux gisements de la ceinture d'Ashanti ; à Konongo, les valeurs moyennes étaient de 280 ppm pour l'arsénopyrite et de 0.57 ppm pour la pyrite ; ces valeurs étaient respectivement de 11.2 ppm et 0.6 ppm à Prestea, de 237 ppm et 22.3 ppm à Bogosu et enfin de 190 ppm et 0.5 ppm à Obuasi (Ashanti Mine) ; pour ce dernier gisement, une étude récente (Fougerouse et al., 2015) a montré que l'on pouvait atteindre des teneurs de 4000 ppm dans certaines zones de cristaux d'arsénopyrite situées près de fractures.

V. Etude des inclusions fluides

L'étude des inclusions fluides (IF) a été réalisée sur des échantillons provenant des trois gisements. Elle a consisté en une observation pétrographique détaillée afin de définir les types d'IF (composition) et les différents assemblages d'IF (AIF, famille d'IF interprétées comme ayant été piégées au même moment). Ces observations ont été complétées par des mesures microthermométriques et de la spectroscopie Raman. La combinaison de ces techniques a permis de confirmer les types et AIF définis pétrographiquement et de déterminer leurs compositions en termes de salinité et nature des phases gazeuses. Dans les trois gisements, les IF ont des tailles systématiquement inférieures à 5 μm , ce qui a rendu cette étude particulièrement difficile.

V.1 Inclusions fluides de Syama

1a. Pétrographie

A Syama les IF ont été étudiées dans des basaltes minéralisées (p. ex., Sya 137-3, Sya 2b) et des brèches polygéniques minéralisées. Le choix des échantillons était basé sur la « qualité » des IF, i.e. sur les échantillons dans lesquels la taille des IF était suffisante pour réaliser une étude microthermométrique. Les IF ont été préférentiellement étudiées dans le quartz, plus rarement dans les carbonates. Les grains de quartz choisis pour l'étude des IF se situent au sein des veines riches en carbonates (Lame Sya 2b) autour desquelles se développent les pyrites qui renferment l'or, et dans les ombres de pression autour de certaines pyrites également minéralisées en or (Lame Sya 137-3) (Fig.55A & B). Dans ces deux roches (Sya 137-3, Sya 2b) nous avons observé des IF arrondies (1 à 4 μm) qui peuvent former des amas de quelques individus au milieu des grains de quartz et d'ankérite (Fig.55C & E) ; ces IF sont considérées comme primaires et représentatives du fluide présent lors de la cristallisation du

quartz. Un deuxième assemblage d'IF est représenté par des IF de forme allongée (2 à 4 μ m) alignées suivant d'anciens joints de grains (Fig.55D & F). Dans les ombres de pression, on retrouve également les deux assemblages d'IF qui s'organisent souvent en plans parallèles orientés perpendiculairement à la face du cristal de pyrite. Dans chacune des roches hôte, deux types ont été reconnus dans chacun des assemblages d'IF;

Type 1 : Les IF de ce type représentent environ 80% des IF observées. Ce type regroupe les IF monophasées constituées uniquement d'H₂O vapeur (Type 1a), ou de CO₂ vapeur (Type 1b) (Fig. 55C & F).

Type 2 : il regroupe les IF biphasées constituées d'H₂O liquide et vapeur (Type 2a), ainsi que des IF triphasées constituées d'H₂O liquide et de CO₂ liquide et vapeur (Type 2b) (Fig.55 C, D, E & F).

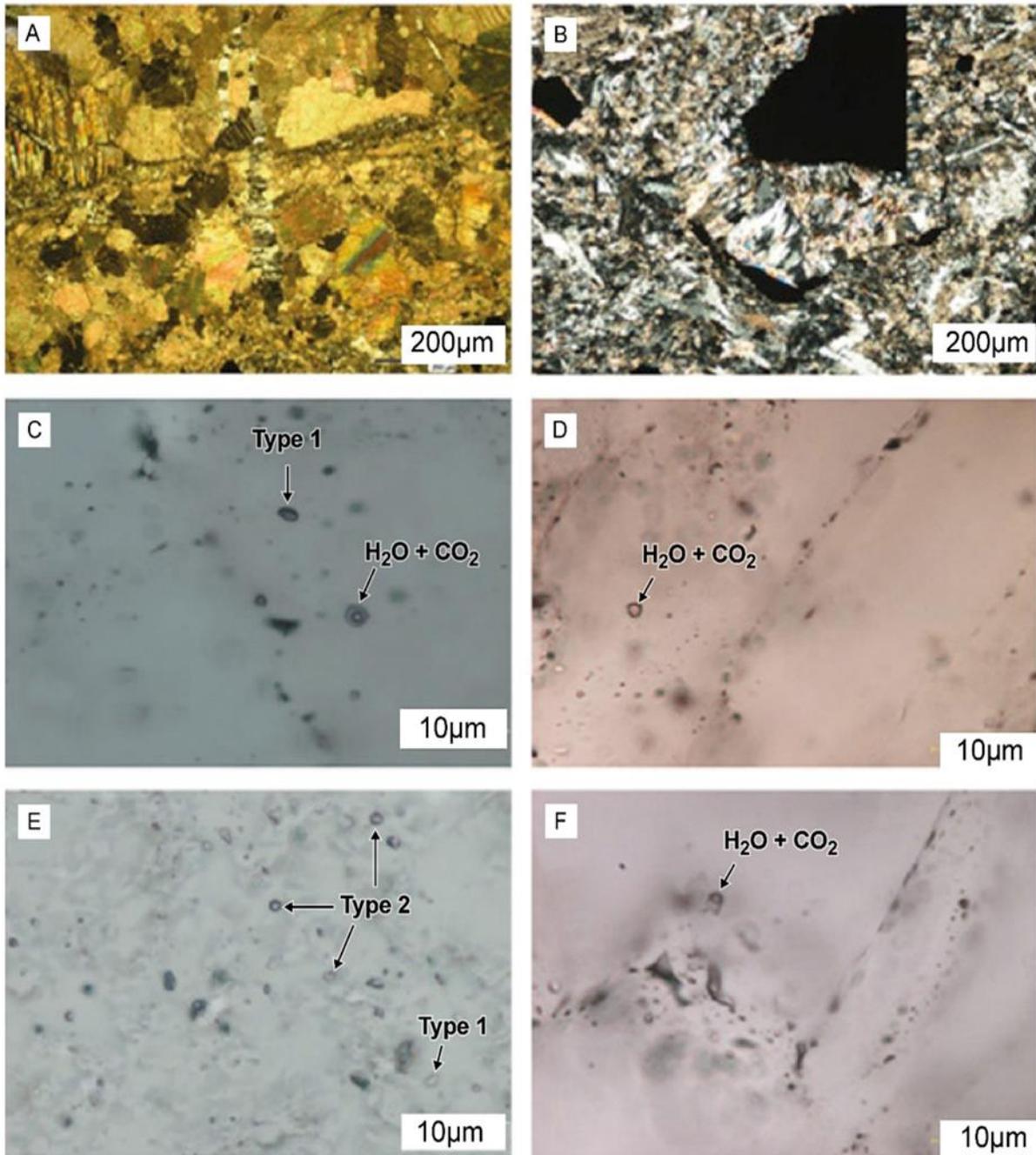


Figure 55 : Inclusions fluides de Syama. A et B : faciès basaltiques minéralisés avec veines de carbonate et de quartz, les ombres de pression autour des pyrites contiennent du quartz mais aussi de la séricite et de la calcite; C et E : distribution des IF monophasées et biphasées en amas dans le quartz; D et F : distribution des IF suivant les joints de grains de quartz.

1b. Microthermométrie

Les mesures de microthermométrie des IF ont été réalisées uniquement sur les *faciès minéralisés*. Nous n'avons pas observé d'apparition de CO₂ liquide ni de formation de glace, en refroidissant les IF de type 1a jusqu'à -100°C, confirmant ainsi leur composition de vapeur d'eau quasiment pure. Pour les IF du type 2a, la température de fin de fusion de la glace se situe entre -2.3 et -5.2°C indiquant une salinité moyenne comprise entre 3.9 et 8.1% pds éq. NaCl. Les températures d'homogénéisation (T_h) sont comprises entre 245 et 280°C. Pour les IF de type 2b, la température moyenne d'homogénéisation totale varie entre 235 et 258°C, tandis que les températures de dissolution du clathrate sont positives, avec des valeurs comprises entre 5.9 et 8.9°C; le CO₂ avait été préalablement détecté en spectroscopie Raman. Les salinités, calculées à partir de ces données (Diamond 1992), sont situées entre 3 et 8% pds éq. NaCl.

V.2 Inclusions fluides de Tabakoroni

2a. Pétrographie

Quatre lames épaisses d'échantillons minéralisés (Tacd 242-2 andésite silicifiée à pyrite et arsénopyrite) et non minéralisés (dont une dolérite, Tab 2, deux pyroclastites, Tacd 274 et Tacd 179) ont été utilisées pour l'étude des IF de Tabakoroni (Fig.56A & B). Dans la dolérite, les IF ont été observées au niveau d'une zone contenant de petits cristaux de quartz néoformés. Qu'il s'agisse des faciès minéralisés ou non, c'est dans ces cristaux de quartz et ou de carbonate que les IF ont été observées. A Tabakoroni en général, comme à Syama, les IF sont de très petite taille (1 à 3µm).

Dans les faciès minéralisés (andésite Tacd 242-2), on distingue deux types d'inclusions :

Type 1 : ce sont des inclusions monophasées présentant deux compositions distinctes: i) le type 1a, nettement majoritaire (90 à 95% de l'ensemble des IF), avec des inclusions composées uniquement de H₂O Vapeur (Fig.56C) ; leur taille ne dépasse pas 1µm ; ii) le type 1b représenté par quelques IF constituées uniquement de CO₂ Vapeur.

Type 2 : ce sont des inclusions biphasées, composées uniquement de H₂O en phase liquide et vapeur (type 2a) ou de H₂O vapeur + CO₂ vapeur (type 2b, beaucoup plus rare) avec une bulle de gaz de 40% du volume total de l'inclusion (Fig.56C & E) ; il n'est pas exclu que ce type d'IF renferme également du CO₂ liquide le long des bords de l'inclusion mais ceci est difficilement détectable à l'observation microscopique compte tenu de la très petite dimension des IF (Hollister, 1990).

Dans les faciès non minéralisés (Tacd 174, Tacd 274, Tacd 189, Tab 2), on retrouve essentiellement les IF de type 1a et de type 2a, et de très rares inclusions à CO₂ vapeur (Fig. 56D & F).

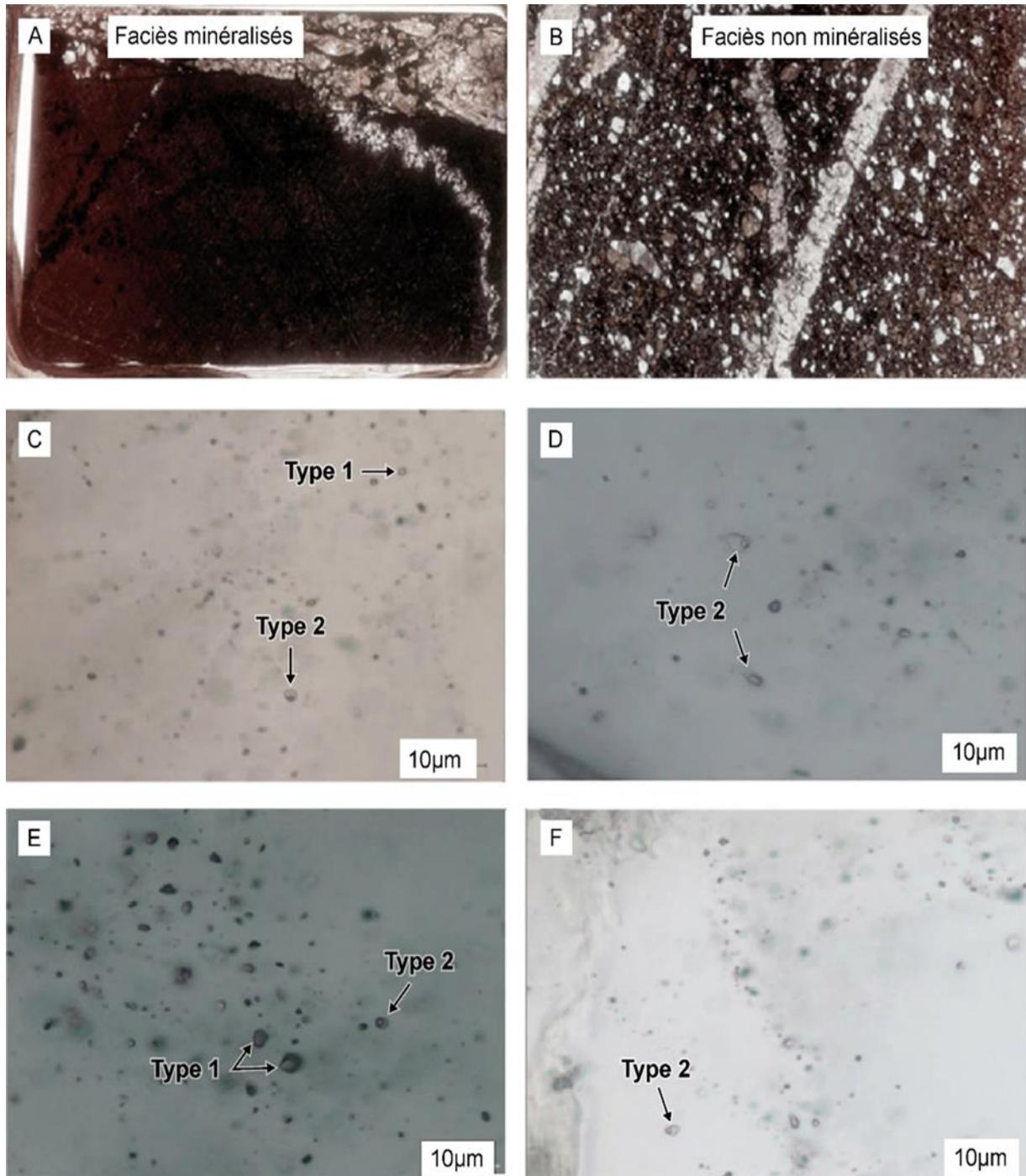


Figure 56 : Inclusions fluides de Tabakoroni. A : faciès andésitique minéralisé. B : Pyroclastite non minéralisée. C et E : distribution des IF monophasées et biphasées observées dans le quartz au niveau les faciès minéralisés; D et F : IF observées dans les faciès non minéralisés

2b. Microthermométrie

Les mesures de microthermométrie des IF *des faciès minéralisés* ont été réalisées uniquement sur les inclusions de type 2. Les IF de type 2a ont une température de fusion de la glace de -4.8°C , avec un très faible indice de confiance à cause de la taille des inclusions. Cela indiquerait une salinité du fluide de 7.6% pds équ. NaCl selon l'équation de Bodnar (1993). Les températures de fusion du clathrate dans les IF du Type 2b sont positives, comprises entre 7°C et 9°C , indiquant des salinités comprises entre 2.5 et 6% pds équ. NaCl. Les T_h des IF de type 2 sont comprises entre 245°C et 290°C , avec une valeur moyenne de 270°C . On ne note pas de différence dans les T_h entre les IF du type 2a et du type 2b.

Les mesures de microthermométrie des IF (type 2) *des faciès non minéralisés* donnent des températures de fusion de la glace de -4.8°C à -1.6°C avec un bon indice de confiance et peu d'écart dans les mesures. Cela montre une salinité du fluide d'environ 2.7% à 7.6% pds équ. NaCl selon l'équation de Bodnar (1993). Les T_h varient fortement entre 240°C et 380°C avec une valeur moyenne de 285°C . Toutefois, compte tenu de la très forte variabilité des mesures qui pourrait s'expliquer par l'hétérogénéité du fluide au moment de son piégeage due au fait qu'il était en ébullition (et la proportion de la phase vapeur piégée varie fortement d'une inclusion à l'autre), la température de piégeage du fluide a été estimée à partir des IF qui ont piégé le moins de phase vapeur (exemple certains IF du type 2a); cette température de piégeage est d'environ 240°C .

V.3 Inclusions fluides de Tellem

3a. Pétrographie

Pour l'étude des IF du gisement de Tellem, nous avons utilisé 7 lames épaisses de deux types d'échantillons: des microgranites minéralisées à pyrite et arsénopyrite se développant en bordure de veines à quartz et carbonates (Terced 092-4 et Terced 092-7, Terced 92-5) et des pyroclastites non minéralisées (Terced 92-3) (Fig. 57A & B). Dans le microgranite, les IF ont été observées dans les cristaux de quartz et de carbonate présents dans les veines ; dans la pyroclastite les IF ont été étudiées dans des cristaux déformés de quartz primaire à extinction roulante dans la matrice.

De façon générale, toutes les IF observées dans les faciès minéralisés et non minéralisés sont de petites tailles ($<5\mu\text{m}$). Elles ont une forme anguleuse, arrondie ou irrégulière. On distingue des IF primaires dispersées au sein des cristaux de quartz, et des IF secondaires organisées

suivant des plans réguliers pouvant représenter d'anciennes microfractures (Fig. 57 C, D, E & F).

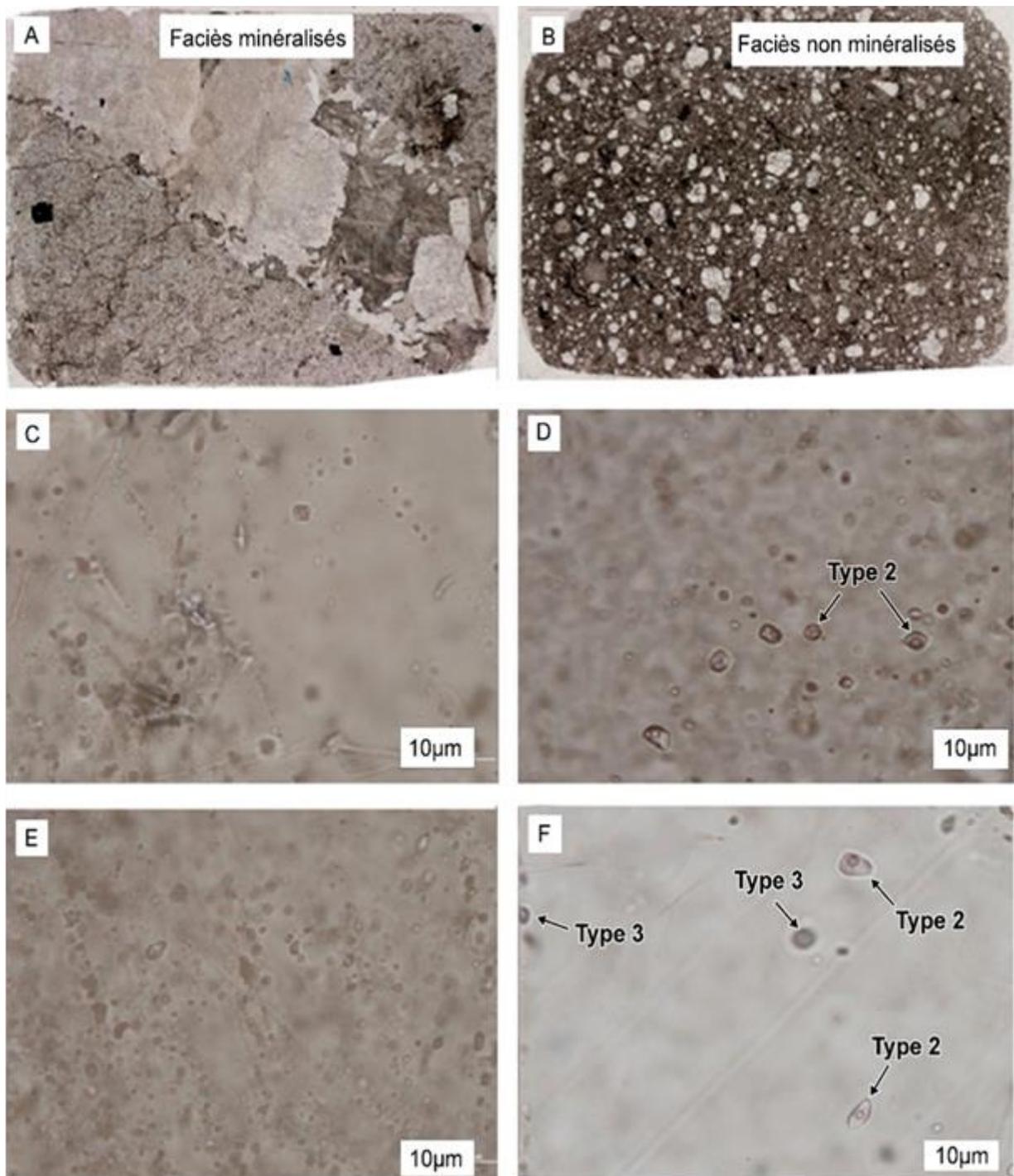
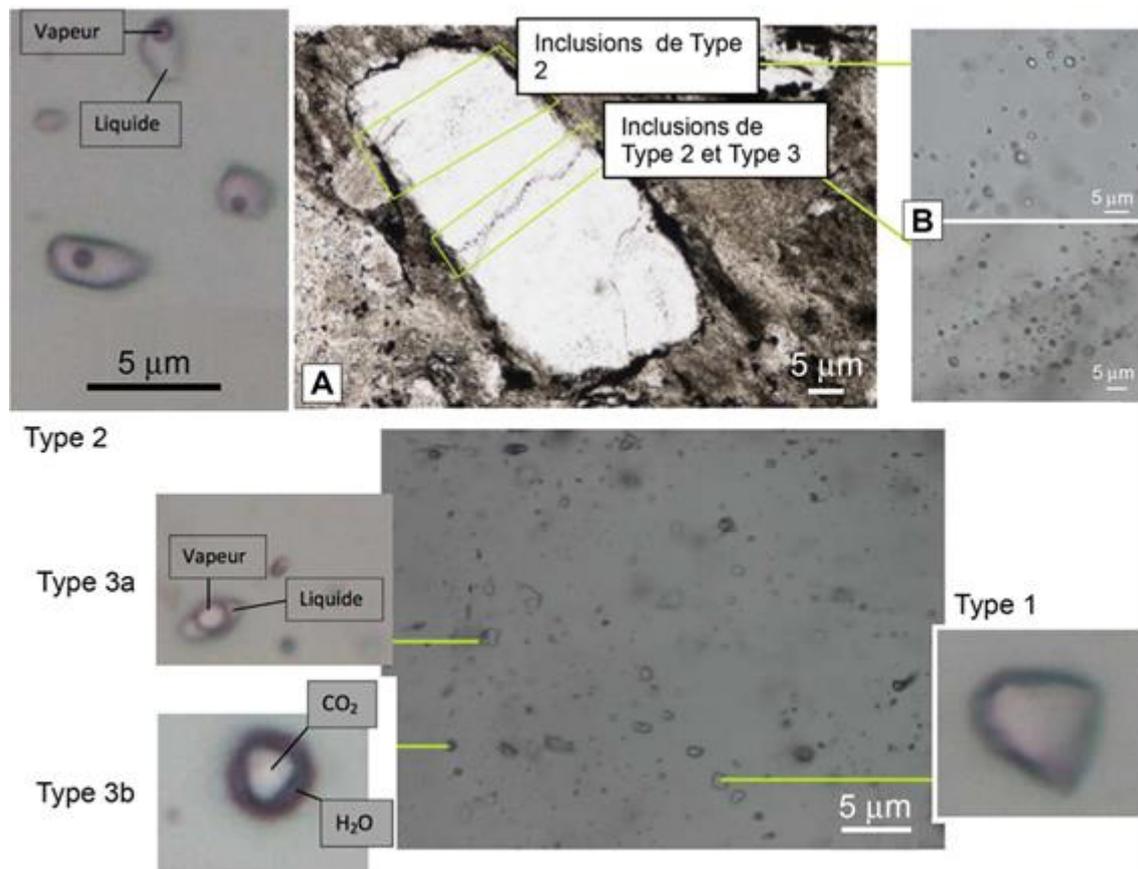


Figure 57 : Inclusions fluides de Tellem. A : Microgranite (faciès minéralisé) B : Pyroclastite (faciès non minéralisé) C et E : distribution des IF dans le faciès minéralisé; D et F : distribution des IF dans le faciès non minéralisé

Dans les faciès minéralisés ou non minéralisés, il y a trois types d'IF (Fig. 58):

- Le type 1 représente des IF monophasées riches en volatils ; le type 1a représente les IF à H₂O vapeur dominant, le type 1b les IF à CO₂ vapeur dominant.
- Le type 2, nettement majoritaire (environ 80% de l'ensemble des IF) correspond aux IF aqueuses et biphasées, avec une phase vapeur de faible volume. Ces IF contiennent parfois (mais plutôt rarement) de petits solides en inclusions (carbonates ?).
- Le type 3 correspond à des IF biphasées ou triphasées mais avec des bulles de vapeur beaucoup plus volumineuses et des rapports L/V variables (entre 40 et 90 % du volume total de l'inclusion). Parmi ces IF on peut ensuite distinguer deux sous-types : le sous-type 3a qui ne contient que H₂O (Liquide et Vapeur) et le sous-type 3b qui contient H₂O et CO₂ (liquide et vapeur).

On trouve généralement les trois types d'IF dans un même cristal. Cependant, il est plus commun d'observer le type 2 sans les autres types, dans des alignements d'IF qui recoupent clairement les limites des grains. On en conclut que le type 2 représente probablement des IF secondaires, donc plus tardives relativement aux types 1 et 3 que l'on observe souvent ensemble sans organisation particulière au sein des cristaux (Fig. 58).



3b. Microthermométrie

Comme pour les deux gisements précédents, on ne peut pas obtenir d'information microthermométrique pour les IF de type 1. Pour les autres types, nous avons pu faire des mesures et avons obtenu des résultats variables suivant que les fluides étaient associés ou pas à la minéralisation aurifère.

- *Dans les faciès minéralisés en or (Terced 92-4 et Terced 92-7):*

Les IF de type 2 ont des salinités comprises entre 0.6 et 2.3% pds éq. NaCl et des T_h comprises entre 163 et 209 °C. Les IF de type 3a ont des températures de fin de fusion de la glace comprises entre -2.9 et -1.2°C donnant des salinités moyennes de 1.3 à 4.9% pds éq. NaCl ; leurs T_h varient entre 325 et 365°C. Au niveau du type 3b, la température de fonte du clathrate se situe autour de 9°C, ce qui implique une salinité de l'ordre de 2% pds éq. NaCl (Diamond, 1992). Les T_h varient entre 310 et 343°C.

Les T_h des IF de type 2, inférieures de plus d'une centaine de degrés relativement aux autres IF confirment leur caractère secondaire.

- *Dans les faciès non minéralisés (Terced 92-3) :*

Les inclusions de type 2 ont en moyenne une température de fin de fusion de la glace de -1.6°C indiquant une salinité moyenne de 4.3% pds éq. NaCl ; leur température d'homogénéisation est de 188°C. Les IF du type 3a ont une salinité de 3.6 % pds éq. NaCl, et une température d'homogénéisation de 270°C. Les inclusions de type 3b n'ont pas été observées dans ces échantillons.

V.4 Conclusions

On retrouve globalement les mêmes types d'inclusions au sein de ces trois gisements, avec majoritairement des IF monophasés à H₂O ou CO₂ vapeur à Syama et Tabakoroni ; à Tellem, ces IF seraient moins bien représentées (Tableau 16). On retrouve ensuite des IF aqueuses biphasées liquide et vapeur et plus rarement des IF triphasées avec de l'eau, du CO₂ liquide et vapeur, bien que ce dernier type soit difficilement observable à Tabakoroni. Les caractéristiques des IF de ces trois gisements sont celles des IF généralement rencontrées dans les gisements d'or orogéniques (Fig. 59). Les salinités des IF sont similaires dans les gisements de Syama et Tabakoroni (3 et 8% pds éq. NaCl dans les IF aqueuses) et légèrement plus faibles à Tellem (1.3 à 4.9 % pds éq. NaCl, Fig.59). Le gisement de Tellem se distingue

par des T_h plus élevées (365 à 310°C) que celles obtenues pour Syama et Tabakoroni (280 à 240°C). On observe également une décroissance des T_h entre les IF primaires et les IF secondaires, ces dernières ayant en moyenne une centaine de degrés de moins relativement aux IF primaires (p. ex., à Tellem, les T_h des IF secondaires sont comprises entre 160 et 210°C, les T_h des IF primaires entre 310 et 365°C). Enfin, dans les gisements de Tellem et Tabakoroni, on observe systématiquement des T_h 50 à 30°C plus froides dans les faciès stériles que dans les faciès minéralisés.

Les deux principaux types de fluides rencontrés dans les 3 gisements de la ceinture de Bagoé sont soit en phase vapeur (CO_2 ou H_2O), soit en phase liquide ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$). Leur coexistence avec des inclusions triphasées plus rares à $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ (type 2b de Syama et 3b de Tellem), présentant des concentrations en CO_2 variables pourrait s'expliquer par le piégeage hétérogène de fluides aquo-carboniques couramment rencontrés dans ce type de minéralisation (p. ex., Robert et Kelly, 1987) et déjà signalé en Afrique de l'Ouest (Yao et al., 2001 ; Coulibaly et al., 2008). L'association fréquente dans un même plan des deux types d'IF aux salinités similaires serait également en faveur d'un processus d'ébullition partageant le liquide primaire à $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ en phases vapeur et liquide au moment du piégeage ; la salinité plus élevée mesurée dans les IF aqueuses est cohérente avec un processus de séparation de phases au cours duquel le sel est fractionné préférentiellement dans la phase aqueuse.

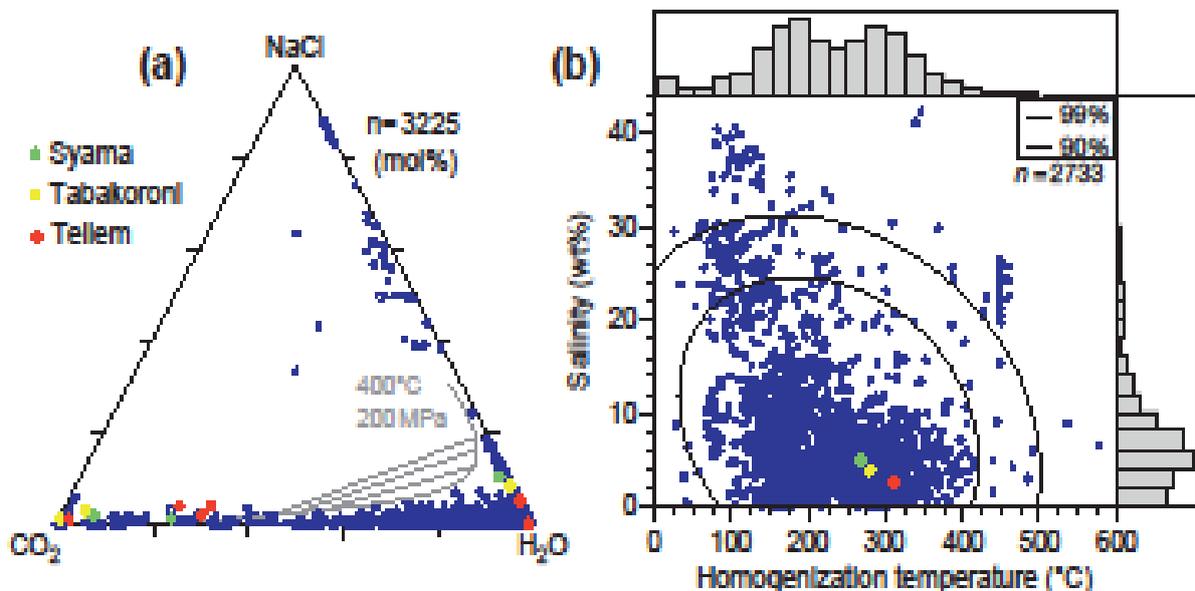


Figure 59 : Comparaison des compositions des fluides de la ceinture de Bagoé avec celles des inclusions fluides de gisements d'or orogéniques (données d'après Bodnar et al., 2014); a) diagramme ternaire $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$; b) diagramme températures d'homogénéisation –

salinités

Les différences observées entre les trois gisements au niveau des IF ne seraient donc pas liées à des différences de nature du fluide mais plutôt à des différences de température du fluide au moment du piégeage, celle-ci se situant à proximité du solvus du système H₂O – CO₂ (Fig. 60). On observerait ainsi une évolution depuis le gisement de Tellem où l'on a mesuré les plus fortes T_h (365 à 310°C) et où les IF à phase vapeur sont rares, i.e. se situent légèrement au-dessus du solvus dans le domaine des fluides supercritiques, vers les gisements de Syama et Tabakoroni qui présentent des T_h plus faibles (autour de 270°C), de très nombreuses IF à phase vapeur et de très rares IF triphasées qui indiqueraient que l'on se situe dans le domaine de l'immiscibilité des fluides à H₂O – CO₂ (Fig. 60).

La température modérée (240 à 370°C), la faible salinité ($\leq 10\%$ pds éq. NaCl) et la composition du fluide (CO₂-H₂O-NaCl) responsable de la minéralisation dans ces 3 gisements sont compatibles avec les caractéristiques des fluides libérés au cours du métamorphisme régional au niveau de zones orogéniques (cf. Powell et al., 1991 ; Bodnar et al., 2014). Les fluides métamorphiques de la ceinture de roches vertes de Bagoé étaient probablement générés à des températures plus élevées dans les parties plus profondes de la croûte birimienne et piégés à différentes profondeurs et températures lors de leur migration le long des structures cisailantes de la croûte supérieure.

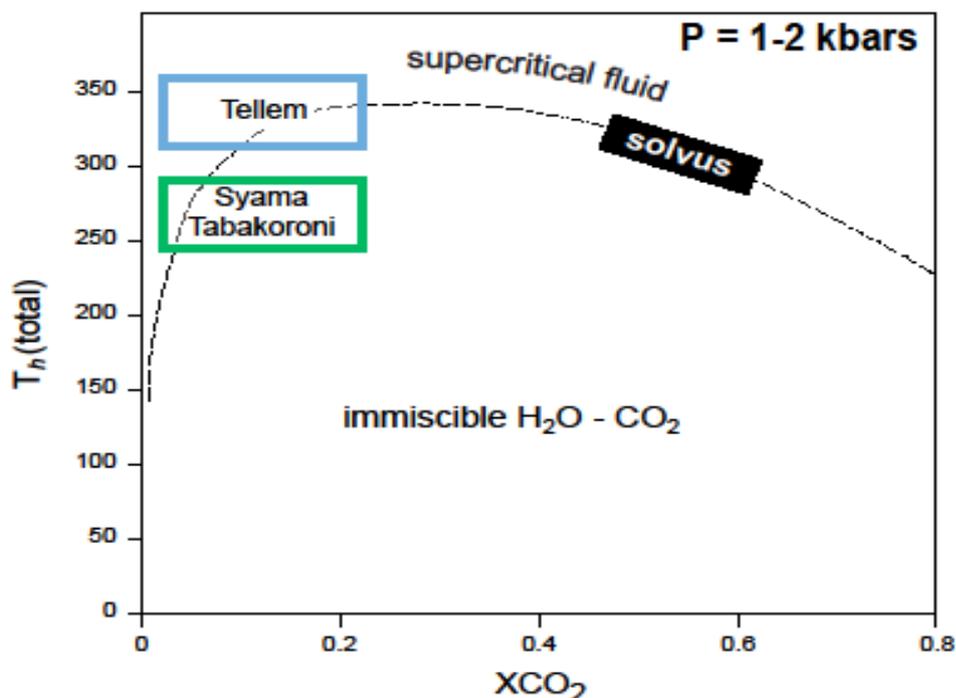


Figure 60 : Positionnement des IF des gisements de Tellem, Syama et Tabakoroni dans le système CO₂-H₂O contenant 2,6% pds éq. NaCl dans la phase aqueuse (d'après Hendel & Hollister, 1981)

V.5 Comparaison avec les données IF d'autres gisements du craton Ouest africain

Le tableau révisé de Coulibaly et al. (2008) récapitule la diversité des types d'IF et leurs caractéristiques compositionnelles et thermométriques pour plusieurs gisements aurifères du COA (Tableau 16). Nous y avons bien évidemment ajouté les résultats de cette étude mais également celles d'autres gisements étudiés depuis 2008, p. ex., Bepkong et Julie au Ghana (Amponsah et al., 2015 ; 2016), Loulo, Morila et Kalana au Mali (Hammond et al., 2011 ; Lawrence et al., 2013 ; Lambert-Smith et al., 2016 ; Sangaré, 2016). Les IF étudiées au niveau des trois gisements de la ceinture de Syama partagent un grand nombre de caractéristiques avec celles rencontrées dans plusieurs gisements du COA. On retrouve en effet, les trois principales compositions de fluides décrites dans le COA: type 1 / inclusions riches en volatils avec des IF à CO₂ ≥ 80 mol% ; type 2 / inclusions aquo-carboniques riches en H₂O (-NaCl) ; type3 / IF aqueuses avec des salinités variables.

Les données présentées par certains auteurs ont déjà été l'objet d'une synthèse à l'échelle du COA (p. ex., Klemd et al., 1996, Schmidt Mumm et al, 1997, Schmidt Mumm, 1998). Ces auteurs faisaient remarquer que les caractéristiques des fluides des gisements aurifères du COA différaient des autres gisements orogéniques par la présence fréquente d'IF à CO₂-N₂. Les deux compositions contrastées de fluides (type 1 et 2) sont rencontrées dans de nombreux gisements aurifères du COA. Les deux types diffèrent essentiellement par leur teneur en eau ; dans le type riche en composés volatils, le CO₂ (+ N₂ + CH₄) dépasse souvent les 80%, tandis que dans le type riche en eau, la teneur en volatils n'excède jamais les 20%. L'abondance d'IF à CO₂-N₂ est une caractéristique singulière des gisements orogéniques d'Afrique de l'Ouest par rapport aux sites canadiens ou australiens, où les IF contiennent souvent un fluide à H₂O-CO₂ à faible salinité (Groves et al., 1998) et avec un XCO₂ compris entre 0.2 et 0.3 (p. ex., Phillips et Evans, 2004 ; Bodnar et al., 2014, Fig. 59).

Les deux types d'IF se retrouvent fréquemment au sein d'un même gisement mais les proportions de chacune des deux populations varient fortement d'un gisement à l'autre. Par exemple, dans la plupart des gisements ghanéens de la ceinture d'Ashanti (voir synthèse dans Klemd et al., 1996) et de la ceinture de Wa – Lawra, avec le gisement de Bepkong (Amponsah et al., 2015), la grande majorité des IF appartiennent au type CO₂-N₂ (CH₄) (Tableau 16). Il en est de même à Diabatou (Klemd et al., 1997) et à Loraboué (Béziat et al.,

2008) au Burkina Faso ainsi qu'à Yaouré – Angovia en Côte d'Ivoire (Coulibaly et al., 2008). Enfin, dans de nombreux gisements, on peut retrouver les deux types d'IF bien représentés. C'est notamment le cas dans le Prospect d'Abwasso (Wille et Klemd, 2004) et d'Ayanfuri (Schmidt Mumm et al., 1997) au Ghana, de Larafella (Klemd et Ott, 1997) et de Taparko (Bourges et al., 1998) au Burkina Faso. On trouve également des IF « mixtes » à H₂O-NaCl-CO₂-N₂ comme à Julie (Amponsah et al., 2016) au Ghana, Guibaré (Dubois et al., 2001) au Burkina Faso, Kalana (Sangaré et al., 2016), Loulo (Lawrence et al. (2013) et Goukoto (Lambert-Smith et al., 2016) au Mali.

Dans les divers gisements, les IF riches en composés volatils présentent une très grande gamme de densité apparente, les densités les plus élevées pouvant atteindre les 1.15 g/cm³ (p.ex. Aboisso – Damang, Ghana, Tableau 16). Les IF aqueuses sont fréquemment décrites comme secondaires et postérieures à la population riche en volatils. Les températures de fusion de la glace indiquent généralement un fluide à faible salinité (moyenne de 10.5% pds éq. NaCl pour l'ensemble des gisements) et des températures eutectiques compatibles avec une solution dominée par NaCl. Cependant, des salinités plus élevées ont été déterminées: 14 à 19% pds éq. NaCl à Diabatou, (Klemd et al., 1997), 18% pds éq. NaCl dans la mine d'or d'Ashanti (Oberthür et al., 1994) et jusqu'à 23% pds éq. NaCl à Loulo (Lawrence et al., 2013). Dans le cas d'Ashanti, des températures eutectiques très faibles (-57.3 à -38.3 ° C) indiquent des solutions ioniques complexes comprenant probablement du CaCl₂ et du MgCl₂ (Oberthür et al., 1994). Toutes les T_h se situent entre 72° C (Mine d'Ashanti au Ghana, Schwartz et al. (1992) et 460° C (Goukoto au Mali, Lambert-Smith et al. 2016).

Selon Schmidt-Mumm et al. (1997), la chimie particulière des IF des gisements ouest-africains reflète une nouvelle catégorie de fluide minéralisateur, qui s'étendrait jusqu'au craton sud-américain (Schmidt-Mumm, 1997 ; Vélasquez et al., 2014). Les arguments de Schmidt-Mumm incluent les points suivants: i) la présence fréquente d'IF à CO₂ dans la plupart des gisements d'or ; ii) la grande extension régionale de cette composition fluide incluant le COA et le craton du Guiana ; iii) la concordance des pressions de fluide calculées à partir des densités les plus élevées avec celles estimées à partir de la minéralisation. Selon Schmidt et al. (1997), les variations de densité ne peuvent pas être interprétées comme un phénomène post-piégeage car elles n'auraient pas pu être responsables d'une telle caractéristique à l'échelle régionale. Elles seraient alors attribuées au modèle "valve-sismique" (Sibson et al., 1988) appliqué aux gisements orogéniques associés à une shear-zone. Schmidt-Mumm (1998) a attribué la nature chimique particulière du fluide au processus de

dévolatilisation en profondeur, son drainage au niveau d'une shear-zone sans rééquilibrage avec les roches encaissantes.

Au contraire de Schmidt-Mumm et al. (1997), Klemd (1998) estimait que le fluide initial pouvait être à H₂O-NaCl-CO₂-N₂ (-CH₄). Selon cet auteur, l'eau était présente dans le fluide au moment de la minéralisation. Cette hypothèse est supportée par deux arguments majeurs : i) le fait que les inclusions riches en eau sont largement présentes dans les gisements du COA et peuvent coexister avec des inclusions riches en composés volatils dans le même gisement, comme dans la mine Ashanti ; ii) la très forte altération hydrothermale des roches encaissantes de la minéralisation (chloritisation, séricitisation, épidotisation etc...) autour des veines de quartz (Klemd et Hirdes, 1998).

Le processus de démixtion de fluides peut être responsable de la production d'un fluide riche en volatils. Ce processus a souvent été proposé pour certains gisements orogéniques du COA (Klemd et Hirdes, 1998). Mais dans beaucoup de gisements, les inclusions aqueuses sont décrites comme secondaires, donc postérieures et non liées à la minéralisation. Déjà Schwartz et al. (1992) avaient considéré que les inclusions à N₂-CO₂ étaient les conséquences des modifications post-piégeage des inclusions. Ceci peut expliquer les variations de densité observées dans tous les échantillons. Le procédé de démixtion comprend la migration différentielle de H₂O (-NaCl) et de CO₂ le long des joints de grains (Klemd et al., 1997, Klemd, 1998) et leur séparation soit par immiscibilité à des températures inférieures à 350 ° C, soit par extraction sélective pendant la déformation. En conséquence seules les veines de quartz qui se forment dans des conditions PT élevées présenteront des inclusions de CO₂-N₂, alors que les veines formées à des conditions PT inférieures contiendront des inclusions H₂O-NaCl-CO₂-N₂ (Klemd et Hirdes, 1998). Wille et Klemd (2004) ont présenté des microphotographies convaincantes montrant des caractéristiques de déformation et de recristallisation dynamique, qui semblent confirmer des modifications post-piégeage des inclusions.

Si les différents auteurs cités ci-dessus s'accordent pour une origine métamorphique des fluides, certains auteurs ont invoqué l'intervention de fluides magmatiques dans la genèse des minéralisations comme dans le gisement de Gara du district de Loulo (Lawrence et al., 2013) et celui de Morila (Hammond et al., 2011), ce dernier étant considéré comme un gisement de type « intrusion-related gold system ». A Gara, Lawrence et al. (2013b) signalent la présence de fluides hyperalcalins de type saumure, une température de piégeage élevée (> 400°C) et des valeurs négatives des isotopes du carbone ($\delta^{13}\text{C}$ de -14.4 à -4.5 ‰) qui s'accordent avec un

apport de fluides magmatiques dans le système hydrothermal. Toutefois, au sein de ce même district de Loulo, dans le gisement de Yaléa., on aurait essentiellement deux types de fluides, $\text{CO}_2 - \text{N}_2 - (\text{CH}_4)$ et $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ qui dériveraient de la démixtion d'un fluide primaire à $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} - \pm\text{N}_2 - \pm\text{CH}_4$ issu de la déshydratation des métasédiments lors du métamorphisme. Pareillement, Hammond et al. (2011) à Morila, à partir des compositions isotopiques en oxygène des fluides ($\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}} = 10.9 \pm 0.3\text{‰}$) et de leur salinité relativement élevée (12–16 % pds éq. NaCl) considèrent que les fluides associés aux minéralisations peuvent être reliés à un épisode magmatique-hydrothermal ; un processus de démixtion serait ensuite à l'origine de la diversité d'inclusions rencontrées dans le gisement, avec des IF riches en $\text{CH}_4\text{-N}_2$ vapeur, des IF à $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ diluée et des saumures ; par contre, on ne retrouve pas le type de fluide « classique » des gisements orogéniques à $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2\pm\text{N}_2$ de faible salinité dans ce gisement. En revanche ce type de fluide primaire a été reconnu dans le gisement de Kalana, ainsi que des IF à $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ considérées comme dérivant du premier type lors de modifications post-piégeages.

En conclusion, les caractéristiques des fluides rencontrés dans les trois gisements de la ceinture de Bagoé sont celles que l'on retrouve classiquement dans les divers gisements du COA pour lesquelles une origine métamorphique est privilégiée. On pourrait s'attendre à ce qu'une telle composition de fluide, avec $\text{CO}_2 \gg \text{H}_2\text{O}$, soit présente dans de nombreuses provinces aurifères orogéniques autres que les seuls gisements du COA, mais ce n'est pas le cas. C'est pour cela que certains auteurs (p. ex., Goldfarb et al., 2017) réfutent l'hypothèse d'un processus secondaire comme la démixtion ou les processus post-piégeages pour expliquer ces caractéristiques particulières et proposent comme Schmidt-Mumm et al. (1997), que cette composition atypique de fluide reflète une caractéristique inhabituelle de la zone de source du fluide au niveau du COA.

VI. Estimation des conditions métamorphiques des roches encaissantes de la minéralisation

VI.1 Approche méthodologique

Les paragneiss étudiés par Ganne et al. (2012) dans la région de Fada N'Gourma (Burkina Faso) montrent que les pics de métamorphisme dans le CAO, n'excédant pas les 630 °C pour des pressions inférieures à 10 Kb, sont suivis par un métamorphisme rétrograde dans le faciès

des schistes verts, associé à la croissance de plagioclase plus sodique, de biotite plus riche en fer et localement d'assemblage à chlorite et micas blancs. Or, à ces relativement basses températures (faciès schistes verts), les équilibres thermodynamiques deviennent locaux au sein des roches en évolution P-T (Vidal et Parra, 2000). L'équilibre thermodynamique est alors maintenu par la cristallisation de nouveaux grains montrant une composition différente de ceux préexistants, plutôt que par un changement de composition des minéraux par diffusion. Il en résulte la formation d'une mosaïque d'équilibres locaux différents impliquant des minéraux de composition variée qui se sont formés à différents moments, et qui coexistent de manière métastable (hors de l'équilibre).

Lors de la sélection des échantillons, Ganne et al (2012) se sont focalisés sur les phases minéralogiques chlorites (Chl) et phengites (Phg) pour trois raisons majeures : i) ces minéraux rétrogrades étaient les plus facilement identifiables au sein des échantillons les plus rétro-morphosés ; ii) leurs données thermodynamiques sont connues pour bon nombre de leurs pôles purs (Vidal et al. 2001 ; Parra et al. 2002) ; iii) ces phases montrent une importante gamme de variabilité chimique qui semble corrélée aux microstructures.

VI.2 Méthode du « multi-équilibre » pour l'estimation thermobarométrique

Cette méthode consiste à calculer les conditions P et T d'équilibre pour un assemblage donné de minéraux qui semblent coexister à l'équilibre dans le même échantillon. Cette appréciation de l'état d'équilibre utilise des critères pétrographiques « classiques », tels que l'absence de texture réactionnelle, l'implication des minéraux dans les mêmes structures contemporaines ou leur inclusion dans le même minéral ...etc. L'avantage de cette approche est sa simplicité (le calcul des conditions d'équilibre nécessite la résolution de la condition d'équilibre $\Delta G(P,T) = 0$ pour P et T d'un faible nombre d'équilibres).

L'intérêt de cette technique vient aussi du fait que l'on peut travailler dans un système surdéterminé, c'est-à-dire, avec un nombre d'équilibres indépendants supérieur à deux. Ainsi, on peut déterminer toutes les variables du système. Ces équilibres sont calculés de la manière suivante. Pour j pôles purs, on a (Parra *et al.*, 2002, Vidal *et al.*, 2001):

$$0 = \sum_j \nu_j \Delta_a G_j^{P,T} - RT \ln K$$

Où ν_j est le coefficient stœchiométrique de l'équation, $\Delta_a G_j^{P,T}$ l'énergie libre de formation de Gibbs et K est la constante d'équilibre. K s'exprime :

$$K = \prod_j (a_{id\acute{e}ale} \gamma_j)^{v_j}$$

$a_{id\acute{e}ale}$ est la composante idéale de l'activité et γ est le coefficient d'activité calculé pour une contribution non idéale.

$$(a_{id\acute{e}ale})_j = \prod_s \prod_m \left(\frac{n_s}{r_m} X_m \right)^{r_m}$$

$$\gamma_j = \prod_s \prod_m \gamma_m^{n_s}$$

n_s est la multiplicité du s , r_m et X_m sont le nombre et la fraction de mole des cations m dans le site s .

γ_m est calculé selon l'expression :

$$n_s RT \ln \gamma_m = \sum W_{ij} X_i X_j \left[\frac{Q_m}{X_m} - 1 \right]$$

W_{ij} sont les paramètres de Margules et Q_m est le nombre d'indices i, j égal à m (0 ou 1).

Si les données thermodynamiques sont correctes et si la paragenèse observée est bien à l'équilibre, toutes les réactions d'équilibre intervenant dans le calcul de la $\sum \Delta G^2$ se recouperont en un point dans un diagramme P-T.

