



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>



Université de Lorraine
GeoRessources UMR 7359, 54506 Vandœuvre-lès-Nancy, France
Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques UMR 7358, 54500 Vandœuvre-lès-Nancy, France
Ecole doctorale RP2E (Ressources, Procédés, Produits et Environnement)
Collegium INP

THESE

Présentée pour l'obtention du titre de
Docteur de l'Université de Lorraine (Nancy)
en **Géosciences**
par

Elodie LE MIGNOT

**Les gisements d'or comme témoins de l'histoire
géologique du craton ouest-africain**

-

Apports de la datation

Soutenance publique le 18.12.2014

Membres du jury :

Rapporteurs :	Thomas MEISEL	Professeur, Université de Leoben, Autriche
	Ferenc MOLNAR	Professeur, Service Géologique de Finlande
Examineurs :	Didier BEZIAT	Professeur, Université Paul Sabatier, Toulouse, France
	Marc POUJOL	Maître de conférences - HDR, Université de Rennes I, France
Directrices de thèse :	Anne-Sylvie ANDRE-MAYER	Professeur, Université de Lorraine, France
	Laurie REISBERG	Directrice de recherche, CRPG-CNRS, France
Invités :	Alain CHEILLETZ	Professeur émérite, Université de Lorraine, France
	Luc SIEBENALLER	Post-doctorant, IRD, France

Remerciements

J'adresse