La figure 61 montre les résultats d'un calcul Pression-Température réalisé sur un couple chlorite-micas faisant intervenir tous les pôles purs de Chlorite et de Phengite pour lesquels les données thermodynamiques sont connues. Pour les phengites, Ganne et al. (2012) ont utilisé les pôles purs suivants (Dubacq *et al.*, 2010): muscovite (Ms: $\text{Si}_3\text{Al}_3\text{KO}_{10}(\text{OH})_2$), pyrophyllite (Prl: $\text{Si}_4\text{Al}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$), pyrophyllite hydratée (Prl.H₂O: $\text{Si}_4\text{Al}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$), céladonite (Cel: $\text{Si}_4\text{Al}(\text{Mg,Fe})\text{KO}_{10}(\text{OH})_2$), paragonite (Pg: $\text{Si}_3\text{Al}_3\text{NaO}_{10}(\text{OH})_2$), phlogopite (Phl: $\text{Si}_3\text{AlMg}_3\text{KO}_{10}(\text{OH})_2$) ; pour les chlorites, (Vidal *et al.*, 2005): (Fe-Mg) amésite (Am: $\text{Si}_2\text{Al}_4(\text{Mg,Fe})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$), clinochlore (Clin: $\text{Si}_3\text{Al}_2\text{Mg}_5\text{O}_{10}(\text{OH})_8$), daphnite (Daph: $\text{Si}_3\text{Al}_2\text{Fe}_5\text{O}_{10}(\text{OH})_8$) et sudoïte (Sud: $\text{Si}_3\text{Al}_4(\text{Mg,Fe})_2\text{O}_{10}(\text{OH})_8$). 359 équilibres peuvent être écrits pour décrire l'assemblage Chlorite-Phengite-Quartz-Eau. 66 ont été tracé sur la figure

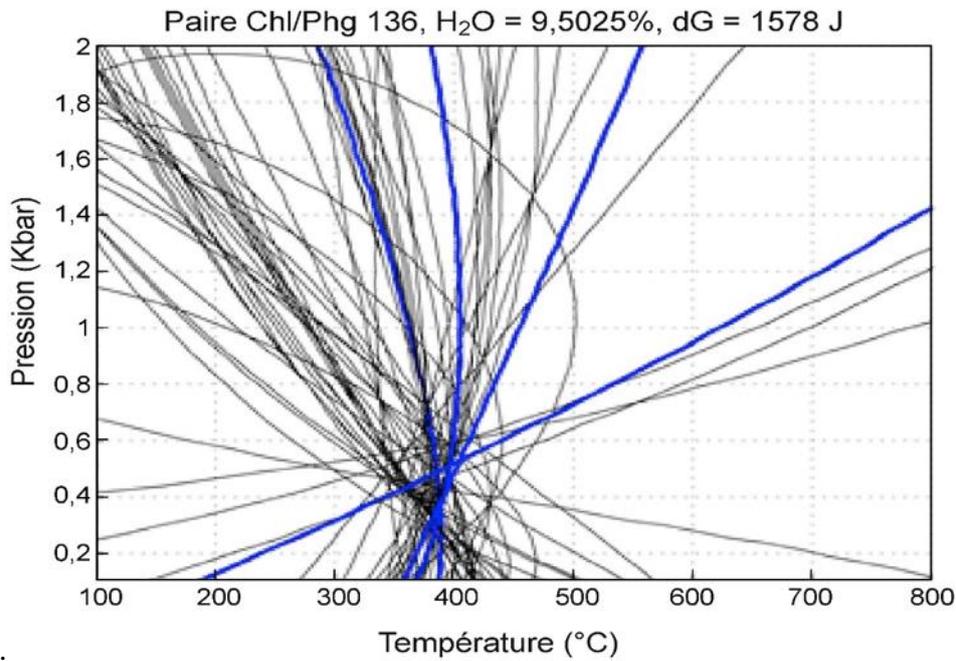


Figure 61 : diagramme P-T d'un équilibre chlorite - phengite - quartz - eau. 66 réactions sont tracées sur 359 possibles, 7 sont indépendantes (4 ont été tracé en bleu foncé). Chacune des 66 courbes tracées représente une réaction d'équilibre faisant intervenir des pôles purs de chlorite et de phengite. Les pôles purs utilisés pour les chlorites sont : le clinochlore, Mg-amésite, Fe-amésite, sudoïte, daphnite ; et pour les phengites : Al-céladonite, Fe-céladonite, muscovite, pyrophyllite, pyrophyllite hydratée. Les réactions se coupent parfaitement (sans montrer de dispersion) en un point représentant les conditions P-T d'équilibre de l'assemblage Chl-Phg-Qtz-H₂O. Cela indique que les chlorites et les phengites testées (composition chimique donnée ci-dessus en poids d'oxyde et en fraction molaire avec le format d'input de TWEEQ) sont à l'équilibre thermodynamique à 4.8 kbar et 390°C (Ganne et al., 2012)

Parmi ceux-ci, sept sont indépendants. La pression et la température de l'équilibre Chlorite-Phengite-Quartz, ainsi que la teneur en Fe³⁺ dans la chlorite et la phengite, et la teneur en eau de la phengite ont été calculées en vue de minimiser la somme de l'énergie libre de Gibbs $\Sigma\Delta G^2$ pour les sept réactions indépendantes suivantes :

- (1) 1 Sud + 15 Qtz + 10 FeCel + 2 MgAm → 4 Prl + 10 MgCel + 2 Daph
- (2) 6 MgCel + 7 Qtz + 4 FeAm + 4 H₂O → 6 FeCel + 3 Sud + 2 Daph
- (3) 5 MgAm + 4 Daph → 5 FeAm + 4 Clin

- (4) $14 \text{ Qtz} + 5 \text{ FeAm} + 3 \text{ MgAm} + 8 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow 4 \text{ Daph} + 6 \text{ Sud}$
- (5) $2 \text{ Sud} + 4 \text{ Qtz} + 4 \text{ Daph} + 4 \text{ Ms} \rightarrow 2 \text{ PrlH} + 4 \text{ MgCel} + 5 \text{ FeAm}$
- (6) $1 \text{ Prl} + 1 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow 1 \text{ PrlH}$
- (7) $11 \text{ Qtz} + 2 \text{ Ms} + 1 \text{ Phl} + 2 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow 3 \text{ MgCel} + 2 \text{ Prl}$

VI.3 Résultats pour les échantillons de la ceinture de Bagoé.

Les conditions de température et de pression du métamorphisme dans la ceinture de Bagoé ont été estimées à partir de la composition chimique des chlorites et micas contenus dans des basaltes et andésites de Syama et de Tabakoroni par la méthode dite du « multi-équilibre ». Cette méthode thermobarométrique consiste à calculer les paramètres lors de la transition entre la phengite, la chlorite et le quartz au cours du métamorphisme.

Syama

Les compositions des minéraux utilisés, chlorite et phengite, sont présentés dans la figure 62. Les chlorites sont riches en composant « clinochlore », les phengites en composant « muscovite ».

Les résultats obtenus indiquent des conditions de pression de l'ordre de 1500 bars et une température de 200°C à Syama.

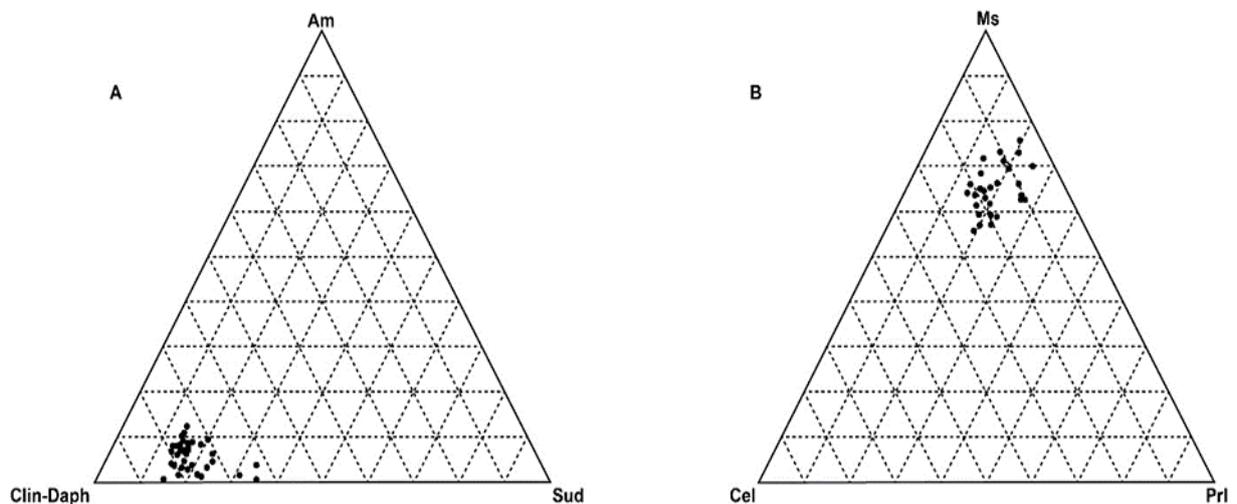


Figure 62 : Position des chlorites et mica de Syama dans les diagrammes ternaires de détermination P-T (Syd 137 : A. Position des chlorites dans le diagramme ternaire Clin-Daph, Sudoïte, Amésite ; B. Position des phengites dans le diagramme ternaire Céladonite-Pyrophyllite-Muscovite).

Tabakoroni :

Les diagrammes ternaires de la Fig. 63 montrent les compositions des chlorites et phengites de deux échantillons de Tabakoroni (métabasalte, Tacd 268 et roche métasédimentaire, Tacd 242).

Les résultats obtenus pour les deux échantillons indiqueraient des conditions de pression de l'ordre de 800 bars et une température de 280°C.

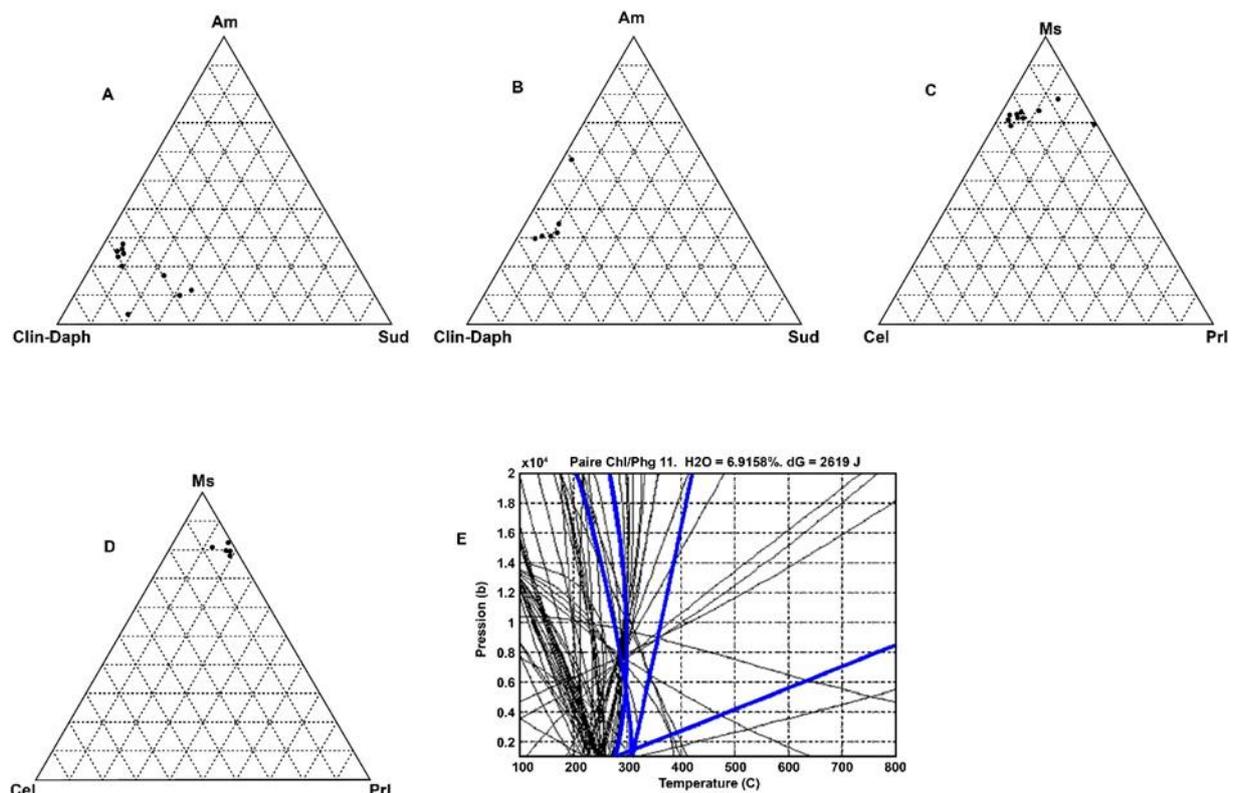


Figure 63 : Position des chlorites et mica de Tabakoroni dans les diagrammes de détermination P-T (Position des chlorites dans le diagramme ternaire Clin-Daph, Sudoïte, Amésite : A : Tacd 268 ; C : Tacd 242) ; (Position des phengites dans le diagramme ternaire Céladonite-Pyrophyllite-Muscovite : B : Tacd 268 ; D : Tacd 242) ; E : Diagramme d'équilibre : Tacd 242

Les résultats de ces estimations des conditions de température et de pression reportés dans une grille pétrogénétique représentant les principaux faciès métamorphiques indiquent que les échantillons de Syama se retrouvent dans le domaine du faciès zéolite et ceux de Tabakoroni dans celui des cornéennes (Fig. 64). Ceci montre que la méthode multi équilibre pour l'estimation thermobarométrique donne des valeurs inférieures à celles des conditions du

métamorphisme de faciès schistes verts auquel sont soumises les roches de la zone d'étude, faciès métamorphique qui s'observe à travers les assemblages minéraux qui lui sont propres à savoir la chlorite, la séricite, l'albite et le quartz. Les différences de valeurs de pression et température du métamorphisme constatées au niveau des deux gisements se reflètent au niveau des assemblages d'altération. En effet si les minéraux d'altération comme la chlorite, la séricite, les carbonate, l'albite ont été observés dans la majeure partie des échantillons de Syama et de Tabakoroni, leurs proportions diffèrent d'un site à un autre. La chlorite et l'albite par exemple sont abondantes dans les basaltes de Syama alors que les assemblages d'altération des dolérites de Tabakoroni sont dominés par l'actinote et peu de chlorite et d'albite. Ainsi ces divers échantillons nous indiqueraient vraisemblablement les conditions du pic thermique mais également leur évolution P-T-t rétrograde (en température et pression) ce qui rend difficile leur comparaison.

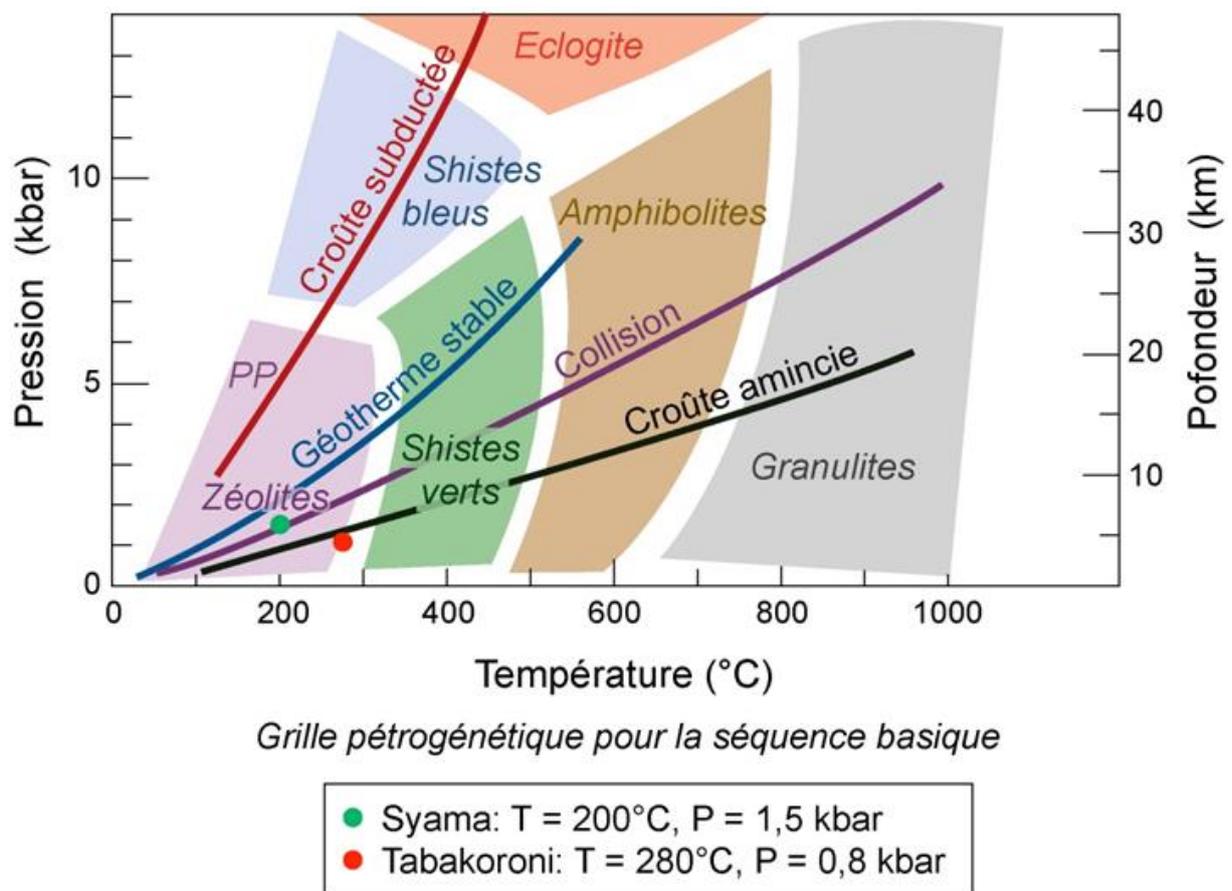


Figure 64 : Position des valeurs des P-T des gisements de Syama et Tabakoroni sur la grille pétrogénétique.

VII. Discussion

Les trois gisements (Syama, Tellem, Tabakoroni) se distribuent le long de la faille cisailante appelée «Syama-Bananso shear-zone», développée en régime de déformation transpressif (Olson et al., 1992; Diarra, 1996; Miller et al., 2014; Standing, 2005; Ballo et al., 2016). Le contexte tectonique de ces gisements et leur caractéristique structurale, minéralogique de même que les données des inclusions fluides répondent parfaitement au modèle des gisements d'or dits orogéniques. Le modèle génétique communément accepté pour ce type de gisement, est celui d'un continuum de circulations fluides depuis les stades ductiles jusqu'aux stades cassants en relation avec le déclenchement de séismes, selon le modèle de «fault-valve» proposé par Sibson et Scott (1998). En effet, chaque fois que la pression des fluides dépasse la pression lithostatique, on engendrera la fracturation des roches dans des zones localisées qui constitueront ainsi des drains facilitant la circulation de fluides hydrothermaux, à l'origine de la formation des zones minéralisées (Sibson et al., 1988). Avec la diminution de pression, ces fluides précipitent leur charge minérale qui se retrouvera en remplissage de veines mais également en pseudomorphose de la paragenèse métamorphique de faciès schiste vert des roches encaissantes. A chaque microséisme, de nouvelles veines cristalliseront et celles-ci se connecteront à celles précédemment formées, jusqu'à former le réseau des veines interconnectées qui isolent les fragments de roches encaissantes, eux-mêmes fortement altérés par les fluides.

Dans les trois gisements étudiés, on observe effectivement un stockwork de veines auxquelles sont associées la minéralisation et les paragenèses d'altération séquentielle avec albitisation précoce, suivie d'une silicification accompagnée d'une carbonatation et d'une sulfuration. Chlorite, séricite et graphite peuvent également accompagner ces minéraux dans certaines roches hôtes, veines ou ombres de pression. Les relations texturales des différentes générations de veines confirment cette chronologie, les veines à carbonates étant généralement antérieures à celles à quartz. Toutefois, ces différentes paragenèses montrent souvent des récurrences et on observe aussi plusieurs générations d'albite, d'ankérite, de sulfures et de quartz ce qui complexifie le système minéralisé.

VII.1 Modèle génétique de formation des sulfures et de la minéralisation aurifère

Pour ce qui est de la minéralisation à proprement parlé, à partir de l'étude texturale différentes étapes ont été reconnues dans la formation (distinction nette de deux générations) et ensuite la déformation (fissuration voire fragmentation de cristaux) de la pyrite et de

l'arsénopyrite, et nous avons cherché à situer la précipitation des différentes générations d'or par rapport à cette succession d'évènements.

Les cristaux de pyrite et d'arsénopyrite présentent systématiquement un cœur riche en inclusions correspondant à une première génération de cristallisation (Py1 et Apy1), entouré d'une bordure à surcroissance unique ou à surcroissance complexe, correspondant à une deuxième génération ou à une succession de génération de cristallisation (Py2 et Apy2).

Cas du gisement de Syama uniquement à pyrite

La première génération de pyrite (Py1) se formerait à partir de minéraux riches en fer, notamment les carbonates de fer de type ankérite, dolomite ferrifère ou chlorite. En inclusion dans les pyrites des métavolcanites, on retrouve assez fréquemment en plus de ces carbonates, des cristaux de rutile. Velasquez et al. (2014) ont montré que cette association de minéraux (ankérite – rutile) dérivait d'anciens cristaux de titanomagnétite ; nous n'avons pas observé à Syama des évidences de cette transformation titanomagnétite en pyrite mais la présence de rutile pourrait en être le témoignage. On peut trouver également en inclusion dans cette première génération de pyrite les autres minéraux qui composent la paragenèse de métamorphisme des metabasites encaissantes, à savoir l'albite et la chlorite. Cela implique que le fluide, à partir duquel les cœurs de pyrite ont cristallisé, a utilisé le fer des minéraux présents dans les roches altérées, notamment celui de l'ankérite ou de la dolomite ferrifère. C'est très certainement pour cette raison que la pyrite se trouve principalement dans les fragments de roches encaissantes, et beaucoup plus rarement dans les veinules ou les veines comme le démontrait l'étude de Diarra (1996). Celui-ci décrivait les différentes générations de veines, les principales étant représentées par les veines à remplissage composite carbonates – albite – quartz ou uniquement à carbonates (dolomite ferrifère), et montrait que la pyrite se développait aux épontes de ces veines dans la roche encaissante. L'étude de nos échantillons de basalte, de lamprophyre et d'argilite carbonée (Fig. 36B, D & E) confirme que la pyrite se développe majoritairement aux épontes de ces veines.

La deuxième génération de pyrite se développe aux bordures des cristaux et peut complètement englober la Py1 et également donner des cristaux isolés dans la matrice. Nous considérons alors que cette deuxième génération de pyrite, pratiquement dépourvue d'inclusions, précipiterait directement à partir du fluide et non plus par transformation de minéraux ferrifères préexistants. Cela indiquerait que le fluide, initialement sous-saturé en pyrite, deviendrait en cours d'évolution saturé en soufre ce qui permet la cristallisation de la pyrite directement à partir du fluide. Cette bordure se développera préférentiellement autour

des cristaux préexistants de pyrite et aussi dans les espaces ouverts de part et d'autre du cristal de Py1, dans ce qui deviendra ensuite des ombres de pression. On observe également au niveau des zones de bordure des zonations nettes, marquées essentiellement par des variations de teneurs en As, qui se traduisent par une succession de «micro-zones» riches en As intercalées de zones pauvres en As. Cette zonation rythmique a souvent été observée dans ce type de pyrite de gisements orogéniques (p. ex. Velasquez et al., 2014) ou de type Carlin ou épithermal (p. ex. Kesler et al., 2011) ; elles ont été interprétées comme étant des séquences de surcroissance qui se formeraient à chaque nouvelle arrivée de fluide en relation avec l'ouverture d'un espace en bordure du cristal dans lequel cristalliserait la nouvelle séquence, avec précipitation précoce des pyrites arsénifères puis des pyrites pauvres en As. A Syama, au sein de ces micro-zones riches en As, on rencontre parfois de tous petits cristaux d'arsénopyrite qui ont été interprétés par Diarra (1996) comme étant des reliques d'une transformation arsénopyrite – pyrite. Nous pensons plutôt, compte tenu de leur rareté et de leur association systématique avec les micro-zones enrichies en As, que la présence de ces cristaux d'arsénopyrite indiquerait plutôt que le fluide était localement suffisamment sursaturé en As pour précipiter directement l'arsénopyrite.

A Syama, les cœurs des cristaux de pyrite peuvent renfermer des concentrations en or invisible relativement importantes (jusqu' à 133 ppm) ; cet or ayant précipité en même temps que la pyrite hôte peut être considéré comme étant de l'or primaire. Le fluide hydrothermal à l'origine de cette première génération de pyrite et d'or était très probablement oxydant ; en effet Diarra (1996) signale la présence de cristaux reliques de pyrrhotite au sein des pyrites de metabasaltes (Fig. 5.2G in Diarra), ce qui laisse supposer une transformation pyrrhotite => pyrite lors de l'interaction de ce fluide avec les roches encaissantes, d'où une augmentation de la fO_2 ; cette pyrrhotite pourrait être une relique du stade magmatique. La solubilité de l'or diminue rapidement lorsqu'on se déplace vers des fO_2 plus élevées, l'oxydation étant un moyen plus efficace de précipitation de l'or que la réduction (e.g., Pokrovski et al., 2014).

Les données chimiques (analyses et images LA-ICP-MS, fig. 46) montrent également qu'il y a une forte relation entre l'arsenic et l'or, que ce soit dans les cœurs riches en As ou les «micro-zones» des pyrites de deuxième génération. Cette relation entre As et Au dans les pyrites arsénifères a été largement discutée dans la littérature, avec le consensus sur le fait que la présence d'arsenic favorise la précipitation de l'or, spécialement dans ce type de pyrite orogénique (e.g., Fleet et al., 1989; Fleet et al., 1993; Fleet and Mumin, 1997; Simon et al., 1999b; Reich et al., 2005). Ainsi, après la formation des cœurs de pyrite, les déformations successives en lien avec le déclenchement de séismes génèreraient l'ouverture d'espaces

autour des cœurs de cristaux. L'expansion de ces cavités provoque une chute soudaine de pression suffisamment importante pour provoquer la vaporisation instantanée des fluides (= ébullition) existants dans la cavité et la précipitation de plusieurs minéraux comme le quartz ou les sulfures (e.g., Craw, 2013 ; Weatherley et Henley, 2013). Les données des inclusions fluides indiquent que ce processus d'ébullition se produit pour des températures supérieures à 270°C (= température d'homogénéisation des inclusions primaires à Syama). L'arsenic, l'or et le fer ont des coefficients de partition vapeur-liquide qui favorisent leur stabilité chimique dans la phase liquide (Pokrovski et al., 2002a ; 2005; 2008; Kouzmanov and Pokrovski, 2012) et lors de l'ébullition le fluide résiduel peut devenir saturé en pyrite arsenifère et or métallique. De plus, l'ébullition entraînant également la perte d'autres composants volatils tels H₂S et CO₂, elle aura comme conséquence une augmentation de pH et donc une diminution de la solubilité des minéraux sulfurés. Ce scénario peut expliquer la relation observée dans les pyrites de deuxième génération entre l'or et l'arsenic. Après la précipitation de ces pyrites riches en As et or induisant l'appauvrissement du fluide résiduel en ces métaux, la cristallisation se poursuit avec les pyrites plus pauvres en arsenic et en or. Ce scénario pourrait se répéter un grand nombre de fois en relation avec les rejeux des accidents, d'où les zonations parfois complexes des cristaux de pyrite.

Cas des gisements de Tabakoroni et Tellem à pyrite et arsénopyrite

Un scénario similaire peut être envisagé pour les associations cogénétiques pyrite - arsénopyrite de Tabakoroni et Tellem qui montrent elles-aussi 2 générations distinctes de cristaux, avec une première génération représentées par les cœurs riches en inclusions (Py1 et Apy1) et une deuxième génération représentée par les bordures limpides des cristaux de la première génération et également des cristaux limpides isolés dans la matrice (Py2 et Apy2). Comme pour les pyrites de Syama, les deuxièmes générations de pyrite et d'arsénopyrite montrent également de légères zonations liées aux variations de teneurs en As, comme cela s'observe fréquemment dans les gisements orogéniques (p. ex., Fougereuse et al., 2016 ont reconnu ce type de zonation dans les arsénopyrites du gisement d'Obuasi, Ghana). Par ailleurs l'arsénopyrite de Tabakoroni contient également des cristaux reliques de pyrrhotite en inclusion indiquant comme à Syama l'intervention d'un fluide oxydant et une possible transformation d'une pyrrhotite d'origine magmatique en arsénopyrite. Un scénario similaire à celui décrit pour Syama peut s'appliquer à ces deux gisements pour expliquer la présence de deux générations distinctes de pyrite et d'arsénopyrite. Toutefois, les données des inclusions

fluides indiquent que le processus d'ébullition se produit à des températures probablement plus élevées, notamment à Tellem (> 300°C).

Or visible vs or invisible

Les données disponibles dans la littérature indiquent que les complexes sulfurés atteignent des concentrations significatives en or (>1 ppm Au) seulement dans les fluides riches en H₂S proches de la neutralité et pour des températures modérées à faibles (<250–300 °C) alors que les complexes chlorurés ne sont efficaces que dans les fluides salés (typiquement >10 wt% équivalent NaCl), fortement acides (pH < 3) et oxydants (conditions proches ou supérieures au tampon magnétite – hématite (HM) à des températures au-delà de 300°C. Dans le cas d'un fluide métamorphique, l'or est très certainement transporté complexé au soufre (e.g., AuHS⁰, Au(HS)₂⁻ ou même l'ion trisulfure S₃⁻, Pokrovski et al., 2015 pour une revue complète).

Les premières générations de pyrite et d'arsénopyrite se forment par remplacement possible de pyrrhotite mais plus probablement et plus fréquemment par remplacement de l'ankérite, les thio-complexes or-soufre ont pu être déstabilisés lors de ces transformations consommatrices de soufre, entraînant alors la précipitation de l'or dans la pyrite et l'arsénopyrite (e.g., Williams-Jones et al., 2009). L'or peut ainsi se retrouver dans le réseau de la pyrite (substitution AsS₃⁻ - S₂²⁻ favorisant l'entrée d'un ion Au⁺ à la place du Fe²⁺), et/ou sous forme de nanoparticules de sulfosels complexes (e.g., Bi, Sb, Cu, Tl et Pb; cf. Frost et al., 2002, Deditius et al., 2011), comme semblent l'attester les spectres LA-ICP-MS de ces divers métaux dans les deux types de sulfure qui présentent les mêmes profils que celui de l'or. Cet or est qualifié d'invisible car non repérable au MEB. Pour évaluer la relation entre or «visible» et or «invisible», nous avons reporté les compositions des pyrites de Syama et de Tabakroni dans le diagramme de Reich et al., (2005) (Fig. 65) qui montre la limite de solubilité de l'or dans les sulfures. Ce diagramme confirme tout d'abord la relation entre l'arsenic et l'or pour les pyrites de ces deux gisements, puisque les pyrites les plus riches en or sont également celles les plus riches en As. Par ailleurs il apparaît que toutes les données de nos pyrites sont situées nettement en dessous de la limite de solubilité de l'or dans les pyrites. Or, d'après Reich et al. (2005), les données qui sont inférieures à la limite de solubilité correspondent à des pyrites dans lesquelles l'or se trouve sous la forme de solution solide (Au¹⁺) ou de nano-inclusions, i.e. des pyrites dans lesquelles les concentrations en or «invisible» sont insuffisantes pour former des grains d'or visibles. Au contraire, les pyrites situées au-dessus de cette limite correspondent à des pyrites où il y a eu assez d'or pour

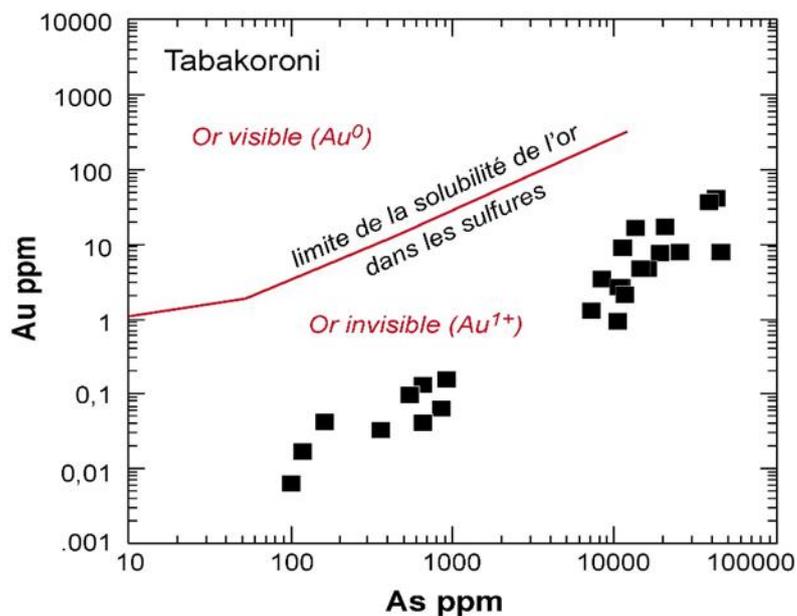
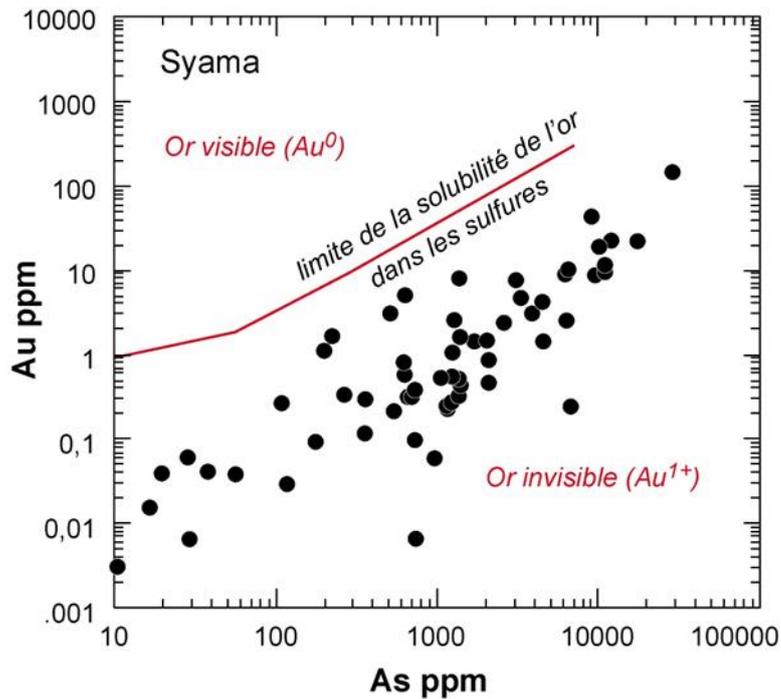


Figure 65: Diagrammes binaires As-Au montrant la relation entre la composition en As et en Or invisible dans les pyrites de Syama et de Tabakoroni (d'après Reich et al., 2005).

former des grains d'or visibles (Au^0). Ainsi, les compositions de nos pyrites s'accordent avec le modèle d'or invisible, ie que l'or dans les pyrites de Syama et Tabakoroni se trouve sous forme de solution solide.

Toutefois, dans certains cristaux de pyrite et d'arsénopyrite, on observe des inclusions de grains d'or visibles au MEB, de taille pluri micrométrique ; dans ce cas la limite de

solubilité de l'or dans ces sulfures a été franchie (Reich et al., 2005), probablement en raison de plus fortes concentrations en or dans le fluide. Mais, dans ces différents gisements, la majorité de l'or visible se présente en remplissage des fractures affectant les sulfures et les minéraux encaissants, notamment les carbonates et le quartz, mais également à l'interface pyrite – arsénopyrite dans le cas de Tabakoroni et Tellem où les deux sulfures sont présents. Cet or est très fréquemment associé à un même cortège de minéraux, essentiellement chalcopryrite et divers sulfoantimoniures (e.g., chalcostibite ou tétraédrite) à Syama, et à Tellem majoritairement galène. Une partie importante de cet or visible pourrait résulter de la remobilisation d'une partie de l'or «invisible» présent dans les pyrites et arsénopyrites de la première génération par l'intermédiaire de fluides hydrothermaux et de sa re-précipitation lors des épisodes de déformation tardifs associés au régime fragile (e.g. Morey et al., 2008 ; Vélasquez, 2014). En effet, ces grains d'or se retrouvent soit à l'interface de deux cristaux, soit dans les fractures, i.e. dans des zones propices à la circulation de fluides. Dans ce processus de remobilisation de l'or, d'autres éléments sont concernés. C'est notamment le cas du Cu, Sb et Pb, accessoirement Bi, Te et Zn, ces éléments montrant des similitudes avec l'or invisible dans les spectres LA-ICP-MS des sulfures. Lors de leur remobilisation par les fluides, ces divers éléments présents dans les deux types de sulfures, seraient remis en solution par le fluide et précipiteraient à nouveau mais séparément en microcristaux d'or, de chalcopryrite, de chalcostibite, de tétraédrite et de galène, par des réactions couplées de dissolution et reprécipitation (e.g., Putnis, 2002; Xia et al., 2009). Ce «scenario» de remobilisation a déjà été proposé pour des gisements orogéniques (e.g., Morey et al., 2008 et Sung et al., 2009 pour divers gisements d'or orogéniques du Yilgarn craton, Vélasquez et al., 2014 pour le craton du Guyana, Mumin et al., 1994 et Oberthür et al., 1997b, Fougereuse et al., 2016, pour des gisements orogéniques du district Bogosu-Prestea (Ashanti Gold Belt, Ghana).

VII.2 Différences structurales et minéralogiques entre les trois gisements

Enfin, si ces divers gisements situés dans la même ceinture présentent de nombreuses similitudes, ils montrent également certaines différences tant d'un point de vue structural que minéralogique.

Sur le plan structural, on constate pour les 3 gisements que la minéralisation est associée à un stockwork de veines auquel s'ajoute pour le gisement de Syama une forte

bréchification. Ces structures se forment lors des phases de déformation ductile-fragiles et fragiles résultant d'un raccourcissement régional WNW – ESE (Miller et al. 2016).

D'un point de vue minéralogique, la principale différence entre les trois gisements se marque par la présence simultanée de pyrite et d'arsénopyrite dans les gisements de Tabakoroni et de Tellem, et la présence unique de pyrite dans le gisement de Syama. D'autres différences minéralogiques sont manifestes, comme la richesse en chalcopryrite et en sulfoantimoniures dans la paragenèse aurifère à Syama, en galène à Tellem. Enfin, on observe également une nette différence de composition des pyrites, celles associées à l'arsénopyrite étant nettement plus riches en As. Ces différences peuvent être imputables aux caractéristiques du fluide minéralisateur et aux conditions T – P de formation, mais également à la nature des roches encaissantes qui diffèrent suivant les gisements. Par exemple, à Tabakoroni, les argilites carbonées (black-shales) sont beaucoup plus développées que dans les deux autres gisements. Or, les black-shales sont connus comme étant des « réservoirs à As » (e.g., Ketris and Yudovich, 2009) qui pourraient à eux seuls justifier de la présence d'arsénopyrite et de pyrite arsenifère à Tabakoroni. Ce contrôle lithologique serait également valable pour l'or dit invisible, les pyrites et arsénopyrites des argilites de Tabakoroni étant parmi les plus riches du craton ouest-africain ; il est également connu que les black-shales sont aussi de bons réservoirs pour l'or (Ketris and Yudovich, 2009 ; Gregory et al., 2015). Toutefois, le contrôle lithologique seul ne suffit pas pour expliquer la présence d'arsénopyrite à Tabakoroni, des différences de température de formation de la minéralisation dans les trois différents gisements pouvant également expliquer les différences minéralogiques.

Pour retrouver les caractéristiques thermochimiques propres à chacun des gisements, nous allons utiliser les données microthermométriques des inclusions fluides et la composition des arsénopyrites (Morey et al., 2008 ; Kretschmar et Scott., 1976 ; Sharp et al., 1985). Deux paramètres indépendants, la température et l'activité en soufre, conditionnent pour l'essentiel la composition de l'arsénopyrite et la nature des phases associées. Sharp et al. (1985) indiquaient que la pression lithostatique n'avait pas ou peu d'influence sur la composition chimique de ces minéraux. Le champ de stabilité de l'arsénopyrite (Fig. 66) et les courbes d'isocomposition ont été définies expérimentalement par Kretschmar et Scott (1976) en fonction de ces deux paramètres, pour des pourcentages atomiques en arsenic allant de 29,5% à 38,5%. Ces données expérimentales permettent d'utiliser l'arsénopyrite comme géothermomètre si celle-ci présente une composition homogène. La teneur en arsenic des arsénopyrites de Tabakoroni oscille entre 27 at. % et 30.8 at. %, avec une moyenne de 28.4 at.%, ce qui indiquerait une température de cristallisation $\leq 300^{\circ}\text{C}$. A Tellem, la teneur en

arsenic oscille entre 29.14 at.% et 33.69 at.%, avec une moyenne de 31.66 at.%, ce qui donnerait une température de 380°C (Fig. 66). Ces valeurs ne sont pas très différentes de celles obtenues par microthermométrie (270-285 pour Tabakoroni et 310-340 pour les roches minéralisées à Tellem). On retrouve ainsi le même décalage de valeurs de température, i.e. les plus fortes valeurs pour Tellem, puis des valeurs plus faibles à Tabakoroni, et Syama autour de 250°C (données IF uniquement pour Syama) ; cette plus faible température du fluide minéralisateur pourrait expliquer la présence unique de pyrite à Syama.

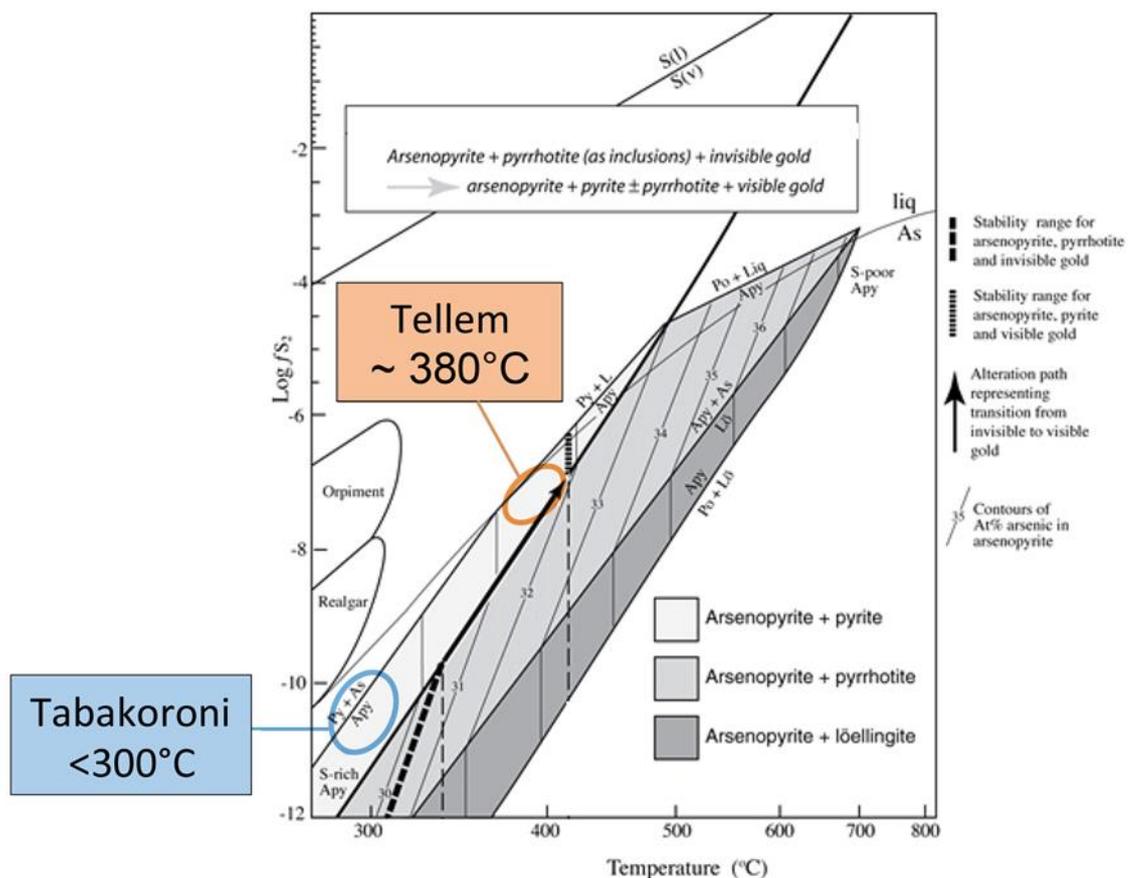


Figure 66. Températures de formation de l'arsénopyrite à Tabakoroni et Tellem, basées sur les teneurs en As dans l'arsénopyrite (Kretschmar et Scott, 1976 modifié par Morey et al., 2008). Apy = arsénopyrite, Lö = löllingite, Py = pyrite

Les plus basses températures pour la minéralisation de Syama seraient cohérentes avec la présence d'un très grand nombre de sulfoantimoniures et sulfosels de type tétraédrite, chalcostibite, bournonite et ullmannite dans ce gisement relativement aux deux autres. En effet, la saturation en Sb du fluide hydrothermal chute considérablement de plus de 1000 ppm à moins de 10 ppm dans un intervalle de température compris entre 410 et 260°C (Williams-

Jones and Normand, 1997) signifiant que la diminution de la température favorise la précipitation des sulfosels, en accord avec les plus faibles températures estimées pour Syama. De plus, les sulfosels forment des solutions solides étendues pour des températures comprises entre 300 et 400°C mais ces solutions solides sont beaucoup plus restreintes pour des températures inférieures à 300°C (Moëlo et al., 2008) ; ainsi, la diversité d'espèces de sulfosels observées à Syama serait également en accord avec de plus faibles températures de précipitation. Enfin, nous avons observé des différences de composition entre les tétraédrites de Tabakoroni et de Syama assez similaires à celles du système aurifère Prestea – Bogosu. Mumin et al. (1994) indiquaient que le niveau de mise en place de la minéralisation était différent entre les deux gisements de la ceinture d'Ashanti, celle de Prestea se mettrait en place dans un niveau structural plus profond (transition ductile – fragile) que celle de Bogosu (domaine fragile). Sur la base de la composition de la tétraédrite, ils concluaient que la concentration en Sb dans le fluide minéralisateur diminuait lors de sa remontée vers des niveaux plus superficiels. On aurait ainsi dans la ceinture de Bagoé, comme pour la ceinture d'Ashanti, une diminution de l'activité en Sb et As dans les fluides, en relation avec le niveau de mise en place de la minéralisation, celui-ci étant plus profond à Tabakoroni qu'à Syama.

Enfin, on remarque également une différence de composition de l'or entre les trois gisements, marquée par une teneur en Ag décroissante depuis l'or de Tellem (pureté de 800), celui de Tabakoroni (pureté de 900) et celui de Syama (pureté de 938) tout à fait conforme avec les différences de températures de formation supposées pour ces 3 gisements.

Ainsi, sur la base de ces nouvelles données minéralogiques et fluides, nous considérons que la formation des minéralisations aurifères dans ces trois gisements serait essentiellement la conséquence d'une évolution continue à température décroissante d'un même fluide minéralisateur plutôt que la conséquence de fluides de nature et de sources différentes pour chacun des trois gisements. Pour les trois gisements, la précipitation de l'or serait directement contrôlée par l'immiscibilité des fluides. La séparation de phase tend à fractionner le H₂S en phase vapeur, diminuant ainsi l'activité du ligand dans la phase aqueuse (Williams-Jones et al., 2009). Les fluctuations de la pression liées à l'activité sismique seraient également responsables de l'immiscibilité des fluides et du dépôt de l'or dans ces gisements.

VIII. Comparaison entre les minéralisations de la ceinture de Bagoé et celles des autres gisements situés dans la partie sud-occidentale du Mali

Quelles sont les principales similitudes et différences entre les minéralisations de la ceinture de Bagoé et celles des autres gisements situés dans la partie sud-occidentale du Mali?

Dans la partie sud-occidentale du Mali, trois régions présentent des gisements d'or. Ce sont, d'Ouest en Est (Milési et al., 1989, 1993, 2004) : i) le domaine oriental de la boutonnière de Kédougou – Kéniéba avec les districts de Yatéla – Sadiola, au Nord et celui de Loulo, au Sud ; ii) la partie Sud – Ouest du bassin de Bougouni – Keikoro, sur la bordure Est de la ceinture de Yanfolila, avec le district de Kalana ; iii) la ceinture de Morila située dans la partie centrale du Sud-Ouest Mali, avec le district aurifère de Morila. Les caractéristiques essentielles de ces divers gisements sont résumées dans le tableau 17. Concernant la nature des roches encaissantes, on remarque qu'à la différence de la ceinture de Bagoé dans laquelle les roches mafiques sont prépondérantes, tous les autres gisements sont encaissés majoritairement dans des roches métasédimentaires, parfois recoupées par des intrusifs tonalitique à dioritique comme à Morila, Kalana et à un degré moindre Sadiola, Alamoutala et Yatéla. Dans la ceinture de Bagoé, on rencontre quelques dykes de roches felsiques à Syama et un intrusif micogranitique de plus grande taille à Tellem. Comme pour les formations de la

Gisements sud-occidental malien	Roches encaissantes	Contexte structural	Style des minéralisations	Sulfures majeurs	Minéraux accessoires	Habitus de l'or et pureté	Données Inclusions fluides
Ceinture de Bagoé							
Syama Olson et al ; (1992) Diarra (1996)	Basaltes <i>Black-shales</i> <i>conglomérats</i> <i>pyroclastites</i> <i>Andésite</i> <i>Lamprophyre</i> Faciès Schistes verts	Associé à la Syama shear-zone Relié aux phases D4-D5	Stockwork de veines à carbonates et quartz Brèche polygénique	Pyrite (As < 3%)	Tétréédrite, chalcostibite, sphalérite ± chalcopyrite, et rarement galène, gersdorffite, bournonite, ullmannite	Or en Inclusion Plus fréquentes dans les Py I, rares dans Py II Or Fissural Dans les deux générations de Pyrite Or Libre Dans la matrice (quartz, ankérite, muscovite), rarement visible à l'œil nu Or invisible pyrite : Moy. = 5.5 ppm Pureté moyenne = 938	- IF aqueuses biphasées liquide et vapeur Salinité : 3 à 8% pds éq. NaCl - IF monophasés à H ₂ O ou CO ₂ vapeur - IF triphasées H ₂ O + CO ₂ Liq. + Vap. + NaCl

							T _h =270°C
Tabakoroni	Black-shales <i>Roches volcano-sédimentaires</i> <i>Basaltes</i> <i>Andésite</i> Faciès Schistes verts	Associé à la Syama shear-zone Relié aux phases D4-D5	Stockwork de veines à carbonates et quartz Faciès « chertoux »	Arsénopyrite Pyrite arsénifère (As entre 3 et 6% poids)	Tétraédrite, chalcoppyrite, sphalérite	Or en Inclusion dans pyrite et arsénopyrite, à la limite Py-Apy Or Fissural dans pyrite et arsénopyrite Or Libre Or libre dans la matrice (quartz, ankérite, muscovite), or natif parfois observable à l'œil nu Or invisible pyrite : Moy. = 6.5 ppm Or invisible arsénopyrite : Moy. = 70.4 ppm Pureté moyenne = 900	- IF aqueuses biphasées liquide et vapeur Salinité : 3.9 à 8.1w% éq. NaCl IF monophasés à H ₂ O ou CO ₂ vapeur T _h =270°C
Tellem	Microgrinite <i>Roches volcano-sédimentaires</i> Faciès Schistes verts	Associé à la Syama shear-zone Relié aux phases D4-D5	Stockwork de veines à carbonates et quartz	Pyrite (As < 3%) Arsénopyrite	Galène	Or en Inclusion dans pyrite et arsénopyrite, à la limite Py-Apy Or Fissural dans pyrite et arsénopyrite Or Libre or natif fréquemment observable à l'œil nu, Or invisible pyrite : Conc. Moy. = 0.77 ppm Or invisible arsénopyrite : Conc. Moy. = 3 ppm Pureté moyenne = 800	- IF aqueuses biphasées liquide et vapeur Salinité : 1,3 à 4,9 % pds éq. NaCl - IF triphasées H ₂ O + CO ₂ Liq. + Vap. + NaCl T _h > 310°C
Ceinture de Morila							
Morila Lawrence et al., 2016 Hammond et al., 2011 Mc Farlane et al., 2011	Grauwackes et volcanoclastites <i>Diorite</i> Faciès Schistes verts	Associé à la Bannifin shear zone Relié aux phases D2-D3	Veines quartzo-feldspathiques et de veines de quartz développées dans des zones de métamorphisme et de contact de la diorite	Löllingite, pyrrhotite, Arsénopyrite	chalcoppyrite tellurobismuthite (Bi ₂ Te ₃), löllingite (FeAs ₂)	Or en Inclusion dans arsénopyrite, à la limite Apy - löllingite Or Libre Dans quartz associé à maldonite (Au ₂ Bi), aurostibite (AuSb ₂) Or invisible pyrite : Conc. Moy. = 0.16 ppm Or invisible arsénopyrite : Conc. Moy. = 2.2 ppm Pureté moyenne = 940	-IF à H ₂ O - NaCl ±CaCl ₂ dilué (0.5 à 8 % pds éq. NaCl) et des saumures (20 à 30 % pds éq. NaCl) -IF à CH ₄ -N ₂ vapeur T _h > 350 °C Salinité fluide primaire : 12-16 % pds éq. NaCl
Bordure Est de la ceinture de Yanfolila							

<p>Kalana Salvi et al. 2016</p> <p>Sangaré, 2015</p>	<p>Roches sédimentaires détritiques, diorite, tonalite</p> <p>Faciès Schistes verts</p>	<p>Mise en place en relation avec i) chevauchements à faible pendage donnant lieu au système de veines de quartz sub-horizontales ; ii) cisaillements suivant des accidents NNE-SSW à l'origine du réseau de veines verticales sécantes sur les veines du 1^{er} groupe.</p> <p>Relié aux phases D4 – D5</p>	<p>veines de quartz aurifères localisées autour de la diorite</p> <p>veines de quartz subhorizontales d'épaisseur relativement importante, décimétrique à métrique et (2) les veines de quartz subverticales de faible épaisseur (centimétrique)</p>	<p>Arsénopyrite, pyrite, pyrrhotite</p>	<p>chalcopryrite, sphalérite, galène, divers sulfures de bismuth, Bi natif</p>	<p>Or en Inclusion dans arsénopyrite</p> <p>Or Fissural dans pyrite et arsénopyrite</p> <p>Or Libre Dans quartz</p> <p>Or invisible pyrite : Moy. = 5.5 ppm</p> <p>Or invisible arsénopyrite : Moy. = 28.2 ppm</p> <p>Pureté moyenne = 810 à 880</p>	<p>-IF à H₂O–CO₂±N₂</p> <p>-IF à H₂O – NaCl</p> <p>Salinité : 3.6 à 8.4 % pds éq. NaCl</p> <p>T_h = 256 et 308°C</p>
<p>Domaine oriental de la boutonnière de Kédougou – Kéniéba</p>							
<p>Yaléa Lawrence et al., 2013a & b, 2016</p>	<p>Grès à feldspath, Marbre dolomitique carboné, grès argilo-carbonaté</p> <p>Faciès Schistes verts</p>	<p>Associé à la Sénégal-Maliennne shear zone</p> <p>Relié aux phases D3</p>	<p>Filons à quartz, filons à carbonates, sulfures disséminés suivant la shear-zone</p>	<p>Pyrite arsénifère, arsénopyrite</p>	<p>Chalcopryrite, pyrrhotite, tennantite</p>	<p>Or en Inclusion dans pyrite II (80% de l'or visible)</p> <p>Or Fissural dans pyrite (rarement dans arsénopyrite), en surcroissance sur Py & Apy</p> <p>Or Libre dans les zones d'altération chlorite - séricite (très rare)</p> <p>Pureté moyenne = 950</p>	<p>-IF à H₂O–NaCl</p> <p>Salinité: (≤10 wt % NaCl equiv</p> <p>-IF à CO₂–N₂±CH₄</p> <p>Th : 270–340°C</p>
<p>Gara (Goukoto) Lawrence et al., 2013a & b, 2016</p>	<p>Grès à tourmaline et brèches, Marbre carboné, grès argilo-carbonaté</p> <p>Faciès Schistes verts</p>	<p>Associé à la Senegalo-Mali shear zone</p> <p>Relié aux phases D3</p>	<p>Stockwork de veines à ankérite – quartz, brèches, sulfures disséminés suivant la shear-zone</p>	<p>Pyrite nickélicifère</p>	<p>Chalcopryrite, arsénopyrite, pyrrhotite, monazite, scheelite, xénotime, pentlandite, gersdorffite</p>	<p>Or en Inclusion dans pyrite (95% de l'or visible)</p> <p>Or Fissural dans pyrite</p> <p>Or Libre dans les veines à ankérite et quartz</p> <p>Pureté moyenne = 990</p>	<p>-IF à CO₂–rich–H₂O–NaCl</p> <p>Salinité: 5–21 wt % NaCl equiv</p> <p>Th : 250–340°C</p> <p>-IF à CO₂ – N₂ – (CH₄)</p> <p>-IF à H₂O – CO₂ – NaCl – FeCl₂</p> <p>Salinité: 35–50 wt % éq. NaCl</p> <p>Th : >400°C</p>

Alamoutala (Masurel et al., 2017)	Calcaire, roches sédimentaires détritiques, diorite, porphyres Faciès Schistes verts	Associé à la Senegalo-Mali shear zone Relié aux phases D3	Sulfures disséminés dans brèches tectoniques/hydrothermales, veines de quartz	Pyrite	Pyrrhotite, Chalcopyrite, arsenopyrite, Tellurure de Bi, Ag et Hg, Sulfoantimoniure	Or en Inclusion dans pyrite Or Fissural dans pyrite, à la limite Py-Cpy, en surcroissance sur pyrite Or invisible pyrite : Moy. = 0.01 ppm Pureté moyenne = 820 + Electrum	n.d.
Sadiola Masurel et al., 2017	Calcaire, roches sédimentaires détritiques, diorite Faciès Schistes verts	Associé à la Senegalo-Mali shear zone Relié aux phases D3	Sulfures disséminés dans brèches tectoniques/hydrothermales, veines à biotite, calcite, tourmaline, quartz	Arsénopyrite, Pyrrhotite, Pyrite	stibine, berthierite, tétraédrite,	Or en Inclusion dans arsénopyrite Or Fissural dans arsénopyrite (rarement dans pyrite), en surcroissance sur arsénopyrite, pyrrhotite, pyrite et tétraédrite. Or Libre disséminé entre les sulfures associé à aurostibite plus rarement à maldonite Or invisible pyrite : Moy. = 0.12 ppm Or invisible arsénopyrite : Moy. = 2.81 ppm Pureté moyenne = 940	n.d.

Tableau 17 : Synthèse des principales caractéristiques des gisements aurifères de la région Sud-occidentale du Mali.

ceinture de Bagoé, toutes les formations encaissantes de ces divers gisements ont été métamorphosées dans le faciès schistes verts, avec parfois développement de cornéenne (Morila) et de skarn (Alamoutala) en relation avec la mise en place des intrusifs.

Dans ces divers gisements, les auteurs décrivent le plus souvent, comme pour la ceinture de Bagoé, une succession d'évènements hydrothermaux se caractérisant par des paragenèses différentes auxquelles sont généralement associées des veines à remplissage varié. Dans le cas des gisements recoupés par des intrusifs et suivant la nature des roches encaissante, on pourra retrouver une paragenèse de faciès skarn à silicate calcique (Trémolite – actinote) puis à biotite comme à Sadiola et Alamoutala, uniquement à biotite comme à Morila. Dans le cas particulier du district de Loulo, le premier évènement hydrothermal se marque par le développement important de tourmaline (Dommanget et al., 1993). Cependant dans l'ensemble des gisements, on retrouve les paragenèses typiques des gisements orogéniques reliées à des processus d'albitisation, de carbonatation (calcite, dolomite et ankérite), de chloritisation et de silicification, paragenèses hydrothermales caractéristiques des

gisements de la ceinture de Bagoé.

Concernant les minéralisations aurifères, celles-ci sont associées à un sulfure majeur dont la nature varie suivant le gisement, parfois au sein d'un même district. Par exemple, dans le district de Sadiola on trouve de l'arsénopyrite (associée à la pyrrhotite) à Sadiola s.s. et uniquement de la pyrite à Alamoutala. Pareillement dans le district de Loulo, à Gara et Goukoto, on trouve majoritairement de la pyrite alors qu'à Yaléa on a l'association Pyrite – Arsénopyrite. Enfin à Morila, on observe l'association arsénopyrite et pyrrhotite et à Kalana l'association arsénopyrite, pyrite et pyrrhotite. Au sein de la ceinture de Bagoé, on a également observé ces mêmes différences avec uniquement la pyrite à Syama et l'association arsénopyrite - pyrite (\pm pyrrhotite) à Tabakoroni et Tellem. A ces sulfures essentiels, s'ajoute dans ces divers gisements une paragenèse accessoire associée à l'or visible et caractéristique de chacun de ces gisements. A Morila, l'or natif est associé à une paragenèse riche en minéraux de Bismuth, comme la maldonite (Au_2Bi) et la tellurobismuthite (Bi_2Te_3), mais aussi l'aurostibite (AuSb_2), la löllingite (FeAs_2), et la chalcopyrite. A Sadiola de nombreux sulfosels antimonifères (stibine, berthierite, tétraédrite) ainsi que de l'aurostibite et de la maldonite sont associés à l'or natif. A Alamoutala, pyrrhotite et chalcopyrite sont les phases accessoires les mieux représentées. Dans le district de Loulo, à Yaléa ce sont la chalcopyrite, la pyrrhotite et la tenantite et à Gara et Goukoto, la chalcopyrite, la pyrrhotite et l'arsénopyrite, des minéraux de Ni (gersdorffite et pentlandite), de la monazite, du xénotime et de la scheelite. Enfin à Kalana, généralement dans les fractures recoupant les sulfures principaux, on trouve chalcopyrite, sphalérite, galène, divers sulfures de bismuth et du Bi natif. Les trois gisements de la ceinture de Bagoé se distinguent eux-aussi par des différences dans la nature et les proportions des sulfures accessoires, avec de nombreux sulfosels antimonifères (tétraédrite, chalcostibite), plus rarement chalcopyrite et sphalérite à Syama, les mêmes minéraux mais en moindre proportion à Tabakoroni et surtout de la galène à Tellem.

L'or natif apparaît sous divers habitus dans chacun de ces gisements. Généralement, on le trouve sous forme d'inclusions au sein du sulfure majeur (pyrite ou arsénopyrite) et sous forme d'or libre dans les veines de quartz en relation avec des fractures tardives (p. ex. Kalana) ou dans le quartz des zones métasomatiques de contact avec l'intrusif (p. ex. Morila). Mais on peut également le trouver en remplissage de fractures recoupant les sulfures (p. ex. Sadiola, Loulo), aux limites entre cristaux de nature différente (p. ex. limite arsénopyrite et löllingite à Morila) ou en surcroissance sur les faces des cristaux de pyrite (p.ex. Loulo). Il s'agit toujours d'or natif dont la pureté dépasse les 85% Au. Seul Alamoutala renferme un or plus argentifère et même de l'electrum (Masurel et al., 2017). Enfin, à cet or « visible », il faut

ajouter l'or invisible des sulfures majeurs, pyrite et arsénopyrite, dont les teneurs varient nettement d'un gisement à l'autre (Tableaux 18 et 19). Cette teneur est très faible dans les pyrites d'Alamoutala (moyenne de 0.01ppm), de Sadiola (0.12) et de Morila (0.16) alors que les concentrations mesurées dans les 3 gisements de la ceinture de Bagoé sont nettement plus fortes, avec des valeurs moyennes respectivement de 5.5 à Syama et de 6.45 à Tabakoroni. Pareillement, les arsénopyrites de Tabakoroni (moyenne de 70.4 ppm Au) sont nettement plus riches en or que celles de Sadiola (2.81), de Morila (2.18) et de Kalana (28.19). On remarque toutefois que dans les gisements où cohabitent les deux sulfures, les arsénopyrites sont systématiquement plus riches en or que les pyrites, comme on l'observe dans les gisements de la ceinture d'Ashanti (Oberthür et al., 1997).

Les compositions chimiques en éléments traces des deux principaux types de sulfures ont été analysées dans les différents gisements de la partie sud-occidentale du Mali (à l'exception du gisement de Loulo) et sont présentées dans les diagrammes des figures 67 a et b. En combinant les concentrations en certains éléments traces dans des diagrammes triangulaires, nous pouvons discriminer les compositions des sulfures de ces divers gisements. Par exemple, les pyrites de Syama et de Tabakoroni se démarquent des pyrites des autres gisements sud-maliens par leur plus forte concentration en Cu, Te et Bi, celles de Sadiola ayant des concentrations variables mais généralement élevées en Sb, celles de Tellem étant relativement riches en Pb et Tl et celles d'Alamoutala étant très pauvres en ces divers éléments mais plus riches en Bi et Te. Pareillement, les arsénopyrites de Tabakoroni se

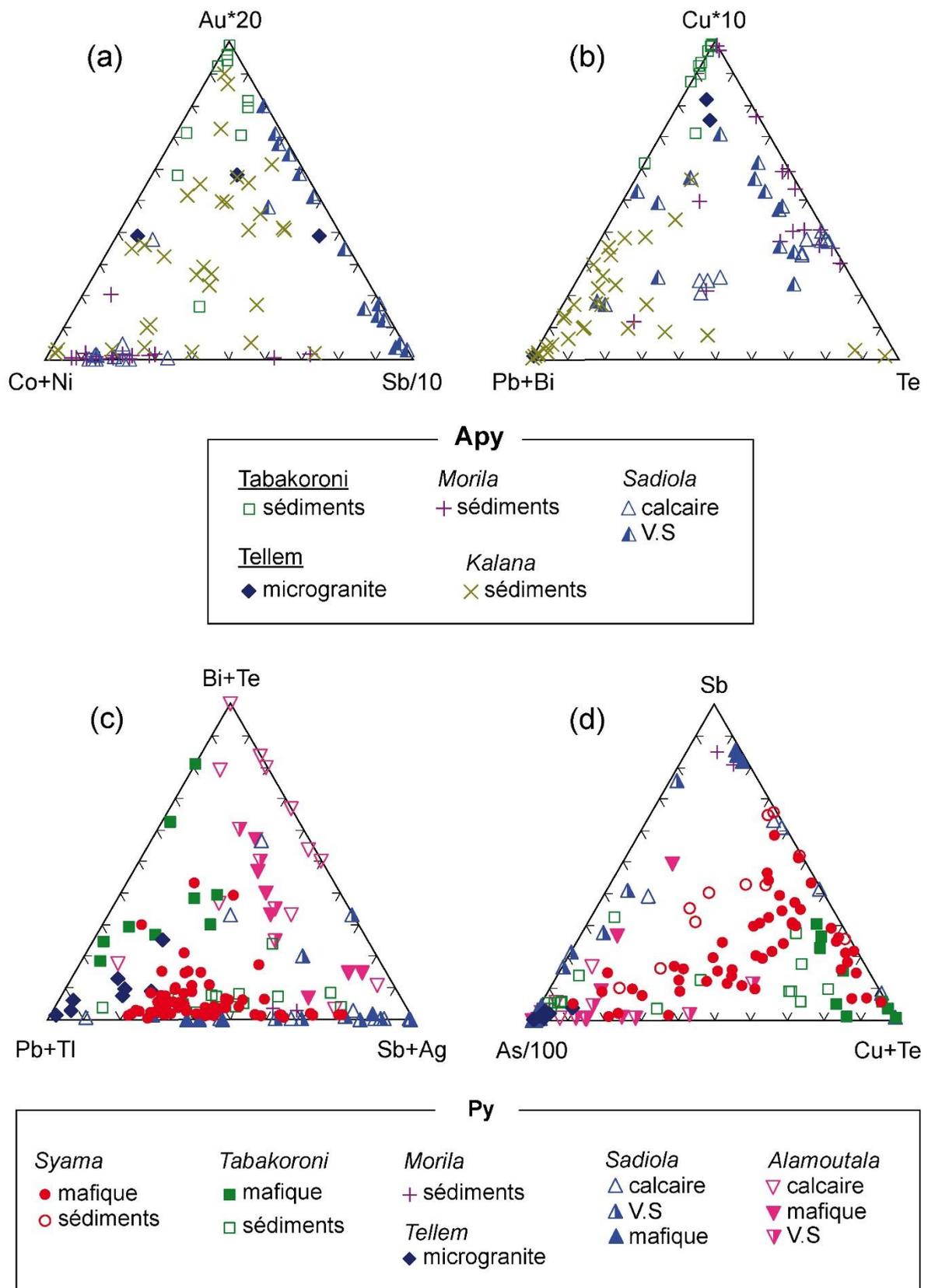


Figure 67 : Diagrammes de composition des pyrites et arsénopyrites de plusieurs gisements maliens.

distinguent de celles des autres gisements par leur plus forte concentration en Cu et Au, celles

de Kalana étant relativement plus riches en Pb et Bi et celles de Sadiola et de Morila étant plus riches en Te. Ces différences de composition pourraient refléter le contrôle lithologique local, la présence de grands volumes de roches mafiques à Syama et Tabakoroni pouvant expliquer les plus fortes teneurs en Cu des deux types de sulfures et la richesse en Co et Ni des pyrites (moyennes respectives de 192 et de 499 ppm pour le Co et de 330 et 408 ppm pour le Ni à Syama et Tabakoroni). Les teneurs moyennes en Co sont inférieures à 10 ppm à Tellem et Morila, égales à 63 ppm à Sadiola et 172 ppm à Alamoutala ; celles en Ni sont également faibles à Morila (86 ppm) et Tellem (125 ppm), mais relativement élevées à Alamoutala (384 ppm) et Sadiola (440 ppm).

Les données inclusions fluides sont disponibles dans la plupart des gisements de la partie ouest du Mali à l'exception de ceux de Sadiola et d'Alamoutala. Ainsi selon Lawrence et al (2013) dans le district de Loulo, deux types de gisements aurifères contenant des fluides issus de deux sources différentes, métamorphique et magmatique coexistent. Ce sont les gisements de Yaléa et de Gara. A Yaléa les auteurs reconnaissent essentiellement deux types de fluides, $\text{CO}_2 - \text{N}_2 - (\text{CH}_4)$ et $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ qui dériveraient de la démixtion d'un fluide primaire à $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} - \pm\text{N}_2 - \pm\text{CH}_4$ issu de la déshydratation des métasédiments lors du métamorphisme. A Gara, on aurait des fluides à $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{NaCl} - \text{FeCl}_2$, hypersalins (~35–50 wt % éq. NaCl), probablement d'origine orthomagmatique. Un fluide d'origine orthomagmatique est également envisagé dans la minéralisation aurifère de Morila (Hammond et al., 2011). Dans ce gisement un processus de démixtion est ensuite à l'origine de la diversité d'inclusions rencontrées dans les roches, avec des IF riches en $\text{CH}_4\text{-N}_2$ vapeur, des IF à $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ diluée et des saumures ; en revanche on ne retrouve pas le type de fluide « classique » des gisements orogéniques à $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 \pm \text{N}_2$ de faible salinité. A Kalana (Sangaré, 2016) on retrouve le type de fluide primaire à $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 \pm \text{N}_2$ de faible salinité ainsi que des IF à $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ considérées comme dérivant du type précédent lors de modifications post-piégeages. C'est également ce type de fluide primaire qui est majoritaire dans les gisements de la ceinture de Bagoé, ce qui les distingue des fluides des gisements de Morila et Gara, dans lesquels les intrusifs felsiques sont bien représentés. En revanche les fluides de la ceinture de Bagoé ont des caractères (p.ex. coexistence d'IF monophasés à H_2O ou CO_2 vapeur et d'IF à $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{NaCl}$) qui les rapprochent des fluides des gisements du Ghana (Obuasi, Prestea, Ayanfuri (Oberthür et al., 1994 ; Allibone et al., 2002).

Le point commun de tous ces gisements sud-occidental malien (et des gisements orogéniques en général) est leur localisation à proximité de zones de très forte déformation de type shear-zones qui se seraient formées à différentes périodes de l'orogénèse éburnéenne.

Bien que plusieurs phases de minéralisation aurifère associées à diverses phases d'altération soient souvent mises en évidence au sein d'un même gisement, les travaux de Miller (Projet WAXI II AMIRA-International, 2013) ont montré que les divers gisements de la partie sud-occidentale du Mali, se mettaient en place à différentes périodes de l'évolution éburnéenne ; le gisement le plus précoce serait celui de Morila associé aux phases D2-D3 et considéré comme étant relié aux intrusifs granitiques (McFarlane et al., 2011) ; on aurait ensuite la mise en place des minéralisations à Sadiola – Alamoutala au cours de l'évènement transcurrent D3, également en partie reliée à une activité magmatique, puis ceux du district de Loulo au cours de la phase D4 et enfin celui de Kalana au cours des dernières phases D4 – D5 éburnéennes. Les gisements de la ceinture de Bagoé seraient également contemporains de ces dernières phases de déformation D4 – D5.

Les particularités propres à chaque gisement seraient en partie dues à deux facteurs principaux : le contexte lithologique régional et l'origine des fluides. Le contexte lithologique régional, contexte de ceinture de roche verte comme à Syama et Tabakoroni, contexte de bassin sédimentaire pour tous les autres gisements de cette région, exerce un contrôle sur la nature et la composition des minéraux de la paragenèse minéralisée comme par exemple la présence ou non d'arsénopyrite dans la paragenèse minérale. Ce contrôle peut apparaître au sein d'un même district où deux gisements présentent des roches encaissantes de nature différentes. Par exemple : i) dans le district de Sadiola le gisement de Sadiola s.s. contient un niveau de marbre impur à argilite beaucoup plus volumineux qu'à Alamoutala (Masurel et al., 2017) ; ii) dans le district de Loulo le gisement de Yaléa présente au contact de la zone minéralisée un niveau de marbre dolomitique riche en matière carbonée alors que dans le gisement de Gara les roches carbonatées sont beaucoup plus éloignées (Lawrence et al., 2013) ; iii) dans la ceinture de Bagoé les argilites carbonées sont beaucoup plus développées dans le district de Tabakoroni que dans le district de Syama. Or les roches carbonées (dolomie à argilites et surtout black shales) sont connues comme étant des « réservoirs à As » (e.g. Ketris and Yudovich, 2009) et peuvent elles seules justifier de la présence d'arsénopyrite à Sadiola, Yaléa et Tabakoroni. Récemment, à partir des compositions en volatils (Gaboury, 2013) et des compositions isotopiques C et N (Lüders et al., 2015) des inclusions fluides, ces auteurs proposent également que les sédiments riches en matière carbonée pourraient être la source du CO₂ et de l'or des fluides aurifères ; il est également connu que les black-shales sont aussi de bons réservoirs pour l'or (Ketris and Yudovich, 2009 ; Gaboury, 2013 ; Gregory et al., 2015). Enfin, l'origine des fluides, magmatique ou métamorphique, contrôle les conditions P – T de précipitation des minéralisations et la source de l'or. A Morila, une partie

des minéralisations aurifères serait reliée à des fluides orthomagmatiques (intrusion-related gold system,) et la paragenèse de la minéralisation aurifère est de plus haute température que celles généralement rencontrées dans les gisements orogéniques (estimée entre 350 et 450°C), avec l'association löllingite – pyrrhotite – arsénopyrite (Hammond et al., 2011 ; Mc Farlane et al., 2011). Enfin, dans la ceinture de Bagoé, la différence de nature des paragenèses minérales entre Syama (Or – Pyrite) et Tabakoroni (Or - Arsénopyrite – Pyrite) pourrait être également la conséquence de différences de température (voir chapitre précédent).

Conclusions & Perspectives

Conclusions générales

Ce travail de thèse correspond à une étude comparative détaillée de trois gisements aurifères d'une même ceinture de roches vertes, celle de la ceinture de Bagoé au Mali. Ces trois gisements sont, par ordre décroissant d'importance économique, ceux de Syama, Tabakoroni et Tellem. La ceinture de Bagoé se présente comme un dispositif linéaire orienté NS s'étendant sur une centaine de km avec une largeur variant entre quelques centaines de mètres à la dizaine de km. Elle est en contact accidentel à l'Est avec le bassin de Ngolopéné et à l'Ouest avec le bassin de Sikoro. Elle est formée par des séries volcaniques tholéitiques (basaltes) et calco-alkalines (andésites-dacites) auxquelles sont associés des corps lamprophyriques, des séries sédimentaires (shales, microgrès et conglomérat) et des séries volcanosédimentaires (pyroclastites). Ces séries sont intrudées par de petits corps plutoniques de composition tonalitique à granitique. Les différentes formations sont affectées par une intense schistosité à fort pendage ouest soulignée par des cristallisations métamorphiques dans le faciès schistes verts. La ceinture est affectée en outre par de grands accidents méridiens parallèles à la schistosité ; ces accidents apparaissent aux limites de la ceinture mais également en son sein. Ils sont l'équivalent des grands accidents NS à NNE-SSW se développant parfois sur des centaines de km à travers le COA. Ces accidents sont interprétés suivant les auteurs comme des accidents transcurrents (Milési et al., 2004 et autres) ou des accidents transpressifs (Feybesse et al., 2006 et autres). La ceinture de Bagoé présente donc toutes les caractéristiques des ceintures au sein desquelles se développent un certain nombre de gisements aurifères du COA, comme par exemple les gisements de Yaouré-Angovia en Côte d'Ivoire, (Coulibaly et al., 2008), de Taparko (Bourges et al., 1998), Loraboué (Béziat et al., 2008) et Wona – Kona (Augustin et al., 2016) au Burkina Faso, et de Sabodala au Sénégal, (Sylla et N'Gom, 1997).

Contexte géodynamique

Dans la ceinture de Bagoé la série magmatique est représentée par une séquence basaltique, une séquence différenciée (andésite-dacite, microgranite) et des roches basiques singulières non encore reconnues dans le COA, les lamprophyres. Les basaltes montrent des affinités tholéitiques avec de faibles concentrations en Terres Rares et des spectres normalisés aux chondrites plats ; ces caractéristiques et celles des rapports Zr/Nb et Nb/Th

sont comparables à celles de basaltes de plateau océanique actuel (Condie, 2005). Les termes différenciés montrent des affinités calco-alkalines (fort enrichissement en Terres Rares Légères et anomalies négatives importantes en Nb et Ta) compatibles avec un contexte d'arc insulaire (Hollings and Kerrich, 2004). Les lamprophyres à fuchsite qui forment des corps plurimétriques recoupant la série basaltique ont les caractères de roches basiques au niveau des éléments majeurs, de fortes teneurs en Cr et Ni et des spectres de Terres Rares enrichis en Terres Rares Légères avec de fortes anomalies négatives en Nb et Ta ; ces éléments conduisent à les définir comme des lamprophyres de type spessartite (Rock, 1987). Selon Rock (1987) et Karsli et al. (2014) les lamprophyres de type spessartites sont interprétés comme dérivant de magmas générés à partir d'une source mantellique métasomatisée par un processus de subduction. La présence dans la même ceinture de roches magmatiques volcaniques tholéïtiques et calco-alkalines a été observé en plusieurs secteurs du COA. C'est le cas au Sénégal (Bassot, 1965), au Ghana (Sylvester et Attoh, 1992), au Niger (Ama Salah et al. (1996), au Burkina (Béziat et al., 2000 ; Augustin et Gaboury, 2017). Elle est interprétée comme une évolution au cours du Birimien, depuis un domaine océanique de type arc insulaire juvénile (Béziat et al., 2000) ou plateau océanique (Abouchami et al., 1990; Baratoux et al., 2011; Augustin et Gaboury, 2017 et cette thèse) , représenté par la formation tholéïtique basale, vers un arc mature, représenté par les formations calco-alkalines (Boher et al., 1992 ; Béziat et al., 2000 et autres).

Caractéristiques structurales

Les caractères majeurs de la structure de la ceinture de Bagoé ont été définis par Olson et al. (1992) et complétés par Diarra (1995) et Ballo et al. (2006). Ils traduisent une tectonique polyphasée avec une succession de déformation d'importance inégale. La déformation majeure correspond au développement d'une schistosité symétamorphique affectant l'ensemble des séries observées et de grands accidents subméridiens plurikilométriques marqués par une zone mylonitique de puissance métrique à décamétrique. Ces accidents apparaissent à la fois au contact entre la ceinture et les bassins adjacents (Ngolopéné à l'Est, Sikoro à l'Ouest) et au sein de la ceinture aussi bien dans les basaltes que dans les séries sédimentaires. La schistosité et les accidents ont la même orientation ~ NS avec un pendage Ouest de 75 à 85°. Les accidents appartiennent à la famille d'accidents régionaux de même orientation apparaissant dans l'ensemble du craton et interprétés dans les études les plus récentes comme des accidents transpressifs (Feybesse et al., 2006 et autres). A Syama ce sont, comme l'ont montré Olson et al. (1992), essentiellement des accidents chevauchants à

vergence Est, la composante transcurrente n'ayant pu être mise en évidence. Au cours de l'orogénèse éburnéenne les accidents rejouent les déformations évoluant dans le temps d'un régime ductile (mylonitisation synmétamorphique, plis d'entraînement) à un régime ductile-fragile (bréchification, formation d'une série de fentes d'épaisseur millimétrique à centimétrique). La dernière série de fentes affectant l'ensemble des structures correspond à des veines de quartz, de quartz-albite, de quartz-ankérites, de quartz dolomite. Ces veines se recoupent mutuellement; elles ne sont pas orientées et sont donc la résultante d'un aplatissement pur sans direction privilégiée d'étirement. L'ensemble des structures (foliation, chevauchement, fentes) observées dans les trois gisements de Syama peuvent être interprétées comme résultante d'un raccourcissement régional ESE-WNW avec un régime tectonique évoluant dans le temps de ductile à ductile-fragile puis fragile. L'évolution observée dans la ceinture de Bagoé s'intègre globalement dans la séquence proposée par Miller et al (2014) pour les différents gisements de craton ouest africain. La séquence de déformation s'accompagne d'une séquence d'altération avec successivement une altération albitique, carbonatée et siliceuse et sulfurée, et enfin une altération en quartz, albite, carbonate liée au développement des veines tardives. Ces minéraux d'altération forment les veines mais apparaissent également dans la roche encaissante.

Caractéristiques de la minéralisation

La minéralisation a été définie par Olson et al (1992) et Diarra (1996) uniquement dans le gisement de Syama ; il n'y avait pas à ce jour d'étude concernant les gisements de Tabakoroni et Tellem. Cette minéralisation se concentre dans les formations où les structures de déformation fragile sont les plus développées. C'est le cas principalement des basaltes mais aussi des métasédiments bréchifiés et des formations riches en veines (stockwork) concentrant les produits de l'altération hydrothermale (quartz, albite, carbonates, sulfures). A Tellem cette formation correspond à un sill de microgranite. Dans ces diverses roches, la minéralisation apparaît parfois au sein des veines mais le plus souvent à leurs épontes avec une densité décroissante lorsqu'on s'éloigne de la veine. La minéralisation est variée avec par ordre d'importance décroissante : pyrite, chalcopryrite, sphalérite, tetraédrite, pyrrhotite, gersdorffite, chalcostibite, bournonite, ullmannite, galène. A cette énumération il faut ajouter l'arsénopyrite très rare à Syama mais bien développée à Tabakoroni et à Tellem où elle est en proportion égale, parfois supérieure à la pyrite, et bien sûr l'or.

Les sulfures (pyrite à Syama et pyrite + arsénopyrite à Tabakoroni et Tellem) montrent les mêmes caractères texturaux. Ce sont des minéraux zonés avec : i) un cœur riche en inclusions

d'albite, d'ankérite et de rutile (accessoirement pyrrhotite), et globalement arsénifère ; ii) une bordure dépourvue d'inclusions, globalement moins arsénifère que le cœur mais présentant une fine zonation avec des alternances de zones riches en As et de zones pauvres en As. Le cœur correspondrait à une première génération de cristallisation et la bordure à surcroissance unique ou à surcroissance complexe, à une deuxième génération ou à une succession de génération de cristallisation.

L'or se présente sous plusieurs formes : or invisible inclus dans le réseau cristallin des sulfures, or en petits grains contenus dans les sulfures, or localisé dans la zone de contact entre les deux générations de sulfures, or au contact des sulfures ou en remplissage de fractures affectant les sulfures et enfin l'or libre. L'essentiel de la minéralisation aurifère apparaît donc contrôlée par les sulfures.

L'analyse conjointe des structures de déformation et de la minéralisation met en évidence leur interdépendance. La déformation permet la circulation des fluides et par les structures formées leur piégeage et en conséquences la localisation des minéraux. La déformation se traduit par une série de séquences avec successivement une déformation ductile marquée par la schistosité synmétamorphique et une déformation ductile-fragile marquée par une succession de fentes concentrant les fluides hydrothermaux. La minéralisation se marque également par une série de séquences avec successivement : i) la formation des minéraux précurseurs des sulfures (dolomite et ankérite résultant de la transformation de titanomagnétite) ; ii) la formation des pyrites et arsénopyrites poecilitiques arsénifères suivie de la formation d'auréoles de sulfures limpides zonés. Une même séquence peut être définie pour l'or (or associé aux sulfures, or en bordure ou dans les fractures des sulfures, or libre).

La relation entre séquences de structures et séquences de minéralisation permet d'envisager un modèle de dépôt et d'évolution de la minéralisation en particulier de l'or. Ce modèle est un modèle est calé sur celui proposé par Sibson et Scott (1998). Le modèle de Sibson et Scott (1998) se définit par la succession d'épisodes de forte pression et d'épisodes de basse pression. Lors des épisodes de forte pression au cours desquels la pression de fluide peut dépasser la pression lithostatique les roches sont fracturées et se forment des veines qui sont alors des drains pour la circulation des fluides. Lors des épisodes de basse pression les fluides précipitent leur charge minérale qui se retrouve en remplissage de veines mais également en pseudomorphose de la paragenèse métamorphique de faciès schiste vert des roches encaissantes. A chaque succession d'épisodes de nouvelles veines cristallisent. Elles se connectent à celles précédemment formées, jusqu'à former le réseau de veines isolant les fragments de roches encaissantes, eux-mêmes fortement altérés par les fluides. Une alternance

de séquences de haute et basse pression s'observe dans les formations de la ceinture en particulier au niveau des accidents dont l'analyse montre une succession de rejeux au cours du temps, chaque épisode de rejeu se traduisant par la formation de fentes notamment au niveau des roches compétentes comme les basaltes, les brèches sédimentaires ou à Tellem le sill microgranitique qui sont alors les récepteurs de la minéralisation.

Nature des fluides et conditions thermiques de la minéralisation

Les inclusions fluides sont essentiellement des inclusions monophasées (CO₂ ou H₂O), biphasées (H₂O-NaCl) et plus rarement triphasées (H₂O-CO₂-NaCl). Elles ont les caractéristiques des IF généralement rencontrées dans les gisements d'or orogéniques. L'association fréquente dans un même plan des deux types d'IF aux salinités similaires traduirait un processus d'ébullition partageant le liquide primaire à H₂O-CO₂-NaCl en phases vapeur et liquide au moment du piégeage dans ce domaine de transition fragile-ductile. Ce processus d'ébullition se produirait à des températures modérées autour de 250°C à Syama, mais à des températures probablement plus élevées à Tabakoroni et notamment à Tellem (> 300°C).

Les conditions thermiques de la minéralisation estimées à partir des données sur les inclusions fluides (Syama) couplées avec la composition des arsénopyrites (Tabakoroni et Tellem) font apparaître des températures de cristallisation plus faibles à Syama (~ 250°C) qu'à Tabakoroni (270-300°C) et surtout qu'à Tellem (310-380°C). Ces différences peuvent expliquer la présence unique de pyrite et de sulfoantimoniures de type tétraédrite, chalcostibite, bournonite et ullmannite à Syama. Elles sont possiblement en relation avec le niveau de mise en place de la minéralisation celui-ci étant plus profond à Tellem et Tabakoroni qu'à Syama. Les conditions thermiques des minéralisations sont très proches des conditions du métamorphisme de faciès schiste vert estimées à partir de la composition chimique des chlorites et micas contenus dans des basaltes et andésites de Syama et de Tabakoroni par la méthode dite du « multi-équilibre ». A Syama cette température estimée est de l'ordre de 200°C et à Tabakoroni de 280°C.

Source des fluides et processus minéralisateurs

La température modérée, la faible salinité et la composition du fluide responsable de la minéralisation dans ces 3 gisements sont compatibles avec les caractéristiques des fluides libérés au cours du métamorphisme régional au niveau de zones orogéniques (cf. Powell et al., 1991 ; Bodnar et al., 2014). Les fluides métamorphiques de la ceinture de roches vertes de

Bagoé étaient probablement générés à des températures plus élevées dans les parties plus profondes de la croûte birimienne et piégés à différentes profondeurs et températures lors de leur migration le long des structures cisailantes de la croûte supérieure. Ces fluides métamorphiques s'enrichissent au cours de leur évolution en S, As et Au probablement par interaction avec les roches sédimentaires carbonées, les black shales présents dans la stratigraphie des trois gisements. Cette interaction génère le CO₂ à l'origine des processus de carbonatation. Par ailleurs elle provoque l'enrichissement en As, à l'origine des pyrites arsénifères et des arsénopyrites, et en or. En effet ce type de formation graphiteuse est considérée comme de bons « réservoirs à As » (e.g., Ketris and Yudovich, 2009) et peut, selon Ketris and Yudovich (2009), Berge (2011), Gaboury (2013) Gregory et al. (2015), être la source de l'or.

Dans le fluide métamorphique l'or est transporté complexé au soufre (Pokrovski et al., 2015). Les premières générations de pyrite et d'arsénopyrite se formant par remplacement possible de pyrrhotite et d'ankérite, les thio-complexes or-soufre ont été déstabilisés lors de ces transformations consommatrices de soufre, entraînant la précipitation de l'or dans le réseau de la pyrite et de l'arsénopyrite sous forme d'or invisible (e.g., Williams-Jones et al., 2009). Or, les sulfures des gisements de la ceinture de Bagoé, notamment les pyrites arsénifères et les arsénopyrites, sont parmi les plus riches en or invisible de tous les gisements d'or de l'Afrique de l'Ouest et tout à fait comparables à ceux de la ceinture d'Ashanti au Ghana (Oberthür et al., 1997b). L'or visible apparaît sous forme de grains pluri-micrométrique dans les cristaux de pyrite et d'arsénopyrite, souvent en remplissage de fractures, sont très fréquemment associées à un même cortège de minéraux, essentiellement chalcopryrite, galène et divers sulfoantimoniures. On peut envisager qu'une partie importante de cet or visible et de ces minéraux accompagnateurs peut alors résulter de la remobilisation d'une partie des éléments contenus dans les nanoparticules de sulfosels i.e., Au, Cu, Te, Bi, Pb, Sb, Ag, par l'intermédiaire de fluides hydrothermaux comme cela a été souvent proposé dans ce type de minéralisation (e.g. Morey et al., 2008 ; Vélasquez, 2014 ; Fougèrouse et al., 2016).

Enfin sur la base de ces nouvelles données minéralogiques et fluides, nous considérons que la formation des minéralisations aurifères au sein des trois gisements de la ceinture de Bagoé est essentiellement la conséquence d'une évolution continue à température décroissante d'un même fluide minéralisateur plutôt que la résultante de fluides de nature et de sources différentes pour chacun des trois gisements. Pour les trois gisements, la précipitation de l'or serait directement contrôlée par l'immiscibilité des fluides.

Les gisements de la ceinture de Bagoé diffèrent des gisements de la partie occidentale du Mali (Yatéla – Sadiola, Loulo, Kalana et Morila). Ils se développent dans un contexte volcano-sédimentaire caractérisé notamment par l'abondance d'une série basaltique tholéiitique alors que les autres gisements apparaissent au sein de séries essentiellement métasédimentaires. Cette différence de nature lithologique se retrouve dans la composition des pyrites et arsénopyrites qui présentent des caractéristiques chimiques spécifiques dans chacun des gisements. Ainsi, les pyrites de Syama et de Tabakoroni se démarquent des pyrites des autres gisements sud-maliens par leur plus forte concentration en Cu, Te et Bi, et les arsénopyrites de Tabakoroni par leur plus forte concentration en Cu et Au. En revanche les conditions thermodynamiques du métamorphisme et de l'altération hydrothermale ainsi que de la minéralisation sont identiques. Enfin, les gisements de la Bagoé présentent de fortes analogies avec les gisements associés aux ceintures comme les gisements de Loraboué et de Wona – Kona au Burkina Faso (Béziat et al., 2000 ; Augustin et Gaboury, 2017), de Yaouré-Angovia en Côte d'Ivoire (Coulibaly et al., 2008), et également avec les gisements de la ceinture d'Ashanti notamment Obuasi (présence d'argilites carbonées, présence d'arsénopyrite et de pyrite arsénifère, abondance de sulfosels antimonifères, richesse en or invisible des sulfures, coexistence d'IF monophasés à H₂O ou CO₂ vapeur et d'IF à H₂O – CO₂ – NaCl) (Oberthür et al., 1994 ; Allibone et al., 2002 ; Berge, 2011). Cette analogie avec Obuasi laisse augurer d'un fort potentiel économique pour la ceinture de Bagoé.

Perspectives

Cette thèse est une nouvelle contribution à la compréhension des caractéristiques de mise en place des minéralisations aurifères le long de la zone de forte déformation de Syama. Elle a été réalisée à partir de données collectées ou reçues dans la zone du permis d'exploitation de Resolute Mining (en copropriété avec Etruscan Mining). Au sein de cette concession minière figurent en plus de nos trois gisements étudiés, d'autres indices (Paysan, Chert Ridge, etc.). Des études similaires au niveau de ces indices pourraient aider à mieux comprendre et mieux cerner la ceinture de Bagoé mais aussi la géologie de cette partie de la région sud du Mali. Comme perspectives, nous souhaiterions avec la contribution des Sociétés minières présentes au Mali, de la Direction Nationale de la Géologie et des Mines du Mali ainsi que de la Chambre des Mines du Mali : 1) collecter de nouvelles données cartographiques et pétrographiques dans les environs du gisement de Tabakoroni en particulier au niveau des nombreux sites d'orpaillages artisanaux pour étudier de nouveaux indices aurifères mais également au niveau de zones non minéralisées pour pouvoir mieux caractériser la nature des roches magmatiques encaissantes, notamment le lamprophyre qui reste une roche rarement décrite au niveau du COA ; 2) dans un cadre plus étendu, mener une étude pétrographique et métallogénique des massifs de roches basiques / ultrabasiques de Touban qui affleurent dans la ceinture de Kadiolo voisine de celle de Syama. La très grande majorité des travaux de pétrologie magmatique portent sur les roches volcaniques (essentiellement des études géochimiques) car les affleurements de roches plutoniques mafiques sont relativement rares et donc peu étudiés. Une étude pétrologique sur les diverses roches plutoniques de ce complexe mafique / ultramafique pourrait apporter de nouvelles informations sur le contexte géodynamique de cette région du COA. De plus, ces massifs renferment des minéralisations de Cr et de Ni, qui n'ont jamais fait l'objet d'études approfondies, la plupart des études métallogéniques au Mali se focalisant sur l'or ; 3) d'analyser les black shales dont nous avons mis en évidence le rôle important en tant que réservoir potentiel de l'arsenic et probablement de l'or (voir par exemple les travaux de Berge (2011) et de Gaboury (2013)). Une étude systématique de ce type de roches dans les zones minéralisées et non minéralisées de la région Sud Mali pourrait fournir un certain nombre de données alimentant le débat sur le rôle des black-shales dans les processus de minéralisations en or.

Références bibliographiques

- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A. and Albarède, F., 1990. A major 2.1 Ga Event of Mafic Magmatism in West Africa: An Early Stage of Crustal Accretion. *Journal of Geophysical Research*, vol.95, n° B11, 17605-17629.
- Abratis P.K., Patrick R.A.D., and Vaughan, D.J., 2004. Variations in the compositional, textural and electrical properties of natural pyrite: a review. *International Journal of Mineral Processing*, vol. 74, 41-59.
- Albarède, F., 1998. The growth of continental crust. *Tectonophysics*, vol.296, 1-14. in Pouclet, A., Vidal, M., Delor, C., Simeon, Y. and Alric, G., 1996. Le volcanisme birimien du nord-est de la Côte-d'Ivoire, mise en évidence de deux phases volcanotectoniques distinctes dans l'évolution géodynamique du Paléoprotérozoïque. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 167, n°4, pp 529-541.
- Allibone, A., Hayden, P., Cameron, G., Duku, F., 2004. Paleopaleozoic gold deposits hosted by albite- and carbonate-altered tonalite in the Chirano district, Ghana. *West Africa. Econ. Geol.* 99: 479-497.
- Allibone, A.H., Campbell, M.T., Harrist, T., Etheridge, M., Munroe, S., Byrned, D., Amanor, J. and Gyapong, W., 2002. Structural Controls on Gold Mineralization at the Ashanti Gold Deposit, Obuasi, Ghana. *Society of Economic geology, Special publication 9*: 65-93.
- Alric, G. 1990. Géochimie du volcanisme birimien (Protérozoïque inférieur) de l'Unité de Haute-Comoé N-E de la Côte d'Ivoire: premiers résultats. *J. Afr. Earth Sci.* 10, 669-681.
- Ama Salah, J., Liégeois, P et Pouclet, A., 1996. Evolution d'un arc insulaire océanique birimien précoce au Liptako nigérien (Sirba) : géochronologie et géochimie. *Journal of African Earth Science*. Vol22. n°3, pp235-254.
- AMIRA International, 2013, P934A West African Exploration Initiative-Stage II Final Report Appendix
- Amponsah, P.O., Salvi, S., Béziat, D., Baratoux, L., Siebenaller, L., Jessell, M., Mackenzie Nude, P., Adubofour Gyawu, E., 2016. Multistage gold mineralization in the Wa-Lawra greenstone belt, NW Ghana: The Bepkong deposit. *Journal of African Earth Sciences* 120: 220-237.
- Amponsah, P.O., Salvi, S., Béziat, D., Siebenaller, L., Baratoux, L., Jessell, M.W., 2015. Geology and geochemistry of the shear-hosted Julie gold deposit, NW Ghana. *Journal of African Earth Sciences* 112: 505-523.
- Attoh, K., Evans, M.J., Bickford, M.E., 2006. Geochemistry of an ultramafic-rodingite rock association in the Paleoproterozoic Dixcove greenstone belt, southwestern Ghana. *Journal of African Earth Sciences* 45: 333-346.

- Augustin, J., Gaboury, D., 2017. Paleoproterozoic plume-related basaltic rocks in the Mana gold district in western Burkina Faso, West Africa: Implications for exploration and the source of gold in orogenic deposits. *Journal of African Earth Sciences* 129 (2017) 17-30.
- Ballo, I., Hein, K.A.A., Guindo, B., Sanogo, L., Ouologuem, Y., Daou, G., Traoré, A., 2016. The Syama and Tabakoroni goldfields, Mali. *Ore Geology Reviews* 78.
- Bamba, O., 2010. Evolution géodynamique externe et implication sur le devenir de l'or en contexte Sub-sahélien. *Rev. can. Sci. Terre*, 47: 1–12.
- Bamba, O., Béziat, D., Bourges, F., Débat, P., Martin, L., Parizot, J.P., Tollon, F., 1997. Nouveau type de gisement aurifère dans les ceintures de roches vertes birimiennes du Burkina-Faso : les albitites de Larafella. *Journal of American Earth Sciences*. 25: 369-381.
- Bamba, O., Parisot, J.C., Grandin, G. and Beauvais, A., 2002. Ferricrete genesis and supergene gold behavior in Burkina Faso, West Africa. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, Vol. 2 2002, pp. 3–14.
- Baratoux, L., Metelka, V., Naba, S., Jessell, M.W., Grégoire, M. and Ganne, J., 2011. Juvenile Paleoproterozoic crust evolution during the Eburnean orogeny (~2.2-2.0 Ga), Western Burkina-Faso. *Precambrian Research* 191, 18-45.
- Barley, M.E., Eisenlohr, B.N., Groves, D.I., Perring, C.S. and Vearncombe, J.R., 1989. Late Archean convergent margin tectonics and gold mineralization: A new look at the Norseman Wiluna Belt, Western Australia *Geology* 17, 826-829.
- Barrett, T.J. and MacLean, W.H., 1997. Volcanic sequences, lithogeochemistry and hydrothermal alteration in some bimodal VMS systems. In: C.T. Barrie and M.D. Hannington (Eds), *Volcanics-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and examples in Modern and Ancient Settings*, Ottawa, Canada, p.105-133.
- Barrie, I.J. et Touret, J.L.R., 1999. Fluid inclusion studies of gold-bearing quartz veins from the Yirisen Deposit, Sula Mountain's greenstone belt, Masumbiri, Sierra. *Ore Geol. Rev.*, 14: 2003-225.
- Bassot, J.P., 1963. Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens. Thèse Sci., Clermont-Ferrand. Mém B.R.G.M n° 40, 322p.
- Bassot, J.P., 1966. Etudes géologique du Sénégal Oriental et de ses confins guinéo-maliens. Mémoire BRGM 40, 322pp.
- Bassot, J.P., Dommaget, A., 1986. Mise en évidence d'un accident majeur affectant le protérozoïque inférieur des confins sénégal-maliens. *Comptes Rendus Acad Sciences* 302:1101–1106.
- Bentley, P.N., Venter, L., Moolman, R., Henry, G., Heidstra, P. and Reading, D., 2000. Geological review, gold target prioritization and recommendations for future exploration work. Syama Exploration Permits Randgold Resources Ltd internal report, unpublished.

- Berge, J., 2011. Paleoproterozoic, turbidite-hosted, gold deposits of the Ashanti gold belt (Ghana, West Africa): comparative analysis of turbidite-hosted gold deposits and an updated genetic model. *Ore Geol Rev* 39:91–100.
- Bessoles, B., 1977. Géologie de l'Afrique. Le craton ouest-africain. Mémoires BRGM, Paris, 88.
- Béziat, D., Bourges, F., Débat, P., Fuchs, Y., Lompo, M., Martin, F., Nikiéma, S., Tollon, F., 1999. The Guibaré and Fété Kolé gold bearing tourmaline-quartz veins in the Birimian greenstone belts of Burkina Faso. *Can. Mineral.* 37: 575–591.
- Béziat, D., Bourges, F., Débat, P., Lompo, M., Martin, F. and Tollon, F., 2000. A Paleoproterozoic ultramafic-mafic assemblage and associated volcanic activity in the West African Craton. *Precambrian Research*, vol. 10, 25-47.
- Béziat, D., Bourges, F., Débat, P., Lompo, M., Tollon, F., Zonou, S., 1998. Albitites et “listvénites”: sites de concentration aurifère inédits dans les ceintures de roches vertes birimiennes fortement hydrothermalisées du Burkina Faso. *Bull. Soc. Géol. France* 169: 563–571.
- Béziat, D., Dubois, M., Débat, P., Nikiéma, S., Salvi, S. and Tollon, F., 2008. Gold metallogeny in the Birimian craton of Burkina Faso (West Africa). *Journal of African Earth Science* 50: 215-233.
- Béziat, D., Siebenaller, L., Salvi, S. and Chevalier, P., 2016. A weathered skarn-type mineralization in Ivory Coast: The Ity gold deposit. *Ore Geology Reviews* 78: 724–730.
- Bierlein, F.P., Arne, D.C., Foster, D.A., Reynolds, P., 2001. A geochronological framework for orogenic gold mineralization in central Victoria. Australia. *Mineral Deposit* 36: 741-767.
- Black, R., 1980. Precambrian of West Africa. *Episodes*, 4, 3 - 4pp.
- Block, S., Ganne, J., Baratoux, L., Zeh, L., Parra-Avila, A., Jessell, M., Aillères, L., Siebenaller, L., 2015. Petrological and geochronological constraints on lower crust exhumation during Paleoproterozoic (Eburnean) orogeny, NW Ghana, West African Craton. *J. Metamorphism. Geol.*, 33, 463e494 (in press), <http://dx.doi.org/10.1111/jmg.12129>.
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683-684.
- Bodnar, R.J., Lecimberri-Sanchez, P., Moncada, D., Steele-McInnis, M., 2014. Chapter 13.5 – Fluid inclusions in Hydrothermal Ore Deposits. In: Turekian, K.K., Holland, H.D. (eds), *Treatise on Geochemistry* 2nd Edition, pp 134 – 137.
- Boher, M., Abouchamy, W., Michard, A., Albarede, F., Arndt, N.T., 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *J. Geophys. Res.* vol. 97.
- Bonhomme, M., 1962. Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest Africain. *Annals de la Faculté des Sciences de l'Université de Clermont-Ferrand Géol.*

Minerals 5, 62.

- Boullier A.M., France-Lanord, C., Dubessy, J., Adamy, J. and Champenois, M., 1991. Linked fluid and tectonic evolution in the High Himalaya Mountains (Nepal). *Contribution to Mineralogy and Petrology* 107: 358-372.
- Bourges, F., Baras, E., Débat, P., Grandin, G., Parisot, J.C., Tollon, F., 1994. Relations entre les cristallisations de quartz et les concentrations aurifères dans les sillons birimiens de Bouroum–Yalogo (NE du Burkina Faso). *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris* 319: 543–550.
- Bourges, F., Débat, P., Tollon, F., Munoz, M. and Ingles, J., 1998. The geology of the Taparko gold deposit, Birimian greenstone belt, Burkina Faso, West Africa. *Mineral Deposita* 33: 591-605.
- Cabri, L.J., Chryssoulis, S.L., De Villiers, J.P.R., Laflamme, J.H.G. & Buseck, P.R., 1989. The nature of “invisible” gold in arsenopyrite. *Can. Mineral*, 27: 353-362.
- Caby, R., Delor, C., Agoh, O., 2000. Lithology, structure and metamorphism of the Birimian formations in the Odienné area (Ivory Coast): the major role played by plutonic diapirism and strike-slip faulting at the border of the Man Craton. *Journal of African Earth Sciences* 30: 351–374.
- Cahen, L., Snelling, N.J., Delhal, J. and Vail, J.R., 1984. *The Geochronology and evolution of Africa*. Oxford University Press, New York.
- Cann, J.R., 1970. Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 10. Pp7-11.
- Castaing, C., Bila, M., Milési, J-P., Thiéblemont, D., Le Metour, J., Egal, E., Donzeau, M., Guerrot, C., Cocherie, A., Chevremont, P., Teygey, I., Itard, Y., Zida, B., Ouédraogo, I., Koté, S., Kaboré, B.E., Ouédraogo, C., Ki J-C and Zunino, C., 2003. Notice explicative de la carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1000 000. 3ème édition, 148 p.
- Cathelineau, M., Boiron, M.C., Hollinger, P., Marion, P., and Denis, M., 1989. Gold in arsenopyrites: crystal chemistry, location and state, physical and chemical conditions of deposition. *Economic Geology, Monograph* 6, 328-341.
- Cathelineau, M., Boiron, M-C., Tuduri, J., 2011. Fluides et genèse des concentrations minérales. *Géosciences*, volume 13.
- Chen, Y., Yao, S. and Pan, Y., 2014. Geochemistry of lamprophyres at the Daping gold deposit, Yunnan Province China: Constraints on the timing of gold mineralization and evidence for mantle convection in the eastern Tibetan Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences* 93: 129-145.
- Colvine, A.C., Fyon, J.A., Heather, K.B., Marmont, S., Smith, P.M., and Troop, D.G., 1988. Archean lode gold deposits in Ontario: Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper, v. 139, 136 p.
- Condie, K.C., 1994. Greenstones through time. In: Condie, K.C. (Ed), *Archaean Crustal*

- Evolution. Elsevier. Amsterdam. Pp 85-121.
- Condie, K.C., 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos* 79: 491-504.
- Cook, N. J. and Chryssoulis, S. L., 1990. Concentrations of “invisible gold” in the common sulfides. *Canad. Mineral.* 28: 1–16.
- Cook, N.J., Ciobanu, C.L., and Mao, J., 2009. Textural control on gold distribution in As-free pyrite from the Dongping, Huangtuliang and Hougou gold deposits, North China Craton (Hebei Province, China). *Chemical Geology*, vol. 264, 101-121.
- Coulibaly, Y., Boiron, M C., Cathélineau, M. and Kouamelan, A N., 2008. Fluid immiscibility and gold deposition in the Birimian quartz veins of the Angovia deposit (Yaouré, Ivory Coast). *Journal of African Earth Science* 50: 234-254.
- Coveney, R.M., Murowchick, J.B., Grauch, R.I., Glascock, M.D. and Denison, J.R., 1992. Gold and platinum in shales with evidence against extraterrestrial sources of metals. *Chemical Geology* 99: 101-114.
- Cox, S.E., Etheridge, V.J. and Potter, M.A., 1991. Deformational and metamorphic processes in the formation of mesothermal vein-hosted gold deposits-examples from the Lachlan Fold Belt in central Victoria, Australia; *Ore Geology Reviews*, v., p. 391-423.
- Craw, D., Mitchell, M., McCann, R. and Reay, A., 2013. Compositional variations and morphological evolution in platinum beach placers, southern New Zealand. *Mineralium Deposita* 48: 81-97.
- Dabowski, C.N., 1972. The geology of 1/4° field sheet n° 81 Wiawso SW and 122 Kukuom SW. Ghana Geological. Survey.
- Dampare, S.B., Shibata, T., Asiedu, D.K., Osa, S., Banoeng-Yakubo, B., 2008. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt Ghana: Petrogenetic and tectonic setting implications. *Precambrian Research* 162: 403–423.
- Davis, D.W., Hirdes, W., Schaltegger, E., Nunoo, E.A., 1994. U/Pb age constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa. *Precambrian Res.* 67: 89–107.
- De Kock, G.S., Armstrong, R.A., Siegfried, H.P., Thomas, E., 2011. Geochronology of the Birim Supergroup of the West African craton in the Wa-Bolé region of west central Ghana: implications for the stratigraphic framework. *Journal of African Earth Sciences* 59: 1– 40.
- De Kock, G.S., Théveniaut, H., Botha, P.M.W., Gyapong, W., 2012. Timing the structural events in the Paleoproterozoic Bolé-Nangodi belt terrane and adjacent Maluwe basin, West African craton, in central-west Ghana. *Journal of African Earth Sciences* 65: 1– 24.
- Debat, P., Nikiéma, S., Mercier, A., Lompo, M., Béziat, D., Bourges, F., Roddaz, M., Salvi, S., Tollon, F. and Wenmenga, U., 2003. A new metamorphic constraint for the Eburnean

- orogeny from Paleoproterozoic formations of the Man shield (Aribinda and Tampelga countries, Burkina Faso). *Precambrian Research* 123: 47–65.
- Deditius, A.P., Utsunomiya, S., Reich, M., Kesler, S.E., Ewing, R.C., Hough, R., and Walshe, J., 2011. Trace metal nanoparticles in pyrite. *Ore Geology Reviews*, 42(1), 32–46.
- Defant, J.M. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662 – 665.
- Dia, A., 1988. Caractères et signification des complexes magmatiques et métamorphiques du secteur de Sandikounda-Laminia (Nord de la boutonnière de Kédougou, Est du Sénégal): un modèle géodynamique du Birimien de l'Afrique de l'Ouest. Unpublished. Université de Dakar, Sénégal, p. 350. Ph.D. thesis.
- Dia, A., Van Schmus, W.R., Kroner, A., 1997. Isotopic constraints on the age and formation of a Paleoproterozoic volcanic arc complex in the Kédougou Inlier, eastern Sénégal, West Africa. *Journal of African Earth Sciences* 24: 197–213.
- Diamond, L.W., 1992. Stability of CO₂-clathrate- hydrate + CO₂ liquid + CO₂ vapor + aqueous KCl-NaCl solutions: Experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions. *Geochim Cosmochim Acta* 55: 273-280.
- Diarra, P.H., 1996. The geology and genesis of the Syama gold deposit, Mali, West Africa. Thesis Department of Geology, Faculty of Science, University of Southampton.
- Dioh, E., Béziat, D., Débat, P., Grégoire, M. and Ngom, M., 2006. Diversity of the Paleoproterozoic granitoids of the Kédougou inlier (eastern Senegal): petrographical and geochemical constraints. *Journal of African Earth Science* 44: 351-371.
- Dommanget, A., Milési, J.P., Diallo, M., 1993. The Loulo gold and tourmaline-bearing deposit. A polymorph type in the Early Proterozoic of Mali (West Africa). *Miner. Depos.* 28: 253–263.
- Doumbia, S., Pouclet, A., Kouamelan, A., Peucat, J.J., Vidal, M., Delor, C., 1998. Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Cote-d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Res* 87: 33–63.
- Dubacq, B., Vidal, O., De Andrade, V., 2010. Dehydration of dioctahedral aluminous phyllosilicates: thermodynamic modelling and implications for thermobarometric estimates. *Contributions to mineralogy and petrology* 159: 159-174.
- Dubé, B., and Gosselin, P., 2007, Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 49–73.
- Dubois, M., Béziat, D., Débat, P., Savary, V., Lompo, M., Nikiéma, S. and Tollon, F., 2001. A fluid inclusion study in the Proterozoic (2.0 Ga) gold deposits of Burkina Faso. In: ECROFI XVI, Porto (Portugal). Departamento de Geologia, Memorias, vol. 7, pp. 135–136.
- Egal, E., Thiéblemont, D., Lahondère, D., Guerrot, C., Costea, C.A., Iliescu, D., Delor, C., Goujou, J.C., Lafon, J.M., Tegye, M., Diaby, S., Kolié, P., 2002. Late eburnean

- granitization and tectonics along the western and northwestern margin of the Archean Kénéman-Man domain (Guinea, West African Craton). *Precambrian Res.* 117: 57-84.
- Eisenlohr, B.N., and Hirdes, W., 1992. The structural development of the early Proterozoic Birimian and Tarkwaian rocks of southwest Ghana, West Africa: *Journal of African Earth Sciences* v14, p. 313–325.
- Emsbo, P., 2000. Gold in Sedex deposits. *Reviews in Economic Geology* 13: 427-438.
- Feybesse, J.L., Billa, M., Guerrot, C., Duguey, E., Lescuyer, J.L., Milési, J.P. and Bouchot, V., 2006. The paleoproterozoic Ghanaian province: Geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling. *Precambrian Research* 149: 149–196.
- Feybesse, J.L., Milési, J.P., 1994. The Archaean/Proterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of décollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archaean cratons? *Precambrian Res.* 69: 199–227.
- Feybesse, J.L., Milési, J.P., Johan, V., Dommange, A., Calvez, J.H., Boher, M. et Abouchami, W., 1989. La limite Archaean-Protérozoïque Inférieure d'Afrique de l'Ouest : une zone de chevauchement majeur antérieure à l'accident de Sassandra, l'exemple des régions d'Odienné et de Touba (Côte d'Ivoire). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 310, II : 285-291.
- Fleet, M.E. and Mumin, A.H., 1997. Gold-bearing arsenian pyrite and marcasite from Carlin Trend deposits and laboratory synthesis. *The American Mineralogist*, vol. 82, 182-193.
- Fleet, M.E., Chryssoulis, S.L., MacLean, P.J., Davidson, R. and Weisener, C.G., 1993. Arsenian pyrite from gold deposits: Au and As distribution investigated by SIMS and EMP, and color staining and surface oxidation by XPS and LIMS. *Can Mineral* 31: 1-17.
- Fleet, M.E., MacLean, P.J., and Barbier, J., 1989. Oscillatory-zoned As-bearing pyrite from strata-bound and stratiform gold deposits: An indicator of ore fluid evolution. In *The Geology of Gold Deposits: The Perspectives in 1988*, 6 (eds. R. R. Keays, W. R. H. Ramsay, and D. I. Groves), 356–362. *Econ. Geol. Monogr.*
- Fontaine, A., Eglinger, A., Ada, A., André-Mayer, A.S., Reisberg, L., Siebenaller, L., Le Mignot, E., Ganne, J., Poujol, M., 2017. Geology of the world-class Kiaka polyphase gold deposit, West African Craton, Burkina Faso. *Journal of African Earth Sciences* 126: 96-122.
- Ford, J.P., Blom, R.G., Coleman, Jr., J.L., Farr, T.G., Plaut, J.J., Pohn, H.A., Sabins, Jr., F.F., 1998. Radar Geology. In: P.M. Henderson & A.J. Lewis (Eds.). *Principles & Applications of Imaging Radar, Manual of Remote Sensing*, New York, Am. Soc. Phot. and Rem. Sens., 511-565.
- Foster, R.P., Piper, D.P., 1993. Archaean lode gold deposits in Africa: crustal setting, metallogenesis and cratonization. *Ore Geol. Rev.* 8: 303–347.
- Fougerouse, D., Micklethwaite, S., Tomkins, A.G., Mei, Y., Kilburn, M.R., Guagliardo, P., Fisher, L.A., Halfpenny, A., Gee, M., Paterson, D. and Howard, D.L., 2016a. Gold remobilization and formation of high grade ore shoots driven by dissolution-

- reprecipitation replacement and Ni substitution into auriferous arsenopyrite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 178, 143-159.
- Frank, P., Bierlein, I.C., 2001. The role of carbonaceous 'Indicator' Slates in the genesis of lode gold mineralization in the Western Lachlan Orogen, Victoria, Southeastern Australia. *Economic Geology*. Vol 96, n°3 pp 431-451.
- Frost, B.R., Mavrogenes, J.A., and Tomkins, A.G., 2002. Partial melting of sulfide ore during medium- and high-grade metamorphism. *Canadian Mineralogist* 40: 1-18.
- 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, 1207-1210.
- Gammons, C.H., and Williams-Jones, A.E., 1997, Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment. *Economic Geology* v. 92, p. 45–59.
- Ganne, J., De Andrade, V., Weinberg, R., Dubacq, B., Vidal, O., Kagambega, N., Naba, S., Baratoux, L., Jessell, M. and Allibon, J., 2012. Modern-style plate subduction preserved in the Paleoproterozoic West African Craton. *Nature Geoscience*, vol5, n°1, pp 60-65.
- Ganne, J., Gerbault, M. and Block, S., 2015. Thermo-mechanical modeling of lower crust exhumation-Constraints from the metamorphic record of the Paleoproterozoic Eburnean orogeny, West African Craton. *Precambrian Research* 243:88-109.
- Ganne, J., Gerbault, M., Block, S. 2014. Thermo-mechanical modeling of lower crust exhumation-Constraints from the metamorphic record of the Paleoproterozoic Eburnean orogeny, West African Craton. *Precambrian research* 243: 88-109.
- Gasquet, D., Barbey, P., Adou, M., Paquette, J.L., 2003. Structure Sr-Nd isotope geochemistry and zircon U–Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte d’Ivoire): evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Paleoproterozoic of West Africa? *Precambrian Research* 127: 329–354.
- Gebre-Mariam, M., Hagemann, S., Groves, D.I., 1995. A classification scheme for epigenetic Archaean lode-gold deposits. *Mineralium Deposita* 30(5) 408-410.
- Girard, P., Goulet, N., Malo, M., 1998. Synthèse des données géologiques et cartographie, 233 Amélioration et Modernisation du centre de documentation, Géologie du Mali. Rapport final 234 partie II. Projet d'assistance technique au secteur minier du Mali crédit 2390-MI1 Hollings and Kerrich, 2004.
- Gize, A.P., 1999. Organic alteration in hydrothermal sulfide ore deposits. *Econ. Geol.* 94:967-980.
- Gleb, S., Pokrovski, Akinfiyev, N.N., Anastasia, Y., Borisova, A., Zotov, V. and Kouzmanov, K., 2014. Modelling insights from experiments and physical-chemical Gold. Geological Society, London, Special Publications p9-70, v.402.
- Goldfarb, R.J., André-Mayer, A.S., Jowitt, S.M., and Mudd, G.M., 2017. West Africa: The World’s Premier Paleoproterozoic Gold Province. *Economic Geology*, v. 112, pp. 123–143.

- Goldfarb, R.J., Baker, T., Dubé, B., Groves, D.I., Hart, C.J.R., and Gosselin, P., 2005, Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes: Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 407–450.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I., Gardoll, S., 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geol. Rev.* 18, 1–75.
- Goldfarb, R.J., Phillips, G.N., and Nokleberg, W.J., 1998. Tectonic setting of Synorogenic gold deposits of the Pacific Rim: *Ore Geology Reviews*, v. 13, p. 185–218.
- Goldstein, R.H and Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: Society for Sedimentary Geology Short Course 31, 199p.
- Goldstein, R.H., 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions. In: I. Samson, A. Anderson & D. Marshall. (Eds.) *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineral. Assoc. Can., Short Course Ser. 32, 9-53.
- Gregory, D.D., Large, R.R., Halpin, J.A., Baturina, E.L., Lyons, T.W., Wu, S., Danyushevsky, L., Sack, P.J., Chappaz, A., Maslennikov, V.V., Bull, S.W., 2015. Trace Element Content of Sedimentary Pyrite in Black Shales. *Economic Geology*, v. 110, 1389–1410.
- Greyling, L., Harris, C., Harbidge, P., 2013. Fluid inclusion and oxygen isotope constraints on gold mineralization in the Senufo Greenstone Belt, Côte d'Ivoire. 12th SGA meeting, Uppsala, A279.
- Groves, D.I., 1993. The crustal continuum model for late-Archaeon lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineralium Deposita* 28: 366-374.
- Groves, D.I., Goldfarb, R. J., Robert, F., and Hart, C.J.R., 2003, Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance: *Economic Geology*, v. 98, p. 1-29.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam., M., Hagemann, S.G and Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the contrast of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types: *Ore Geology Reviews*. P 7-27.
- Gueye, M., Kerkhof, V.D., Hein, U.F., Diene, M., Mucke, A. and Siegesmund, S., 2013. Structural control, fluid inclusions and cathodoluminescence studies of birimian gold-bearing quartz vein systems in the Paleoproterozoic Mako belt. *Geological society of South Africa*.
- Gueye, M., Ngom, P.M., Diène, M., Thiam, Y., Siegesmund, S., Wemmer, K. and Pawlig, S., 2008. Intrusive rocks and tectonic evolution of the Paleoproterozoic rocks of the Mako Paleoproterozoic Belt (Eastern Senegal, West Africa). *Journal of African Earth Science* 50: 88-111.
- Guzzeta, G., 1984. Kinematics of stylolite formation and physics of pressure solution process. *Tectonophysics*, 101, 383-394.
- Hammond, N.Q., Robb, L., Foya, S. and Ishiyama, D., 2011. Mineralogical, fluid inclusion

- and stable isotope characteristics of Birimian orogenic gold mineralization at the Morila Mine, Mali, West Africa. *Ore Geology Review* 39: 218-229.
- Hammond, N.Q. and Tabata, H., 1997. Characteristics of ore minerals associated with gold at the Prestea mine, Ghana. *Mineralogical Magazine*, Vol. 61, pp. 879-894.
- Hassan, Z. Harraz., 2002. Fluid inclusions in the mesozonal gold deposit at Atud mine, Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 35: 347-363.
- Hein, K.A.A., Matsheka, I.R., Bruguier, O., Masurel, M., Bosch, D., Caby, R., Monié, P., 2015. The Yatéla gold deposit: 2 billion years in the making. *Journal of African Earth Sciences* 112: 548-569.
- Hirdes, W., and Davis, D.W., 2002, U-Pb geochronology of Paleoproterozoic rocks in the southern part of the Kedougou-Kéniéba inlier, Senegal, West Africa: Evidence for diachronous accretionary development of the Eburnean province: *Precambrian Research*, v. 118, p. 83–99.
- Hirdes, W., Davis, D.W., and Eisenlohr, B.N., 1992, Reassessment of Proterozoic granitoid ages in Ghana on the basis of U/Pb zircon and monazite dating. *Precambrian Research*, v. 56, p. 89–96.
- Hirdes, W., Davis, D.W., Ltidtke, G. and Konan, G., 1996. Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa): consequences for the 'Birimian controversy'. *Precambrian Research* 80: 173-19.
- Hollings, P., and Kerrich, R., 2004. Geochemical systematics of tholeiites from 2.86 Ga Pickle Crow Assemblage, northwestern Ontario: arc basalts with positive and negative Nb-Hf anomalies. *Precambrian Research*, vol. 134, 1-20.
- Hurley, P.M. and Rand, J.R., 1968. Review of age data in West Africa and South America relative to a test of continental drift. In Phinney.
- John, T., Klemd, R., Hirdes, W., Loh, G., 1999. The metamorphic evolution of the Paleoproterozoic (Birimian) volcanic Ashanti belt (Ghana, West Africa).
- Junner, N.R., 1935. Gold in the Gold Coast. *Gold Coast Geological Survey Memoir* 4: 1–67.
- Junner, N.R., 1940. Geology of the Gold Coast and western Togoland (with revised geological map). *Gold Coast Geological Survey Bulletin* 11: 1– 40.
- Junner, N.R., 1954. Notes on the classification of the Precambrian of West African. *XIX Int. Geol. Cong. Algiers* 20: 114–117.
- Kadio, E., Coulibaly, Y., Allialy, M.E., Kouamelan, A.N., Pothin, K.B.K., 2010. On the occurrence of gold mineralization's in southeastern Ivory Coast. *Journal of African Earth Sciences* 57, 423-430.
- Karsli, O., Dokuz, A., Kaliwoda, M., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R., Fehr, K.T. 2014. Geochemical fingerprints of Late Triassic calc-alkaline lamprophyres from the Eastern Pontides, NE Turkey: A key to understanding lamprophyre formation in a subduction-related environment. *Lithos* 196–197, pp 181–197.

- Kerr, A.C., and Mahoney, J.J., 2007. Oceanic plateaus: Problematic plumes, potential paradigms. *Chemical Geology*, vol. 241, 332-353.
- Kesler, S.E., Deditius, A.P., Reich, M.M., Utsunomiya, S., Ewing, R.C., 2010. Role of arsenian pyrite in hydrothermal ore deposits: a history and update. *Geological Society of Nevada Symposium*, May 14–22.
- Kesse, G.O., 1985. *The Mineral and Rock Resources of Ghana*, A.A. Balkema publishers, Book, 610p.
- Ketris, M.P. and Yudovich, Y.E., 2009. Estimations of Clarkes for Carbonaceous boplithes: World averages for trace element contents in black shales and coals. *International Journal of Coal Geology* 78: 135–148.
- Kitson, A.E., 1918. Ann. Report. Gold Coast Geological Survey for 1916/17, Accra. (Non publ.), Accra.
- Kitson, A.E., 1928. Carte géologique provisoire de la Gold Coast et du Togo occidental, avec note explicative. *Bull. Gold Coast Geol. Surv. Accra*, 2, 13p.
- Klemd, R., 1998. Comment on the paper by Schmidt Mumm et al. High CO₂ content of fluid inclusions in gold mineralization's in the Ashanti Belt, Ghana: a new category of ore forming fluids? *Mineralium Deposita* 32: 107-118.
- Klemd, R. and Hirdes, W., 1997. Origin of an unusual fluid composition in early Proterozoic paleoplacer and lode-gold deposits in Birimian greenstone terranes of West Africa. In: Hatton, C.J. (Ed.), *Special Issue on the Proceedings of the Plumes, Plates and Mineralisation 97 Symposium*. *South Afr. J. Geol.* 100, pp. 405–414.
- Klemd, R. and Ott. S., 1997. Compositional characteristics of fluid inclusions as exploration tool for Au-mineralization at Larafella, Burkina Faso. *Journal of Geochemical Exploration* 59: 251-258.
- Klemd, R., Hirdes, W., Olesch, M., Oberthür, T., 1993. Fluid inclusions in quartz pebbles of gold bearing Tarkwaian conglomerates as a guide to their provenance area. *Miner. Deposita* 28: 334-343.
- Klemd, R., Oberthür, T. and Ouédraogo, A., 1997. Gold-telluride mineralization in the Birimian at Diabatou, Burkina Faso: the role of CO₂,-N₂, fluids. *Journal of African Earth Sciences* 24: 227-239.
- Kolb, J., Kisters, A.F.M., Hoernes, S., Meyer, F.M., 2000. The origin of fluids and nature of fluid-rock interaction in mid-crustal auriferous mylonites of the Renco mine, Southern Zimbabwe. *Mineralium Deposita*, vol 35: 109-125.
- Kolb, J., Sakellaris, G.A., Meyer, F.M., 2006. Controls on hydrothermal iron oxide-Cu-Au-Co mineralization at the Guelb Moghrein deposit, Akjoujt area, Mauritania: *Mineralium Deposita*, v. 41, p. 68–81.
- Kouamelan, A.N., Delor, C., Peucat, J.-J., 1997. Geochronological evidence for reworking of

- Archean terrains during the early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise-West African Craton). *Precambrian Research* 86: 177–199.
- Kouzmanov, K. and Pokrovski, G.S. 2012. Hydro-thermal controls on metal distribution in porphyry Cu (– Au – Mo) systems. *Society of Economic Geologists Special Publication* 16: 573 – 618.
- Kretschmar, U. and Scott, S.D., 1976. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their applications. *Can Mineral* 14: 364-386.
- Kříbek, B., Zachariáš, J., Knésl, I., Míková, J., Mihaljevič, M., Veselovská, F. and Bamba, O., 2016. Geochemistry, mineralogy, and isotope composition of Pb, Zn, and Cu in primary ores, gossan and barren ferruginous crust from the Perkoa base metal deposit, Burkina Faso. *Journal of Geochemical Exploration* 168: 49–64.
- Kushnir, I., 1999. Gold in Mali. *Acta Montanistica Rocnik*4, 311-318.
- Kushnir, Y. and Wallace, J.M., 1989. Interaction of low-and high-frequency transients in forecast experiment with a general circulation model. *Journal of Atmospheric Sciences* 46: 1411-1418.
- Lahondère, D., Thiéblemont, D., Tegye, M., Guerrot, C., Diabaté, B., 2002. First evidence of early Birimian (2.21 Ga) volcanic activity in upper Guinea: the volcanics and associated rocks of the Niani suite. *J. Afr. Earth Sci.* 35: 417-431.
- Lambert-Smith, J.S., Lawrence D.M., Muller, W. and Treloar P.J., 2016. Palaeotectonic setting of the south-eastern Kédougou-Kéniéba Inlier, West Africa: New insights from igneous trace element geochemistry and U-Pb zircon ages. *Precambrian Research* 274: 110-135.
- Large, R.R., Bull, S.W., Maslennikov, V., 2011. A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 106, p 331-358, doi: 10.2113/econgeo.106.3.331.
- Lawrence, D.M., Lambert-Smith, J.S. and Treloar, P.J., 2016. A Review of Gold mineralization of Mali. *Mineral Resource Reviews*, DOI 10.1007/978-3-319-31733-5_13.
- Lawrence, D.M., Treloar, P.J., Rankin, A.H., Boyce, A. and Harbidge, P., 2013. A Fluid Inclusion and Stable Isotope Study at the Loulo Mining District, Mali, West Africa: Implications for Multifluid Sources in the Generation of Orogenic Gold Deposits. *Economic geology* 108: 229-257.
- Lawrence, D.M., Treloar, P.J., Rankin, A.H., Boyce, A. and Holliday, J. 2013. The Geology and Mineralogy of the Loulo Mining District, Mali, West Africa: Evidence for Two Distinct Styles of Orogenic Gold Mineralization. *Economic Geology* 108: 199-227.
- Le Bas, M.J., and Streckeisen A.L., 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of Geological Society of London*, vol. 148, 825-833.
- Le Mignot, E., Siebenaller, L., Béziat, D., André-Mayer, A.S., Reisberg, L., Salvi, S.,

- Velasquez, G., Zimmermann, K., Naré, A., and Ranceschi, G., 2017. The Paleoproterozoic Copper-Gold Deposits of the Gaoua District, Burkina Faso: Superposition of Orogenic Gold on a Porphyry Copper Occurrence? *Economic Geology*, v. 112, pp. 99–122.
- Lebrun, E., Miller, J., Thébaud, N., Ulrich, S., McCuaig, T.C., 2016. Structural Controls on an Orogenic Gold System: The World-Class Siguiri Gold District, Siguiri Basin, Guinea, West Africa. *Economic Geology*, v. 112, pp. 73–98.
- Ledru, P., Milési, J.P., Feybesse, J.L., Dommanget, A., Johan, V., Diallo, M., Vinchon, C., 1989. Tectonique transcurrente et évolution polycyclique dans le Birimien, Protérozoïque inférieur du Sénégal-Mali. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308, 117-122.
- Le Mignot, E., Siebenaller, L., Béziat, D., André-Mayer, A-S., Reisberg, L., Salvi, S., Velasquez, G., Zimmermann, C., and Naré, A., 2017a. The Paleoproterozoic copper-gold deposits of the Gaoua district, Burkina Faso: Superposition of orogenic gold on a porphyry copper occurrence? *Economic Geology*, v. 112, p. 99–122.
- Le Mignot, E., Reisberg, L., André-Mayer, A.-S., Bourassa, Y., Fontaine, A., and Miller, J., 2017b. Re-Os geochronological evidence for multiple Paleoproterozoic gold events at the scale of the West African craton: *Economic Geology*, v. 112, p. 145–168.
- Lemoine, M. and Graciansky, P.C., 1988. Histoire d'une marge continentale passive: les Alpes occidentales au Mésozoïque. Introduction. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8: 597-600.
- Leube, A., Hirdes, W., Mauer, R. and Kesse, G.O., 1990. The Early Proterozoic Birimian Super group of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. *Precambrian Res* 46: 139-165.
- Liégeois, J.P., Claessens, W., Camara, D., Klerkx, J., 1990. Short-lived Eburnian orogeny in southern Mali: Geology, tectonics, U-Pb and Rb-Sr geochronology. *Precambrian Research*, 50, 111-136.
- Liégeois, J.P., Claessens, W., Camara, D., Klerkx, J., 1991. Short-lived Eburnian orogeny in southern Mali. Geology, tectonics, U-Pb and Rb-Sr geochronology. *Precambrian Research* 50, 111-136.
- Lindgren, W., 1933. *Mineral deposits*, 4th ed.: New York, McGraw-Hill, 930 p.
- Lompo, M., 2001. Le paléoprotérozoïque (Birimien) du Burkina-Faso, Afrique de l'Ouest. Evolution crustale et concentrations aurifères. Mémoire HDR, UPS, Toulouse3.
- Lompo, M., 2009. A model of subsidence of an oceanic plateau magmatic rocks in the MaleonShield of the West African craton geodynamic evolution of the 2.25-2.0 Ga Paleoproterozoic. in: Reddy, S.M., Mazumder, R., Evans, D.A.D., Collins, A.S. (Eds), *Paleoproterozoic supercontinents and global evolution*. Geological Society, London, pp 231-254.
- Lompo, M., 2010. Paleoproterozoic structural evolution of the Man-Leo Shield (West Africa) Key structures for vertical to transcurrent tectonics. *Journal of African Earth Sciences* 58: 19–36.

- Longerich, H.P., Jackson, S.E. and Gunther, D., 1996. Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometric Transient Signal Data Acquisition and Analyze Concentration Calculation. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 11: 899-904.
- Lüders, V., Klemm, R., Oberthür, T. and Plessen, B., 2015. Different carbon reservoirs of auriferous fluids in African Archean and Proterozoic gold deposits? Constraints from stable carbon isotopic compositions of quartz-hosted CO₂-rich fluid inclusions. *Mineralium Deposita* 50: 449-454.
- Lüdtke, G., Hirde, W., Konan, G., Koné, Y., N'da, D., Traoré, Y., Zamblé, Z., 1999. Géologie de la région Haute Comoé Sud-feuilles Dabakala (2b, d et 4b, d). Direction de la Géologie Abidjan Bulletin, 176.
- Lüdtke, G., Hirde, W., Konan, G., Koné, Y., Yao, C., Diarra, S., Zamblé, Z., 1998. Géologie de la région Haute Comoé Nord-feuilles Kong (4b et 4d) et Téhini-Bouna (3a à 3d). Direction de la Géologie Abidjan Bulletin, 178.
- Manikyamba, C., Kerrich, R., Naqvi, S.M., and Ram Mohan, M., 2004. Geochemical systematics of tholeiitic basalt from the 2.7 Ga Ramagiri-Hungund composite greenstone belt, Dharwar craton. *Precambrian Research*, vol. 134, 21-39.
- Manu, J., 1993. Gold deposits of Birimian Greenstone Belt in Ghana: hydrothermal alteration and thermodynamics. Dissertation, Technische Universität. Braunschweig (Germany), 166 p.
- Manya, S., Makenya, A., Maboko, H. and Nakamura, E., 2007. The geochemistry of high-Mg andesite and associated adakitic rocks in the Usoma-Mara Greenstone Belt, northern Tanzania: Possible evidence for Neoproterozoic ridge subduction? *Precambrian Research* 159: 241-259.
- Markwitz, V., Hein, K.A.A., Jessell, M.W., Miller, J., 2016. Metallogenic portfolio of the West Africa craton. OREGEO-01654.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogs of Archean granitoids. *Lithos* 46: 411-429.
- Masurel, Q., Miller, J., Hein, K.A.A., Hanssen, E., Thébaud, N., Ulrich, S., Kaisin, J. and Tébougoué, S., 2016. The Yatéla gold deposit in Mali, West Africa: The final product of a long-lived history of hydrothermal alteration and weathering. *Journal of African Earth Sciences* 113: 73-87.
- Masurel, Q., Thébaud, N., Miller, J., Ulrich, S., Hein, K.A.A., Cameron, G., Béziat, D., Bruguier, O., and Davis, J.A., 2017. Sadiola Hill: A World-Class Carbonate-Hosted Gold Deposit in Mali, West Africa. *Economic Geology*, v. 112, pp. 23-47.
- Masurel, Q., Thébaud, N., Miller, J., Ulrich, S., Peter Roberts, M., and Béziat, D., 2017. The Alamoutala Carbonate-Hosted Gold Deposit, Kédougou-Kénieba Inlier, West Africa. *Economic Geology*, v. 112, pp. 49-72.
- MC Farlane, Christopher R.M., Mavrogenes, J., Lentz, D., King, K., Allibone, A. and Holcombe, R., 2011. Geology and Intrusion-Related Affinity of Morila Gold Mine, Southeast Mali. *Economic Geology*, Vol 106, n°5.

- McCuaig, T.C. and Kerrich, R., 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geol Rev* 12:381–453
- McCuaig, T.C., Fougereuse, D., Salvi, S., Siebenaller, L., Parra-Avila, L.A., Seed, R., Béziat, D. and André-Mayer, A.S., 2016. The Inata deposit, Belahouro District, northern Burkina Faso. *Ore Geology Reviews* 78: 639–644.
- McNeil, A.M., Kerrich, R., 1986. Archean lamprophyre dikes and gold mineralization, Ontario. The conjunction of LILE-enriched magmas, deep crustal structures and gold concentrations. *Can J Earth Sci*, 23: 324-343.
- Milési, J.P., Egal E., Ledru, P., Vemhet, Y., Thiéblemont, D., Cocherie, A., Tegye, M., Martel, J.B. and Lagny, P.H., 1995. Les minéralisations du Nord de la Guyane française dans leur cadre géologique. *Chron. Rech. min.* n°518, pp. 5-58.
- Milési, J.P., Feybesse, J.L., Ledru, P., Dommaget, A., Ouédraogo, M.F., Marcoux, E., Prost, A., Vichon, C., Sylvain, J.P., Johan, V., Tegye, M., Calvex, J.Y., Lagny, P., Abouchami, W., Ankrah, P., Boher, M., Diallo, M., Fabre, M., Henry, C., Lapierre, H., Pons, J., Thiéblemont, D., Touré, S. and Morel, B., 1989. Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. *Chronique Recherche Minière*, n°497, pp 3-98.
- Milési, J.P., Feybesse, J.L., Pinna, P., Deschamps, Y., Kampunzu, H., Muhongo, S., Lescuyer, J.L., Le Goff, E., Delor, C., Billa, M., Ralay, F., Henry, C., 2004. Geological map of Africa 1:10,000,000, SIG Afrique project. In: 20th Conference of African Geology, BRGM, Orléans, France, 2–7 June, <http://www.sigafrique.net> (last accessed 10/14/2013).
- Milési, J.P., Ledru, P., Feybesse, J.-L., Dommaget, A. and Marcoux, E., 1992. Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian Orogenic belt, West Africa. *Precambrian Res* 58: 305-344.
- Miller, J.M., Davis, J., Baratoux, L., McCuaig, T.C., Metelka, V. and Jessel, M., 2013, Evolution of gold systems in Guinea, southern Mali and western Burkina Faso: AMIRA International Ltd P934A-West African Exploration Initiative-Stage 2 Final unpublished report, Appendix D1, 127-234.
- Miyashiro, A., 1978. Nature of alkaline volcanic rock series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 66, 91-104.
- Moëlo, Y., Makovicky, E., Mozgova, N.N., Jambor, J.L., Cook, N., Pring, A., Paar, W., Nickel, E.H., Graeser, S and Karup-Møller, S., 2008. Sulfosalt systematics: a review report of the sulfosalt sub-committee of the IMA commission on ore mineralogy. *Eur. J. Miner.* 20: 7–46.
- Morel, B. & Alinat, M., 1993. Géologie, pétrologie et géochimie des syénites de Ninakri: comparaison avec d'autres massifs syénitiques anorogéniques de Côte d'Ivoire et d'Afrique de l'Ouest. *J. Afr. Earth Sci* 17: 213–223.
- Morey, A.A., Tomkins, A.G., Bierlein, F.P., Wienberg, R.F. and Davidson, G.J., 2008. Bimodal distribution of gold in pyrites and arsenopyrites: examples from the Archean Boorara and Bordoc shear systems, Yilgarn Craton, Western Australia. *Econ. Geol.* 103: 599-614.

- Mumin, A.H., Fleet, M.E. and Chryssoulis, S.L., 1994. Gold mineralization in As-rich mesothermal gold ores of the Bogosu-Prestea mining district of the Ashanti Gold Belt, Ghana: remobilization of “invisible” gold: *Mineralium Deposita*, vol. 29, 445-460.
- Naba, S., Lompo, M., Débat, P., Bouchez, J.L and Béziat, D., 2004. Structure and emplacement model for late-orogenic Paleoproterozoic granitoids: the Tenkodogo–Yamba elongate pluton (Eastern Burkina Faso). *Journal of African Earth Sciences* 38: 41–57.
- N'Diaye, P.M., Dia, A., Valette, Y., Diallo, D.P., Ngom, P.M., Sylla, M., Wade, S. & Dioh, E., 1997. Données pétrographiques, pétrochimiques et géochronologiques nouvelles sur les granitoïdes du Paléoprotérozoïque de la Dialé-Daléma (Sénégal Orienta) : implications pétrogénétiques et géodynamiques.
- Niroomand, J., Goldfarb, R.J., Moore, F., Mohajjel, M. & Marsh, E.E., 2011. The Kharapeh orogenic gold deposit: geological, structural, and geochemical controls on epizonal ore formation in West Azerbaijan Province, Northwestern Iran. *Mineralium Deposita* 46, 409-428.
- Oberthür, T., Blenkinsop, T.G., Hein, U.F., Hoppner, M., Höhndorf, A. and Weiser, T.W., 2000. Gold mineralization in the Mazowe area, Harare-Bindura-Shamva greenstone belt, Zimbabwe: II. Genetic relationships deduced from mineralogical, fluid inclusion and stable isotope studies and the Sm-Nd isotopic composition of scheelites. *Mineralium Deposita* 35: 138-156.
- Oberthür, T., Schmidt-Mumm, A., Vetter, U., Simon, K., Amanor, J.A., 1996. Gold mineralization in the Ashanti Belt of Ghana. Genetic constraints of the stable isotope geochemistry. *Econ. Geol.* 91: 289-301.
- Oberthür, T., Vetter, U., Davis, D., and Amanor, J.A., 1998. Age constraints on gold mineralization and Paleoproterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of southern Ghana. *Precambrian Research*, v. 89, p. 129–143.
- Oberthür, T., Vetter, U., Schmidt, M.A., Weiser, T., Amanor, J.A., Gyapong, W.A., Kumi, R. and Blenkinsop, T.G., 1994. The Ashanti Gold Mine at Obuasi, Ghana: Mineralogical, geochemical, stable isotope and fluid inclusion studies on the metallogenesis of the deposit. *Geologisches Jahrbuch D100*, 31-129.
- Oberthür, T., Weiser, T., Amanor, J.A., and Chryssoulis, S.L., 1997. Mineralogical sitting and distribution of gold in quartz veins and sulfide ores of the Ashanti mine and other deposits in the Ashanti belt of Ghana: Genetic implications: *Mineralium Deposita*, vol. 32, 2-15.
- Olson, S.F., Diakité, K., Ott, L., Guindo, A., Forb, C.R.B., Winer, N., Hanssen, E., Lay, N., Bradley, R. and Pohl, D., 1992. Proterozoic Syama Gold Deposit, Mali West Africa. *Economic Geology*, vol 84, pp310-331.
- Orozco-Garza, A., Dostal, J., Keppie, J.D. and Paz-Moreno, F.A., 2013. Mid-Tertiary (25-21 Ma) Iamprophyres in NW Mexico derived from subduction-modified subcontinental lithospheric mantle in an extensional back arc environment following steepening of the Benioff zone. *Tectonophysics* 590: 59-71.

- Ouiya, P., Siebenaller, L., Salvi, S., Béziat, D., Naba, S., Baratoux, L., Naré, A. and Franceschi, G., 2016. The Nassara gold prospect, Gaoua District, southwestern Burkina Faso. *Ore Geology Reviews* 78: 623–630.
- Parra, T., Vidal, O. and Agard, P., 2002. A thermodynamic model for Fe-Mg dioctahedral K white micas using data from phase-equilibrium experiments and natural pelitic assemblages, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143: 706-732.
- Pawlig, S., Gueye, M., Klischies, R., Schwarz, S., Wemmer, K. and Siegesmund, S., 2006. Geochemical and Sr-Nd isotopic data on Birimian Formations of the Kédougou-Kénieba Inlier (Eastern Senegal): implications on the Paleoproterozoic evolution of the West African Craton. *South African Journal of Geology* 109: 411-427.
- Pearce, J.A., and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Earth and Planetary Sciences*, vol. 23, 251-285.
- Perrouy, S., Aillères, L., Jessell, M.W., Baratoux, L., Bourassa, Y., and Crawford, B., 2012, Revised Eburnean geodynamic evolution of the gold-rich southern Ashanti belt, Ghana, with new field and geophysical evidence of pre-Tarkwaian deformations. *Precambrian Research* v. 204–205, p. 12–39.
- Perrouy, S., Jessell, M.W., Bourassa, Y., Miller, J., Apau, D., Siebenaller, L., Velasquez, J., Baratoux, L., Aillères, L., Béziat, D. and Salvi, S., 2015. The Wassa deposit: A poly-deformed orogenic gold system in southwest Ghana-Implications for regional exploration. *Journal of African Earth Sciences* 112: 536-547.
- Phillips, G.N., Evans, K.A., 2004. Role of CO₂ in the formation of gold deposits. *Nature* 429, 860–863.
- Pigois, J.P., Groves, D.I., Fletcher, I.R., McNaughton, N.J., Snee, L.W., 2003. Age constraints on Tarkwaian paleoplacers and lode -gold formation in the Tarkwa-Damang district, SW Ghana. *Mineralium Deposita*, 38: 695-714.
- Pokrovski, G. S., Borisova, A.Y. & Harrichoury, J.-C. 2008a. The effect of sulfur on vapor-liquid fractionation of metals in hydrothermal systems. *Earth and Planetary Science Letters* 266: 345–362.
- Pokrovski, G.S., Kara, S. and Roux, J., 2002. Stability and solubility of arsenopyrite, FeAsS, in crustal fluids. *Geochimica and Cosmochimica Acta* Vol. 66, No. 13, pp. 2361–2378.
- Pokrovski, G.S., Roux, J. and Harrichoury, J-C., 2005a. Fluid density control on vapor-liquid partitioning of metals in hydrothermal systems. *Geology* 33: 657–660.
- Pokrovski, G.S., Roux, J., Hazemann, J.-L., Borisova, A. Y., Gonchar, A. A. and Lemeshko, M.P., 2008b. In situ X-ray absorption spectroscopy measurement of vapor-brine fractionation of antimony at hydrothermal conditions. *Mineralogical Magazine* 72: 667–681.
- Pokrovski, G.S., Roux, J., Hazemann, J-L. and Testemale, D., 2005b. An X-ray absorption spectroscopy study of argutite solubility and germanium aqueous speciation in hydrothermal fluids to 500 8C and 400 bar. *Chemical Geology* 217: 127–145.

- Pokrovski, G.S., Akinfiyev, N.N., Borisova, A.Y., Zotov, A.V., Kouzmanov, K., 2014. Gold speciation and transport in geological fluids: insights from experiments and physical-chemical modelling. In : Garofalo, P. S., Ridley, J. R. (eds) *Gold-Transporting Hydrothermal Fluids in the Earth's Crust*. Geological Society, London, Special Publications, 402, doi 10.1144/SP402.4
- Pokrovski G.S., Kokh M.A., Guillaume D., Borisova A.Y., Gisquet P., Hazemann J.-L., Lahera E., Del Net W., Proux O., Testemale D., Haigis V., Jonchière R., Seitsonen, A.P., Ferlat G., Vuilleumier R., Saitta A.M., Boiron M.-C., Dubessy J. (2015) Sulfur radical species form gold deposits on Earth. *Proceedings of National Academy of Science (PNAS)* 112(44), 13484-13489.
- Polat, A., and Kerrich, R., 2002. Nd-isotope systematics of ~2.7 Ga adakites, magnesian andesites, and arc basalts, Superior Province: evidence for shallow crustal recycling at Archean subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 202, 345-360.
- Pons, J., Barbey, P., Dupuis, D., Léger, J.M., 1995. Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimian of southwestern Niger. *Precambrian Res* 70: 281–301.
- Poucllet, A., Vidal, M., Delor, C., Simeon, Y. and Alric, G., 1996. Le volcanisme birimien du nord-est de la Côte-d'Ivoire, mise en évidence de deux phases volcanotectoniques distinctes dans l'évolution géodynamique du Paléoprotérozoïque. *Bull. Soc. Géol. France*, t.167, n°4, pp529-541.
- Powell, R., Will, T.M., Phillips, G.N., 1991. Metamorphism in Archaean greenstone belts; calculated fluid compositions and implications for gold mineralization. *Journal of Metamorphic Geology* 9, 141–150.
- Putnis, A., 2002. Mineral replacement reactions: from macroscopic observations to microscopic mechanisms. *Mineral Mag* 66: 689–708
- Rakotovao, A.P., 2009. Contexte géologique et métallogénique des minéralisations en émeraude du gisement d'Ianapera, bloc du Vohibory, Sud-Ouest de Madagascar. Thèse de Doc. Université Paul Sabatier, 230p.
- Ramsay, J.G. et Huber, M., 1983. *The techniques of modern structural geology*. Vol. 2, Folds and fractures, Academic Press London.
- Reich, M., Kesler, S.E., Utsunomiya, S., Palenik, C.S., Chryssoulis, S.L. and Ewing, R.C., 2005. Solubility of gold in arsenian pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 69, 2781-2796.
- Resolute Mining Limited., 2010. Mémoire, Société des mines de Syama, Exploration Mali. Tellem Prospect Report. In Sylvester and Attoh. 1992.
- Robert, F., Brown, A.C., 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi Greenstone belt: part II. Vein paragenesis and hydrothermal alteration. *Econ. Geol.* 79: 393-399.
- Robert, F., Kelly, W.C., 1987. Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Econ. Geol.* 82, 1464–1482.

- Rock, N.M.S., 1987. The nature and origin of lamprophyres: an overview. In Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds), Alkaline Igneous Rocks. *Geological Society Special publications*, 30, pp 191-226.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. Mineralogical Society of America reviews in mineralogy 12.
- Ropchan, J.R., Luinstra, B., Fowler, A.D. and Benn, K., 2002. Host-Rock and Structural controls on the nature and timing of gold mineralization at the Holloway mine, Abitibi sub province, Ontario. *Economic Geology*. Vol97, n°2, p 291-309.
- Ross, P.S., et Bédard, J. H., 2009. Magmatic affinity of modern and ancient sub alkaline volcanic rocks determined from trace element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences* 464: 823-839.
- Ross, R.L., Stuart, W.B and Malennikov, V.V., 2011. A carbonaceous sedimentary source-Rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits. *Society of Economic Geologists*. Vol 106, pp 331-358.
- Salvi, S., Sangaré, A., Driouch, Y., Siebenaller, L., Béziat, D., Débat, P. and Femenias, O., 2016. The Kalana vein-hosted gold deposit, southern Mali. *Ore Geology Reviews* 78: 599–605.
- Salvi, S., Velásquez, G., Miller, J., Béziat, D., Siebenaller, L. and Bourassa, Y., 2016. The Pampé gold deposit (Ghana): Constraints on sulfide evolution during gold mineralization. *Ore Geology Reviews* 78: 673–686.
- Sangaré, A., 2008. Les roches ultramafiques et mafiques paléoprotérozoïques de la ceinture de roches vertes de Kadiolo (Mali). Pétrologie, évolution et ressources minérales associées. Mater Géosciences et Ressources Minérales. Université Sidi Mohamed Ben Abdellah 60p.
- Sangaré, A., Driouch, Y., Salvi, S., Femenias, O., Siebenaller, L., Belkasmi, M., Béziat, D., Dahire, M., Ntarmouchant, A., Adil, S. & Débat, P., 2015. Environnement géologique des minéralisations aurifères du gisement tardi-éburnéen de Kalana (Birimien, Sud-Ouest du Mali). *Bull. Inst. Sci. Rabat* 36.
- Schmidt M.T., Oberthür, T., Vetter, U. and Blenkinsop, T.G., 1997. High CO₂ content of fluid inclusions in gold mineralization's in the Ashanti Belt, Ghana: a new category of ore forming fluids? *Mineralium Deposita* 32: 107-118.
- Schmidt, M.A., 1997. CO₂-rich mineralizing fluids in gold deposits of Ghana and Brazil: an Eburnean-Trans-Amazonian Gold Province? *Vorträge des GDMB-Lagerstättenausschusses* in November 96: 105-117.
- Schwartz, M.O., Oberthür, T., Amanor, J. and Gyapong, W.A., 1992. Fluid inclusion re-equilibration and P-T-X constraints on fluid evolution in the Ashanti gold deposit, Ghana. *Eur. J. Mineral* 4: 1017-1033.
- Senyah, G.A., Dampare, S.B., Asiedu, D.K., 2016. Geochemistry and tectonic setting of the Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the Chirano gold district, Sefwi belt, Ghana. *J. Afr. Earth Sci.* 122, 32-46.

- Sharp, D.Z., Essene, E.J. and Kelly, W.C., 1985. A re-examination of arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applications to natural assemblages. *Can. Mineral* 23: 517-534.
- Shikazono, N., and Shimizu, M., 1987. The Ag/Au ratio of native gold and electrum and the geochemical environment of gold vein deposits in Japan: *Mineralium Deposita*, v. 22, p. 309–314.
- Sibson, R.H., Robert, F., and Poulsen, K.H., 1988. High angle reverse faults fluid pressure cycling and mesothermal gold-quartz deposits: *Geology*, v. 16, p. 551–555.
- Sibson, R.H., and Scott, J., 1998. Stress/fault controls on the containment and release of overpressured fluids: Examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska; Victoria, Australia and Otago, New Zealand. *Ore Geology Reviews*, vol. 13(1-5), 293-306.
- Siegfried, P., De Kock, G.S., Clarke, B., Agenbacht, A., Delor, C., Van Rooyen, R.C., 2009. Geological map explanation – map sheet 0903D (1:100 000). Mining Sector Support Programme. CGS, BRGM, Geoman, GSD, Accra.
- Simon, G., Kesler, S.E., and Chryssoulis, S., 1999. Geochemistry and textures of gold-bearing arsenian pyrite, Twin Creeks, Nevada: Implications for deposition of gold in Carlin-type deposits. *Economic Geology* 94: 405-422.
- Soumaïla, A., Henry, P. & Rossy, M., 2004. Contexte de mise en place des roches basiques de la ceinture de roches vertes birimiennes de Diagorou-Darbani (Liptako, Niger Afrique de l'Ouest); plateau océanique ou environnement d'arc/bassin arrière-arc océanique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 336: 1137–1147.
- Standing, J., 2005. Geological and structural mapping in the Syama–Finkolo prospect area, Mali, West Africa. Confidential Report by Jigsaw Geoscience Pty Ltd to Resolute Mining Limited, April 2005 (29 pp.).
- Standing, J., 2006. Structural geology of the Tabakoroni prospect, and detailed mapping in the quartz vein hill-chert ridge-A21 pit area. Syama-Finkolo project, Mali, West Africa. Fluid Focus Pty Ltd, A.C.N. 094 880 627 (25 pp).
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Sanders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, vol. 42. Geological Society. Special Publication, pp. 313-345.
- Sung, Y.H., Brugger, J., Ciobanu, C.L., Pring, A., Skinner, W. and Nugus, M., 2009. Invisible gold in arsenian pyrite and arsenopyrite from a multistage Archaean gold deposit: Sunrise Dam, Eastern Goldfields Province, Western Australia. *Miner. Deposita* 44: 765–791.
- Sylla, M. et Ngom, P.M., 1997. Le gisement d'or de Sabodala (Sénégal Oriental) : une minéralisation filonienne d'origine hydrothermale remobilisée par une tectonique cisailante. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 25, n°2, pp 183-192.
- Sylvester, P.J. and Atttoh, K., 1992. Lithostratigraphy and composition of 2.1 Ga greenstone

- belts of the West African Craton and their bearing on crustal evolution and the Archean-Proterozoic boundary. *Journal of Geology* 100: 377–393.
- Sylvester, P.J., Cabri, L.J., Tubrett, M.N., McMahon, G., Laflamme, J.H.G. and Peregoedova, A., 2005. Synthesis and evaluation of a fused pyrrhotite standard reference material for platinum group element and gold analysis by laser ablation-ICPMS, in Tormanen, T.O. and Alapieti, T.T. 10th International Platinum Symposium: Oulu, Geological Survey of Finland, Extended Abstracts, p.16-20.
- Tagini, B., 1971. Esquisse structurale de la Côte-d'Ivoire. Essai de Géotectonique régionale. SODEMI, Abidjan, 302p.
- Tapsoba, B., Ching-Hua, L., Bor-Ming, J., Sun-Lin, C., Wenmenga, U. and Yoshiyuki, L., 2013. Chemical and Sr–Nd isotopic compositions and zircon U–Pb ages of the Birimian granitoids from NE Burkina Faso, West African Craton: Implications on the geodynamic setting and crustal evolution. *Precambrian Research* 224: 364-396.
- Tapsoba, B., Ching-Hua, L., Wenmenga, U., Bor-Ming, J. and Sun-Lin, C., 2013. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of Paleoproterozoic granitoids of northeast Burkina Faso, West African Craton: Implications for regional tectonics. *Precambrian Research* 235: 208-229.
- Thiéblemont, D., Delor, C., Cocherie, A., Lafon, J.M., Goujou, J.C., Balde, A., Bah, M., Sane, H. and Fanning, C.M., 2001. A 3.5 Ga granite -gneiss basement in Guinea: further evidence for early Archean accretion within the West African Craton. *Precambrian Res*, 108, pp. 179-194.
- Thiéblemont, D., Goujou, J.C., Egal, E., Cocherie, A., Delor, C., Lafon, J.M., Fanning, C.M., 2004. Archean evolution of the Leo Rise and its Eburnean reworking. *Journal of African Earth Sciences* 39: 97–104.
- Traoré, D.Y., Siebenaller, L., Salvi, S., Béziat, D., Bouaré, M.L., 2016. Progressive gold mineralization along the Syama corridor, southern Mali (West Africa). *Ore Geol. Rev.* 78, 586–598.
- Tshibubudze, A. and Hein, A.A.K., 2016. Gold mineralization in the Essakane goldfield in Burkina Faso, West African craton. *Ore Geology Reviews* 78: 652–659.
- Tshibubudze, A. and Hein, K.A.A., 2013. Structural setting of gold deposits in the Oudalan-Gorouol volcano-sedimentary belt east of the Markoye shear zone, West African craton. *J. Afr. Earth Sci* 80: 31–47.
- Tshibubudze, A., Hein, K.A.A. and Marquis, P., 2009. The Markoye shear zone in NE Burkina Faso. *Journal of African Earth Sciences* 55: 245–256.
- Tysdal, R.G. and Thorman, C.H., 1983. Geologic Map of Liberia. USGS Numbered Series. IMAP. <http://pubs.er.usgs.gov/publication/i1480>.
- Vegas, N., Naba, S., Bouchez, J.L., Jessell, M., 2008. Structure and emplacement of granite plutons in the Paleoproterozoic crust of Eastern Burkina Faso: rheological implications. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* 97: 1165–1180.

- Velásquez, G., 2012. First occurrence of Paleoproterozoic oceanic plateau in the Guinea Shield: the gold-bearing El Callao formation, Venezuela. Thèse Doct. Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Velasquez, G., Béziat, D., Salvi, S., Siebenaller, L., Borisova, A.Y., Pokrovski, G.S. and De Parséval, P., 2014. Formation and deformation of pyrite and implications for gold mineralization in the El Callao District, Venezuela. *Econ. Geol* 109: 457-486.
- Vidal, M., Delor, C., Pouclet, A., Siméon, Y., Alric, G., 1996. Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2.2 et 2 Ga: le style 'archéen' des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte-d'Ivoire. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 167, 3, p307-319.
- Vidal, M., Gumiaux, C., Cagnard, F., Pouclet, A., Ouattara, G. and Pichon, M., 2009. Evolution of a Paleoproterozoic “weak type” orogeny in the West African Craton (Ivory Coast). *Tectonophysics* 477: 145-159.
- Vidal, M., Gumiaux, C., Cagnard, F., Pouclet, A., Ouattara, G. and Pichon, M., 2009. Evolution of a Paleoproterozoic “weak type” orogeny in the West African craton (Ivory Coast): *Tectonophysics*, v. 477, p. 145–159.
- Vidal, O. and Parra, T., 2000. Exhumation paths of high pressure métapélites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages. *Geol. J*, 35: 139-161.
- Vidal, O., Parra, T. and Trotet, F., 2001. A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100-600°C, 1-25 kbar P-T range. *Am. J. Sci.*, 300: 557-592.
- Vidal, O., Parra, T., Vieillard. 2005. Experimental data on the Tscherrmark solid solution in Fe-chlorites: Application to natural examples and possible role of oxidation. *Am Mineral* 90: 359-370.
- Weatherley, D.K. and Henley, R.W. 2013. Flash vaporization during earthquakes evidenced by gold deposits. *Nature Geoscience* 6: 294 – 298.
- Weaver, B.L., Tarney, J., 1981. The Scourie dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic sub-continental mantle. *Contrib.Mineral. Petrol.* 78, 175-188.
- White, A.J.R., Burgess, R., Charnley, N., Selby, D., Whitehouse, M., Robb, L.J. and Waters, D.J., 2014, Constraints on the timing of late-Eburnean metamorphism, gold mineralization and regional exhumation at Damang mine, Ghana. *Precambrian Research*, v. 243, p. 18–38.
- White, A.J.R., Waters, D.J. and Robb, L.J., 2013. The application of P-TX (CO₂) modeling in constraining metamorphism and hydrothermal alteration at the Damang gold deposit, Ghana. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 31, p. 937–961.
- White, A.J.R., Waters, D.J. and Robb, L.J., 2015. Exhumation-driven devolatilization as a fluid source for orogenic gold mineralization at the Damang deposit, Ghana: *Economic Geology*, v. 110, p. 1009–1025.
- Wilkinson, J.J. and Earls, G., 2000. A high-temperature hydrothermal origin for black

- dolomite matrix breccias in the Irish Zn-Pb Orefield. *Mineralogical Magazine*, vol: 64, pages: 1017-1036, ISSN: 0026-416X.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in ore deposits. *Lithos* 55: 229-272.
- Wille, S.E. and Klemd, R., 2004. Fluid inclusion studies of the Abwasso gold prospect, near the Ashanti Belt, Ghana. *Mineralium Deposita* 39: 31-45.
- Williams-Jones, A. E., Bowell, R.J. and Migdisov, A.A. 2009. Gold in solution. *Elements* 5: 281 – 287.
- Williams-Jones, A.E and Normand, C., 1997. Controls of mineral parageneses in the system Fe-Sb-S-O. *Econ Geol* 92:308–324.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Woodman, K. Kirk., 2009. Mineral Resource Estimation update Tabakoroni Gold Deposit Mali West Africa. P. Geo.
- Woodman, K.K., 2009. Mineral Resource estimation Update Tabakoroni Gold Deposit Mali, West Africa. P. Geo, July 31, 2009.
- Woodman, K.K., Baratoux, L., Somda, A. and Siebenaller, L., 2016. The Youga gold deposit, Burkina Faso. *Ore Geology Reviews* 78: 631–638.
- Xia, Y., Zhang, Y., Su, W.C., Tao, Y., Zhang, X.C., Liu, J.Z and Deng, Y.M., 2009. Metallogenic model and prognosis of the Shuiyindong super-large stratabound Carlin-type gold deposit, Southwestern Guizhou Province. *China. Acta Geol Sin* 83:1473–1482.
- Yacé, I., 1984. Le précambrien de l'Afrique de l'ouest et ses corrélations avec le Brésil oriental. Rapport final, publication PICG-CIFEG, n°2, Paris, 28p.
- Yao, Y., Murphy, P.J. and Robb, L.J., 2001. Fluid Characteristics of Granitoid-Hosted Gold Deposits in the Birimian Terrane of Ghana: A Fluid Inclusion Microthermometric and Raman Spectroscopic Study. *Economic Geology* 96: 1611-1643.

Annexes

Annexes 1 : Tableaux

Gisements Type de Roche	Tabakoroni										andésite	
	dolérite TAD013(1)- C2-7	TAD013(1)- C2-8	TAD013(1)- C3-3	TAD013(1)- C3-4	TAD013(1)- C3-5	TAD013(1)- C3-6	TAD013(1)- C3-7	TAD013(1)- C3-8	TAD013(1)- C1-8	TAD013(1)- C1-10	TAD013(2)-1	TAD013(2)-2
W%												
SiO2	61,81	58,67	61,05	61,43	59,91	59,43	59,52	61,23	61,94	60,04	64,22	63,78
TiO2	0,01	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Al2O3	24,42	26,07	24,68	24,52	24,56	26,04	24,99	24,78	24,74	25,89	22,85	22,88
CaO	6,13	7,83	6,15	5,78	6,63	7,85	6,87	6,19	6,11	7,54	4,38	4,23
Na2O	8,64	7,17	8,21	8,27	7,80	7,08	7,68	8,12	8,62	7,80	9,03	9,15
K2O	0,05	0,10	0,14	0,24	0,15	0,11	0,14	0,09	0,09	0,14	0,47	0,46
Total	101,07	99,92	100,23	100,24	99,06	100,51	99,19	100,41	101,52	101,41	100,99	100,51
Si	2,72	2,62	2,71	2,72	2,69	2,64	2,67	2,71	2,71	2,65	2,81	2,81
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,27	1,37	1,29	1,28	1,30	1,36	1,32	1,29	1,28	1,34	1,18	1,19
Ca	0,29	0,37	0,29	0,27	0,32	0,37	0,33	0,29	0,29	0,36	0,21	0,20
Na	0,74	0,62	0,71	0,71	0,68	0,61	0,67	0,70	0,73	0,67	0,77	0,78
K	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03
Total Cations	5,02	5,00	5,00	5,00	5,00	4,99	5,00	5,00	5,02	5,02	4,99	5,00
Ab mol.%	71,61	62,03	70,17	71,18	67,43	61,64	66,40	69,98	71,48	64,68	76,81	77,63
An mol.%	28,09	37,41	29,05	27,46	31,70	37,73	32,81	29,49	28,01	34,56	20,57	19,81
Or mol.%	0,30	0,55	0,79	1,36	0,87	0,64	0,79	0,53	0,51	0,76	2,62	2,55

Gisements	Tabakoroni					Tellem				Syama			
	Type de Roche	Andésite					dolérite	Pyroclastite	basalte				
label	TAD013(2)-3	TAD013(2)-4	TAD013(2)-5	TAD013(2)-6	TAD013(2)-7	TAD013(2)-15	TAD013(2)-19	TAD013(2)-26	Tacd-O21-C2-3	Te-93-2-3	Te-93-2-6	pit2-2	pit2-7
W%													
SiO2	63,51	64,01	63,25	64,19	63,54	62,93	66,00	61,35	59,53	69,05	65,46	68,47	68,52
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,10	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00
Al2O3	22,86	22,82	23,22	23,30	23,24	21,47	20,27	23,96	23,24	19,63	19,42	19,99	20,03
CaO	4,39	4,26	4,04	4,26	4,31	2,87	2,07	5,24	7,18	0,29	0,46	1,19	1,06
Na2O	8,96	9,05	8,87	8,80	9,05	4,53	9,69	8,62	7,80	11,96	10,31	11,55	11,41
K2O	0,45	0,51	0,54	0,54	0,52	7,95	0,61	0,27	0,10	0,05	0,48	0,07	0,01
Total	100,17	100,65	99,92	101,19	100,66	99,85	98,63	99,44	97,89	100,99	96,13	101,28	101,04
Si	2,81	2,81	2,80	2,80	2,79	2,85	2,94	2,74	2,70	2,99	2,97	2,96	2,97
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,19	1,18	1,21	1,20	1,20	1,15	1,06	1,26	1,24	1,00	1,04	1,02	1,02
Ca	0,21	0,20	0,19	0,20	0,20	0,14	0,10	0,25	0,35	0,01	0,02	0,06	0,05
Na	0,77	0,77	0,76	0,75	0,77	0,40	0,84	0,75	0,69	1,00	0,91	0,97	0,96
K	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,46	0,03	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00
Total Cations	5,00	5,00	4,99	4,98	5,00	5,00	4,97	5,01	5,02	5,01	4,97	5,01	5,00
Ab mol.%	76,70	77,11	77,40	76,46	76,87	39,90	86,26	73,72	65,91	98,40	94,72	94,28	95,02
An mol.%	20,79	20,05	19,50	20,45	20,25	13,98	10,19	24,76	33,55	1,31	2,36	5,36	4,90
Or mol.%	2,51	2,85	3,09	3,09	2,88	46,11	3,55	1,52	0,54	0,29	2,92	0,37	0,08

Tableau 2 : Compositions représentatives des plagioclases des différents types de roches des trois gisements.

Gisement	Syama									
Type de roche	Basalte									
label	pit-2	pit-2	pit-2	Sya-3	Sya-3	Sya-3	Sya-3	Sya-3	STA	Sya 137-1a
SiO2	28,21	27,64	29,01	30,96	33,17	24,59	34,23	24,57	26,32	28,07
TiO2	0,06	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03
Al2O3	15,88	15,61	16,01	21,66	19,43	21,95	18,70	22,52	21,83	24,21
Fe2O3	0,74	0,79	1,24	3,82	6,98	0,79	7,91	1,19	1,14	4,10
FeO	33,66	32,43	31,77	18,20	17,11	23,83	14,90	24,74	24,01	21,07
MnO	0,35	0,27	0,41	0,00	0,06	0,11	0,02	0,15	0,14	0,00
MgO	10,47	10,54	9,88	11,33	11,66	13,53	11,09	12,45	14,59	9,19
CaO	0,06	0,14	0,33	0,23	0,05	0,30	0,69	0,07	0,11	0,00
Na2O	0,05	0,00	0,47	1,71	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,02
K2O	0,08	0,06	0,00	0,02	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	1,39
H2O*	11,08	10,86	11,11	11,75	11,81	11,06	11,76	11,08	11,50	11,50
Total	100,64	98,34	100,23	99,68	100,34	96,22	99,37	96,77	99,66	99,58
TOTAL	100,64	98,34	100,23	99,68	100,34	96,22	99,37	96,77	99,66	99,58
Si	6,09	6,09	6,22	6,18	6,61	5,32	6,83	5,30	5,47	5,75
Al iv	1,91	1,91	1,78	1,82	1,39	2,68	1,17	2,70	2,53	2,25
Al vi	2,14	2,16	2,29	3,40	3,26	2,93	3,32	3,05	2,84	3,70
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,12	0,13	0,20	0,57	1,05	0,13	1,19	0,19	0,18	0,63
Fe2+	6,08	5,98	5,69	3,04	2,85	4,31	2,49	4,46	4,18	3,61
Mn	0,06	0,05	0,08	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,02	0,00
Mg	3,37	3,46	3,16	3,37	3,46	4,36	3,30	4,00	4,52	2,81
Ca	0,01	0,03	0,08	0,05	0,01	0,07	0,15	0,02	0,02	0,00
Na	0,04	0,00	0,39	1,32	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02

K	0,04	0,03	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,73
OH*	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00
Total	35,88	35,84	35,88	35,76	34,67	35,85	34,50	35,76	35,77	35,49
Al total	4,05	4,07	4,07	5,21	4,65	5,61	4,50	5,75	5,37	5,95
Fe/Fe+Mg	0,65	0,64	0,65	0,52	0,53	0,50	0,53	0,54	0,49	0,60

Gisement Type de roche	Syama				Lamprophyre			Tabakoroni		
	Basalte							Dolérite		
label	Sya 256-4a	Sya 256-4a	Sya 256-4a	Sya 256-4a	pit-6	pit-6	pit-6	Sya B(1)	Sya (B1)	Tacd-013
SiO2	24,36	31,00	25,59	26,14	23,55	23,86	24,02	32,64	29,73	26,00
TiO2	0,05	0,00	0,02	0,00	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
Al2O3	19,41	17,93	19,08	19,28	23,55	23,61	23,00	16,61	18,68	20,00
Fe2O3	0,49	4,93	0,68	0,96	1,53	1,11	1,33	4,73	2,25	0,29
FeO	29,46	22,71	28,75	28,61	30,42	32,40	31,17	13,67	18,42	26,10
MnO	0,00	0,06	0,17	0,10	0,03	0,05	0,11	0,15	0,09	0,39
MgO	10,68	10,69	11,21	11,76	7,78	7,91	8,08	17,07	17,36	13,00
CaO	0,09	0,02	0,14	0,05	0,00	0,06	0,05	0,60	0,13	2,00
Na2O	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,23	0,00
K2O	0,00	0,03	0,01	0,01	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,08
H2O*	10,63	11,34	10,85	11,02	10,89	11,08	10,97	11,64	11,64	11,25
Total	95,17	98,72	96,65	97,94	97,84	100,08	98,84	97,16	98,52	99,11
TOTAL	95,17	98,72	96,65	97,94	97,84	100,08	98,84	97,16	98,52	99,11
Si	5,49	6,46	5,64	5,67	5,16	5,15	5,23	6,64	6,08	5,54
Al iv	2,51	1,54	2,36	2,33	2,84	2,85	2,77	1,36	1,92	2,46
Al vi	2,65	2,93	2,61	2,62	3,28	3,18	3,16	2,67	2,61	2,56
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,08	0,77	0,11	0,16	0,25	0,18	0,22	0,72	0,35	0,05

Fe2+	5,55	3,96	5,30	5,19	5,58	5,85	5,68	2,32	3,15	4,65
Mn	0,00	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,07
Mg	3,59	3,32	3,68	3,80	2,54	2,55	2,62	5,17	5,29	4,13
Ca	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,13	0,03	0,46
Na	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,18	0,00
K	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04
OH*	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00
Total	35,89	35,02	35,91	35,80	35,69	35,78	35,74	35,08	35,63	35,96
Al total	5,16	4,47	4,97	4,94	6,12	6,03	5,93	4,03	4,54	5,03
Fe/Fe+Mg	0,61	0,59	0,60	0,58	0,70	0,70	0,69	0,37	0,40	0,53

Type de roche	Gisement	Tabakoroni	Tellem							
		Dolérite	Pyroclastite	Microgranite						
label	Tacd-013(1)	Te 92-2	Te 92-2	Te 93-2	Te 93-4	Te 92-7	Te 92-7	Te 92-7	Te-058-4	Te-058-4
SiO2	26,00	25,28	26,19	32,17	24,83	30,00	28,20	34,59	32,94	25,53
TiO2	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,02	0,00
Al2O3	20,00	23,90	24,18	25,03	31,86	18,19	19,41	19,12	22,71	22,53
Fe2O3	0,00	2,21	2,64	6,06	3,14	1,10	1,73	6,30	7,77	1,70
FeO	25,00	26,42	24,50	13,74	31,49	17,33	18,53	14,14	15,01	28,10
MnO	0,28	0,25	0,34	0,19	0,00	0,11	0,14	0,05	0,10	0,28
MgO	15,00	9,46	9,35	9,78	6,22	21,41	16,78	14,88	7,22	10,33
CaO	0,00	0,02	0,07	0,04	0,04	0,13	1,28	0,46	0,13	0,04
Na2O	0,00	0,10	0,00	0,06	0,04	0,00	0,01	0,31	0,11	0,00
K2O	2,00	0,22	0,94	2,99	0,05	0,00	0,08	0,10	2,02	0,00
H2O*	11,32	11,24	11,35	12,11	12,34	11,96	11,50	12,22	11,72	11,25
Total	99,60	99,11	99,56	102,17	110,02	100,22	97,75	102,16	99,75	99,76
TOTAL	99,60	99,11	99,56	102,17	110,02	100,22	97,75	102,16	99,75	99,76

Si	5,41	5,35	5,47	6,19	4,78	6,00	5,85	6,66	6,53	5,42
Al iv	2,59	2,65	2,53	1,81	3,22	2,00	2,15	1,34	1,47	2,58
Al vi	2,40	3,37	3,49	4,03	4,08	2,30	2,62	3,09	4,01	3,08
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,00	0,35	0,41	0,88	0,46	0,17	0,27	0,91	1,16	0,27
Fe2+	4,61	4,68	4,28	2,21	5,07	2,90	3,22	2,28	2,49	4,99
Mn	0,05	0,04	0,06	0,03	0,00	0,02	0,03	0,01	0,02	0,05
Mg	4,65	2,99	2,91	2,80	1,79	6,38	5,19	4,27	2,13	3,27
Ca	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,03	0,28	0,09	0,03	0,01
Na	0,00	0,08	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,23	0,09	0,00
K	1,06	0,12	0,50	1,47	0,03	0,00	0,04	0,05	1,02	0,00
OH*	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00
Total	36,77	35,63	35,67	35,46	35,46	35,79	35,67	34,93	34,95	35,66
Al total	5,00	6,01	6,02	5,84	7,30	4,30	4,77	4,42	5,48	5,66
Fe/Fe+Mg	0,50	0,63	0,62	0,52	0,76	0,32	0,40	0,43	0,63	0,62

Tableau 3 : Compositions représentatives des chlorites des trois gisements.

Gisement Type de roche label	Tabakoroni	Syama	Syama	Syama						
	andésite TAD013(2)-8	Lamprophyre Sya B(1)-25	Lamprophyre pit 6-1	2	3	4	Lamprophyre syd lampro-1	2	3	4
SiO2	37,37	49,03	51,28	51,09	50,58	51,21	46,80	47,91	47,60	47,62
TiO2	3,46	0,31	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,13	0,00
Al2O3	14,26	26,61	38,26	38,12	37,76	38,20	32,36	31,59	32,86	31,97
FeO	18,03	7,43	0,29	0,24	0,20	0,24	0,51	0,40	0,54	0,40
MnO	0,28	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,10	0,02	0,03	0,02
MgO	12,67	3,63	0,00	0,00	0,01	0,03	0,93	1,14	1,18	1,08
CaO	0,00	0,33	0,28	0,30	0,31	0,25	0,07	0,04	0,03	0,07
Na2O	0,00	0,33	5,15	5,37	5,17	5,34	0,53	0,35	0,49	0,29
K2O	9,12	3,07	1,24	1,25	1,26	1,24	8,98	9,77	9,41	9,50
BaO	0,18	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,44	0,28	0,29	0,29
F	0,53	0,53	0,00	0,35	0,32	0,00	0,34	0,57	0,49	1,11
Cr2O3	0,07	0,71	0,00	0,11	0,03	0,00	3,43	2,54	2,53	3,33
H2O*	3,72	4,13	4,81	4,64	4,60	4,81	4,29	4,19	4,28	3,97
O=F,Cl	0,22	0,22	0,00	0,15	0,14	0,00	0,15	0,24	0,21	0,47
Total	99,65	96,11	101,37	101,45	100,31	101,54	98,69	98,85	99,85	99,52
Si	5,65	6,70	6,39	6,37	6,38	6,38	6,30	6,43	6,32	6,36
Al iv	2,35	1,30	1,61	1,63	1,62	1,62	1,70	1,57	1,68	1,64
Al vi	0,19	2,99	4,01	3,98	3,99	3,99	3,44	3,43	3,47	3,39
Ti	0,39	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,01	0,08	0,00	0,01	0,00	0,00	0,37	0,27	0,27	0,35
Fe	2,28	0,85	0,03	0,03	0,02	0,03	0,06	0,04	0,06	0,04
Mn	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	2,85	0,74	0,00	0,00	0,00	0,01	0,19	0,23	0,23	0,21
Ca	0,00	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01

Na	0,00	0,09	1,24	1,30	1,26	1,29	0,14	0,09	0,13	0,08
K	1,76	0,54	0,20	0,20	0,20	0,20	1,54	1,67	1,59	1,62
OH*	3,75	3,77	4,00	3,86	3,87	4,00	3,85	3,76	3,79	3,53
F	0,25	0,23	0,00	0,14	0,13	0,00	0,14	0,24	0,21	0,47
TOTAL	19,59	17,42	17,52	17,58	17,55	17,56	17,79	17,84	17,84	17,87
Al total	2,54	4,29	5,62	5,60	5,61	5,61	5,14	5,00	5,15	5,03
Fe/Fe+Mg	0,44	0,53	1,00	1,00	0,91	0,81	0,24	0,16	0,20	0,17

Gisement	Syama	Tellem				Tellem				
		Pyroclastite				Pyroclastite				
Type de roche	Basalte				Te-93-2-7	Te-93-2-8	Te-93-2-9	Te-93-2-4	Te-92-4-C1-1	Te-92-4-C1-2
label	254-2	3	4	5						
SiO2	48,18	47,64	47,98	47,93	37,32	32,17	50,69	44,77	47,58	46,72
TiO2	0,07	0,00	0,09	0,00	0,07	0,00	0,23	0,13	0,11	0,00
Al2O3	34,86	34,92	32,37	35,59	25,54	25,04	29,74	27,90	32,19	31,81
FeO	0,80	0,63	1,23	0,65	13,43	19,21	1,78	1,72	2,30	3,31
MnO	0,10	0,00	0,00	0,00	0,10	0,19	0,00	0,00	0,00	0,02
MgO	0,67	0,78	1,56	0,68	7,45	9,79	1,25	1,45	1,42	1,32
CaO	0,31	0,08	1,33	0,08	0,03	0,04	0,08	0,06	0,11	0,00
Na2O	0,42	0,91	0,47	0,41	0,08	0,06	0,35	0,35	0,23	0,19
K2O	9,26	8,91	8,80	9,07	7,60	2,99	9,26	9,15	9,96	10,43
BaO	0,07	0,17	0,00	0,07	0,11	0,00	0,60	0,36	0,25	0,24
F	0,36	0,08	0,28	0,08	0,62	0,53	0,08	0,33	0,20	0,69
Cr2O3	0,66	1,73	0,64	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,13	0,17
H2O*	4,39	4,52	4,36	4,50	3,73	3,61	4,44	3,89	4,35	4,09
O=F,Cl	0,16	0,04	0,12	0,03	0,26	0,22	0,04	0,15	0,08	0,29
Total	100,20	100,35	99,01	99,03	95,94	93,50	98,53	90,07	98,79	98,84
Si	6,33	6,26	6,40	6,33	5,56	5,00	6,79	6,61	6,41	6,35
Al iv	1,67	1,74	1,60	1,67	2,44	3,00	1,21	1,39	1,59	1,65
Al vi	3,72	3,66	3,49	3,87	2,05	1,58	3,48	3,46	3,53	3,45

Ti	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00
Cr	0,07	0,18	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Fe	0,09	0,07	0,14	0,07	1,67	2,49	0,20	0,21	0,26	0,38
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,13	0,15	0,31	0,13	1,65	2,27	0,25	0,32	0,29	0,27
Ca	0,04	0,01	0,19	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00
Na	0,11	0,23	0,12	0,10	0,02	0,02	0,09	0,10	0,06	0,05
K	1,55	1,49	1,50	1,53	1,45	0,59	1,58	1,72	1,71	1,81
OH*	3,85	3,96	3,88	3,97	3,71	3,74	3,96	3,83	3,91	3,71
F	0,15	0,03	0,12	0,03	0,29	0,26	0,03	0,15	0,08	0,29
TOTAL	17,77	17,81	17,83	17,72	18,95	19,04	17,68	17,87	17,90	18,06
Al total	5,40	5,41	5,09	5,54	4,49	4,58	4,69	4,85	5,11	5,10
Fe/Fe+Mg	0,40	0,31	0,31	0,35	0,50	0,52	0,44	0,40	0,48	0,58

Gisement		Tellem								
Type de roche	microgranite									
label	Te-92-4-C1-3	Te-92-4-C1-4	92-2	3	4	11	Te 92-7-C2'-5	Te 92-7-C2'-6	Te 92-7-C2'-7	Te 92-7-C2'-8
SiO2	48,04	47,12	47,58	46,72	48,04	47,12	49,37	48,88	47,81	47,63
TiO2	0,02	0,10	0,11	0,00	0,02	0,10	0,41	0,48	0,45	0,39
Al2O3	33,56	32,39	32,19	31,81	33,56	32,39	28,55	28,11	29,97	29,27
FeO	1,81	2,78	2,30	3,31	1,81	2,78	4,11	4,48	4,06	5,14
MnO	0,07	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00
MgO	1,17	1,19	1,42	1,32	1,17	1,19	1,85	2,10	1,92	1,79
CaO	0,00	0,04	0,11	0,00	0,00	0,04	0,05	0,05	0,07	0,02
Na2O	0,21	0,07	0,23	0,19	0,21	0,07	0,23	0,24	0,23	0,19
K2O	10,11	9,72	9,96	10,43	10,11	9,72	9,85	10,37	10,06	10,43
BaO	0,14	0,16	2,56	3,69	2,01	3,10	0,09	0,12	0,19	0,09
F	0,86	0,30	0,20	0,69	0,86	0,30	1,03	0,36	0,20	0,45
Cr2O3	0,06	0,02	0,13	0,17	0,06	0,02	0,02	0,00	0,04	0,00
H2O*	4,11	4,28	4,38	4,12	4,13	4,31	3,96	4,25	4,33	4,19

O=F,Cl	0,36	0,12	0,08	0,29	0,36	0,12	0,43	0,15	0,08	0,19
Total	99,99	98,05	101,11	102,32	101,89	101,03	99,44	99,35	99,26	99,45
Si	6,37	6,39	6,38	6,30	6,34	6,35	6,65	6,63	6,48	6,49
Al iv	1,63	1,61	1,62	1,70	1,66	1,65	1,35	1,37	1,52	1,51
Al vi	3,61	3,57	3,46	3,35	3,56	3,49	3,19	3,13	3,26	3,18
Ti	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,05	0,05	0,04
Cr	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,20	0,32	0,26	0,37	0,20	0,31	0,46	0,51	0,46	0,59
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,23	0,24	0,28	0,27	0,23	0,24	0,37	0,43	0,39	0,36
Ca	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Na	0,05	0,02	0,06	0,05	0,05	0,02	0,06	0,06	0,06	0,05
K	1,71	1,68	1,70	1,79	1,70	1,67	1,69	1,80	1,74	1,81
OH*	3,64	3,87	3,92	3,71	3,64	3,87	3,56	3,85	3,91	3,81
F	0,36	0,13	0,08	0,29	0,36	0,13	0,44	0,15	0,09	0,19
TOTAL	17,94	17,86	17,94	18,12	17,97	17,92	17,98	18,01	17,98	18,07
Al total	5,24	5,18	5,08	5,05	5,22	5,14	4,53	4,50	4,79	4,70
Fe/Fe+Mg	0,46	0,57	0,48	0,58	0,46	0,57	0,55	0,54	0,54	0,62

Tableau 4 : Compositions représentatives des micas de différents types de roches provenant des trois gisements.

Gisement	Syama							Tabakoroni				
	Echantillon	Sya-137-1	Sya-137-2	Sya-137-3	Sya-137-4	Sya-137-5	Sya-137-6	Sya-137-7	Tab-204-C21	Tab-204-C22	Tab-204-C23	Tab-204-C24
	SiO ₂	0,06	0,00	0,02	0,08	0,05	0,05	0,05	0,04	0,07	0,07	0,06
	Al ₂ O ₃	8,64	8,32	8,83	8,51	8,56	8,32	7,74	8,05	7,83	8,87	9,41
	Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	FeOTot	25,31	26,05	28,68	27,26	26,89	27,69	28,63	28,41	29,35	26,48	24,32
	MnO	0,35	0,41	0,37	0,36	0,36	0,35	0,33	0,35	0,45	0,39	0,27
	MgO	8,24	7,83	7,47	7,36	7,80	7,67	6,98	7,94	7,39	8,71	9,63
	TiO ₂	0,49	0,52	0,66	0,48	0,47	0,46	0,45	0,41	0,48	0,33	0,32
	Cr ₂ O ₃	55,55	55,09	52,49	55,06	54,69	54,43	53,92	53,26	52,71	54,02	54,56
	Total	98,68	98,26	98,60	99,12	98,93	99,11	98,32	98,50	98,35	98,88	98,59
	Si	0,002	0,000	0,001	0,003	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002
	Al	0,346	0,335	0,354	0,341	0,343	0,333	0,315	0,324	0,317	0,352	0,372
	Fe ₃₊	0,151	0,162	0,215	0,165	0,176	0,192	0,202	0,229	0,240	0,200	0,174
	Fe ₂₊	0,567	0,582	0,602	0,610	0,589	0,596	0,625	0,581	0,602	0,547	0,507
	Mn	0,010	0,012	0,011	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,013	0,011	0,008
	Mg	0,417	0,399	0,379	0,373	0,395	0,389	0,359	0,404	0,378	0,438	0,481
	Ti	0,013	0,013	0,017	0,012	0,012	0,012	0,012	0,011	0,012	0,008	0,008
	Cr	1,490	1,489	1,413	1,481	1,470	1,463	1,472	1,436	1,431	1,440	1,446
	100Mg/Mg+Fe	42,36	40,67	38,66	37,96	40,17	39,49	36,51	41,01	38,58	44,47	48,67
	100Cr/Cr+Al	81,17	81,63	79,96	81,27	81,09	81,44	82,37	81,61	81,87	80,34	79,54

Tableau 5 : Compositions représentatives des chromites des lamprophyres de Syama et Tabakoroni.

Minéral	magnesio-ferri-hornblende	ferro-hornblende	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende	ferro-taramite	ferro-tschermakite	magnesio-hornblende	ferro-tschermakite	ferri-tschermakite
Label	Tab2-1	Tab2-2	Tab2-3	Tab2-4	Tab2-5	Tab2-6	Tab2-7	Tab2-8	Tab2-9	Tab2-10
w%										
SiO ₂	43,58	66,63	49,40	45,19	51,35	55,31	59,61	45,00	54,47	44,02
TiO ₂	0,18	0,02	0,35	0,00	0,33	0,13	0,23	0,20	0,22	0,03
Al ₂ O ₃	11,40	6,07	8,23	12,43	9,66	16,08	9,06	12,05	11,19	13,13
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,03	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,03
MnO	0,18	0,20	0,22	0,26	0,35	0,18	0,20	0,26	0,32	0,18
FeO	21,30	13,19	17,17	20,52	15,62	9,95	15,01	19,61	17,23	20,39
MgO	8,68	5,22	10,84	8,59	9,33	5,17	6,05	8,49	5,88	8,74
CaO	10,62	7,09	11,19	11,61	10,55	7,16	9,02	10,54	9,65	10,88
Na ₂ O	1,08	0,77	0,75	1,21	2,20	5,55	0,90	0,88	1,02	1,08
K ₂ O	0,08	0,12	0,07	0,07	0,11	0,05	0,13	0,18	0,17	0,10
F	0,12	0,19	0,21	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
O=F,Cl (calc)	-0,05	-0,09	-0,09	0,00	-0,01	-0,12	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	97,24	99,52	98,43	100,07	99,60	99,74	100,50	97,21	100,21	98,67
Si	6,50	8,94	7,19	6,56	7,33	7,55	8,15	6,70	7,64	6,44
Ti	0,02	0,00	0,04	0,00	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00
Al	2,01	0,96	1,41	2,13	1,63	2,59	1,46	2,11	1,85	2,26
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn ²⁺	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02
Fe ²⁺	1,73	1,48	1,89	1,89	1,87	1,14	1,72	2,03	2,02	1,67
Mg	1,93	1,04	2,35	1,86	1,99	1,05	1,23	1,88	1,23	1,91
Ca	1,70	1,02	1,74	1,81	1,61	1,05	1,32	1,68	1,45	1,71
Na	0,31	0,20	0,21	0,34	0,61	1,47	0,24	0,25	0,28	0,31
K	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02

Minéral	ferro-tschermakite	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende	magnesio-ferri-hornblende	ferro-hornblende	magnesio-hornblende	ferro-hornblende	ferro-hornblende	magnesio-hornblende	ferro-hornblende
Label	Tab2-11	Tab2-12	Tab2-13	Tab2-14	Tab2-15	Tab2-16	Tab2-17	Tab2-18	Tab2-19	Tab2-20
w%										
SiO2	57,57	47,48	46,31	45,73	45,14	49,80	47,72	47,28	49,68	46,71
TiO2	0,14	0,15	0,15	0,24	0,20	0,02	0,18	0,24	0,15	0,24
Al2O3	10,98	8,71	10,54	10,80	10,55	6,97	9,22	8,77	5,54	9,97
Cr2O3	0,07	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
MnO	0,19	0,39	0,24	0,29	0,27	0,36	0,26	0,26	0,30	0,35
FeO	16,45	19,72	19,19	20,94	21,48	21,23	20,01	20,15	19,60	20,68
MgO	5,64	9,47	9,19	8,97	7,72	9,81	9,08	8,79	10,22	8,33
CaO	9,27	11,30	11,58	11,54	11,80	10,19	11,98	11,48	11,95	11,80
Na2O	1,02	1,03	1,16	1,20	1,09	0,69	0,90	0,91	0,55	0,93
K2O	0,13	0,05	0,14	0,10	0,12	0,06	0,11	0,14	0,03	0,17
F	0,00	0,38	0,00	0,00	0,00	0,35	0,00	0,21	0,30	0,00
Cl	0,02	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02
O=F,Cl (calc)	0,00	-0,17	-0,01	0,00	0,00	-0,15	0,00	-0,09	-0,12	0,00
Total	101,53	98,58	98,56	99,91	98,44	99,46	99,52	98,16	98,20	99,24
Si	7,87	7,00	6,82	6,66	6,73	7,29	6,98	7,03	7,35	6,88
Ti	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,00	0,02	0,03	0,02	0,03
Al	1,77	1,51	1,83	1,85	1,86	1,20	1,59	1,54	0,97	1,73
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mn2+	0,02	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04
Fe2+	1,88	2,07	2,04	1,94	2,27	2,35	2,19	2,24	2,18	2,25
Mg	1,15	2,08	2,02	1,95	1,72	2,14	1,98	1,95	2,25	1,83
Ca	1,36	1,79	1,83	1,80	1,89	1,60	1,88	1,83	1,89	1,86
Na	0,27	0,30	0,33	0,34	0,31	0,20	0,26	0,26	0,16	0,27
K	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03
Minéral	ferro-hornblende	ferro-hornblende	ferro-sadanagaite	ferro-hornblende	ferro-hornblende	magnesio-ferri-	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende	magnesio-ferri-hornblende	actinolite

Label	hornblende									
	Tab2-21	Tab2-22	Tab2-23	Tab2-24	Tab2-25	Tab2-26	Tab2-27	Tab2-28	Tab2-29	Tab2-30
w%										
SiO ₂	47,47	44,27	49,27	47,03	45,33	48,85	48,86	50,82	50,72	51,71
TiO ₂	0,21	0,45	0,10	0,42	0,22	0,06	0,19	0,17	0,25	0,15
Al ₂ O ₃	9,01	12,16	14,88	9,23	11,77	6,84	6,90	5,17	5,08	4,30
Cr ₂ O ₃	0,08	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,06	0,30	0,21
MnO	0,24	0,27	0,07	0,26	0,11	0,28	0,33	0,28	0,32	0,14
FeO	19,35	20,68	15,30	19,07	19,83	20,08	19,13	18,50	18,48	18,72
MgO	8,89	7,59	5,77	9,06	7,81	10,61	10,16	10,67	11,41	11,27
CaO	11,44	11,62	10,22	11,16	11,55	11,69	11,86	11,95	12,20	11,83
Na ₂ O	1,02	1,21	3,46	0,98	1,21	0,62	0,71	0,41	0,44	0,38
K ₂ O	0,09	0,17	0,10	0,10	0,16	0,07	0,10	0,12	0,06	0,02
F	0,00	0,58	0,00	0,35	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00	0,03
Cl	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
O=F,Cl (calc)	-0,01	-0,25	0,00	-0,15	0,00	0,00	-0,13	0,00	0,00	-0,01
Total	97,99	98,81	99,20	97,64	98,09	99,13	98,52	98,38	99,36	98,84
Si	7,04	6,59	7,04	6,99	6,75	7,12	7,20	7,46	7,36	7,54
Ti	0,02	0,05	0,01	0,05	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02
Al	1,58	2,13	2,51	1,62	2,06	1,17	1,20	0,90	0,87	0,74
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02
Mn ²⁺	0,03	0,03	0,01	0,03	0,01	0,03	0,04	0,03	0,04	0,02
Fe ²⁺	2,18	2,21	1,83	2,09	2,26	1,89	2,08	2,13	1,94	2,15
Mg	1,97	1,68	1,23	2,01	1,73	2,30	2,23	2,34	2,47	2,45
Ca	1,82	1,85	1,57	1,78	1,84	1,82	1,87	1,88	1,90	1,85
Na	0,29	0,35	0,96	0,28	0,35	0,17	0,20	0,12	0,12	0,11
K	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00

Tableau 6: Composition représentative des amphiboles de Tabakoroni.

Gisement	Syama											
	Sample	Sya pit2	Sya-MB1	Sya 137-5	Sya 243-3	Sya 256-3	Sya 254-3	Tab-2	Tacd 13-1	Tacd-21	Tab-204	Sya 137-6b
Type de roche	basalte	basalte	basalte	basalte	basalte	basalte	basalte	basalte	basalte	basalte	lamprophyre	Lamprophyre
SiO2	48,3	46,7	43	40,7	38,1	49	49,2	47	49,1	42,3	39	
Al2O3	12,6	10,7	10,85	11,9	10,55	9,34	13,15	12,2	13,15	10,3	6,55	
Fe2O3	18,25	12,3	9,02	11,1	9,83	9,32	15,5	16,35	15,7	9,98	8,16	
CaO	5,29	6,29	6,7	6,68	10,7	6,91	8,3	9,76	9,02	10,05	9,82	
MgO	5,43	6,31	6,11	7,77	6,82	9,73	6,06	7,16	6,08	12,85	10,5	
Na2O	3,07	2,05	3,22	1,22	1,9	2	2,7	1,92	3,11	0,01	0,61	
K2O	0,11	0,14	1,61	1,48	1,95	0,03	0,17	0,33	0,13	<0,01	1,5	
Cr2O3	0,01	0,03	0,06	0,02	0,05	0,1	0,05	0,05	0,02	0,24	0,23	
TiO2	1,83	1,1	0,8	0,7	0,69	0,72	1,08	1,16	1,17	0,51	0,39	
MnO	0,22	0,14	0,21	0,27	0,22	0,15	0,2	0,22	0,21	0,17	0,2	
P2O5	0,16	0,09	0,03	0,08	0,04	0,24	0,12	0,11	0,11	0,19	0,12	
LOI	5,27	12,55	16,65	16,55	16,8	13,25	2,21	2,14	0,92	12,75	21,8	
Total	100,57	98,41	98,31	98,51	97,72	100,81	98,76	98,44	98,75	99,38	98,95	
Cr	70	240	500	140	450	730	410	380	190	1910	1760	
Ni	60	89	166	64	146	270	521	552	122	467	245	
Co	56	41	31	53	35	47	60	62	57	64	43	
V	501	339	258	242	248	171	388	390	387	157	125	
Zn	143	115	60	99	58	87	118	140	116	86	49	
Cu	100	171	104	106	96	60	173	128	140	69	53	
Rb	3,6	4,9	48	48,4	52,9	1,1	3,4	11,7	1,7	0,3	48,6	
Ba	74,5	27,7	193	223	148,5	28,8	33,5	63,3	63,5	3,2	243	
Sr	137,5	90,9	276	147,5	415	204	150,5	227	190	224	371	
Nb	5,1	2,9	2,3	2,2	1,9	4,9	3,1	3,1	3,3	3	2,1	
Zr	115	64	48	58	42	106	72	69	77	77	47	
Y	38,3	22,3	19,8	17,1	16,9	16,3	26,5	27,9	27	13,6	8,9	
Th	0,55	0,34	0,22	0,55	0,22	2,77	0,32	0,31	0,33	1,51	1,1	
La	5,7	3,4	3	4,7	2,4	18,8	4	3,9	4	11,2	8,3	

Ce	15,3	9,1	7,4	11,1	6,4	42,7	10,6	10,6	10,7	25,7	19,1
Nd	12,6	6,9	5,1	6,7	4,8	23,2	8,2	8,3	8,1	14,5	10,6
Sm	4,59	2,23	1,99	1,95	1,75	5,1	2,75	2,78	2,61	3,37	2,39
Eu	1,46	0,85	0,64	0,76	0,67	1,3	0,99	1,04	1	0,77	0,61
Gd	5,74	3,12	2,59	2,54	2,45	4,01	3,73	3,86	3,81	2,85	1,82
Dy	6,73	3,67	3,27	2,91	2,83	3,38	4,27	4,54	4,24	2,45	1,68
Er	4,08	2,39	2,34	1,99	1,85	1,64	3,07	3,15	3,1	1,57	0,97
Yb	4,03	2,25	2,27	1,98	1,74	1,43	2,97	3,03	3	1,29	0,88
Lu	0,62	0,36	0,35	0,29	0,28	0,22	0,46	0,45	0,46	0,2	0,13
ΣREE	60,85	34,27	28,95	34,92	25,17	101,78	41,04	41,65	41,02	63,9	46,48
(La/Yb)N	1,01	1,08	0,95	1,70	0,99	9,43	0,97	0,92	0,96	6,23	6,77
(La/Sm)N	0,80	0,98	0,97	1,56	0,89	2,38	0,94	0,91	0,99	2,15	2,24
(Gd/Yb)N	1,18	1,15	0,94	1,06	1,16	2,32	1,04	1,05	1,05	1,83	1,71
Eu/Eu*	0,87	0,99	0,86	1,04	0,99	0,88	0,95	0,97	0,97	0,76	0,89

Gisement	Syama			Tabakoroni		Tellem				
Sample	Sya Pit1	Sya Pit4	Sya B1	Tacd 13-2	Tacd-242	Te 58-1	Te 92-4	Te 92-5	Te 92-6	Te 92-7
Type de roche	Lamprophyre	Lamprophyre	Lamprophyre	Andésite	Andésite	Microgranite	Microgranite	Microgranite	Microgranite	Microgranite
SiO2	43,3	41,3	37,7	66,8	66,9	71,9	71,8	74,5	71,8	71,1
Al2O3	8,93	9,07	13,35	16	15,7	15,05	15,05	14,85	14,45	15,05
Fe2O3	9,41	6,98	16,85	3,12	3,23	2,02	2,09	2,27	2,22	2,2
CaO	7,14	12,05	6,6	3,04	2,13	0,21	1,04	0,23	2,48	1,54
MgO	9,24	7,74	9,79	1,34	1,22	0,7	0,59	0,71	0,64	0,57
Na2O	1,12	1,68	1,16	6,01	5,91	4,86	4,75	4,68	4,72	4,6
K2O	1,74	1,55	0,11	1,14	1,25	2,25	2,25	2,28	1,87	2,42
Cr2O3	0,16	0,11	0,13	0,03	0,04	<0,01	0,01	0,04	0,01	0,03
TiO2	0,57	0,6	0,96	0,45	0,41	0,27	0,28	0,27	0,27	0,26
MnO	0,19	0,26	0,16	0,04	0,04	0,01	0,02	0,01	0,04	0,03
P2O5	0,17	0,83	0,25	0,17	0,18	0,11	0,11	0,11	0,1	0,11
LOI	19,7	19,65	14,7	1,63	3,52	1,73	2,39	1,74	3,09	2,73
Total	101,74	101,94	101,78	99,99	100,69	99,24	100,53	101,82	101,87	100,79

Cr	1140	740	940	270	280	30	50	290	90	270
Ni	340	450	216	200	41	12	34	26	26	36
Co	44	39	42	12	8	5	5	6	4	5
V	174	125	306	54	59	29	30	31	31	31
Zn	71	30	174	67	58	42	52	49	49	57
Cu	63	43	115	40	35	17	19	19	25	18
Rb	59,1	48	3,5	37,7	38,9	59,5	64,1	63,2	57,2	66,7
Ba	350	371	50,8	832	672	803	694	719	739	775
Sr	262	651	106,5	1175	843	476	651	449	789	546
Nb	3,9	5,8	5,8	3,2	3,4	4	4,6	4,9	4,6	5,1
Zr	77	145	139	110	107	78	74	83	81	79
Y	12,2	18,8	26,6	5,6	5,6	7,4	7	7,2	8,3	7,3
Th	2,13	7,49	2,51	2,72	2,79	2,76	2,69	2,9	2,64	2,71
La	12,4	79,8	11,7	21,7	23,3	19,2	16,9	16,8	15,6	15,8
Ce	26,5	176	29,3	44,6	48,3	39,7	34,5	35,5	32,6	33,5
Nd	14,9	93,2	19,6	20,3	21	18,7	16,4	16,9	15,7	16
Sm	3,37	16,4	5,05	3,54	3,68	3,52	3,3	3,31	3,2	3,23
Eu	0,88	3,92	1,25	0,94	1,03	0,89	0,84	0,84	0,99	0,74
Gd	2,78	9,95	4,37	2,06	2,08	2,36	2,24	2,25	2,13	2,25
Dy	2,41	4,55	4,19	1,11	1,1	1,43	1,46	1,4	1,5	1,44
Er	1,38	1,53	2,31	0,57	0,5	0,7	0,63	0,63	0,69	0,68
Yb	1,27	0,94	2,31	0,5	0,42	0,58	0,58	0,6	0,62	0,6
Lu	0,2	0,15	0,36	0,05	0,06	0,08	0,1	0,09	0,1	0,1
ΣREE	66,09	386,44	80,44	95,37	101,47	87,16	76,95	78,32	73,13	74,34
(La/Yb)N	7,00	60,89	3,63	31,13	39,79	23,75	20,90	20,08	18,05	18,89
(La/Sm)N	2,38	3,14	1,50	3,96	4,09	3,52	3,31	3,28	3,15	3,16
(Gd/Yb)N	1,81	8,76	1,56	3,41	4,10	3,37	3,19	3,10	2,84	3,10
Eu/Eu*	0,88	0,94	0,81	1,06	1,14	0,94	0,94	0,94	1,16	0,84

Tableau 8 : Analyses chimiques Majeurs (wt%) et traces (ppm) des roches magmatiques des gisements de Syama, Tabakoroni et Tellem.

Syama

Type de Roche	Black-shales								
Label	MW6B								
Minéral	Pyrite-1	Pyrite-2	Pyrite-3	Pyrite-4	Pyrite-5	Pyrite-6	Pyrite-7	Pyrite-8	Pyrite-9
w%									
S	53,73	53,92	53,80	53,73	53,91	54,00	53,97	54,12	52,10
Fe	47,05	47,85	47,63	47,46	47,07	47,55	47,80	47,79	46,68
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,08	0,01
Cu	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
As	0,00	0,02	0,02	0,00	0,18	0,24	0,10	0,06	2,53
Ag	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,04
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,84	101,79	101,50	101,21	101,19	101,81	101,93	102,05	101,37

Syama suite

Type de roche	Metabasaltés								
Label	MW2B								
Minéral	Pyrite-10	Pyrite-11	Pyrite-12	Pyrite-13	Pyrite-14	Pyrite-15	Pyrite-16	Pyrite-17	Pyrite-18
w%									
S	51,76	52,44	52,39	53,97	53,66	54,10	52,06	52,13	51,94
Fe	46,54	47,22	46,75	47,39	47,24	47,48	46,17	46,03	46,65
Co	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ni	0,07	0,00	0,02	0,12	0,13	0,00	0,05	0,06	0,04
Cu	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Zn	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,03	0,00	0,04	0,01
As	1,36	2,23	2,12	0,00	0,12	0,07	1,30	1,32	1,51
Ag	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,88	101,88	101,33	101,48	101,18	101,69	99,60	99,62	100,17

Tabakoroni										
Type de roche	Roches métasédimentaires									
Label	MW14D					MW15B				
Minéral	Pyrite-1	Pyrite-2	Pyrite-3	Pyrite-4	Pyrite-5	Pyrite-6	Pyrite-7	Pyrite-8	Pyrite-9	Pyrite-10
w%										
S	53,20	51,99	52,55	52,57	51,13	53,59	52,36	53,28	52,12	53,78
Fe	47,53	46,91	47,37	47,45	46,50	47,90	47,31	47,39	47,23	48,13
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00
Ni	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,02	0,06	0,12	0,00
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Zn	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
As	0,05	2,18	1,18	0,94	3,10	0,25	1,85	0,20	2,71	0,16
Ag	0,00	0,02	0,01	0,00	0,09	0,03	0,03	0,00	0,06	0,00
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,81	101,10	101,13	100,97	100,91	101,83	101,57	100,93	102,30	102,08

Tabakoroni suite

Type de roche	Andésite silicifiée										
Label	Tacd 242										
Minéral	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
w%											
S	49,98	50,99	50,36	49,01	50,32	50,59	51,00	50,33	50,43	50,90	48,47
Fe	45,58	46,15	45,90	44,69	45,67	45,95	45,92	45,72	46,08	45,91	43,54
Co	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,39
Ni	0,02	0,03	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,08	0,72
Cu	0,02	0,04	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,05	0,03	0,04	0,00
Zn	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00
As	4,21	2,88	4,42	3,83	4,02	3,83	3,25	3,54	3,29	3,31	4,64
Ag	0,00	0,01	0,05	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01
Total	99,83	100,13	100,82	97,61	100,03	100,46	100,29	99,70	99,94	100,28	97,76

Tellem											
Type de Roche	Microgranite										
Label	Tecd 92-7										
Minéral	1	2,00	3,00	4	5	6	7	8	9	10	11
w%											
S	53,55	53,71	54,22	53,05	53,57	53,95	53,92	49,30	54,07	53,83	53,70
Fe	47,25	47,34	46,89	47,03	46,99	47,10	46,58	46,36	46,22	46,07	46,46
Co	0,01	0,03	0,01	0,03	0,04	0,02	0,01	0,05	0,04	0,04	0,02
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Cu	0,03	0,01	0,02	0,05	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04	0,00
Zn	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,22	0,02	0,03	0,04
As	0,39	0,11	0,07	0,14	0,09	0,00	0,02	0,03	0,08	0,21	0,02
Ag	0,02	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,09	0,04	0,00	0,00	0,04
Total	101,26	101,25	101,25	100,32	100,72	101,18	100,62	96,01	100,45	100,22	100,28
Tellem suite											
Type de Roche	Microgranite										
Label	Tecd 92-7										
Minéral	12	13	13	15	16	17	18	19	20	21	22
w%											
S	53,75	53,59	53,22	53,07	53,54	52,38	53,59	53,23	52,89	51,51	51,03
Fe	47,16	47,07	47,05	46,43	47,21	46,70	46,66	46,79	46,46	46,05	45,93
Co	0,04	0,04	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01	0,03	0,04	0,04	0,02
Ni	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00
Cu	0,03	0,02	0,02	0,01	0,07	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,04
Zn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,07	0,06	0,00	0,05
As	0,08	0,15	0,68	0,70	0,43	1,66	0,29	1,04	1,18	2,61	3,41
Ag	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,06	0,06
Total	101,08	100,87	100,97	100,31	101,35	100,82	100,61	101,19	100,68	100,30	100,54
Tellem (suite)											
Type de Roche	Microgranite										

Label	Tecd 92-7										
Minéral	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
w%											
S	53,56	53,57	51,54	51,90	44,27	53,38	52,49	52,58	51,31	52,15	52,00
Fe	46,92	45,78	45,03	45,21	43,92	46,27	46,34	46,15	46,01	46,05	45,98
Co	0,01	0,04	0,03	0,03	0,01	0,06	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03
Ni	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03
Cu	0,00	0,04	0,03	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00
Zn	0,02	0,05	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
As	0,00	0,91	2,88	2,31	2,42	0,54	1,67	1,46	2,93	1,95	2,35
Ag	0,10	0,00	0,14	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04
Total	100,63	100,41	99,66	99,51	90,72	100,30	100,53	100,26	100,34	100,22	100,42
Tellem (suite)											
Type de Roche	Microgranite										
Label	Tecd 92-7										
Minéral	34	35	36	37	38	39	40	41	42		
w%											
S	52,28	53,18	51,10	51,65	51,93	52,14	53,25	53,54	53,97		
Fe	46,22	46,18	45,55	45,35	45,84	45,68	45,85	46,78	47,20		
Co	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,01	0,01	0,04	0,02		
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01		
Cu	0,03	0,08	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,00	0,00		
Zn	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00		
As	1,82	0,67	3,52	2,70	2,61	2,03	0,81	0,41	0,09		
Ag	0,03	0,00	0,00	0,11	0,08	0,01	0,03	0,00	0,00		
Total	100,42	100,17	100,23	99,84	100,52	99,92	100,01	100,77	101,28		

Tableau 10 : Compositions représentatives (wt%) des Pyrites des gisements de Syama, Tabakoroni et Tellem.

Tabakoroni

Type de Roche	Roches métasédimentaires						Andésite silicifiée							
	MW14D		MW14A		MW15B		Tacd 242							
Label	Apy-1	Apy-2	Apy-3	Apy-4	Apy-5	Apy-6	1	2	3	4	5	6	7	8
Minéral														
wt%														
S	22,61	21,47	24,29	22,63	22,48	22,55	23,64	23,72	23,00	23,79	22,50	22,32	22,18	24,24
Fe	35,93	35,34	37,08	35,38	35,79	35,58	36,23	36,08	35,97	36,31	35,84	35,76	35,60	36,24
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,03	0,05	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02
Ni	0,00	0,00	0,01	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02
Cu	0,00	0,02	0,00	0,00	0,64	0,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,07	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
As	43,26	45,13	40,36	42,85	44,29	43,45	38,84	38,27	39,17	38,12	39,96	40,42	40,06	37,93
Ag	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,07	0,00	0,00
Sb	0,00	0,01	0,07	0,04	0,18	0,06	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01
Pb	0,00	0,03	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	101,80	102,05	101,81	101,06	103,52	102,22	98,76	98,15	98,24	98,25	98,43	98,63	97,94	98,48

Tabakoroni (suite)

Type de Roche	andésite silicifiée													
label	Tacd 242													
Minéral	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
wt%														
S	22,66	22,77	22,86	22,41	24,08	23,72	23,61	23,41	23,42	22,18	22,72	23,00	22,77	23,84
Fe	35,82	35,38	35,85	35,17	36,06	36,04	35,99	36,08	36,12	35,66	36,21	35,92	35,02	36,17
Co	0,02	0,03	0,04	0,08	0,01	0,00	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
Ni	0,01	0,01	0,08	0,19	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02
Cu	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,04
Zn	0,00	0,02	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00
As	39,99	39,97	39,74	39,97	37,95	38,43	38,55	38,59	38,86	40,36	39,84	39,48	39,29	38,43
Ag	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,02	0,01	0,05	0,02	0,00	0,00	0,08	0,13
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,06	0,03	0,08

Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,50	98,21	98,59	97,97	98,18	98,19	98,19	98,14	98,59	98,31	98,84	98,50	97,29	98,74

Tabakoroni (suite)

Type de Roche Andésite silicifiée

Label Tacd 242

wt%

Minéral	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
S	24,38	23,16	23,88	24,02	23,54	22,91	22,53	24,54	23,35	24,32	23,04	24,37	22,97	24,37
Fe	36,20	35,85	36,15	36,11	36,22	36,08	35,50	36,82	36,22	36,61	35,84	36,82	35,89	36,27
Co	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02	0,04
Ni	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Cu	0,03	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00
Zn	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,07	0,07
As	37,20	38,87	37,93	38,22	38,18	39,18	38,67	36,98	39,21	37,43	38,97	37,63	39,45	37,65
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,12	0,02	0,00	0,00
Sb	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,04	0,00	0,20	0,00	0,12	0,00	0,10	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	97,84	97,92	98,08	98,52	97,95	98,21	96,81	98,49	99,04	98,38	98,13	98,87	98,53	98,39

Tabakoroni (suite)

Type de Roche andésite silicifiée

Label Tacd 242

wt%

Minéral	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
S	24,05	22,63	23,88	23,16	22,91	24,18	23,98	23,91	24,51	24,13	23,04	23,26	22,53	22,88
Fe	36,80	34,73	36,63	36,09	35,89	36,60	36,58	36,24	36,65	36,05	35,54	35,91	35,67	35,24
Co	0,04	0,33	0,01	0,03	0,02	0,02	0,04	0,01	0,02	0,04	0,01	0,04	0,02	0,03
Ni	0,01	0,42	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,03
Cu	0,00	0,00	0,01	0,07	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
Zn	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,04	0,04	0,02
As	38,05	39,71	38,63	38,89	39,48	37,95	37,90	38,14	37,49	37,81	39,12	37,27	39,67	38,69

Ag	0,00	0,06	0,08	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,03
Sb	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,03	0,00	0,14	0,00	0,02	0,08	0,00	0,00	0,00
Pb	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06
Total	99,01	97,87	99,27	98,25	98,37	98,87	98,51	98,45	98,72	98,05	97,79	96,60	98,01	96,98

Tabakoroni (suite)

Type de Roche andésite silicifiée

Label Tacd 242

wt%

Minéral	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
S	22,42	23,26	24,01	22,26	23,85	23,54	23,61	23,91	23,78	23,87	24,07	24,08	22,69	24,41
Fe	35,57	36,02	36,09	35,95	36,20	36,40	36,65	36,34	36,39	36,59	36,04	36,39	35,73	36,47
Co	0,03	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02
Ni	0,03	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,02	0,07	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,03	0,00	0,06	0,00	0,00
As	40,26	39,06	37,74	40,52	38,22	38,65	39,04	38,37	38,27	38,44	37,69	37,78	39,53	37,73
Ag	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,08	0,09	0,06	0,01	0,07
Sb	0,06	0,04	0,09	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
Pb	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	98,39	98,49	98,11	98,82	98,29	98,62	99,46	98,63	98,67	99,04	97,91	98,39	98,04	98,69

Tabakoroni (suite)

Type de Roche Andésite silicifiée

Label Tacd 242

wt%

Minéral	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78
S	24,30	24,37	23,30	24,00	23,50	22,38	22,66	23,35	23,08	22,70	24,37	24,08	23,99	24,00
Fe	36,89	36,54	36,17	36,25	35,71	35,79	36,21	36,36	36,52	35,88	36,23	36,72	35,97	36,78
Co	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,04	0,05	0,03	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03
Ni	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,07	0,01
Cu	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00

Zn	0,03	0,05	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,05	0,05	0,00	0,01
As	37,58	37,52	38,41	37,61	36,87	39,90	39,65	38,98	39,16	39,88	37,60	37,74	37,25	37,56
Ag	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,04	0,09	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,04	0,00
Sb	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00
Total	98,82	98,61	97,96	97,91	96,19	98,27	98,68	98,72	98,78	98,59	98,34	98,67	97,35	98,41

Tabakoroni (suite)

Type de Roche andésite silicifiée

Label Tacd 242

wt%

Minéral	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91
S	23,69	22,02	24,59	24,32	24,56	23,84	23,30	22,88	23,20	24,93	23,45	24,33	23,52
Fe	36,61	35,58	36,65	36,73	36,55	36,46	36,09	36,08	36,68	36,60	36,11	36,38	35,82
Co	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01	0,05	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,02
Ni	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,03	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00
Cu	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,03
Zn	0,04	0,00	0,06	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,08
As	38,51	41,13	36,64	37,02	36,78	37,70	39,04	39,87	39,31	37,02	38,90	37,67	38,53
Ag	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,08	0,00	0,17	0,01	0,03	0,01	0,13	0,04
Pb	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,96	98,74	97,98	98,13	98,02	98,24	98,49	99,05	99,25	98,68	98,52	98,55	98,08

Tellem

Type de roche microgranite

Label Tecd 92-7

Minéral	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
S	22,08	21,19	21,33	21,37	21,29	21,22	21,06	20,68	21,27	21,05	20,39	21,41	20,67	21,85
Fe	35,11	35,17	34,88	34,98	34,92	35,00	35,08	34,61	35,38	35,25	34,69	35,72	35,05	35,67
Co	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	0,08	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02

Ni	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
Cu	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,09	0,02	0,02	0,00	0,00	0,06
As	40,59	42,24	41,45	41,88	41,80	42,05	42,28	43,20	41,75	41,96	42,96	41,43	42,64	40,95
Ag	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,08	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	97,80	98,64	97,80	98,28	98,09	98,32	98,69	98,63	98,58	98,34	98,13	98,59	98,45	98,56

Tellem suite

Type de Roche	microgranite													
Label	Tecd 92-7													
Minéral	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
w%														
S	21,16	20,63	20,59	20,67	20,74	20,51	20,72	20,62	21,01	20,63	20,61	21,15	20,67	20,79
Fe	35,68	35,40	35,07	35,23	35,16	35,15	34,87	35,00	35,35	35,17	35,18	35,43	35,36	35,38
Co	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,06	0,03	0,02	0,12	0,01	0,00
Ni	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00
Cu	0,00	0,00	0,08	0,00	0,07	0,02	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,07	0,04	0,02
Zn	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01
As	41,29	42,26	42,03	42,14	42,20	42,94	42,37	42,88	41,90	42,71	42,38	41,86	42,35	42,31
Ag	0,00	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,01	0,04
Sb	0,01	0,00	0,06	0,04	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,10	0,12	0,00	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,06	0,00	0,00
Total	98,17	98,40	97,91	98,11	98,20	98,67	98,04	98,56	98,35	98,66	98,34	98,91	98,44	98,56

Tellem (suite)

Type de Roche	microgranite													
wt%	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
S	20,97	21,77	20,77	20,41	20,80	21,21	20,81	21,26	21,00	21,04	21,16	21,00	20,79	20,58
Fe	35,21	35,71	34,71	35,21	34,83	35,27	35,13	35,51	34,91	35,02	35,73	35,03	35,04	34,66
Co	0,02	0,00	0,01	0,03	0,09	0,12	0,00	0,04	0,01	0,04	0,00	0,02	0,03	0,01

Ni	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Cu	0,03	0,03	0,08	0,01	0,03	0,00	0,00	0,05	0,06	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Zn	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,02	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00
As	41,97	41,33	42,44	42,76	42,22	41,98	42,26	41,63	42,26	42,34	41,69	42,36	42,72	42,72
Ag	0,10	0,05	0,07	0,00	0,09	0,00	0,02	0,00	0,04	0,01	0,05	0,02	0,07	0,00
Sb	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,02	0,07
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,36	98,90	98,09	98,42	98,08	98,59	98,23	98,58	98,30	98,53	98,64	98,47	98,70	98,05

Tellem (suite)

Type de Roche	microgranite													
Label	Tecd 92-7													
wt%	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
S	22,23	22,23	22,15	21,49	20,76	21,34	20,40	21,34	21,62	21,54	20,83	21,18	20,48	22,09
Fe	36,00	35,19	35,32	35,00	35,61	35,16	34,61	35,46	34,96	35,50	34,37	35,19	34,51	35,55
Co	0,01	0,01	0,00	0,07	0,03	0,06	0,16	0,12	0,05	0,05	0,26	0,04	0,21	0,02
Ni	0,18	0,61	0,01	0,05	0,01	0,01	0,30	0,01	0,57	0,01	0,51	0,44	0,38	0,33
Cu	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,08	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,03
Zn	0,25	0,04	0,00	0,00	0,03	0,08	0,05	0,00	0,00	0,07	0,00	0,03	0,00	0,00
As	40,10	40,19	40,54	41,37	42,46	41,80	43,02	41,74	40,92	41,35	42,28	41,69	42,65	40,81
Ag	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,07
Sb	0,01	0,00	0,00	0,12	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,78	98,28	98,03	98,11	98,90	98,55	98,62	98,69	98,12	98,52	98,31	98,58	98,23	98,90

Tellem (suite)

Type de Roche	microgranite													
Label	Tecd 92-7													
wt%	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
S	21,24	20,33	20,73	21,48	21,01	21,81	20,44	20,83	20,93	12,18	35,18	22,13	21,09	21,39
Fe	34,79	34,73	35,43	34,92	35,33	35,55	33,19	35,24	32,29	23,15	29,23	34,96	34,32	35,22
Co	0,05	0,34	0,04	0,18	0,04	0,01	1,48	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,18	0,04

Ni	0,21	0,06	0,06	0,55	0,20	0,00	0,44	0,01	0,07	0,00	0,02	0,25	0,91	0,47
Cu	0,00	0,00	0,01	0,03	0,06	0,02	0,05	0,00	0,52	12,98	33,38	0,07	0,02	0,02
Zn	0,00	0,00	0,03	0,01	0,06	0,05	0,00	0,00	4,10	7,25	1,69	0,10	0,00	0,00
As	42,00	43,07	42,20	41,43	41,68	41,03	42,55	42,21	41,61	0,06	0,04	41,17	42,27	41,70
Ag	0,00	0,00	0,04	0,04	0,01	0,04	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01
Sb	0,05	0,00	0,04	0,00	0,14	0,01	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,05	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,32	98,53	98,58	98,64	98,54	98,51	98,16	98,33	99,64	55,76	99,56	98,79	98,85	98,84

Tellem (suite)

Type de Roche	microgranite													
Label	Tecd 92-7													
Minéral	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84
wt%														
S	21,15	21,67	22,10	20,44	20,61	20,26	20,51	21,14	21,08	21,40	20,90	21,78	20,08	20,52
Fe	35,35	35,42	35,34	35,06	35,25	34,67	34,85	35,44	35,72	35,46	35,59	35,29	34,85	34,43
Co	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,20	0,05	0,05	0,02	0,02	0,03	0,26	0,59
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,62	0,23	0,24	0,20	0,11	0,54	0,43	0,13
Cu	0,00	0,03	0,01	0,00	0,05	0,09	0,04	0,04	0,05	0,00	0,01	0,00	0,06	0,01
Zn	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,09	0,06	0,16	0,06	0,06	0,00	0,09	0,01
As	41,87	40,74	40,57	43,06	42,52	42,60	42,47	41,52	41,37	41,21	41,55	40,38	42,09	42,90
Ag	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01
Sb	0,11	0,08	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,52	98,00	98,03	98,58	98,48	97,76	98,77	98,49	98,73	98,35	98,26	98,09	97,89	98,58

Tellem (suite)

Type de Roche	microgranite													
Label	Tecd 92-7													
Minéral	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	
wt%														
S	22,80	20,60	21,04	22,12	21,65	21,13	20,86	19,35	20,78	22,55	22,03	22,68	23,16	

Fe	35,83	35,05	35,28	35,56	35,01	35,03	34,89	35,54	34,49	35,59	35,21	35,60	36,06
Co	0,04	0,01	0,01	0,06	0,04	0,34	0,14	0,03	0,21	0,02	0,02	0,02	0,01
Ni	0,02	0,19	0,21	0,23	0,66	0,47	0,51	0,00	0,47	0,00	0,02	0,02	0,00
Cu	0,03	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,05	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00
Zn	0,07	0,00	0,01	0,02	0,05	0,04	0,00	0,02	0,01	0,07	0,04	0,01	0,01
As	39,49	42,55	42,09	40,56	41,03	41,92	42,22	37,86	42,28	40,43	40,91	39,79	39,22
Ag	0,04	0,01	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	0,04	0,00	0,00	0,06	0,00	0,05
Sb	0,04	0,19	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,12	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,35	98,59	98,64	98,63	98,46	99,10	98,62	92,90	98,29	98,70	98,29	98,23	98,52

Tableau 11: Compositions (wt%) des arsénopyrites des Gisements de Tabakoroni et Tellem.

Syama							Tabakoroni			
Type de Roche	MW6B						MW14D			
Minéral	Tétraédrite-1	Tétraédrite-2	Tétraédrite-3	Tétraédrite-4	Tétraédrite-5	Tétraédrite-6	Tétraédrite-7	Tétraédrite-1	Tétraédrite-2	Tétraédrite-3
wt%										
S	32,36	27,04	39,63	38,23	38,85	43,56	34,75	25,61	25,48	25,63
Fe	12,96	5,11	24,26	18,73	22,76	30,03	22,74	4,71	4,91	5,69
Cu	29,1	34,43	19,07	23,58	21,23	15,36	25,63	37,01	36,83	36,00
Zn	5,08	6,27	3,28	4,09	3,64	2,65	3,63	4,59	4,42	4,36
As	0	0,13	0,09	0,01	0	0,05	0,26	0,00	0,03	0,16
Ag	0,12	0,12	0,14	0,02	0,1	0,13	0,07	0,08	0,12	0,19
Sb	22,36	26,04	14,49	18,27	17,64	11,65	14,94	27,70	27,47	27,48
Total	101,98	99,17	100,96	102,93	104,26	103,46	102,05	99,71	99,27	99,52
A%										
S	51,44	47,11	57,69	56,45	56,21	59,67	52,16	45,28	45,23	45,31
Fe	11,83	5,11	20,28	15,88	18,91	23,62	19,60	4,78	5,01	5,78
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Ni	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00
Cu	23,34	30,27	14,01	17,57	15,50	10,62	19,42	33,02	32,99	32,11
Zn	3,96	5,36	2,35	2,97	2,59	1,78	2,68	3,98	3,85	3,78
As	0,00	0,10	0,06	0,01	0,00	0,03	0,17	0,00	0,02	0,12
Ag	0,06	0,07	0,06	0,01	0,05	0,06	0,03	0,04	0,07	0,10
Sb	9,36	11,95	5,56	7,11	6,72	4,20	5,91	12,90	12,84	12,79
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Fe+Zn	15,80	10,47	22,63	18,85	21,49	25,40	22,28	8,76	8,86	9,56

Tableau 12 : Compositions représentatives (wt% : pourcentage poids et A% : pourcentage atomique) des Tétraédrites des gisements de Syama et de Tabakoroni.

Gisements Type de Roche	Syama						Brèche basaltique				
	Basalte						SYA-137-1b-C3-1	SYA-137-1b-C3-2	SYA-137-1b-C3-3	SYA-137-1b-C3-4	SYA-137-1b-C3-5
label	SYA-2b-C1-1	SYA-2b-C1-2	SYA-2b-C1-3	SYA-2b-C1-4	SYA-2b-C1-5	SYA-2b-C1-6					
W%											
Ag	4,85	4,91	4,29	5,15	5,25	6,36	6,85	4,97	5,08	6,40	2,92
Au	94,55	94,54	87,61	95,33	95,16	93,80	92,29	93,19	93,95	92,83	95,58
S	0,01	0,09	0,02	0,03	0,01	0,11	0,01	0,03	0,07	0,02	0,02
Fe	0,51	0,47	0,52	0,35	0,44	0,58	0,86	0,51	0,38	0,19	0,14
Cu	0,11	0,12	0,11	0,11	0,09	0,12	0,05	0,03	0,05	0,02	0,22
Bi	0,08	0,00	0,00	0,12	0,10	0,03	0,02	0,08	0,04	0,05	0,04
Total	100,11	100,13	92,56	101,09	101,05	101,01	100,09	98,80	99,58	99,50	98,91

Gisements Type de Roche	Syama (suite)										
	Brèche basaltique				Brèche basaltique						
label	SYA-137-1b-C3-6	SYA-137-1b-C1-1	SYA-137-1b-C1-2	SYA-137-1b-C2-1	SYA-137-1b-C2-2	SYA-137-1b-C2-3	SYA-137-1b-C2-4	SYA-137-1b-C2-5	SYA-137-1b-C2-6	SYA-137-1b-C2-7	SYA-137-1b-C2-8
W%											
Ag	6,04	1,76	1,49	6,49	6,12	6,63	6,45	6,78	6,33	7,27	6,99
Au	93,46	97,40	97,92	94,31	93,85	92,39	92,20	93,13	93,29	93,99	93,61
S	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,03	0,03
Fe	0,37	0,21	0,33	0,15	0,12	0,23	0,31	0,07	0,12	0,09	0,21
Cu	0,04	0,25	0,20	0,02	0,04	0,06	0,06	0,05	0,03	0,03	0,05
Bi	0,10	0,00	0,03	0,04	0,04	0,12	0,01	0,00	0,00	0,17	0,05
Total	100,03	99,65	99,98	101,00	100,17	99,45	99,03	100,04	99,76	101,59	100,95

Gisements Type de Roche	Syama (suite)									Tabakoroni	
	brèche basaltique									Argilite silicifiée	
label	SYA-137-1b-C2-9	SYA-137-1b-C2-10	SYA-137-1b-C2-11	SYA-137-1b-C2-12	SYA-137-1b-C2-13	SYA-137-1b-C2-14	SYA-137-1b-C2-15	SYA-137-1b-C2-16	Tab-26-C1-1	Tab-26-C1-2	Tab-26-C1-3
W%											
Ag	6,70	6,23	6,28	6,06	5,52	6,29	5,87	6,11	12,759	12,252	10,666

Au	92,50	92,32	94,10	94,08	94,60	94,36	94,24	93,84	89,123	89,133	91,108
S	0,01	0,00	0,04	0,03	0,07	0,01	0,03	0,01	0,004	0	0,015
Fe	0,28	0,25	0,24	0,15	0,13	0,17	0,19	0,20	0	0,041	0,006
Cu	0,06	0,05	0,07	0,04	0,01	0,05	0,04	0,07	0,016	0,035	0,044
Bi	0,02	0,00	0,06	0,07	0,01	0,30	0,00	0,07	0	0,025	0,042
Total	99,57	98,85	100,78	100,43	100,35	101,17	100,37	100,30	101,902	101,487	101,882

Gisements **Tabakoroni**
Type de Roche Argilite silicifiée

label	Tab-26-C1-4	Tab-26-C1-5	Tab-26-C1-6	Tab-26-C2-1	Tab-26-C2-2	Tab-26-C2-3	Tab-26-C2-4	Tab-26-C3-1	Tab-26-C3-2	Tab-26-C3-3	Tab-26-C4-1
W%											
Ag	10,531	11,947	10,904	11,934	12,159	12,194	11,485	11,708	11,362	12,168	11,806
Au	90,957	89,166	89,851	89,471	89,862	89,31	89,573	89,852	90	89,609	88,773
S	0,059	0	0,031	0,042	0,01	0,04	0	0,031	0,025	0,045	0,01
Fe	0,001	0,085	0,188	0,025	0	0	0,025	0,003	0	0,048	0,097
Cu	0,03	0,03	0,038	0,052	0,029	0,042	0,047	0,088	0,038	0,054	0,08
Bi	0	0,16	0,105	0,151	0,046	0,181	0,142	0,079	0,228	0,167	0,266
Total	101,577	101,389	101,117	101,674	102,105	101,767	101,272	101,761	101,653	102,09	101,032

Gisements **Tabakoroni (suite)**
Type de Roche Argilite silicifiée

label	Tab-26-C4-2	Tab-26-C4-3	Tab-26-C4-4	Tab-26-C4-5	Tab-26-C4-6	Tab-326-C1-1	Tab-326-C1-2	Tab-326-C1-3	Tab-326-C1-4	Te-92-4-C1-1	Te-92-4-C1-2
W%											
Ag	12,079	11,719	12,613	11,868	12,218	9,946	9,846	5,494	9,457	20,288	18,716
Au	88,819	88,269	89,078	89,163	89,22	91,663	91,624	95,461	91,248	81,45	80,337
S	0,031	0	0,014	0,025	0	0,019	0,021	0,04	0,027	0,075	0,036
Fe	0,331	0,193	0,013	0,037	0,025	0,03	0,149	0,357	0,119	0,34	0,01
Cu	0,044	0,032	0,056	0,037	0,042	0,101	0,064	0,039	0,095	0,028	0,031
Bi	0,058	0,009	0,056	0,093	0,037	0,089	0,121	0,089	0	0,138	0
Total	101,362	100,221	101,829	101,224	101,543	101,848	101,825	101,48	100,946	102,332	99,13

Gisements **Tellem (suite)**

Type de Roche	Microgranite						
label	Te-92-4-C1-3	Te-92-4-C1-4	Te-92-4-C1-5	Te-92-4-C1-6	Te-92-5-C2-1	Te-92-5-C2-2	Te-92-7-C1-1
W%							
Ag	19,77	20,736	20,398	18,535	26,452	25,998	2,395
Au	81,253	77,878	79,792	78,534	73,769	74,865	95,563
S	0,004	0,089	0,048	0,098	0,19	0,083	0,01
Fe	0,075	0,141	0,16	0,47	0,733	0,092	0,024
Cu	0,041	0,017	0,037	0,036	0,038	0,043	0,013
Bi	0,12	0,058	0,006	0	0,06	0,076	0,073
Total	101,263	98,919	100,471	97,684	101,257	101,177	98,078

Tableau 13 : Composition représentative de l'or des trois gisements.

Gisements		Syama									
Type de roche	Black-shale										
Génération Py	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2
Position										cœur	bordure
Label	MW01b-1b Py	MW01b-2a Py	MW01b-3a Py	MW01b-4a Py	MW3B-1a Py	MW3B-2a Py SHEAR	MW3B-2a Py BLAST	MW3B-3b Py	MW6B-1a Py	MW6B-2b CORE Py	MW6B-2b RIM Py
Co	6,01	1633,21	1508,8	102,77	58,36	146,3	104,83	33,97	10,64	105,09	53,28
Ni	48,2	1955,7	1809,9	249,8	200,4	196,5	136,1	735,4	99,5	771,2	407,8
Cu	10,2	472,6	716,2	239,1	240,2	82,4	50,7	24,1	4,9	125,9	10,1
Zn	1,6	16,4	59,7	61,2	17,3	4,0	3,3	2,3	1,9	5,8	6,9
As	20,3	3478,6	1450,7	232,9	12555,6	11384,3	1761,2	9754,0	995,5	18345,3	1077,2
Se	1,49	25,74	9,68	3,36	16,07	20,25	19,33	5,84	5,55	7,76	2,45
Ag	0,05	7,19	6,97	1,63	4,61	2,11	1,40	0,25	0,01	1,78	0,22
Cd	0,03	0,69	0,36	0,34	0,20	0,08	0,07	0,02	0,02	0,17	0,05
Sb	3,46	942,21	1392,68	256,14	271,59	86,91	49,92	13,01	2,71	163,48	13,79
Te	0,09	15,48	15,41	2,29	4,54	4,87	1,45	3,01	0,04	0,88	0,10
Au	0,04	4,24	7,26	1,52	21,27	8,85	1,28	8,19	0,05	20,74	0,50
Tl	0,00	2,00	0,65	0,38	1,04	0,38	0,35	0,05	0,02	2,67	0,10
Pb	4,96	352,22	511,69	61,49	203,54	91,02	59,59	20,72	3,48	84,89	9,69
Bi	0,01	4,26	5,86	0,76	1,10	0,75	0,33	0,95	0,00	0,04	0,02

Gisements	Syama (suite)											
	Type de roche	Mafique				Basalte						
Génération Py	1,00	1,00	1,00	2,00	1	1	1	1	1	2	2	2
Position			cœur	bordure		cœur	bordure	cœur	bordure			
Label	MW2B-2a Py	MW4B-1a Py	MW4B-2b CORE Py	MW4B-2b RIM Py	Syd254,5-C7b-1	Syd254,5-C7a-1core	Syd254,5-C7a-2rim	Syd254,5-C3b-1core	Syd254,5-C3b-2rim	Syd254,5-C3a-1	Syd254,5-C3a-2	Syd254,5-C2c-1
Co	136,14	168,09	65,28	163,84	14,28	171,24	43,75	866,54	379,28	27,52	4,11	19,71
Ni	135,1	349,7	256,6	511,2	55,5	246,1	90,9	716,3	760,8	107,7	22,3	64,8
Cu	15,0	19,4	92,0	16,7	18,8	38,1	10,7	281,9	184,2	1,5	1,3	10,6
Zn	1,9	3,3	2,2	1,7	1,1	2,5	14,6	65,8	26,2	7,8	1,3	84,9
As	761,9	11496,0	30105,9	6626,9	3191,8	9301,3	365,2	1336,2	201,6	39,5	122,0	667,2
Se	9,29	30,28	15,94	18,03	3,64	4,12	3,28	25,46	10,74	8,54	6,31	7,42
Ag	0,26	0,28	0,44	0,06	0,01	0,19	0,09	0,72	1,38	0,02	0,00	0,06
Cd	0,05	0,04	0,05	0,02	0,03	0,06	0,04	0,25	1,76	0,01	0,02	0,12
Sb	10,37	12,94	6,11	0,60	0,42	10,87	4,62	77,54	50,68	1,25	0,33	1,84
Te	1,20	3,76	1,54	1,44	0,52	0,30	0,43	1,02	0,40	0,07	0,15	0,53
Au	0,34	10,22	133,82	8,16	6,82	38,02	0,11	2,25	1,03	0,04	0,03	0,53
Tl	0,06	0,05	0,04	0,00	0,00	0,08	0,02	0,10	0,63	0,00	0,00	0,02
Pb	17,64	35,60	14,21	1,28	0,39	12,68	8,33	43,25	11,33	3,03	0,55	3,66
Bi	0,09	0,44	0,08	0,01	0,00	0,02	0,01	0,39	0,22	0,00	0,00	0,01

Gisements		Syama (suite)											
Type de roche	Basalte										Basalte		
Génération Py	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	2
Position												cœur	bordure
Label	Syd254,5-C2b-1	Syd254,5-C2a-1	Syd254,5-C1c-1	Syd254,5-C1b-1	Syd254,5-C1b-2	Syd254,5-C4-1	Syd254,5-C5a-1	Syd254,5-C6a-1	Syd254,5-C6c-1	Sya137-4a-C3c-1	Sya137-4a-C3b-1core	Sya137-4a-C3b-2rim	
Co	74,72	166,29	62,01	632,59	105,04	23,52	30,34	519,81	173,43	18,37	29,47	2,13	
Ni	166,7	267,3	113,8	387,6	154,6	126,4	92,6	620,0	384,3	216,3	188,9	21,3	
Cu	11,2	54,8	41,7	22,0	16,7	1,4	58,8	167,8	14,5	11,0	18,3	1,0	
Zn	1,5	3,9	1,7	1,9	1,7	1,5	3,1	49,7	18,6	1,3	1,5	1,4	
As	1169,8	2121,3	6912,7	2667,3	1434,1	1288,7	10531,2	648,9	4790,8	17,2	112,5	10,8	
Se	4,53	3,75	9,76	6,85	3,29	7,34	10,36	47,51	7,08	2,53	3,59	2,27	
Ag	0,10	0,45	0,15	0,17	0,13	0,01	0,41	0,96	0,20	0,01	0,14	0,00	
Cd	0,01	0,13	0,04	0,02	0,03	0,01	0,10	0,77	0,04	0,02	0,03	0,02	
Sb	5,65	36,29	15,80	6,92	5,89	0,68	33,40	60,66	6,57	0,63	6,43	0,08	
Te	0,64	1,28	3,67	2,79	1,50	0,05	4,03	0,70	2,28	0,07	0,54	0,06	
Au	0,23	1,34	9,17	2,19	1,53	0,27	17,26	0,71	1,26	0,01	0,24	0,00	
Tl	0,03	0,20	0,06	0,03	0,01	0,00	0,22	0,27	0,00	0,00	0,02	0,00	
Pb	5,69	76,52	24,70	10,02	7,63	0,90	71,04	33,14	4,51	0,42	20,44	0,15	
Bi	0,04	0,05	0,04	0,09	0,06	0,00	0,03	0,31	0,04	0,00	0,12	0,00	

Gisements	Syama (suite)												
	Type de roche	Basalte				Lamprophyre				Lamprophyre			
Génération Py	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	2
Position	Cœur	cœur Sya137- 4a-C2a- 1core	Sya137-4a- C1a-1	Sya137- 4a-C1b-1	Sya137- 4a-C1b-2	SyaPit5-C3-1	SyaPit5- C4a-1	SyaPit5- C4b-1	SyaPit5- C5-1	SyaPit5-C1a- 1core	SyaPit5-C1a- 2rim	SyaPit5- C1b-1	SyaPit5- C2a-1
Label	Sya137-4a-C2b-1rim												
Co	10,61	131,88	249,16	87,18	133,82	31,59	51,99	10,01	4,5	5,01	1,18	1216,22	7,96
Ni	61,9	566,4	316,6	498,0	267,6	113,6	174,1	58,0	21,3	410,6	20,3	840,4	134,5
Cu	5,9	3,4	34,1	13,0	29,8	294,0	89,3	53,6	25,9	8,8	1,6	160,9	422,8
Zn	1,6	2,8	2,8	3,1	1,9	99,4	22,0	4,0	9,8	2,2	1,8	89,4	16,9
As	29,5	58,7	183,1	6981,8	674,1	1442,4	1399,8	1268,4	760,5	769,1	30,2	536,2	2147,2
Se	1,30	1,46	2,54	18,71	5,45	9,43	7,04	20,85	4,01	8,01	42,93	4,48	7,83
Ag	0,02	0,02	0,18	0,19	0,17	0,34	0,82	0,32	0,12	0,10	0,03	7,03	0,38
Cd	0,02	0,03	0,04	0,06	0,05	0,13	0,07	0,03	0,02	0,04	0,01	0,49	0,21
Sb	2,51	2,36	8,00	14,13	15,46	51,40	55,12	29,45	29,27	5,24	0,64	129,16	31,03
Te	0,15	0,09	0,18	0,79	1,10	1,44	1,06	1,22	0,52	0,06	1,61	4,58	0,85
Au	0,06	0,04	0,09	0,23	0,29	0,30	0,49	0,51	0,09	0,01	0,01	2,98	0,44
Tl	0,01	0,01	0,02	0,07	0,08	0,60	2,58	0,83	0,56	0,05	0,00	0,78	4,63
Pb	6,32	4,61	10,16	12,12	18,32	170,05	106,82	46,79	98,52	6,21	3,41	262,26	23,30
Bi	0,01	0,01	0,09	0,84	0,20	1,82	1,14	0,49	0,15	0,02	0,10	16,11	1,29

Gisements	Syama (suite)												
	Type de roche	Lamprophyre	Basalte					Basalte					
Génération Py	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Position		bordure	cœur	Sya2B-	Sya2B-		Sya2B-C2a-	Sya2B-C1b-	Sya2B-		Sya2B-C4b-	Sya2B-C5a-	Sya2B-
Label	SyaPit5-C2a-2	Sya2B-C3b-1rim	Sya2B-C3b-2core	Sya2B-C3a-1	Sya2B-C3a-2	Sya2B-C2b-1	1	1	C1b-2	Sya2B-C4a-1	1	1	C5b-1
Co	186,07	93,62	970,99	93,31	141,87	10,26	124,55	12,64	49,41	25,77	166,32	64,26	195,96
Ni	1138,4	115,9	1262,4	134,4	177,9	24,9	178,3	27,9	120,6	67,5	261,4	82,7	362,3
Cu	250,9	45,6	437,5	53,1	8,7	6,7	12,7	7,2	25,9	88,9	44,4	13,3	37,5
Zn	99,0	1,7	52,5	2,9	2,2	2,1	4,4	1,9	1,9	4,2	2,5	1,9	2,4
As	658,4	1297,1	4699,2	4043,6	276,4	378,6	563,7	1200,2	1485,0	2186,8	4645,7	710,3	6511,3
Se	6,97	9,12	1,62	10,62	8,75	5,65	10,19	11,27	11,24	9,82	11,61	5,38	12,83
Ag	11,88	0,34	6,48	0,19	0,17	0,07	0,12	0,07	0,08	1,21	0,36	0,18	0,26
Cd	0,37	0,07	0,34	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,09	0,06	0,02	0,03
Sb	273,11	31,66	670,55	11,26	9,37	4,53	5,15	3,75	10,27	48,48	16,91	5,11	10,18
Te	7,12	2,35	0,10	5,18	0,58	0,52	0,86	0,93	1,31	3,72	5,33	1,12	6,09
Au	4,55	0,96	3,88	2,88	0,31	0,27	0,20	0,21	0,42	0,81	3,80	0,29	2,30
Tl	0,80	0,11	7,78	0,05	0,01	0,01	0,03	0,02	0,04	0,27	0,07	0,01	0,07
Pb	511,52	52,28	1715,41	19,91	10,19	8,25	12,47	8,72	10,60	148,01	33,42	9,22	25,79
Bi	25,74	0,18	0,14	0,10	0,07	0,09	0,07	0,02	0,03	0,22	0,17	0,10	0,10

Gisements		Tabakoroni											
Type de roche	Roche métasédimentaire	MW14a-3 Py	MW14a-5 Py1	MW14a-5 Py2	MW14C-1 Py	MW14C-2 Py	MW14D-C1 Py	MW14D-C3 Py	MW14D-C4 Py	MW15C-C1 Py	MW15C-C2 Py	Pyroclastite Tacd-274-C2-1	Tacd-274-C4-1
Label	MW14a-1b Py												
Co	42,54	121,32	13,54	49,44	24,95	13,98	16,35	10,26	13,58	6,01	15,95	8192,46	2483,07
Ni	121,35	355,23	138,22	149,04	302,05	54,08	52,51	17,52	22,64	97,05	77,53	1486,32	1568,31
Cu	12,63	30,99	413,19	84,16	7,11	4,11	9,5	29	11,13	96,98	17,12	879,07	8760,36
Zn	10,27	3,32	19,11	4,75	1,93	7,15	3,66	2,01	1,84	14,86	2,05	53,5	143,76
As	10634,82	45015,74	13604,39	16019,52	25068,85	8311,2	19253,41	42108,71	38294,29	11351,78	20243,66	667,15	884,56
Se	1,25	1,95	4,94	3,15	7,76	7,7	2,32	3,6	4,13	2,78	3,34	31,89	36,77
Ag	0,369	0,124	2,060	0,352	0,030	0,068	0,075	0,176	0,116	0,646	0,155	7,320	6,680
Cd	0,068	0,064	0,094	0,055	0,047	0,054	0,019	0,054	0,066	0,037	0,048	0,259	1,180
Sb	56,42	25,34	30,62	7,57	3,44	2,77	10,5	25,46	19,89	29,43	34,99	30,06	13,58
Te	0,012	0,070	0,011	0,009	0,015	0,029	0,024	0,008	0,009	0,022	0,075	9,220	3,890
Au	0,99	8,05	17,25	4,89	7,99	3,65	7,18	38,35	34,29	8,46	16,12	0,128	0,064
Tl	0,149	0,120	0,016	0,012	0,003	0,126	0,006	0,009	0,008	0,072	0,017	0,030	0,009
Pb	64,34	21,06	192,21	13,34	4,92	5,84	12,83	23,48	21,18	62,01	40,25	45,41	26,55
Bi	3,54	2,27	7,21	0,92	0,11	0,13	1,80	1,70	1,52	5,85	5,39	43,62	15,90

Gisements	Tabakoroni (suite)											
	Type de roche	Pyroclastite		Dolérite				Andésite Siliciifiée				
Label	Tacd-274-C3-1	Tacd-274-C1-1	Tab2-C3a-1	Tab2-C3b-1	Tab2-C2-1	Tab2-C1-1	Tab2-C1-2	Tacd-242,2-C3b-1	Tacd-242,2-C4a-1	Tacd-242,2-C5a-1	Tacd-242,2-C2a-1	Tacd-242,2-C1-1
Co	284,2	354,03	1,89	72,27	93,6	127,68	216,44	49,96	77,56	27,07	156,75	10,16
Ni	1045,37	2273,83	7,19	82,94	237,05	258,18	280,28	19,95	200,41	937,39	392,04	22,29
Cu	44,48	833,8	0,91	2,43	3,13	9,27	3,23	498,04	283,06	434,45	287,68	380,27
Zn	9,74	7,5	1,6	3,73	2,19	11,47	2,87	982,39	20,26	876,66	13,5	15,45
As	545,47	959,46	678,72	369,87	121,03	165,69	101,62	11514,15	7309,04	7704,96	10891,48	13728,85
Se	42,44	33,57	91,07	105,07	51,77	32,62	37,12	13,27	18,94	11,27	11,79	17,45
Ag	1,510	12,070	0,065	0,056	0,145	0,192	0,056	5,690	0,257	1,760	0,448	0,325
Cd	0,033	0,078	0,029	0,008	0,009	0,072	0,012	38,920	0,075	6,560	0,290	0,053
Sb	23,77	48,78	0,365	1,25	2,66	5,86	2,37	227,23	74,59	53,39	37,51	48,25
Te	5,850	20,600	43,740	19,290	10,700	5,730	4,010	0,467	0,597	0,139	4,900	0,321
Au	0,095	0,152	0,04	0,0319	0,017	0,041	0,0066	2,59	1,29	2,16	2,64	4,67
Tl	0,016	0,035	0,001	0,003	0,001	0,014	0,004	0,052	0,005	0,017	0,046	0,030
Pb	84,61	111,41	11,90	15,77	51,66	45,29	30,83	50,49	18,23	30,14	19,80	42,47
Bi	33,04	85,10	7,56	8,90	6,57	15,02	3,33	10,31	7,38	6,05	12,76	7,18

Gisements Type de roche	Tellem									
	Microgranite	Te92-4- C5a-1	Te92-4- C5b-1	Te92-4- C4-1	Te92-4- C3b-1	Te92-4-C3a- 1	Te92-4- C2b-1	Te92-4- C2a-1	Te92-4- C1a-1	Te92-4-C1b- 1
Label	Te92-4-C6-1									
Co	1,0	1,1	3,2	2,0	1,3	0,0	13,9	27,3	3,5	22,7
Ni	22,0	458,5	12,2	82,6	41,0	0,2	8,6	43,4	487,2	90,7
Cu	0,2	647,8	2,3	0,9	0,6	0,7	0,5	6,3	218,4	2,8
Zn	0,9	269,2	2,0	1,4	1,7	1,4	1,5	497,0	53,0	1,8
As	5464	1389	5195	11502	3212	2246	1907	5797	50	11603
Se	1,52	1,88	2,19	3,11	1,35	1,08	1,12	1,56	6,48	2,38
Ag	0,02	3,20	0,10	0,01	0,08	0,01	0,04	0,46	1,31	0,11
Cd	0,02	0,48	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	1,20	0,12	0,03
Sb	0,22	8,13	1,11	0,35	0,46	0,14	0,49	2,60	3,04	3,39
Te	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02
Au	0,96	0,56	0,96	1,14	0,22	0,38	0,02	1,33	0,05	2,08
Tl	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Pb	0,70	380,35	5,36	1,60	11,54	0,86	9,08	149,78	134,43	9,77
Bi	0,31	7,80	0,67	0,15	0,77	0,12	0,26	1,98	2,27	1,29

Tableau 14 : Compositions représentatives (ppm) des éléments traces dans les pyrites des trois gisements.

Gisements		Tabakoroni									
Type de roche	Roches métasédimentaires	MW14a-3 Apy	MW14C-1 Apy	MW14D-C1 Apy	MW14D-C2 Apy	MW14D-C4 Apy	MW15C-C1 Apy	Andésite Siliciifiée	Tacd-242,2-C5b-1	Tacd-242,2-C5a-2	
Label	MW14a-1b Apy							Tacd-242,2-C1-2			
Co	14,18	101,42	9,73	52,02	16,24	83,57	18,45	3,23	32,83	23,06	
Ni	70,46	228,03	30,8	417,43	75,15	44,83	26,54	6,19	168,68	50,97	
Cu	15,18	19,28	31,88	99,47	132,7	6,03	132,65	9,37	5,88	192,55	
Zn	1,12	3,94	1,78	6,39	2,66	1,78	1,31	2,08	1,41	84,8	
Se	3,17	10,92	1,45	27,63	32,05	47,72	25,85	70,17	80,41	54,96	
Ag	0,108	0,182	0,029	0,318	0,194	0,090	0,042	0,233	0,222	0,680	
Cd	0,610	2,180	0,700	0,740	0,700	0,630	0,290	1,230	1,430	1,320	
Sb	584,71	719,1	1259,95	630,97	848,42	2060,18	375,34	463,67	469,36	2778,31	
Te	0,034	0,650	0,241	0,930	0,424	0,690	0,069	1,590	8,160	2,690	
Au	1,39	27,08	30,8	64,89	176,38	39,41	61,93	150,2	141,45	74,76	
Tl	0,069	0,133	0,006	0,408	0,183	0,070	0,029	0,015	0,014	0,043	
Pb	10,36	21,41	3,79	67,33	34,08	21,75	9,00	7,45	12,50	22,49	
Bi	0,34	6,15	0,30	14,69	9,01	15,53	5,26	1,91	3,49	10,64	
Gisements		Tellem									
Type de roche	Microgranite	Te92-4-C1c-1	Te92-4-C3b-2	Te92-4-C4-2							
Label	Te92-4-C1b-2										
Co	23,5	1309,7	0,6	7,2							
Ni	194,8	1212,1	1,5	1,3							
Cu	0,9	256,8	0,6	0,5							
Zn	1,0	1,6	1,3	1,8							
Se	45,94	34,25	30,02	26,71							
Ag	0,12	0,65	0,11	0,75							
Cd	1,34	1,32	1,43	1,46							
Sb	217,99	258,40	181,60	104,32							
Te	0,72	0,90	0,79	0,64							

Au	7,65	2,37	0,64	1,31
Tl	0,01	0,02	0,01	0,09
Pb	0,67	38,39	0,61	507,80
Bi	0,58	5,45	0,39	20,79

Tableau 15 : Compositions représentatives (ppm) des éléments traces dans les arsénopyrites de Tabakoroni et de Tellem.

Gisements	Roches encaissantes	CO2-N2-H2O	CO2-N2-(CH4)	H2O-CO2-CH4	CO2-rich	CO2-H2O-NaCl	H2O-NaCl	N2
Burkina Faso								
Larafella Burkina Faso [8]	Métasédiments, Dacite porphyrique		Prédominant D : 0.35- 1.15g/cm3			59.8 < TmCO2 < -56.6°C -4.6 < Tm glace < -2.1°C +7.4 < Tm cl < +17.9°C 160 < Th < 323°C	-7 < Tm(glace) < 0.5°C 150 < Th < 310°C S = 0-10.5 wt% eq. NaCl	
Guibaré Burkina Faso [9]	Métasédiments Métabasites			Dominant 57.4 < Tm(CO2) < - 56.4°C +6.5 < Tm Cl < +10.0°C +17.2 < Th(CO2) < +30.0°C (L) 280 < Th < 330°C (L) S = 0-6.6 wt% éq NaCl			Rare 135.8 < Th < 184.1°C	
Diabatou Burkina Faso [10]	Métavolcanites (basalte à andésite) et métasédiments	Abondant (>90%) 0.22-0.99% -60 < Tm(CO2) < - 58°C 55 < Th(CO2) < +15°C (L) -12 < Th(CO2) < - 5°C (V)					Rare (5%) -16 < Tm(glace) < -10°C Te < -30 °C 160 < Th < 190°C (L) S = 14-19 wt% eq. NaCl Th : 160-190°C	Rare (<5%) D: 0.35-0.65g/cm3 Th > -147°C (L)
Loraboué Burkina Faso [11]	Métagabbros, métavolcanites, métasédiments				Abondant -57.4 < TmCO2 < - 57.2°C -16 < Th < +26°C (L) 0.7 < d = d(CO2) < 1.01 g/cm3	Rare	Rare Tm(glace) > -1.8°C 150 < Th < 200°C (L) S = 0-3 wt% éq NaCl	
Taparko Burkina Faso [12]	Métagabbro-diorite					-58.8 < Tm(CO2) < -56.7°C +8.1 < Tm cl < +8.6°C -0.5 < ThCO2 < +24.4°C (L) 270 < Th < 300°C (V) 255 < Th < 310°C (L) S = 3.0-3.5 wt% eq. NaCl 0.74 < d(CO2) < 0.93 g/cm3		
Côte d'Ivoire								
Yaouré-Angovia Côte d'Ivoire [13]	Volcanite		Abondant (>72%) D : 0.69- 1.04g/cm3			8% S: 2.5-10w% éq. NaCl Th : 267-345°C	18% S: 0-8w% éq. NaCl Th : 158-339°	1% D : 0.45-0.6g/cm3

Gisements	Roches encaissantes	CO2-N2-CH4	Pure CO2	H2O-NaCl	N2	CO2-H2O-NaCl±N2±CH4	H2O-CO2-NaCl-FeCl2±CH4±N2	H2O-CH4-NaCl
Mali								
Mine de Loulo-Yaléa [13]	Grès à feldspath, Marbre dolomitique carboné, grès argilo-carbonaté Brèches tectoniques	Dominant <i>Type Ie</i> Tm(CO2): -57.3°C; Th(CO2)(L): 14.3° à 17.6°C, D: 0.7 g/cm3 <i>Type II</i> Tm(CO2) : -59.6°C Th(CO2)L : 10.6°C D: 0.66g/cm3		Dominant Te: -29.9° à -21.2°C; Tm (glace): -20.7° à -14.0°C; Th(L): 176° à 247°C; S: 17.8 à 22.8 wt % éq. NaCl D: 0.937 to 1.041 g/cm3	Rare Te: -24.9° à -21.0°C; Tm (glace): -8.9° à -0.4°C; Th(L): 176° to 350°C, Salinité: 0.7 à 12.7 wt % éq. NaCl, D: 0.6 à 0.98 g/cm3	Dominant Tm(CO2): -58.5° à -57.0°C Tm(cl): 4.2° à 9.0°C; Th(CO2)(L): 12.2 à 26.2°C Th(L): 243° à 297°C Th(V): 247° à 284°C S: 3 à 10.2 wt % éq. NaCl D (CO2): 0.68 à 0.76 g/cm3 D: 0.79 à 0.99 g/cm3		
Mine de Loulo-Gara [13]	Grès à tourmaline	Dominant <i>Type Ie</i> Tm(CO2) : -56.8°C Th(CO2)L : 12.9-15°C D : 0.84g/cm3 <i>Type II</i> Tm(CO2) : -60°C Th(CO2)L : 4.8°C D: 0.74g/cm3		Te: -38.8° à -25.9°C; Tm (glace): -20.4° à -9.6°C; Th(L): 140° à 197°C Cl : -0.4°C S: 13.5 à 22.6 wt % éq. NaCl D: 0.935 à 1.066 g/cm3		Dominant Tm(CO2): -57.0° à -56.6°C Tm(cl): -6.0° à 7.9°C Th(CO2)(L): -15.8°C à 30.0°C Th(L): 251° à 351°C Th(V): 279° à 330°C S: 4.5 à 21.3 wt % éq. NaCl D (CO2): 0.59 à 1.01 g/cm3 D: 0.67 à 1.01 g/cm3	Fréquent Tm(CO2): -57.6° à -56.6°C); Th(CO2)(L): 4.1° à 28.1°C; Ts: 283° à 372°C; Td: 250° à 380°C S1: 36.9 à 44.5 wt % éq. NaCl S2: 37.2 à 62.6 wt % éq. NaCl ; D (CO2): 0.65 à 0.9 g/cm3 D: 1.2 à 1.5g/cm3	
Morila [14]	Grauwackes et volcanoclastites		Dominant Te : -56 à -52°C Th : 100 à 200°C Salinité : 20-32w% éq. NaCl Tm : -21.9 à -1.7°C					rare Salinité: 0.5-8w% éq. NaCl Th : 250°C-400°C
Kalana [15]	Roches sédimentaires détritiques,			Abondant Te : -21.9 à -19.7°C Tm (glace) : -5.1 à -2.3°C Salinité: 3.9-8w% éq. NaCl Th: 152°C-395°C		Abondant Tm(CO2) : -60.3 à -58.1°C Te : -21.7 à -19.5°C Tm (glace) : -5.1 à -2.9°C Cl : 10 à 11.7°C Salinité: 3.6-8.4w% éq. NaCl Th: 256°C-308°C		Rare (10%) Te : -22.1 à -20.3°C Tm (glace) : -4.4 à -2.5°C Cl : 9 à 18.1°C Salinité: 4.5-8.6w% éq. NaCl Th: 243°C-345°C

Gisements	Roches encaissantes	H2O-CO2	H2O-NaCl	CO2-H2O-NaCl
Syama [16]	Basalte Brèche polygénique	Dominant (80%)	Salinité : 3.9 à 8.1w% éq. NaCl Tm (glace) : -2.3 à -5.2°C Th : 245 à 280°C	Salinité: 3 à 8w% éq. NaCl Cl: 5.9 à 8.9°C Th : 235-258°C
Tabakoroni [16]	Andésite silicifiée Dolérite	Dominant (90%)	Salinité: 2.7 à 7.6w% éq. NaCl Tm : -4.8° à -1.6°C Th : 240-290°C	Rare Salinité: 2.5 à 6 w% éq. NaCl Cl: 7 à 9°C Th: 245 à 290°C
Tellem [16]	Microgranite porphyrique	Rare	Dominant (80%) Th : 163-209°C Salinité : 0.6 à 2.3w% éq. NaCl	Type 3a Salinité: 1.3 à 4.9 w% éq. NaCl Th : 325-365°C Type 3b Cl : 9°C Salinité : 2 w% éq. NaCl Th : 310-343°C

Tableau 16 : Données synthétiques des caractéristiques des fluides de quelques gisements aurifères birimiens d'Afrique de l'Ouest.

Tm : Température de fin de fusion ; Th : Température d'homogénéisation totale ; D : densité ; Cl : Température de fusion du Clathrate ; Te : Température eutectique ; S : Salinité de la solution aqueuse ; Dominant: Proportion du type d'IF (%) ; V : Vapeur ; L : Liquide).

Données: [1] Klemd et al. (1993) ; [2] Schmidt Mumm et al. (1997) ; [3] Oberthür et al. (1994) ; [4] Wille et Klemd (2004) ; [5] Amponsah et al. (2016) ; [6] Yao et al. (2001) ; [7] Amponsah et al. (2015) ; [8] Klemd and Ott (1997) ; [9] Dubois et al. (2001) ; [10] Klemd et al. (1997) ; [11] Béziat et al. (2008) ; ; [12] Bourges et al. (1998) ; [13] Coulibaly et al. (2008) ; [13] Lawrence et al. (2013) ; [14] Hammond et al. (2011) ; [15] Sangaré, 2016; [16] cette étude.

Gisements		Sadiola									
Label	SD020-318m	SD732-245m	SD732-245m	SD732-245m	SD732-245m						
Co	4,3	86,4	34,4	55,9	13,9	61,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1
Ni	662,7	1080,4	921,7	154,4	34,0	163,5	48,9	86,6	91,1	43,5	113,4
Cu	0,5	0,7	0,5	55,6	36,6	68,4	43,5	145,5	66,1	58,0	80,9
Zn	0,6	26,9	0,9	2,0	1,4	2,7	70,0	247,5	92,1	1,2	1,3
As	4475	7036	6100	635	541	545	687	392	274	63	216
Se	39,42	28,63	23,82	15,80	11,84	14,91	8,19	6,13	6,92	10,80	11,80
Ag	0,05	0,06	0,05	2,02	1,36	2,32	0,46	3,78	1,72	1,63	1,70
Cd	0,02	0,02	0,02	0,38	0,09	0,24	0,03	0,14	0,08	0,02	0,04
Sb	0,03	2,91	1,57	368,42	218,11	336,72	363,16	1108,80	516,51	120,09	617,38
Te	0,02	0,13	0,02	0,20	0,02	0,20	0,06	0,07	0,04	0,03	0,08
Au	0,01	0,01	0,01	0,11	0,07	0,12	0,37	0,30	0,02	0,15	0,80
Tl	0,00	0,09	0,00	2,91	1,11	2,20	0,91	4,12	1,00	0,09	1,11
Pb	0,04	7,32	0,19	397,49	355,63	468,31	5,15	4,77	4,38	0,84	13,01
Bi	0,00	0,03	0,01	0,03	0,01	0,03	0,15	0,21	0,02	0,07	0,24

Gisements		Sadiola (suite)										
Label	SD732-245m	SD030_30	SD030_305.8	SD030_305.8	SD030_305.8	SD030_305.8	SD030_305.8	SD030_305.8	SD030_305.	SD030_305.	SD030_305.	SD030_548.7
Co	0,1	5.80m	0m	0m	0m	0m	0m	0m	80m	80m	80m	0m
Ni	100,3	477,4	185,8	437,5	632,3	266,9	557,8	331,9	1402,3	266,6	665,1	9,4
Cu	61,6	0,1	2,1	0,3	0,1	0,1	0,2	1,4	0,2	4,8	0,2	0,2
Zn	2,0	0,6	0,4	0,3	0,5	0,4	1,3	0,5	1,0	13,1	0,8	0,8
As	535	2718	2449	5532	4518	2225	3805	1561	10977	4349	7	7
Se	9,91	0,39	1,54	0,71	0,81	0,38	1,91	1,53	0,77	1,93	8,51	8,51
Ag	1,34	0,01	0,45	0,04	0,01	0,01	0,04	0,83	0,02	0,91	0,20	0,20
Cd	0,12	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08	0,01	0,01
Sb	590,50	0,89	10,23	2,61	0,02	0,01	7,70	53,17	30,53	33,82	4,87	4,87
Te	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01

Au	0,40	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,07	0,02	0,89	0,01
Tl	1,67	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,20	0,00
Pb	11,80	0,20	4,64	1,60	0,01	0,00	0,08	8,97	0,21	3,09	3,44
Bi	0,16	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01

Gisements	Sadiola (suite)										Alamoutala	
	SD030_548.	SD030_54	SD030_548.7	SD030_548.7	SD030_548.7	SD030_548.7	SD030_548.7	SD030_548.7	SD030_548.	SD023_549	SD023_549	ALDD008_1
Label	70m	8.70m	0m	0m	0m	0m	0m	0m	70m	m	m	57m_1
Co	8,2	8,9	9,4	295,4	4,0	6,7	2,1	2,2	112,1	198,3	39,7	
Ni	928,2	998,5	1126,1	74,6	418,4	815,8	1,0	817,3	28,2	188,7	154,9	
Cu	136,8	232,1	0,9	0,1	19,8	234,5	8,1	6,2	0,1	0,1	0,2	
Zn	0,7	0,9	1,2	0,3	0,6	1,1	0,7	0,4	0,6	0,5	0,5	
As	5	6	6	1151	56	14	3240	6	4359	833	1701,2	
Se	8,74	3,35	7,78	1,06	3,46	5,75	2,40	5,49	2,62	3,10	4,74	
Ag	0,89	1,60	0,50	0,01	0,44	0,58	0,14	0,55	0,01	0,02	0,01	
Cd	0,01	0,02	0,04	0,01	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	
Sb	10,71	2,72	1,81	0,00	31,83	21,66	26,40	4,50	0,00	0,05	0,57	
Te	0,05	0,01	0,09	0,01	0,04	0,01	0,07	0,13	0,01	0,08	0,13	
Au	0,10	0,13	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,02	
Tl	0,02	0,03	0,01	0,00	0,12	0,09	0,35	0,01	0,00	0,00	0,00	
Pb	1,49	2,13	19,86	0,01	2,55	2,50	29,30	0,90	0,01	0,03	0,02	
Bi	0,14	0,01	0,07	0,00	0,07	0,05	0,06	0,04	0,00	0,05	0,57	

Gisements	Alamoutala (suite)											
	ALDD008_1	ALDD008	ALDD008_1	ALDD008_1	ALDD008_1	ALDD008_1	ALDD008_1	ALDD008_1	ma_34	ma_35	ma_36	ma_37
Label	57m_2	_157m_3	57m_4	57m_5	57m_6	57m_7	57m_8					
Co	17,5	11,3	19,8	19,9	18,7	18,1	36,4	234,6	85,1	139,3	2101,7	
Ni	64,3	65,1	74,9	88,8	70,3	59,0	81,2	606,7	1593,5	383,4	141,8	
Cu	0,2	0,3	0,4	0,2	0,2	0,5	0,2	0,2	0,2	2,8	0,2	
Zn	0,7	0,9	0,7	0,4	0,8	0,5	0,8	0,7	0,7	1,1	0,7	

As	1443,9	1255,6	1161,3	1312,6	1049,5	1127,0	1211,7	7340,9	7603,1	3713,2	3851,3
Se	3,80	4,85	3,34	5,11	3,74	4,85	4,55	15,36	18,72	10,47	7,42
Ag	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02
Cd	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,07	0,03	0,03	0,03
Sb	0,37	0,01	0,01	0,01	0,01	0,73	0,01	0,01	0,01	4,50	0,02
Te	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	4,23	0,03
Au	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00
Tl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Pb	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,19	0,01	0,01	0,01	2,47	0,02
Bi	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	1,95	0,00

**Alamoutala
(suite)**

Gisements

Label	ma_38	ma_39	ma_40	ALDD001_3 51m_1	ALDD001_3 51m_2	ALDD001_3 51m_3	ALDD001_3 51m_4	ALDD001_3 51m_5	ALDD001_3 51m_6	ALDD001_3 51m_7	ALDD001_3 51m_8
Co	4,7	143,4	63,3	83,2	48,0	45,1	41,8	49,7	43,3	79,7	89,1
Ni	119,1	334,7	278,5	330,5	151,6	293,1	172,2	67,3	78,8	852,4	195,7
Cu	8,7	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	1,9	0,2	0,5	0,4	0,2
Zn	0,5	0,6	1,1	0,8	0,5	0,5	0,8	1,0	0,9	1,0	1,0
As	3376,2	1625,8	241,2	139,1	68,0	30,3	123,5	153,9	132,7	234,9	123,3
Se	53,01	5,08	19,20	0,77	1,69	0,84	1,52	1,74	2,52	2,72	1,53
Ag	1,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,48	0,01	0,01	0,01	0,01
Cd	0,04	0,06	0,03	0,03	0,03	0,07	0,03	0,03	0,04	0,05	0,04
Sb	45,67	0,36	1,01	0,08	0,01	0,01	0,42	0,01	0,01	0,01	0,01
Te	4,03	0,05	0,19	0,05	0,02	0,03	0,11	0,01	0,03	0,01	0,01
Au	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Tl	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	17,18	0,03	0,14	0,04	0,01	0,01	0,69	0,01	0,01	0,01	0,01
Bi	0,60	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	2,30	0,00	0,00	0,00	0,00

**Alamoutala
(suite)**

Gisements

Morila

Label	AL009_1	AL009_2	AL009_3	AL009_4	AL009_5	AL009_6	AL009_7	AL009_8	AL009_9	AL009_10	MW36-C1a-1 Py	MW36- C1a-3 Py
Co	1010,4	586,7	34,3	122,6	52,9	0,9	14,2	103,8	177,6	143,6	1,7	1,2
Ni	138,5	137,2	262,3	190,1	532,7	596,1	2074,0	1167,7	613,9	704,3	132,4	40,4
Cu	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	2,5	0,1	0,1	0,1	6,8	6,9
Zn	0,4	0,2	0,5	0,6	0,8	0,5	1,1	0,9	0,9	0,8	1,9	1,9
As	601,1	435,2	592,2	360,8	561,4	990,7	3618,9	1144,8	681,7	707,4	562	211
Se	11,81	8,99	14,12	9,75	15,85	36,86	29,11	12,47	9,87	9,64	35,06	43,63
Ag	0,00	0,00	0,01	0,01	0,51	0,01	0,67	0,01	0,01	0,01	3,33	3,66
Cd	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,09	0,05
Sb	0,00	0,00	0,02	0,00	1,28	0,00	0,31	0,00	0,00	0,00	70,2	38,7
Te	0,02	0,02	0,05	0,01	0,51	0,05	0,40	0,04	0,02	0,04	0,09	0,08
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,19	0,13
Tl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,58	6,29
Pb	0,00	0,00	0,05	0,00	11,95	0,00	1,18	0,00	0,00	0,00	24,83	19,35
Bi	0,04	0,00	0,25	0,00	2,40	0,00	0,85	0,00	0,00	0,00	2,93	2,48

Tableau 18 : Compositions représentatives (ppm) en éléments traces des pyrites des gisements de Morila, Sadiola et Alamoutala (Mali).

Gisements	Sadiola													
label	SD020-318m	Sa-124	Sa-124	Sa-124	Sa-124	Sa-124	Sa-124	Sa-124	Sa-124	Sa-124	Sa-124	Sa-124	Sa-124	Sa-124
Co	2520,5	0,3	0,2	0,6	0,3	4,9	0,2	3,5	13,8	4,5	0,4	0,4	0,5	0,4
Ni	1228,3	1,42	1,41	1,73	1,50	1,47	1,86	1,88	17,1	1,35	1,67	1,64	1,75	1,77
Cu	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	3,3	0,5	2,8	5,9	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Zn	0,2	0,2	0,6	0,2	0,2	0,2	0,2	2,5	3,5	1,0	1,3	2,8	0,2	0,2
Se	125,83	178,59	96,85	130,80	96,92	173,02	217,04	127,24	79,22	41,74	33,22	39,85	174,95	87,86
Ag	0,26	0,05	0,05	0,10	0,07	0,74	0,05	0,47	2,39	0,61	0,07	0,12	0,06	0,41
Cd	0,40	0,49	0,47	0,82	0,59	0,64	0,73	0,73	0,43	0,67	0,75	0,53	0,54	0,76
Sb	196,80	352,51	319,05	1110,75	1546,29	665,22	253,25	1195,01	727,05	882,57	670,91	5886,29	644,66	961,46
Te	27,76	4,63	1,12	8,03	2,85	6,60	3,48	7,10	2,62	2,37	2,45	12,57	7,02	4,18
Au	0,05	7,26	2,35	3,06	0,43	7,69	3,35	11,37	4,80	0,92	0,14	0,91	3,51	0,70
Tl	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,27	0,47	0,18	0,01	0,01	0,00	0,01
Pb	360,75	0,17	0,49	0,52	0,26	9,02	0,20	7,88	43,15	13,22	0,06	1,41	0,35	2,71
Bi	0,31	0,80	0,42	1,20	0,67	18,53	0,73	5,71	6,40	6,43	0,52	2,14	1,66	7,50

Gisements	Sadiola (suite)												
label	Sa-124	Sa-124	SD732-245m										
Co	0,3	0,5	204,3	307,0	461,6	298,4	458,7	464,2	517,9	486,6	512,2	428,9	450,6
Ni	1,62	1,47	270,6	204,6	499,8	279,7	488,3	236,9	463,3	339,1	138,9	162,8	340,1
Cu	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Zn	0,2	0,9	0,2	2,1	2,3	37,7	11,6	5,3	0,2	0,2	28,6	2,4	0,2
Se	70,49	120,85	28,72	22,31	31,05	27,15	24,50	25,90	23,07	24,64	23,30	25,57	24,06
Ag	0,05	0,05	0,05	0,05	0,10	0,09	0,05	0,05	0,05	0,05	0,08	0,08	0,09
Cd	0,44	0,36	0,65	0,62	0,38	0,67	0,74	4,97	0,46	0,76	0,66	0,84	0,61
Sb	2357,69	596,29	1408,18	803,21	1448,82	1405,79	1254,95	3476,54	1569,34	2185,25	1314,36	1342,35	1184,00
Te	3,39	4,55	7,30	7,43	8,50	7,17	8,46	7,43	8,36	8,07	6,73	8,02	8,74
Au	2,57	0,50	0,13	0,45	0,76	1,94	0,14	0,38	0,16	0,15	23,70	0,32	0,80
Tl	0,01	0,00	0,01	0,00	0,05	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,08	0,00	0,01

Pb	0,48	0,12	0,07	6,33	4,65	7,75	0,25	0,71	0,04	0,04	7,28	0,20	0,79
Bi	20,28	0,64	0,02	0,50	5,68	0,24	1,17	0,12	0,01	0,04	1,16	0,11	0,71

Gisements Kalana

label	Kalm090-C5a	Kalm090-C5b	V17P-C1A	V17P-C1Bcore	V17P-C1Brim	V17P-C3A	V17P-C4A	V17P-C4B	V17P-C2	Vv91-C2A	Vv91-C2B	Vv91-C3A	Vv91-C3B	Vv91-C1
Co	519,3	319,0	180,4	185,8	172,9	81,3	11,8	64,8	52,8	110,7	26,5	88,0	68,7	235,4
Ni	309,3	179,4	654,5	212,6	706,5	342,6	271,1	102,2	189,2	281,0	110,8	530,8	411,0	934,0
Cu	1,60	3,2	26,2	26,5	9,5	7,3	4,0	16,0	1,18	1,7	2,4	6,2	6,5	2,9
Zn	2,13	11,9	1,24	4,0	3,4	1,10	2,3	1,23	4,0	3,3	2,7	3,9	3,9	19,8
Se	183,18	160,71	149,05	86,88	94,52	200,27	205,03	127,79	173,02	138,04	170,43	172,31	86,09	82,46
Ag	0,37	0,82	6,45	1,68	1,81	0,96	32,02	1,38	0,68	102,29	10,51	8,89	23,36	6,24
Cd	1,59	1,25	2,88	1,17	1,45	1,36	2,31	1,12	1,09	3,18	1,73	1,31	7,72	1,13
Sb	155,52	94,41	1348,30	2413,20	872,55	878,47	1030,61	1158,60	3455,95	1238,69	730,73	2884,42	3234,13	4083,71
Te	1679,93	967,99	191,18	24,38	57,37	95,91	64,44	25,28	70,19	22,15	10,36	59,12	26,54	31,15
Au	0,96	0,85	27,18	11,73	26,20	0,87	20,50	37,27	20,29	12,35	94,04	56,05	16,43	9,98
Tl	0,0054	0,15	0,17	0,09	0,04	0,03	0,02	0,05	0,01	0,13	0,07	0,09	0,07	0,10
Pb	33,75	65,69	4842,10	172,85	259,39	115,29	1714,08	119,88	57,74	9835,29	2621,78	338,74	2727,13	228,24
Bi	24,28	52,65	380,49	286,78	137,21	138,49	110,91	182,99	18,41	463,89	100,96	177,58	281,52	158,38

Gisements Kalana (suite)

label	V1s-C3A	V1s-C3B	V1s-C4	V1s-C1A	V1s-C1B	V1s-C2A	V1s-C2B	V18c-C2A	V18c-C2B	V18c-C3A	V18c-C3B	V18c-C4A	V18c-C4B	V18c-C1a1
Co	11,1	22,0	60,9	163,9	75,6	44,9	9,7	71,6	182,4	34,8	29,2	85,0	30,7	79,6
Ni	249,9	58,8	140,8	350,8	130,9	94,7	84,2	228,8	281,2	116,0	197,8	230,3	107,1	114,0
Cu	1,36	4,5	1,29	5,7	4,7	4,7	2,3	1,64	1,50	1,36	1,4	1,9	5,7	3,7
Zn	2,4	3,6	1,20	0,99	1,4	0,98	3,0	1,8	1,4	1,6	1,02	2,6	6,1	11,3
Se	104,30	187,38	177,44	138,96	153,04	143,23	203,90	238,67	121,36	131,31	105,67	38,24	63,21	152,25
Ag	0,60	0,48	0,59	7,63	0,75	0,48	0,25	0,48	0,74	1,10	0,37	0,62	1,65	1,15
Cd	1,22	1,22	1,08	1,44	0,98	1,13	1,03	0,87	1,17	1,24	1,04	0,70	1,11	1,02
Sb	4204,80	2255,52	5995,97	1811,58	1956,95	5366,67	2863,61	2577,08	3922,87	2866,37	1708,53	1045,87	1659,97	2474,11

Te	2,45	13,84	11,89	46,18	14,94	7,75	6,23	61,22	33,76	7,35	5,60	3,03	3,66	6,21
Au	42,98	0,31	28,62	1,41	19,68	54,14	13,14	27,59	279,60	18,51	6,07	2,38	20,53	1,27
Tl	0,03	0,03	0,01	0,08	0,07	0,02	0,01	0,01	0,0022	0,02	0,00	0,04	0,13	0,18
Pb	71,26	25,96	60,32	3738,85	66,59	34,41	5,61	105,82	60,77	297,26	6,47	45,10	66,70	176,45
Bi	18,94	31,91	41,86	226,68	81,94	33,92	5,76	6,79	47,40	23,96	6,11	41,01	63,06	51,85

Gisements Kalana (suite)

label	V18c-C1a2	V18c-C1b1	V18c-C1b2
Co	65,3	140,6	114,6
Ni	455,8	312,5	165,5
Cu	3,7	1,84	4,9
Zn	5,1	4,7	6,1
Se	127,74	133,40	143,32
Ag	0,44	0,90	0,59
Cd	1,25	1,27	0,90
Sb	3429,20	3479,02	4007,70
Te	8,73	9,10	23,55
Au	1,04	14,86	7,18
Tl	0,07	0,01	0,09
Pb	47,54	43,12	65,12
Bi	45,85	34,04	70,79

Gisements Morila

label	MW36-C1a-4 Aspy	MW33-C1-1 Aspy	MW33-C1-2 Aspy	MW33-C3-1 Aspy	MW33-C5a-2 Aspy	MW36-C3a-1 Asp	MW36-C4-1 Asp	MW36-C2-1 Asp	MW38-C3-1 Aspy	MW38-C2-1 Aspy	MW38-C2-2 Aspy	MW38-C1c-1 Aspy	MW38-C1b-1 Aspy	MW38-C1b-2 Aspy
Co	525,3	1297,7	951,1	590,3	8,5	786,2	985,6	829,8	969,1	369,3	854,0	231,8	27,3	277,6
Ni	280,0	1446,3	1645,7	631,6	219,9	1484,6	779,2	955,9	1138,2	378,3	268,5	361,6	32,1	587,1
Cu	168,7	1,7	1,4	1,1	1,5	1,0	1,0	0,9	1,3	0,9	5,9	1,0	49,7	1,0
Zn	1,1	13,5	1,0	4,1	4,1	0,5	1,4	0,4	0,6	0,4	0,6	0,5	1,7	0,6

Se	39,11	57,18	46,86	39,72	35,83	32,90	43,73	33,46	20,38	32,07	45,25	40,24	37,45	45,55	
Ag	0,21	0,29	0,40	0,03	0,02	0,24	0,17	2,09	0,04	0,03	0,09	0,03	0,06	1,66	
Cd	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Sb	1803,4	3419,1	4501,2	3605,0	3728,3	1691,5	1989,1	1918,0	1889,6	1625,4	1751,0	1802,3	1532,3	2220,1	
Te	14,93	7,16	11,42	7,09	10,45	13,19	17,05	16,60	17,21	15,88	17,48	16,63	12,38	22,82	
Au	0,34	0,42	0,45	0,28	0,20	0,92	2,23	25,40	0,79	0,68	0,67	0,55	0,18	0,85	
Tl	0,00	0,18	0,01	0,01	0,01	0,33	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	
Pb	0,22	7,34	0,04	0,06	0,04	0,43	9,29	0,47	1,00	0,02	0,03	0,26	0,02	0,03	
Bi	0,78	2,71	0,24	0,33	0,07	1,80	9,79	48,98	3,82	0,17	0,35	0,76	0,07	0,28	
Gisements	Morila														
	(suite)														
	MW38-C1a-1	MW38-													
label	Aspy	C1a-2 Aspy													
Co	228,7	193,5													
Ni	201,0	293,9													
Cu	1,1	1,2													
Zn	0,7	1,6													
Se	42,58	48,55													
Ag	0,03	0,04													
Cd	0,00	0,00													
Sb	1787,6	1895,2													
Te	14,83	16,53													
Au	0,48	0,47													
Tl	0,02	0,01													
Pb	0,94	0,10													
Bi	0,52	0,19													

Tableau 19 : Compositions représentatives (ppm) en éléments traces des arsénopyrites des gisements de Morila, Kalana, Sadiola (Mali).

Annexe 2: Progressive gold mineralization along the Syama corridor, southern Mali (West Africa):

This contribution reports on three significant gold occurrences in southern Mali, the Syama and Tabakoroni deposits and the Tellem prospect, located in what is locally known as the Syama corridor. They are part of the Syama and Tabakoroni goldfields, which are the object of a twin paper in this issue (Ballo et al., this volume).

They occur in the northern part of the Bagoé greenstone belt, which, in the study area, consists of a suite of Paleoproterozoic metamorphosed volcanic and sedimentary rocks. The sediments include conglomerate, black-shale, sandstone and greywacke. The volcanic rocks have basaltic, andesitic and dacitic compositions. The basalts have flat rare earth element (REE) patterns, no Nb anomaly, and very low Zr/Y, whereas the latter two rock types are enriched in light REE, depleted in Nb, Ta and $Zr/Y > 7$. All rock units are crosscut by spessartite-type lamprophyre sills. Even though the three gold occurrences are aligned along the same major structure, each one has distinct geological features including (i) the nature of the dominant host rock in the mineralized zone (a basaltic volcanic sequence at Syama, a diorite pluton at Tellem and a felsic volcanic sequence at Tabakoroni); (ii) the structural characteristics of the zone (highly mineralized breccias for Syama and vein stockwork for Tabakoroni and Tellem); and (iii) the main sulfides present (pyrite in association with arsenopyrite at Tabakoroni and Tellem and pyrite alone at Syama). At Tabakoroni and Tellem, gold mineralization occurred mostly during D4Sy, whereas at Syama, a large part of the visible gold occurs as infill in fractures in breccia zones, likely related to a brittle, late E–W phase of shortening (D5Sy).



Progressive gold mineralization along the Syama corridor, southern Mali (West Africa)



Yollande Dasso Traoré^{a,b}, Luc Siebenaller^{b,c,*}, Stefano Salvi^b, Didier Béziat^b, Mamadou Lamine Bouaré^a

^a Université des Sciences, des Techniques et des Technologies de Bamako, Département de Géologie, BPE 3206 Bamako, Mali

^b Université de Toulouse, CNRS, Géosciences Environnement Toulouse, Institut de Recherche pour le Développement, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 Av. Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France

^c ONG-D Le Soleil dans la Main asbl, 48 Duerfstrass, L-9696 Winseler, Luxembourg

ARTICLE INFO

Article history:

Received 28 May 2015

Received in revised form 30 October 2015

Accepted 5 November 2015

Available online 10 November 2015

Keywords:

West African Craton

Syama

Tabakoroni

Tellem

Orogenic gold

Pyrite and arsenopyrite

ABSTRACT

This contribution reports on three significant gold occurrences in southern Mali, the Syama and Tabakoroni deposits and the Tellem prospect, located in what is locally known as the Syama corridor. They are part of the Syama and Tabakoroni goldfields, which are the object of a twin paper in this issue (Ballo et al., this volume). They occur in the northern part of the Bagoé greenstone belt, which, in the study area, consists of a suite of Paleoproterozoic metamorphosed volcanic and sedimentary rocks. The sediments include conglomerate, black shale, sandstone and greywacke. The volcanic rocks have basaltic, andesitic and dacitic compositions. The basalts have flat rare earth element (REE) patterns, no Nb anomaly, and very low Zr/Y, whereas the latter two rock types are enriched in light REE, depleted in Nb, Ta and Zr/Y > 7. All rock units are crosscut by spessartite-type lamprophyre sills.

Even though the three gold occurrences are aligned along the same major structure, each one has distinct geological features including (i) the nature of the dominant host rock in the mineralized zone (a basaltic volcanic sequence at Syama, a diorite pluton at Tellem and a felsic volcanic sequence at Tabakoroni); (ii) the structural characteristics of the zone (highly mineralized breccias for Syama and vein stockwork for Tabakoroni and Tellem); and (iii) the main sulfides present (pyrite in association with arsenopyrite at Tabakoroni and Tellem and pyrite alone at Syama). At Tabakoroni and Tellem, gold mineralization occurred mostly during D_{4sy}, whereas at Syama, a large part of the visible gold occurs as infill in fractures in breccia zones, likely related to a brittle, late E–W phase of shortening (D_{5sy}).

© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction and brief exploration history

The study area is located on the northern edge of the Paleoproterozoic Baoulé-Mossi domain of the Leo-Man Rise (West African Craton; WAC), about 280 km southeast of Bamako, Mali's capital. This area contains several gold occurrences that form the Syama and Tabakoroni goldfields (cf. Ballo et al., 2016–this volume). Of these, the most important are the Syama and Tabakoroni deposits and the Tellem prospect, which are the object of this study (Fig. 1). They occur a few tens of km away from one another and are aligned along the NNE–SSW trending Bagoé belt (cf. Liégeois et al., 1991; Ballo et al., 2016–this volume), recently also known as the Syama belt (Parra-Avila et al., in press).

The Syama and Tellem deposits are owned by the Society of Mines of Syama SA (SOMISY) and are operated by Resolute Mining (80%) and the Malian government (20%). The Tabakoroni deposit is situated approximately 40 km south of the Syama mine and is part of the Pékolo

exploration concession, which was originally owned by a private Malian company, Bagoé SARL. Etruscan Resources acquired it in 2004 and entered into a Joint Venture agreement with Resolute Mining, who became the main operator of the permit (Woodman, 2009).

This paper forms the second part of a two-part study of gold deposits along the Syama corridor. The first paper (Ballo et al., 2016–this volume) documents the exploration history and geology of the various ore bodies (e.g. host rock lithologies and alteration), as well as the mining background. The goal of this contribution is to describe the general structure, nature and significance of the magmatic rocks and ore mineralogy of these gold occurrences, in an attempt to highlight their similarities and differences, and to propose a genetic model for gold mineralization in the Syama gold district.

2. Sampling and analytical methods

Over 80 samples were collected in the three deposits and surrounding area, from diamond drill cores and open pits. Petrographic study and scanning electron microscopy (SEM) were performed at the GET Laboratory, University of Toulouse. The SEM used was a JEOL 6360LV SEM, coupled to an energy dispersive X-ray spectrometer (SDD Bruker

* Corresponding author at: Université de Toulouse, CNRS, Géosciences Environnement Toulouse, Institut de Recherche pour le Développement, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 Av. Edouard Belin, F-31400, Toulouse, France.

E-mail address: luc.siebenaller@asdm.ju (L. Siebenaller).

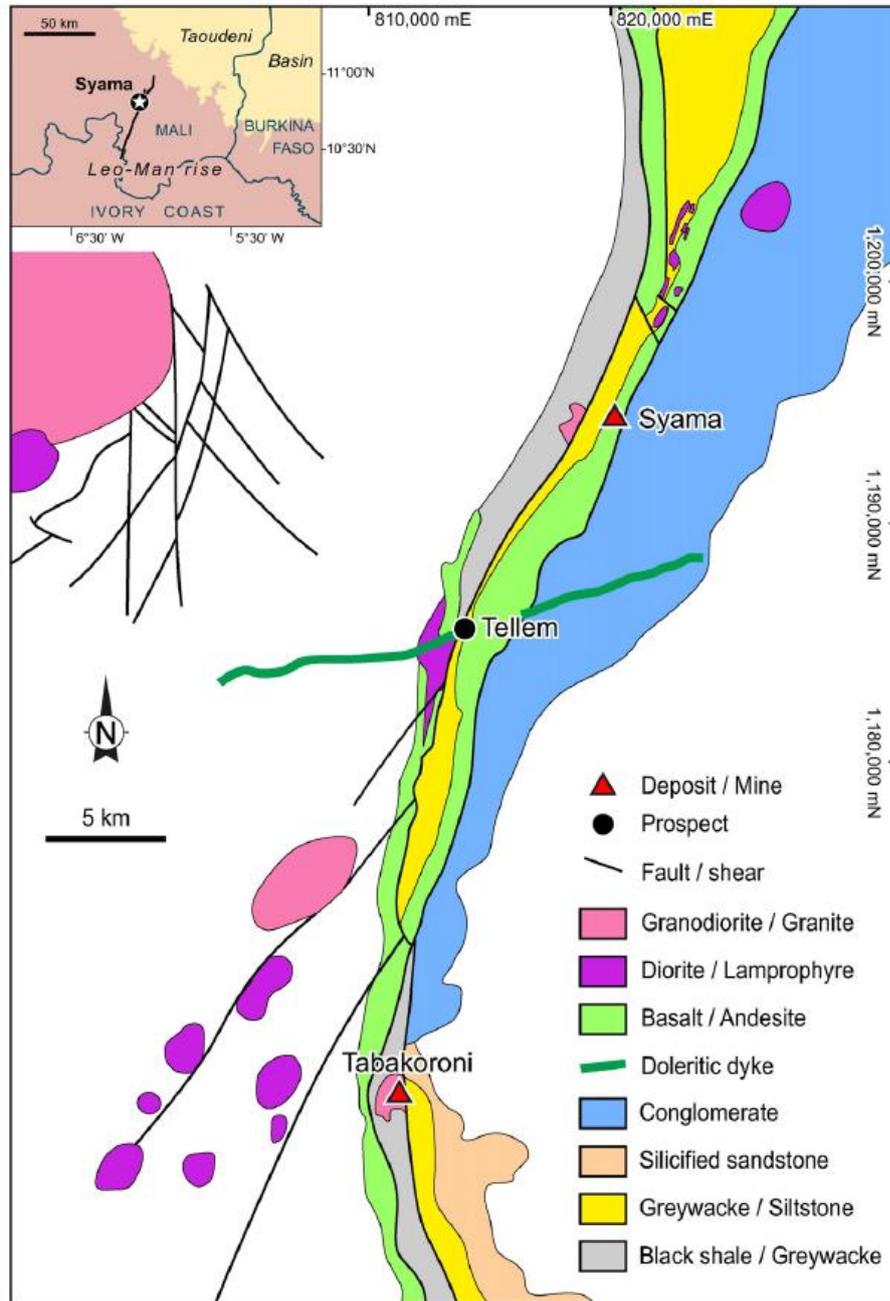


Fig. 1. Schematic geological map of the northern part of the Bagoe greenstone belt, locating the Syama and Tabakoroni gold deposits and Tellem gold prospect.

129 eV); images were acquired in backscattered electron mode at an acceleration voltage of 20 kV.

Whole-rock geochemical analyses were performed on 24 representative magmatic samples at Chemex Laboratories, Canada (see their website for method details, analytical precision and detection limits: www.alschemex.com). Major elements were analyzed by X-ray fluorescence spectrometry (XRF) using a lithium tetraborate fusion technique

for digestion. Rare Earth Elements (REE), high field strength elements (HFSE: Th, Nb, Y, Zr, Hf), Co, Cu, Zn, Cr, Ni, V, Mn, Pb, Ba and Sr were analyzed by Inductively-Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS). Chemical compositions are presented in Table 1.

In-situ trace element concentrations of pyrite and arsenopyrite were determined by Laser Ablation (LA)-ICP-MS at Géosciences Montpellier (France). Analyses were performed using a Geolas (Microlas) Excimer

Table 1

Chemical compositions of different rock types from the study area, based on whole rock analysis (in wt% for oxides; in ppm for other elements).

Sample	Sya pit2	Sya MBI	Sya 254-3	Tab 2	Tacd L3-1	Tacd Z1	Tacd L3-2	Tacd 242	Te S8-1	Te 92-4	Tab 204	Sya L37-6b	Sya Pit1	Sya B1
Petrography	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba	And	And	And	And	Lp	Lp	Lp	Lp
SiO ₂	48.3	46.7	49.0	49.2	47.0	49.1	66.8	66.9	71.9	71.8	42.3	39.0	43.3	37.7
TiO ₂	1.83	1.10	0.72	1.08	1.16	1.17	0.45	0.41	0.27	0.28	0.51	0.39	0.57	0.96
Al ₂ O ₃	12.6	10.7	9.3	13.2	12.2	13.2	16.0	15.7	15.1	15.1	10.3	6.6	8.9	13.4
Fe ₂ O ₃	18.3	12.3	9.3	15.5	16.4	15.7	3.1	3.2	2.0	2.1	10.0	8.2	9.4	16.9
MnO	0.22	0.14	0.15	0.20	0.22	0.21	0.04	0.04	0.01	0.02	0.17	0.20	0.19	0.16
MgO	5.43	6.31	9.73	6.06	7.16	6.08	1.34	1.22	0.70	0.59	12.85	10.50	9.24	9.79
CaO	5.29	6.29	6.91	8.30	9.76	9.02	3.04	2.13	0.21	1.04	10.05	9.82	7.14	6.60
Na ₂ O	3.07	2.05	2.00	2.70	1.92	3.11	6.01	5.91	4.86	4.75	0.01	0.61	1.12	1.16
K ₂ O	0.11	0.14	0.03	0.17	0.33	0.13	1.14	1.25	2.25	2.25	<0.01	1.50	1.74	0.11
P ₂ O ₅	0.16	0.09	0.24	0.12	0.11	0.11	0.17	0.18	0.11	0.11	0.19	0.12	0.17	0.25
LOI	5.3	12.6	13.3	2.2	2.1	0.9	1.6	3.5	1.7	2.4	12.8	21.8	19.7	14.7
Total	100.6	98.4	100.8	98.8	98.4	98.8	100.0	100.7	99.2	100.5	99.4	99.0	101.7	101.8
Ba	75	28	29	34	63	64	832	672	803	694	3	243	350	51
Rb	3.6	4.9	1.1	3.4	11.7	1.7	37.7	38.9	59.5	64.1	0.3	48.6	59.1	3.5
Sr	138	91	204	151	227	190	1175	843	476	651	224	371	262	107
Cr	70	240	730	410	380	190	270	280	30	50	1910	1760	1140	940
V	501	339	171	388	390	387	54	59	29	30	157	125	174	306
Cu	100	171	60	173	128	140	40	35	17	19	69	53	63	115
Co	56	41	47	60	62	57	12	8	5	5	64	43	44	42
Ni	60	89	270	521	552	122	200	41	12	34	467	245	340	216
Zn	143	115	87	118	140	116	67	58	42	52	86	49	71	174
Th	0.55	0.34	2.77	0.32	0.31	0.33	2.72	2.79	2.76	2.69	1.51	1.10	2.13	2.51
Nb	5.1	2.9	4.9	3.1	3.1	3.3	3.2	3.4	4.0	4.6	3.0	2.1	3.9	5.8
Zr	115	64	106	72	69	77	110	107	78	74	77	47	77	139
Hf	3.3	2.1	2.8	2.2	2.1	2.3	3.2	3.2	2.8	2.6	2.1	1.4	2.0	3.6
Y	38.3	22.3	16.3	26.5	27.9	27.0	5.6	5.6	7.4	7.0	13.6	8.9	12.2	26.6
Pb	<2	<2	<2	<2	<2	<2	13	7	8	11	3	<2	<2	8
La	5.7	3.4	18.8	4.0	3.9	4.0	21.7	23.3	19.2	16.9	11.2	8.3	12.4	11.7
Ce	15.3	9.1	42.7	10.6	10.6	10.7	44.6	48.3	39.7	34.5	25.7	19.1	26.5	29.3
Pr	2.4	1.4	5.7	1.6	1.6	1.6	5.4	5.7	4.9	4.3	3.4	2.5	3.5	4.3
Nd	12.6	6.9	23.2	8.2	8.3	8.1	20.3	21.0	18.7	16.4	14.5	10.6	14.9	19.6
Sm	4.59	2.23	5.10	2.75	2.78	2.61	3.54	3.68	3.52	3.30	3.37	2.39	3.37	5.05
Eu	1.46	0.85	1.30	0.99	1.04	1.00	0.94	1.03	0.89	0.84	0.77	0.61	0.88	1.25
Gd	5.74	3.12	4.01	3.73	3.86	3.81	2.06	2.08	2.36	2.24	2.85	1.82	2.78	4.37
Tb	0.99	0.55	0.59	0.65	0.71	0.66	0.25	0.25	0.29	0.29	0.43	0.30	0.42	0.67
Dy	6.73	3.67	3.38	4.27	4.54	4.24	1.11	1.10	1.43	1.46	2.45	1.68	2.41	4.19
Ho	1.47	0.74	0.68	0.97	0.97	0.94	0.18	0.19	0.22	0.24	0.50	0.32	0.47	0.84
Er	4.08	2.39	1.64	3.07	3.15	3.10	0.57	0.50	0.70	0.63	1.57	0.97	1.38	2.31
Yb	4.03	2.25	1.43	2.97	3.03	3.00	0.50	0.42	0.58	0.58	1.29	0.88	1.27	2.31

Ba: basalt; And: andesite; Lp: lamprophyre.

ArF automated platform housing a 193-nm Compex 102 ns laser from Lambda Physik, coupled to a single collector, high-resolution ThermoFinnigan (ELEMENT XR) ICP-MS. Ablation experiments were conducted in a ~30 cm² ablation cell in a He atmosphere (0.6 l min⁻¹). The helium gas stream and particles from the sample were mixed with Ar (1 l min⁻¹) before introduction to the plasma. The laser was fired using a fluency of 12 J/cm² at a frequency of 5 Hz and using a spot-size of 51 μm. Trace element concentrations were calculated following the procedure described in Longerich et al. (1996), using Laflamme-Po-726 (Sylvester et al., 2005) and MASS-1 (US Geological Survey) as external calibrators and using ⁵⁷Fe as the internal calibrator. Raw data were processed using the GLITTER software package (e.g. Velásquez et al., 2014). Typical detection limits, at the conditions described above, are between 0.01 and 0.5 ppm; trace element data are provided in Table 2.

3. Geological setting

The Bagoe greenstone belt is a relatively narrow structure that extends mostly to the south of the study region, into the Ivory Coast (Fig. 1). It is the western extension of the 'Y'-shaped Diaoulla-Boundiali belt, the eastern extension of which is the Banfora belt (Kušnir, 1999). Bentley et al. (2000) described the Bagoe Belt in terms of two terranes: the Kadiana-Madinani Terrane in the west and Kadiolo Terrane in the east (between the arms of the 'Y'). The Syama deposit and, 10 km to the south, Tellem prospect occur in the Syama-Bananso shear zone, a large north-northeast trending structure measuring

about 64 km in length and 4 km across, which marks the boundary between the Kadiana-Madinani terrane and the Kadiolo terrane (Girard et al., 1998; Standing, 2005). The Tabakoroní deposit, about 40 km south of Syama, is hosted in the Tabakoroní shear zone, which is a second order splay off the main Syama-Bananso structure (cf. Fig. 1 in Ballo et al., 2016—this volume, for more details).

In the study area, the belt is composed of a suite of metamorphosed volcanic and sedimentary rocks of Birimian age, comprising a volcanic sequence of basalts (Fig. 2a) and andesite, plus less common pyroclastic formations interbedded with a sedimentary sequence including black shale rich in mica, graphite, quartz and pyrite, and units of greywacke. The volcanic and sedimentary sequences are intersected by ultrabasic rocks (Fig. 2f) interpreted as lamprophyres (Olson et al., 1992).

4. Magmatic affinities and tectonic setting for the volcanic rocks

Representative samples from all volcanic rock types from the three localities were analyzed for major and trace elements. Care was taken to obtain as fresh samples as possible, away from vein-rich zones that are typically altered (see below). However, although alteration was not detected petrographically on these samples, elevated values of loss on ignition (LOI > 15 wt%) in the mafic rocks suggest that these rocks may have undergone alteration to some extent. Therefore, for the purpose of the following considerations, we only used those elements that are known to be immobile under the physical-chemical conditions specific of orogenic gold deposits.

Table 2
Trace element data from in-situ analysis of pyrites by LA-ICP-MS (in ppm).

Samples Tabakorori	HR	Sulf	As	Co	Ni	Cu	Zn	Se	Ag	Cd	Sb	Te	Au	Tl	Pb	Bi
NW 14a-1	Pd	Py	10,635	43	121	13	10	1	0.37	0.07	56	0.01	0.99	0.15	64	4
NW 14a-3	Pd	Py	45,016	121	355	31	3	2	0.12	0.06	25	0.07	8.05	0.12	21	2
NW 14a-5a	Pd	Py	13,604	14	138	413	19	5	2.06	0.09	31	0.01	17.25	0.02	192	7
NW 14a-5b	Pd	Py	16,020	49	149	84	5	3	0.35	0.06	8	0.01	4.89	0.01	13	1
NW 14c-1	Pd	Py	25,069	25	302	7	2	8	0.03	0.05	3	0.02	7.99	0.00	5	0
NW 14c-2	Pd	Py	8311	14	54	4	7	8	0.07	0.05	3	0.03	3.65	0.13	6	0
NW 14d-1	Pd	Py	19,253	16	53	10	4	2	0.08	0.02	11	0.02	7.18	0.01	13	2
NW 14d-3	Pd	Py	42,109	10	18	29	2	4	0.18	0.05	25	0.01	38.35	0.01	23	2
NW 14d-4	Pd	Py	38,294	14	23	11	2	4	0.12	0.07	20	0.01	34.29	0.01	21	2
NW 15c-1	Pd	Py	11,352	6	97	97	15	3	0.65	0.04	29	0.02	8.46	0.07	62	6
NW 15c-2	Pd	Py	20,244	16	78	17	2	3	0.16	0.05	35	0.08	16.12	0.02	40	5
Tacd 274-1	Pd	Py	959	354	2274	834	8	34	12.07	0.08	49	20.60	0.15	0.03	111	85
Tacd 274-2	Pd	Py	667	8192	1486	879	54	32	7.32	0.26	30	9.22	0.13	0.03	45	44
Tacd 274-3	Pd	Py	545	284	1045	44	10	42	1.51	0.03	24	5.85	0.10	0.02	85	33
Tacd 274-4	Pd	Py	885	2483	1568	8760	144	37	6.68	1.18	14	3.89	0.06	0.01	27	16
Tab 2-1a	Ba	Py	166	128	258	9	11	33	0.19	0.07	6	5.73	0.04	0.01	45	15
Tab 2-1b	Ba	Py	102	216	280	3	3	37	0.06	0.01	2	4.01	0.01	0.00	31	3
Tab 2-2	Ba	Py	121	94	237	3	2	52	0.15	0.01	3	10.70	0.02	0.00	52	7
Tab 2-3a	Ba	Py	679	2	7	1	2	91	0.07	0.03	0	43.74	0.04	0.00	12	8
Tab 2-3b	Ba	Py	370	72	83	2	4	105	0.06	0.01	1	19.29	0.03	0.00	16	9
Tacd 242-1	And	Py	13,729	10	22	380	15	17	0.33	0.05	48	0.32	4.67	0.03	42	7
Tacd 242-2	And	Py	10,891	157	392	288	14	12	0.45	0.29	38	4.90	2.64	0.05	20	13
Tacd 242-3	And	Py	11,514	50	20	498	982	13	5.69	38.92	227	0.47	2.59	0.05	50	10
Tacd 242-4	And	Py	7309	78	200	283	20	19	0.26	0.08	75	0.60	1.29	0.01	18	7
Tacd 242-5	And	Py	7705	27	937	434	877	11	1.76	6.56	53	0.14	2.16	0.02	30	6
NW 14a-1b	Pd	Asp	14	70	15	1	3	0.11	0.61	585	0.03	1.4	0.07	10.4	0.3	
NW 14a-3b	Pd	Asp	101	228	19	4	11	0.18	2.18	719	0.65	27.1	0.13	21.4	62	
NW 14c-1b	Pd	Asp	10	31	32	2	1	0.03	0.70	1260	0.24	30.8	0.01	3.8	0.3	
NW 14d-1b	Pd	Asp	52	417	99	6	28	0.32	0.74	631	0.93	64.9	0.41	67.3	14.7	
NW 14d-2b	Pd	Asp	16	75	133	3	32	0.19	0.70	848	0.42	176.4	0.18	34.1	9.0	
NW 14d-4b	Pd	Asp	84	45	6	2	48	0.09	0.63	2060	0.69	39.4	0.07	21.8	15.5	
NW 15c-1b	Pd	Asp	18	27	133	1	26	0.04	0.29	375	0.07	61.9	0.03	9.0	5.3	
Tacd 242-1b	And	Asp	3	6	9	2	70	0.23	1.23	464	1.59	150.2	0.02	7.5	1.9	
Tacd 242-5b	And	Asp	33	169	6	1	80	0.22	1.43	469	8.16	141.5	0.01	12.5	3.5	
Tacd 242-5c	And	Asp	23	51	193	85	55	0.68	1.32	2778	2.69	74.8	0.04	22.5	10.6	

Samples Syama	HR	Sulf	As	Co	Ni	Cu	Zn	Se	Ag	Cd	Sb	Te	Au	Tl	Pb	Bi
NW 01b-1	Sh	Py	20	6	48	10	2	1	0.05	0.03	3	0.09	0.04	0.00	5	0.01
NW 01b-2	Sh	Py	3479	1633	1956	473	16	26	7.19	0.69	942	15.48	4.24	2.00	352	4.26
NW 01b-3	Sh	Py	1451	1509	1810	716	60	10	6.97	0.36	1393	15.41	7.26	0.65	512	5.86
NW 01b-4	Sh	Py	233	103	250	239	61	3	1.63	0.34	256	2.29	1.52	0.38	61	0.76
NW 3B-1	Sh	Py	12,556	58	200	240	17	16	4.61	0.20	272	4.54	21.27	1.04	204	1.10
NW 3B-2a	Sh	Py	11,384	146	197	82	4	20	2.11	0.08	87	4.87	8.85	0.38	91	0.75
NW 3B-2b	Sh	Py	1761	105	136	51	3	19	1.40	0.07	50	1.45	1.28	0.35	60	0.33
NW 3B-3	Sh	Py	9754	34	735	24	2	6	0.25	0.02	13	3.01	8.19	0.05	21	0.95
NW 6B-1	Sh	Py	995	11	99	5	2	6	0.01	0.02	3	0.04	0.05	0.02	3	0.00
NW 6B-2c	Sh	Py	18,345	105	771	126	6	8	1.78	0.17	163	0.88	20.74	2.67	85	0.04
NW 6B-2r	Sh	Py	1077	53	408	10	7	2	0.22	0.05	14	0.10	0.50	0.10	10	0.02
NW 2B-2	And	Py	762	136	135	15	2	9	0.26	0.05	10	1.20	0.34	0.06	18	0.09
NW 4B-1	And	Py	11,496	168	350	19	3	30	0.28	0.04	13	3.76	10.22	0.05	36	0.44
NW 4B-2c	And	Py	30,106	65	257	92	2	16	0.44	0.05	6	1.54	133.82	0.04	14	0.08
NW 4B-2r	And	Py	6627	164	511	17	2	18	0.06	0.02	0.6	1.44	8.16	0.00	1	0.01
Syd 254-7b	Ba	Py	3192	14	56	19	1	4	0.01	0.03	0.4	0.52	6.82	0.00	0.4	0.00
Syd 254-7a1	Ba	Py	9301	171	246	38	2	4	0.19	0.06	11	0.30	38.02	0.08	13	0.02
Syd 254-7a2	Ba	Py	365	44	91	11	15	3	0.09	0.04	5	0.43	0.11	0.02	8	0.01
Syd 254-3b1	Ba	Py	1336	867	716	282	66	25	0.72	0.25	78	1.02	2.25	0.10	43	0.39
Syd 254-3b2	Ba	Py	202	379	761	184	26	11	1.38	1.76	51	0.40	1.03	0.63	11	0.22
Syd 254-3a1	Ba	Py	39	28	108	2	8	9	0.02	0.01	1.2	0.07	0.04	0.00	3	0.00
Syd 254-3a2	Ba	Py	122	4	22	1	1	6	0.00	0.02	0.3	0.15	0.03	0.00	1	0.00
Syd 254-2c	Ba	Py	667	20	65	11	85	7	0.06	0.12	2	0.53	0.53	0.02	4	0.01
Syd 254-2b	Ba	Py	1170	75	167	11	2	5	0.10	0.01	6	0.64	0.23	0.03	6	0.04
Syd 254-2a	Ba	Py	2121	166	267	55	4	4	0.45	0.13	36	1.28	1.34	0.20	77	0.05
Syd 254-1c	Ba	Py	6913	62	114	42	2	10	0.15	0.04	16	3.67	9.17	0.06	25	0.04
Syd 254-1b1	Ba	Py	2667	633	388	22	2	7	0.17	0.02	7	2.79	2.19	0.03	10	0.09
Syd 254-1b2	Ba	Py	1434	105	155	17	2	3	0.13	0.03	6	1.50	1.53	0.01	8	0.06
Syd 254-4	Ba	Py	1289	24	126	1	1	7	0.01	0.01	0.7	0.05	0.27	0.00	1	0.00
Syd 254-5	Ba	Py	10,531	30	93	59	3	10	0.41	0.10	33	4.03	172.6	0.22	71	0.03
Syd 254-6a	Ba	Py	649	520	620	168	50	48	0.96	0.77	61	0.70	0.71	0.27	33	0.31
Syd 254-6c	Ba	Py	4791	173	384	14	19	7	0.20	0.04	7	2.28	1.26	0.00	5	0.04
Syal37 4a-3c	Ba	Py	17	18	216	11	1	3	0.01	0.02	0.6	0.07	0.01	0.00	0.4	0.00
Syal37 4a-3b1	Ba	Py	112	29	189	18	1	4	0.14	0.03	6	0.54	0.24	0.02	20	0.12
Syal37 4a-3b2	Ba	Py	11	2	21	1	1	2	0.00	0.02	0.1	0.06	0.00	0.00	0.1	0.00
Syal37 4a-2b	Ba	Py	29	11	62	6	2	1	0.02	0.02	3	0.15	0.06	0.01	6	0.01
Syal37 4a-2a	Ba	Py	59	132	566	3	3	1	0.02	0.03	2	0.09	0.04	0.01	5	0.01

(continued on next page)

Table 2 (continued)

Samples/Syama	HR	Sulf.	As	Co	Ni	Cu	Zn	Se	Ag	Cd	Sb	Te	Au	Tl	Pb	Bi
Sya137 4a-1a	Ba	Py	183	249	317	34	3	3	0.18	0.04	8	0.18	0.09	0.02	10	0.09
Sya137 4a-1b1	Ba	Py	6982	87	498	13	3	19	0.19	0.06	14	0.79	0.23	0.07	12	0.84
Sya137 4a-1b2	Ba	Py	674	134	268	30	2	5	0.17	0.05	15	1.10	0.29	0.08	18	0.20
Sya Pit5-3	Ba	Py	1442	32	114	294	99	9	0.34	0.13	51	1.44	0.30	0.60	170	1.82
Sya Pit5-4a	Ba	Py	1400	52	174	89	22	7	0.82	0.07	55	1.06	0.49	2.58	107	1.14
Sya Pit5-4b	Ba	Py	1268	10	58	54	4	21	0.32	0.03	29	1.22	0.51	0.83	47	0.49
Sya Pit5-5	Ba	Py	761	5	21	26	10	4	0.12	0.02	29	0.52	0.09	0.56	99	0.15
Sya Pit5-1a1	Ba	Py	769	5	411	9	2	8	0.10	0.04	5	0.06	0.01	0.05	6	0.02
Sya Pit5-1a2	Ba	Py	30	1	20	2	2	43	0.03	0.01	0.6	1.61	0.01	0.00	3	0.10
Sya Pit5-1b	Ba	Py	536	1216	840	161	89	4	7.03	0.49	129	4.58	2.98	0.78	262	16.11
Sya Pit5-2a1	Ba	Py	2147	8	134	423	17	8	0.38	0.21	31	0.85	0.44	4.63	23	1.29
Sya Pit5-2a2	Ba	Py	658	186	1138	251	99	7	11.88	0.37	273	7.12	4.55	0.60	512	25.74
SyaZB 3b1	Ba	Py	1297	94	116	46	2	9	0.34	0.07	32	2.35	0.96	0.11	52	0.18
SyaZB 3b2	Ba	Py	4699	971	1262	438	52	2	6.48	0.34	671	0.10	3.88	7.78	1715	0.14
SyaZB 3a1	Ba	Py	4044	93	134	53	3	11	0.19	0.04	11	5.18	2.88	0.05	20	0.10
SyaZB 3a2	Ba	Py	276	142	178	9	2	9	0.17	0.02	9	0.58	0.31	0.01	10	0.07
SyaZB 2b	Ba	Py	379	10	25	7	2	6	0.07	0.02	5	0.52	0.27	0.01	8	0.09
SyaZB 2a	Ba	Py	564	125	178	13	4	10	0.12	0.01	5	0.86	0.20	0.03	12	0.07
SyaZB 1b1	Ba	Py	1200	13	28	7	2	11	0.07	0.01	4	0.93	0.21	0.02	9	0.02
SyaZB 1b2	Ba	Py	1485	49	121	26	2	11	0.08	0.03	10	1.31	0.42	0.04	11	0.03
SyaZB 4a	Ba	Py	2187	26	68	89	4	10	1.21	0.09	48	3.72	0.81	0.27	148	0.22
SyaZB 4b	Ba	Py	4646	166	261	44	3	12	0.36	0.06	17	5.33	3.80	0.07	33	0.17
SyaZB 5a	Ba	Py	710	64	83	13	2	5	0.18	0.02	5	1.12	0.29	0.01	9	0.10
SyaZB 5b	Ba	Py	6511	196	362	38	2	13	0.26	0.03	10	6.09	2.30	0.07	26	0.10

HR: host rock; Sulf.: sulfide; Pd: pyroclastite; Ba: basalt; And: andesite; Sh: black shale; Py: pyrite; Asp: arsenopyrite.

The discrimination diagram of Winchester and Floyd (1977) (Fig. 3a), indicates a primary basaltic composition for the mafic rocks at Syama and Tabakoroni, whereas the more evolved rocks from the three deposits have andesitic to dacitic compositions. All basalt samples display relatively flat REE patterns (Fig. 3b), whereas the andesite and microdiorite samples from Tabakoroni and Tellem display fairly light-REE-enriched patterns ($(La/Yb)_{CN} = 13\text{--}39$; Fig. 3b). CN refers to chondrite-normalized values). On a primitive-mantle-normalized diagram (Fig. 3c), the basaltic rocks are characterized by a relatively flat pattern, and do not exhibit a Nb anomaly. In contrast, Nb and Ta depletion is observed in andesite and microdiorite samples, which are typical features of arc magmatism. The very low Zr/Y ratios for the basalt samples (averaging ~2.6 and 2.8 at Syama and Tabakoroni, respectively) indicate a tholeiitic affinity for these rocks, while ratios > 7 indicate a calc-alkaline affinity for andesite and microdiorite samples (cf., Barrett and MacLean, 1997). Condie (2005) points out that ratios among HFSE are most useful for discussing mantle source composition, because these elements have similar incompatibilities in the mantle. A plot of Zr/Nb vs Nb/Th (Fig. 3d) confirms that andesite and microdiorite samples from Tabakoroni and Tellem have typical arc tectonic setting signatures, but indicates an oceanic plateau (OPB) signature for the basalt samples from Syama and Tabakoroni. Similar examples of accreted Paleoproterozoic oceanic plateau crust have been described in the Birimian province of the WAC (e.g., Abouchami et al., 1990; Poudet et al., 1996; Albarède, 1998; Lompo, 2009).

The samples of lamprophyre from Syama and Tabakoroni are characterized by the presence of amphibole and phlogopite phenocrysts, containing chromite inclusions, set in a matrix largely composed of plagioclase and accessory mica, quartz, rutile and apatite. The chemistry of the lamprophyre samples is a characteristic of ultramafic lavas, with maximum Cr and Ni contents of 1910 and 470 ppm, respectively (Table 1). The high concentrations of alkalis (Cs, Ba, Rb), Th and U (100 times that of chondrite), the sharp fractionation of LREE/HREE accompanied by a $(La/Yb)_{CN}$ ratio of between 4 and 7, and the well-marked negative anomalies in Nb and Ta (Fig. 3d, e, f), in fer compositions comparable to those of spessartite calc-alkaline lamprophyres (Rock, 1987). The occurrence of similar rocks related to gold mineralization is reported in Archean terranes, such as at Matheson, Ontario (McNeil and Kerrich, 1986) and in the Yügan Craton, Australia (Barley et al., 1989), but also in Cenozoic formations, such as the Daping gold deposit in the Yunnan Province of China, located along the Ailao-Shan-Red-River shear zone, which is related to the Indian-Eurasian

collision (Chen et al., 2014). The coexistence of tholeiitic and calc-alkaline volcanic rocks such as documented above, is a magmatic association that is not uncommon in the WAC. For example in the Baoule-Mossi domain, they have been documented in the neighboring Boromo and Houndé belts (Béziat et al., 2000; Baratoux et al., 2011).

In summary, their geochemical signatures indicate that the Bagoe volcanic units formed in an arc setting, with tholeiitic basalts predating a calc-alkaline sequence. Olson et al. (1992) proposed that these units formed in a back arc setting within a larger amalgamation of multiple island arc fragments. However, an oceanic plateau setting cannot be excluded for the tholeiitic sequence. The lamprophyres at Syama were emplaced during the late- to post-collisional transtensional tectonic stages of the Eburnean orogeny. They were likely generated from a metasomatized mantle source, as demonstrated by Rock (1987) to be generally the case for the majority of this type of potassic volcanism.

5. Geometry and geology of gold mineralization

In the Syama mine, gold mineralization occurs mostly within the volcanic sequence, and it is only rarely observed in the lamprophyre dykes and sedimentary rocks (Fig. 1). Dianra (1996) recognized several forms of hydrothermal alteration in the basalt units of the area, mostly related to a system of veins; he proposed the following successive parageneses: (i) carbonate + chlorite, (ii) sericite + carbonate + pyrite, (iii) albite + carbonate + pyrite, and (iv) quartz + albite. Intense local carbonation replaces the rock minerals as indicated by carbonate veins that cross-cut the albitized units. Late-stage silicification and pyritization as attested by relict carbonate inclusions in pyrite accompany brittle fracturing. The mineralization of economic interest is associated with an interconnected network of anastomosing stockwork-like veins and veinlets, mostly composed of ankerite, quartz and sulfides that grade into silicified horizons and breccia facies, whose clasts are also crosscut by closely-spaced ankerite-quartz veinlets. To the east of the Syama deposit, the mineralized zone is in fault-contact with barren conglomerates of Tarkwaian age (cf., Kusišnik, 1999; Milešić et al., 1989). To the west, the mineralized zone is bordered by greywackes.

The north-northwest trending shear zone hosting the Tabakoroni deposit (see Fig. 3 in Ballo et al., 2016–this volume) is 5 to 25 m-wide (with an average width of 7–10 m), and dips at a high to sub-vertical angle (Woodman, 2009). Four main styles of mineralization are recognized in the shear zone; i) quartz-iron carbonate-sulfide lodes in mafic

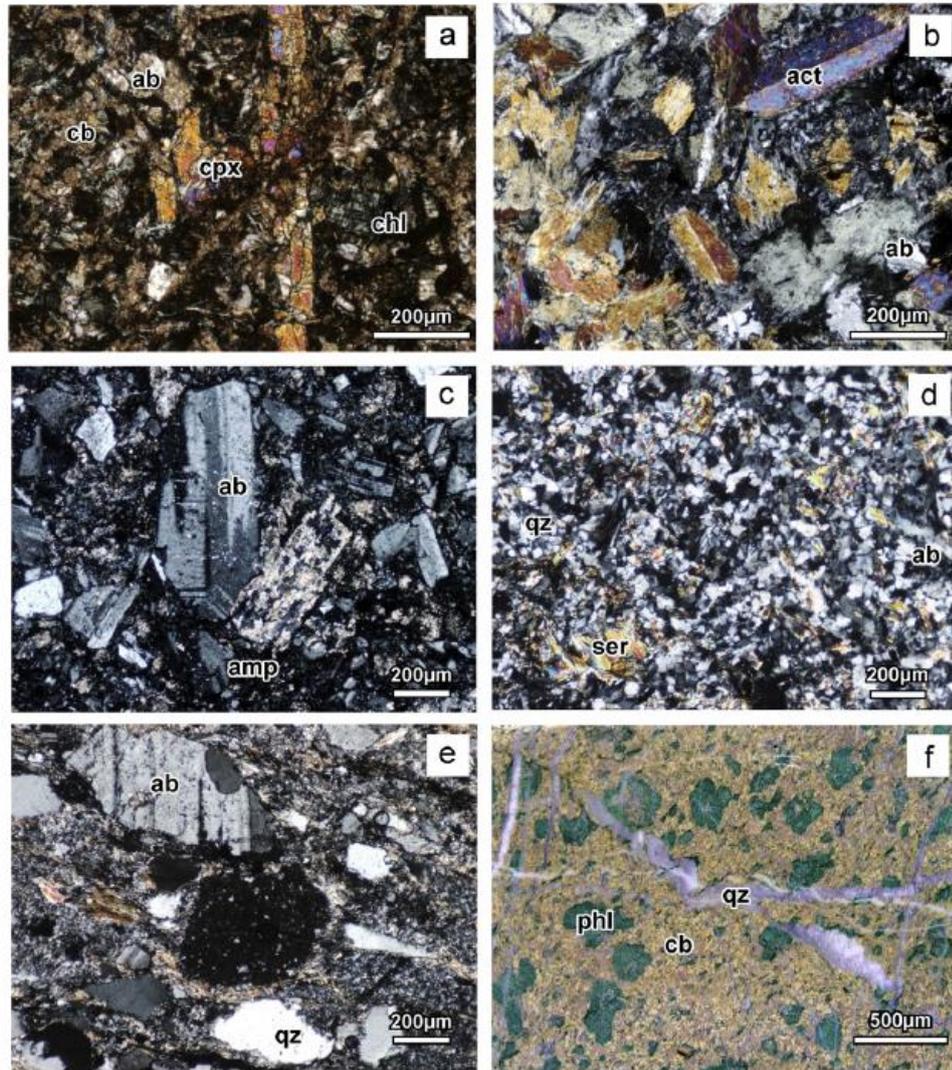


Fig. 2. Representative photomicrographs of magmatic rocks from the study area: a) Basalt exhibiting fresh clinopyroxene (cpx) in a groundmass composed of chlorite (chl), albite (ab) and carbonate (cb) (Syama); b) dolerite with clinopyroxene and plagioclase replaced by actinolite (act) and albite (ab) respectively (Tabakoroni); c) andesite containing phenocrysts of amphibole (amp), replaced by chlorite (chl) and carbonate (cb), and albitized plagioclase (ab) (Tabakoroni); d) microdiorite (Tellem); e) pyroclastite (Tabakoroni); f) lamprophyre from Syama showing phlogopite (phi) replaced by fuchsite in a highly carbonated groundmass (Syama). Quartz – qz, sericite – ser.

volcanics such as basalt, andesite (Fig. 2c) and dolerite (Fig. 2b); ii) silica-sulfide lodes in black shale fault zones; iii) quartz-sulfide vein stockwork cutting through the silicified sediments (jasper or chert, sometimes containing visible gold), and volcanic facies of intermediate composition, such as pyroclastics (Fig. 2e), which were initially albitized, then carbonatized and highly silicified; and iv) quartz veins with ubiquitous stylolites infilled with carbonates and sulfides (Woodman, 2009).

The Tellem gold prospect is hosted by intrusive rocks of dioritic to porphyry dacitic composition (Fig. 2d) that crosscut the pyroclastic and black shale formations. Mineralization is related to pervasive alteration (silicification and sulfidation) affecting a large network of veins (quartz ± chlorite ± albite ± sericite ± pyrite, arsenopyrite, native gold) disseminated throughout the diorite intrusion.

The various formations systematically exhibit alteration minerals of greenschist metamorphic facies (albite, epidote, chlorite and actinolite), superimposed on which is a paragenetic sequence of hydrothermal

alteration, which, depending on the protolith (i.e., lamprophyre or pyroclastite), may include jasper and quartz, calcite, dolomite/ankerite, albite, chlorite, fuchsite/sericite and sulfides, comprising pyrite at Syama, arsenopyrite, pyrite and pyrrhotite at Tabakoroni and Tellem. The main characteristics of the three gold occurrences are summarized in Table 3. Deposit-scale maps are provided in Ballo et al. (2016–this volume).

6. Structural characteristics

A pilot structural study of the three localities was undertaken based on new field data collected in open pits at the mines, on drill core logging, as well as on a reassessment of existing data collected by Olson et al. (1992) and Diarra (1996). The structural features that we describe in this section refer only to local deformation and, at this

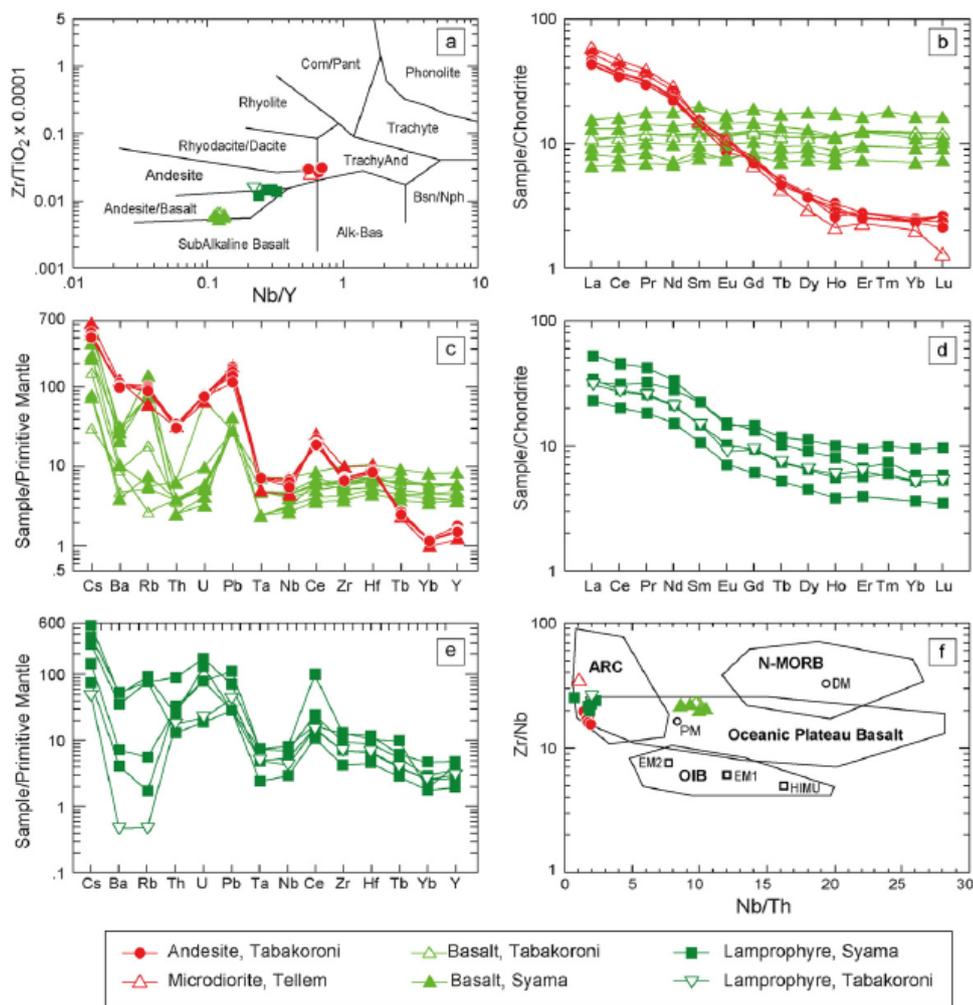


Fig. 3. Chemical compositions of magmatic rocks from the study area. a) Nb/Y vs. $(Zr/TiO_2) \times 0.0001$, based on Winchester and Boyd (1977); b) chondrite-normalized REE patterns of basalt, andesite and microdiorite; c) primitive-mantle-normalized diagrams of basalt, andesite and microdiorite; d) a diagram plotting Zr/Nb vs. Nb/Th. ARC – arc-related basalt; N-MORB – normal midocean ridge basalt; OIB – oceanic island basalt. Hypothetical mantle sources: DM1 – shallow depleted mantle; EN – enriched component; PM – primitive mantle; HIMU – high $\mu(U/Pb)$ source; EM1 and EM2 – enriched mantle sources (modified after Condie, 2005); e) chondrite-normalized REE patterns of the lamprophyre; f) primitive mantle-normalized diagrams of the lamprophyre (normalization values from Sun and McDonough, 1989).

stage, are not meant to relate to regional events, as indicated in our nomenclature by the subscript "Sy".

The earliest event recognized in the area is characterized by a strong foliation (F_{2Sy}), and observed in volcanic rocks at the Cherts-Ridge and in the Syama pit. This foliation is oriented ESE-WNW and is paralleled by a generation of veins that formed during development of the foliation (Fig. 4a). These structures are superimposed on the regional fabric (D_1), which is marked by an alignment of chlorite and sericite in the metavolcanic and metasedimentary formations. The F_{2Sy} foliation has a ductile character, and may be due to an ENE-WSW shortening, which we label D_{2Sy} . A different foliation, trending WSW-ESE, and similarly oriented veins, was observed in the Syama and Tabakoroni deposits. Crosscutting relationships observed at Syama indicate that it formed later than the F_{2Sy} ; it is defined as a later event (D_{3Sy}) linked to WNW-ESE shortening. The set of weakly-mineralized veins at Syama represents the first stage of mineralization in this deposit

(Fig. 4c). Field observations indicate that they postdate the D_{3Sy} structures; their orientation and rheological characteristics are comparable to the SW-NE-oriented fractures that developed at Tellem (Fig. 4f) and Tabakoroni, and which are related to the high-grade mineralization phase (gold-bearing sulfides; Fig. 4c). These structures may have been produced by a NW-SE shortening during a D_{4Sy} episode. Finally, the last event is a major brittle episode, rarely observed at Tabakoroni and Tellem (Fig. 4d) but that at Syama was responsible for the formation of a large breccia zone (Fig. 4b, d), and which is associated with the main mineralization (high-grade visible gold). This episode was labeled D_{5Sy} , and has been related to E-W shortening. At the scale of the deposits, these shortening phases were also marked by the development of several generations of stylolites (Fig. 4c). These features are generally overlooked, however, they may have represented important fluid conduit and thus have played an important role in the genesis of the mineralization (Diarra, 1996).

Table 3
Location, general and economic details for the Syama, Tellem and Tabakoroni gold deposits (Marlowitz et al., 2015).

Deposit name	Syama	Tellem	Tabakoroni
Commodity of exploitation	Au		
Longitude	6°03' W	6°8'21" W	06°09' W
Latitude	10°50' N	10°42'25" N	10°35' N
Geographic location	South of Mali at 300 km of Bamako, and 60 km for Kacholo	at 12 km southwest of the Syama Mine	at 45 km of Syama mine
Geological location	West African Craton; Leo-Man shield; Baoulé-Mossi domain		
Deposit status	Mined since 1989	Prospect under development (Mine development stage)	
Deposit type	Basalt hosted; shear zone hosted, quartz vein and breccias	Diorite hosted; shear zone hosted, quartz vein	Mafic volcanics and quartz-sulfide stockworks in silicified sediments and porphyry dykes
Average grade	Oxide ore 3.2 g/t, sulfide ore : 4.02 g/t		2.59 g/t Au
Proven and indicated	Total Au resource reported is 38.27 Mt		Total Au resource reported is 9.96 Mt
Past production	56.68 t Au (1990–2012)	No production to date	No production to date
Current owner	Somisy SA	Somisy SA	Somifi SA

In summary, although the sequence of events may be revised upon further work, the data does demonstrate that this region underwent complex, polyphased deformation, encompassing ductile to brittle regimes, and that specific structures can be related to the different mineralization events.

7. Ore mineralogy

Gold in the Syama corridor occurs mainly associated with sulfide minerals, although, less commonly, it is also found within silicate and carbonate phases (e.g., quartz and ankerite). The highest grade is found in the most extensively fractured and silicified rocks, crosscut by numerous veins composed mostly of quartz. However, sulfides generally do not occur in the veins and are confined in the wall rock surrounding the veins.

7.1. Syama deposit

At Syama, pyrite is the dominant ore-bearing sulfide, accompanied by accessory chalcopyrite, chalcocite and tetrahedrite. The distribution of the sulfides is not homogeneous, and pyrite may occur either in disseminated form or constitute locally enriched zones that are commonly rich in mica. Pyrite exhibits various crystal habits (Fig. 5): anhedral crystals, rich in albite and muscovite inclusions (Fig. 5a); homogeneous euhedral crystals (Fig. 5c, d); and euhedral crystals forming overgrowths around inclusion-rich cores (Fig. 5b). Backscattered electron SEM imaging revealed that the majority of pyrite crystals formed by complex growth sequences, indicated by rhythmic zoning marked by As content variations (Fig. 5c). At Syama, pyrite crystals are commonly broken up, particularly in the muscovite-rich bands, where this sulfide may be strongly fragmented. Another common feature is the development of pressure shadows around pyrite grains, which are filled in with quartz, carbonate, and muscovite ± albite.

Gold occurs as micron-size inclusions (<10 μm) in the cores of anhedral crystals that are rich in silicate inclusions (Fig. 5a), in the As-rich regions of zoned crystals (Fig. 5d, k) and, quite commonly, as free gold filling fractures in pyrite (Fig. 5e) or, less commonly, in carbonate (Fig. 5f), or as large grains attached to the outer faces of crystals (Fig. 5f). In most cases, gold is accompanied by chalcocite (Cu₂[Cu₄(Fe,Zn)₂Sb₄S₁₃) and, more rarely, by arsenopyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, ulmannite and gersdorffite. Occasional large lobate grains of gold are observed in quartz and carbonate (Fig. 5j).

7.2. Tabakoroni deposit

Pyrite and arsenopyrite are found in equal proportions at Tabakoroni (Fig. 5g), and in some instances pyrite forms large grains that include small euhedral arsenopyrite crystals (Fig. 5g). However, in most cases

they form texturally similar crystals. Like in Syama, both sulfides commonly display an inclusion-rich core surrounded by inclusion-free overgrowth marked by alternating As-rich and As-poor bands. The Tabakoroni ore contains the same accessory minerals as the Syama deposit and in addition has bournonite (PbCuSbS₃) and pyrrhotite as inclusions in arsenopyrite. Visible gold occurs as inclusions in pyrite and arsenopyrite, though most commonly at the contact between them (Fig. 5h). In a few cases, free gold was found in the silicified facies and quartz veins. At Tabakoroni, the Ag content of gold can reach 20 wt.%, which is higher than that measured in the Syama gold deposit (with an average of 10 wt.% Ag).

7.3. Tellem prospect

At the Tellem prospect, arsenopyrite generally overgrows pyrite, and pyrrhotite forms inclusions in the former sulfide. Gold occurs in native form in veins and veinlets, or as small inclusions (5–50 μm) in pyrite and arsenopyrite, although similar to Tabakoroni, gold is most often observed at the interface between these two sulfides (Fig. 5i).

7.4. LA-ICP-MS analyses of sulfides

Laser ablation-ICP-MS analyses of pyrite and arsenopyrite were performed in situ on samples from Syama and Tabakoroni, and the results are displayed in Table 2. Invisible gold was detected in all generations of pyrite, with concentrations ranging from 0.01 ppm to 133 ppm and averaging 5.5 ppm in Syama and 6.5 ppm in Tabakoroni. Arsenic contents average few hundred ppm in the As-poor zones of crystals, and attain a few thousands to tens of thousands ppm in the As-rich bands. The latter are also richer in Au than the As-poor portions (Figs. 5k and 6a, b). Arsenopyrite is generally richer in Au than pyrite, with an average concentration of 77 ppm and with a maximum value of 176 ppm measured in a crystal from Tabakoroni. Both sulfides contain high concentrations of Sb, with averages of 68 and 1020 ppm measured in pyrite and arsenopyrite, respectively. In addition to As and Sb, other metals that are systematically associated with invisible gold are Bi, Pb, Te and Cu, and all show LA-ICP-MS spectra that are roughly parallel to that for Au (Fig. 6a, b) indicating good correlations among these metals. It is important to point out that the relatively flat pattern of these spectra, particularly that for gold (Fig. 6b), precludes the possibility that the measured values may correspond to mineral inclusions trapped in the sulfides (e.g., Velásquez et al., 2014), and is good evidence that these metals are indeed contained within the sulfides, either as nanoparticles or within the crystal lattice (cf., Deditius et al., 2011).

The sulfides from these gold occurrences contain some of the largest amounts of invisible gold of all deposits in the West African Craton, that are only matched by sulfides from the Ashanti gold region of Ghana, i.e., at Bogoso-Pretea (e.g., Mumin et al., 1994; Oberthur et al., 1997) and Obuasi (Fougerouse et al., this volume).

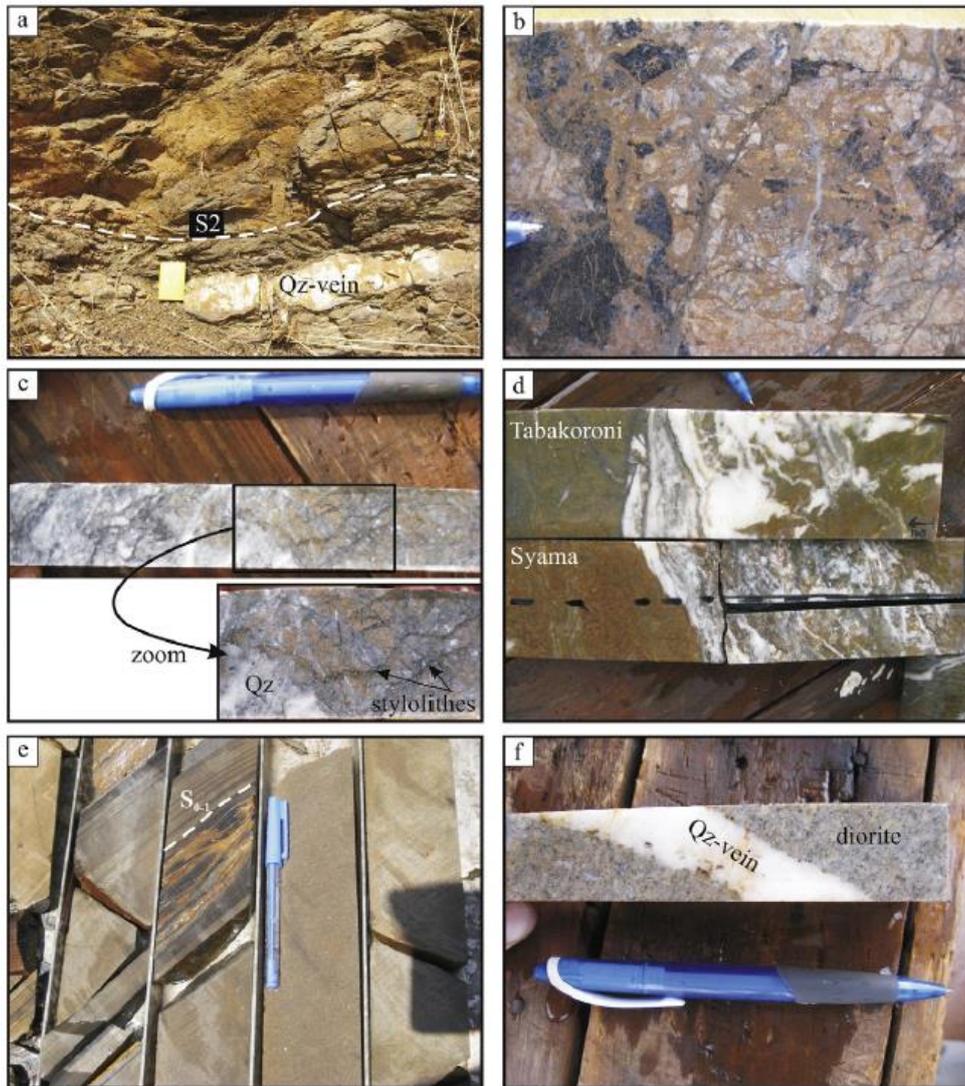


Fig. 4. Photographs of outcrops and drill core samples from the study area. a) S_{2S} ductile deformation fabric and a parallel quartz vein, preserved near Cherts-Ridge; b) typical mineralized breccia formed of fragments of pyrite-rich black shale and greywacke in a carbonate-quartz cement, related to D_{5S} (Syama); c) typical D_{4S} -related quartz-vein stockwork crosscutting highly altered, arsenopyrite-rich and mineralized andesites. Andesites are almost completely carbonatized and show stylolite-like structures rich in graphite and pyrite (inset); d) comparison of D_{4S} -related quartz vein stockwork from Tabakoroni and D_{4S} -related veins, reworked and brecciated during D_{5S} , from Syama; e) early D_{1S} fabric preserved in metasediments near Tellem; f) mineralized diorite (unaffected by D_{1S} and D_{2S} deformation) crosscut by D_{4S} -related quartz-carbonate veins (Tellem).

8. Genetic considerations

In the three occurrences studied, gold is directly associated with sulfides; pyrite and arsenopyrite occur at Tabakoroni and Tellem, and only pyrite at Syama. In addition, the first two deposits also contain pyrrhotite, although gold could not be identified in this sulfide. Overall, three main forms of gold were observed in our study: i) invisible Au in the structure of pyrite and arsenopyrite, ii) visible, native Au accompanied by microscopic grains of Sb-rich minerals chalcocite, tetrahedrite and boumonite and by other metals such as Cu, Pb, Te and Bi as inclusions in pyrite and arsenopyrite, and larger grains on their edges, and iii) free gold filling space created during fracturing of the sulfides and matrix. These modes of gold formation imply a time-related sequence of mineralization. Gold in invisible form commenced

to precipitate contemporaneously with the earliest sulfides, the core of which likely formed during early stages of greenschist facies metamorphism, as evidenced by the fact that they replaced Fe carbonates and Fe-Ti oxides (ankerite and rutile relicts form inclusions in these crystals). The sulfide rims, and the invisible (and, locally, visible) gold therein, formed most likely during extensive fluid flow, as suggested by the complex sequence of overgrowths. Finally, free gold was found mostly on pyrite and arsenopyrite crystal edges in all localities, and in fractures affecting pyrite, mostly at Syama; the former occurrence implies that the sulfides had already formed or were nearing the end of crystallization when gold precipitated, while the latter suggests an even later timing, i.e., after pyrite had formed and fractured.

Another aspect that arises from the petrographic study is the presence of arsenopyrite and pyrite at Tabakoroni and Tellem, while

only pyrite occurs at Syama. It is likely that the presence of arsenopyrite be tied to the abundance of black shale, as these sediments represent an important reservoir of As (e.g., Large et al., 2011). The fact that arsenopyrite is not present at Syama may imply, however, higher temperature conditions at Tabakoroni and Tellem, a hypothesis corroborated by the occurrence of pyrrhotite with arsenopyrite in these two localities, both sulfides being stable at higher temperature than pyrite (cf., Barton and Skinner, 1979). Note that although arsenopyrite does not occur at Syama, pyrite is very rich in arsenic in this deposit.

The mineralogical data and structural evidence presented above are consistent in indicating a play of events whereby gold mineralization started during early $D4_{Sy}$, which affected Tabakoroni and Tellem at an early stage, causing formation of abundant arsenopyrite and the high-grade mineralization. During this deformation, only minor mineralization

occurred at Syama, and probably at a later stage, i.e., at higher crustal levels and lower temperatures, as suggested by the absence of arsenopyrite and pyrrhotite. Instead, in the latter deposit, a large part of the visible gold formed by infilling of the fractures that crosscut the pyrite and locally the gangue minerals (e.g., carbonates, Fig. 5e, f), during the brittle deformation phase ($D5_{Sy}$), which formed during extensive brecciation at the Syama deposit ($D5_{Sy}$); this episode was not observed at Tabakoroni and Tellem.

The relative timing of mineralization for the Syama deposit has been discussed in few studies (Milesi et al., 1989; Diarra, 1996; Olson et al., 1992). These authors interpreted gold mineralization to have post-dated peak metamorphism at Syama and to be coeval with a late deformation event, $D3$ of Diarra (1996), which is equivalent to $D4_{Sy}$ in this study. Diarra (1996) proposed a mixed magmatic–metamorphic origin for the

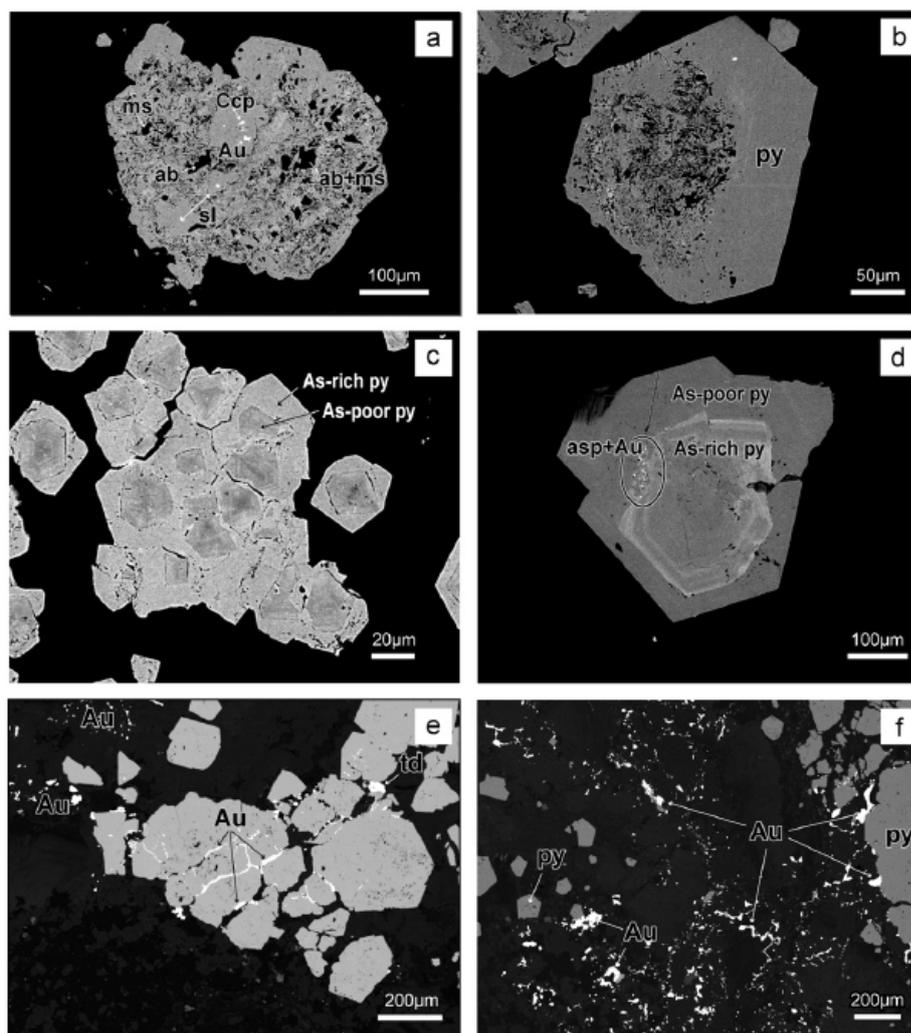


Fig. 5. SEM backscattered electron images of sulfides from the deposits studied. a) Anhedral crystal of pyrite rich in albite (ab) and muscovite (ms) inclusions (black areas inside pyrite). Zones where pyrite is devoid of gangue mineral inclusions contain gold (Au), chalcopyrite (Ccp) and sphalerite (sl) inclusions (Syama); b) euhedral crystal of pyrite (py) showing a clear overgrowth around an inclusion-rich core (Syama); c) As-zoned pyrite crystals showing As-enriched rims relative to cores (Syama); d) cluster of tiny gold grains associated with small grains of arsenopyrite (asp) occurring in the As-rich area of a zoned pyrite crystal (Syama); e) visible gold and tetrahedrite (td) filling fractures in pyrite (Syama); f) gold fills cracks developed in a carbonate matrix and forms overgrowths on the outer faces of pyrite (Syama); g) relationships between pyrite and arsenopyrite at Tabakoroni; h) occurrence of gold with chalcocite (ccstbn) at the boundary between pyrite and arsenopyrite crystals (Tabakoroni); i) thin film of gold at the boundary between pyrite and arsenopyrite crystals, and galena (gn) filling cracks in arsenopyrite (Tellem); j) large rounded gold grains associated with chalcopyrite and tetrahedrite (td) in carbonate (Syama); k) As-zoned pyrite crystal from Syama showing a cluster of tiny gold grains associated with arsenopyrite. Dots mark the locations of LA-EP-MS spot analyses of the core and rim (cf., Fig. 6).

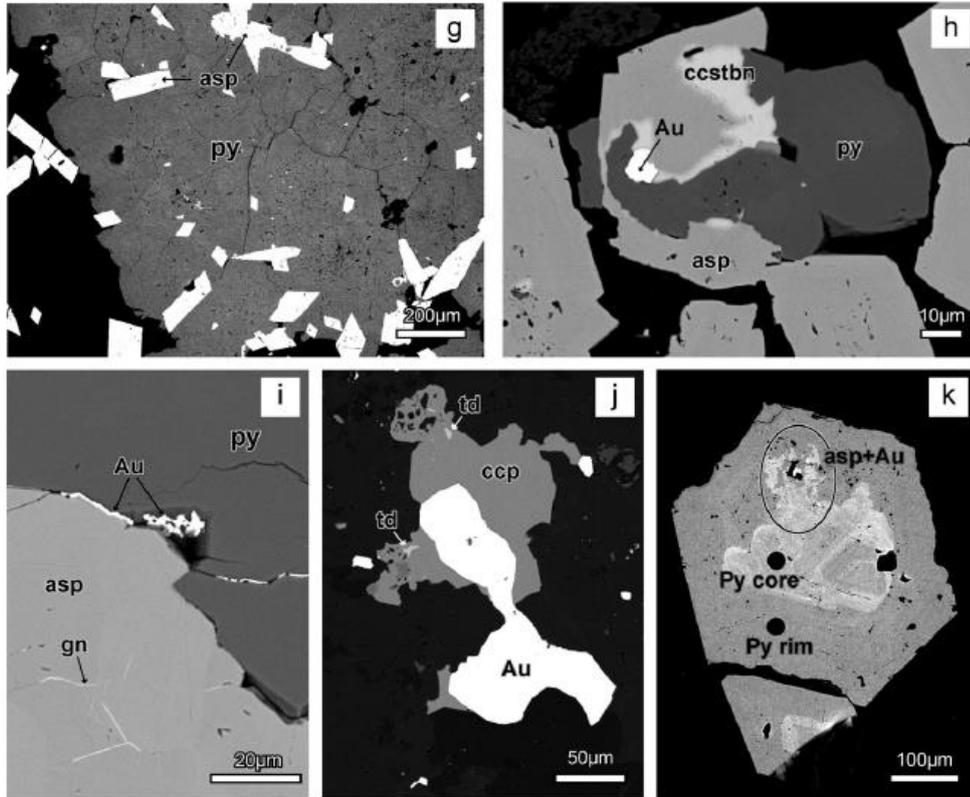


Fig. 5 (continued).

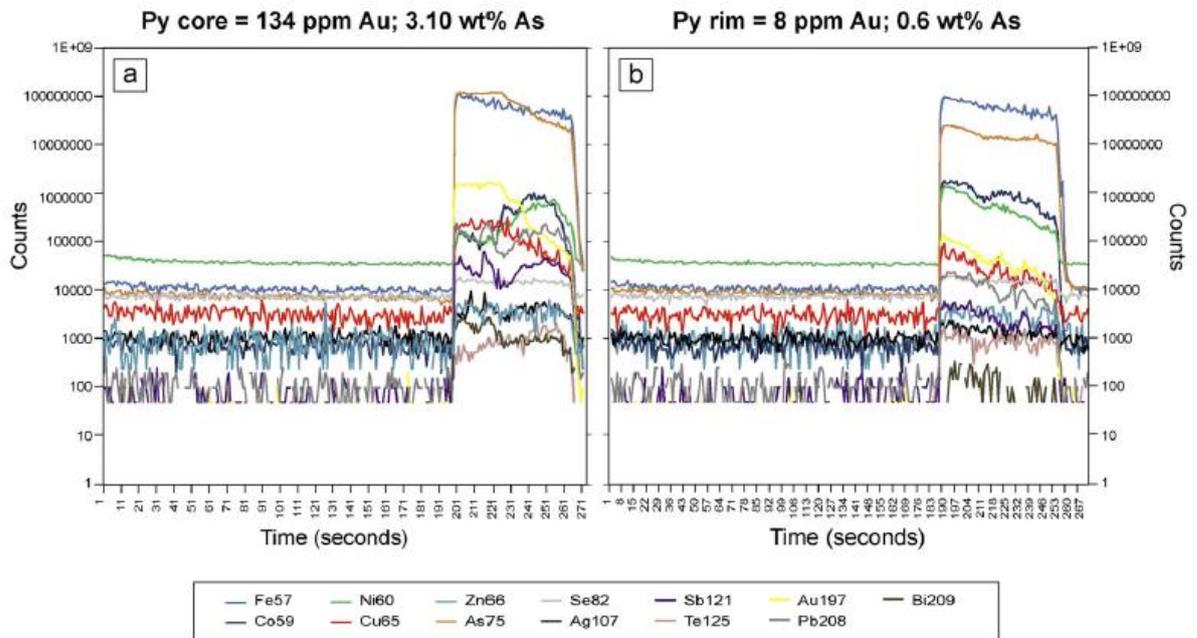


Fig. 6. Representative LA-ICP-MS spectra for pyrites from Syama. a) As-rich pyrite core; b) As-poor pyrite rim.

Au-bearing fluids of the Syama deposit. These fluids would have become enriched in gold through interaction with the host rocks.

Evidence from all localities indicates that arsenic was a major element in the mineralizing fluids. This suggests that the fluids circulated extensively through the black shale units present in the region, given that black shale have the highest average As contents of all rock types (e.g., Ketris and Yudovich, 2009). The systematic occurrence of Sb, Pb, Zn, Cu, Te and Bi in the sulfides is consistent, as they are also reported to occur in high amounts in these rocks where they are commonly found in pyrite crystals (Gregory et al., 2015). Interestingly, black shales worldwide also contain high levels of Au (Ketris and Yudovich, 2009). Arsenic likely played an additional role in mineralization, as suggested by coincidence of high gold with As-rich bands in pyrite (a common feature of As-rich sulfides; e.g., Mumin et al., 1994; Oberthür et al., 1997; Genkin et al., 1998; Simon et al., 1999; Tomkins and Mavrogenes, 2001; Morey et al., 2008; Velásquez et al., 2014), which is explained by the fact that As favors Au precipitation (e.g., Fleet and Mumin, 1997; Reich et al., 2005; Velásquez et al., 2014). The occurrence of visible gold grains on the surface of arsenopyrite may, likewise, be related to an intrinsic property of arsenic. Polrovski et al. (2002) showed that, during fluid–rock interaction, dissolution of the arsenopyrite surface produces local drops in fO_2 , which favor reduction of the aqueous species of gold (Au^+) to its native state (Au^0), triggering precipitation.

Acknowledgments

This work was funded by the West African Exploration Initiative (WAXI), and we would like to thank AMIRA International and the industry sponsors, including AusAID and the ARC Linkage Project LP110100667, for their support to the WAXI project (P934A). We are also grateful for the contributions of the various Geological Surveys/Departments of Mines in West Africa as sponsors in kind of the WAXI project. We would like to thank all of the engineers, technicians, geologists, workers and drivers of the exploration department of Syama gold mine. We also thank Dr. H.P. Diarra and J.M. Miller for their availability and advice on the structural context of the study area. We wish to thank two anonymous OGR reviewers for their helpful comments which greatly improved the manuscript as well as Alice Williams for her help in improving the English. Finally, a big thank you goes to Kim Ncube-Hein, for her patience, help and encouragement throughout, and for the huge job in over-viewing the making of this special issue.

References

- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A., Albarède, F., 1990. A Major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *J. Geophys. Res.* 95 (B11), 17605–17629.
- Albarède, F., 1998. The growth of continental crust. *Tectonophysics* 296, 1–14.
- Ballo, I., Hein, K.A.A., Guindo, B., Samogo, L., Ouloguem, Y., Dao, G., Traoré, A., 2016. The Syama and Tabakoroni goldfields, Mali. *Ore Geol. Rev.* 78, 578–585 (this volume).
- Baratoux, L., Metella, V., Maba, S., Jessell, M.W., Grégoire, M., Garne, J., 2011. Juvenile Paleoproterozoic crust evolution during the eburnean orogeny (~2.2–2.0 Ga), Western Burkina Faso. *Precambrian Res.* 191, 18–45.
- Barley, M.E., Eisenlohr, E.M., Groves, D.I., Peirce, C.S., Vearncombe, J.R., 1989. Late Archean convergent margin tectonics and gold mineralization: a new look at the Norseman-Wiluna Belt, Western Australia. *Geology* 17, 826–829.
- Barrett, T.J., MacLean, W.H., 1997. Volcanic sequences, lithochemistry and hydrothermal alteration in some bimodal VMS systems. In: Barrie, C.T., Harrington, M.D. (Eds.), *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*, Ottawa, Canada, pp. 105–133.
- Barton, P.B., Slörmér, B.J., 1979. Sulfide mineral stabilities. In: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York, Wiley Interscience, pp. 278–403.
- Benley, P.N., Venter, L., Woolman, R., Henry, G., Heidstra, P., Reading, D., 2000. Geological review, gold target prioritisation and recommendations for future exploration work. Syama Exploration Permits Randgold Resources Ltd. internal report, unpublished.
- Béziat, D., Bouges, F., Debat, P., Lompo, M., Martin, F., Tollon, F., 2000. A Paleoproterozoic ultramafic-mafic assemblage and associated volcanic rocks of the Boromo Greenstone belt: fractionates originating from island-arc volcanic activity in the West African craton. *Precambrian Res.* 101, 25–47.
- Chen, Y., Yao, S., Pan, Y., 2014. Geochemistry of lamprophyres at the Daping gold deposit, Yunnan Province China: constraints on the timing of gold mineralization and evidence for mantle convection in the eastern Tibetan Plateau. *J. Asian Earth Sci.* 93, 129–145.
- Condie, K.C., 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos* 79, 491–504.
- Deditius, A.P., Utsunomiya, S., Reich, M., Kesler, S.E., Ewing, R.C., Hough, R., Walshe, J., 2011. Trace metal nanoparticles in pyrite. *Ore Geol. Rev.* 42, 32–46.
- Diarra, P.H., 1996. The geology and genesis of the Syama gold deposit, Mali, West Africa (PhD Thesis) Department of Geology, Faculty of Science, University of Southampton, UK (278 pp.).
- Fleet, M.E., Mumin, A.H., 1997. Gold-bearing arsenian pyrite and marcasite from Carlin Trend deposits and laboratory synthesis. *Am. Mineral.* 82, 182–193.
- Fougerouse, D., Middlethwaite, S., Miller, J., Ulrich, S., McCuaig, T.C., 2015. The Obuasi gold deposit (Ashanti mine), the West African giant. *Ore Geol. Rev.* (this volume).
- Genkin, A.D., Borznikov, N.S., Cabri, L.J., Wagner, F.E., Stanley, C.J., Safonov, Y.G., McWhan, G., Friedl, J., Kerzin, A.L., Garmyran, G.M., 1998. A multidisciplinary study of invisible gold in arsenopyrite from four mesothermal gold deposits in Siberia, Russian Federation. *Econ. Geol.* 93, 463–487.
- Girard, P., Goulet, M., Malo, M., 1998. Synthèse des données géologiques et cartographie, Amélioration et Modernisation du centre de documentation, Géologie du Mali. Rapport final partie II. Projet d'assistance technique au secteur minier du Mali crédit 2390-1011.
- Gregory, D.D., Large, R.R., Halpin, J.A., Batuzina, E.L., Lyons, T.W., Wu, S., Danyushevsky, L., Sack, P.J., Chappaz, A., Maslennikov, V.V., Bull, S.W., 2015. Trace element content of sedimentary pyrite in black shales. *Econ. Geol.* 110, 1389–1410.
- Ketris, M.P., Yudovich, Y.E., 2009. Estimations of Charles for carbonaceous biolithes: world averages for trace element contents in black shales and coals. *Int. J. Coal Geol.* 78, 135–148.
- Kušnir, I., 1999. Gold in Mali. *Acta Montan. Roc.* 4, 311–318.
- Large, R.R., Bull, S.W., Maslennikov, V.V., 2011. A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits. *Econ. Geol.* 106, 331–358.
- Liégeois, J.P., Claessens, W., Camara, D., Idierk, J., 1991. Short-lived eburnian orogeny in southern Mali. *Geology, tectonics, U–Pb and Rb–Sr geochronology*. *Precambrian Res.* 50, 111–136.
- Lompo, M., 2009. Geodynamic evolution of the 2.25–2.0 Ga Paleoproterozoic magmatic rocks in the Man-Leo Shield of the West African Craton: a model of subsidence of an oceanic plateau. In: Reddy, S.M., Mazumder, R., Evans, D.A.D., Collins, A.S. (Eds.), *Paleoproterozoic Supercontinents and Global Evolution*. *Geol. Soc. London Spec. Pub.* 323, pp. 231–254.
- Longerich, H.P., Jackson, S.E., Günther, D., 1996. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometric transient signal data acquisition and analyte concentration calculation. *J. Anal. At. Spectrom.* 11, 899–904.
- Marlowitz, V., Hein, K.A.A., Miller, J., 2015. Compilation of West African mineral deposits: spatial distribution and mineral endowment. *Precambrian Res. Spec. Vol.* (in press).
- McNeil, A.M., Kerrich, R., 1986. Archean lamprophyre dikes and gold mineralization, Ontario. The conjunction of LILE-enriched magmas, deep crustal structures and gold concentrations. *Can. J. Earth Sci.* 23, 324–343.
- Miles, J.P., Feybesse, J.L., Ledru, P., Donnangeat, A., Ouedraogo, M.F., Marcoux, E., Prost, A., Vinchon, C., Sylvain, J.P., Johan, V., Tegye, M., Calvez, J.Y., Lagry, P., 1989. Minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest, leurs relations avec l'évolution litho-structurale au proterozoïque inférieur. *Carte géologique au 1/2.000.000. Chon. Rech. Min.* 497, 3–98.
- Morey, A.A., Tomblins, A.G., Bierlein, F.P., Weinberg, R.E., Davidson, G.J., 2008. Bimodal distribution of gold in pyrite and arsenopyrite: examples from the Archean Boorara and Bardoc shear systems, Yilgarn Craton, Western Australia. *Econ. Geol.* 103, 599–614.
- Mumin, A.H., Fleet, M.E., Chrysosoulis, S.L., 1994. Gold mineralization in As-rich mesothermal gold ores of the Bogoso-Prestea mining district of the Ashanti Gold Belt, Ghana: remobilization of 'invisible' gold. *Mineral. Deposita* 29, 445–460.
- Oberthür, T., Weiser, T., Amanor, J.A., Chrysosoulis, S.L., 1997. Mineralogical setting and distribution of gold in quartz veins and sulfide ores of the Ashanti mine and other deposits in the Ashanti belt of Ghana: genetic implications. *Mineral. Deposita* 32, 2–15.
- Olson, S.F., Dialibé, K., Ott, L., Guindo, A., Forb, C.R.E., Winer, M., Hanssen, E., Lay, M., Bradley, R., Pohl, D., 1992. Proterozoic Syama gold deposit, Mali, West Africa. *Econ. Geol.* 84, 310–331.
- Parra-Avila, L.A., Belousova, E., Fiorentini, M.L., Baratoux, L., Davis, J., Miller, J., McCuaig, T.C., 2015. Crustal evolution of the Paleoproterozoic Birimian terranes of the Baoulé-Mossi domain, southern West African Craton: U–Pb and Hf–isotope studies of detrital zircons. *Precambrian Res.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2015.09.005> (in press).
- Polrovski, G.S., Kara, S., Roux, J., 2002. Stability and solubility of arsenopyrite, FeAs₂, in crustal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 2361–2378.
- Poulet, A., Vidal, M., Delor, C., Simon, Y., Ahic, G., 1996. Le volcanisme birimien du Nord-Est de la Côte d'Ivoire: mise en évidence de deux phases volcano-tectoniques distinctes dans l'évolution géodynamique du Paléoproterozoïque. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 167 (4), 529–541.
- Reich, M., Kesler, S.E., Utsunomiya, S., Palenik, C.S., Chrysosoulis, S.L., Ewing, R.C., 2005. Solubility of gold in arsenian pyrite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 2781–2796.
- Rock, M.M.S., 1987. The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. *Geol. Soc. London Spec. Pub.* 30, pp. 191–226.
- Simon, G., Huang, H., Penner-Hahn, J.E., Kesler, S.E., Kao, L., 1999. Oxidation state of gold and arsenic in gold-bearing arsenian pyrite. *Am. Mineral.* 84, 1071–1079.
- Standing, J., 2005. Geological and structural mapping in the Syama – Finkolo prospect area, Mali, West Africa. Confidential Report by Jigaw Geoscience Pty Ltd. to Resolute Mining Limited, April 2005 (29 pp.).
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 42, 313–345.

- Sylvester, P.J., Cabri, L.J., Tubrett, M.N., McMahon, G., Laflamme, J.H.G., Peregodova, A., 2005. Synthesis and evaluation of a fused pyrrhotite standard reference material for platinum group element and gold analysis by laser ablation-ICPMS. In: Tönnänen, T.O., Alapieti, T.T. (Eds.), 10th International Platinum Symposium: Oulu, Geological Survey of Finland, Extended Abstracts, pp. 16–20.
- Tomkins, A.G., Mavrogenes, J.A., 2001. Redistribution of gold within arsenopyrite and löllingite during pro- and retrograde metamorphism: application to timing of mineralization. *Econ. Geol.* 96, 525–534.
- Velásquez, G., Béziat, D., Salvi, S., Siebenaller, L., Borisova, A.Y., Polcrovski, G.B., de-Pariseval, P., 2014. Formation and deformation of pyrite and implications for gold mineralization in the El Callao District, Venezuela. *Econ. Geol.* 109, 457–486.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* 20, 325–343.
- Woodman K.K., 2009. Mineral resource estimation update: Tabakoroni gold deposit Mali, West Africa. Technical report, unpublished, pp. 54.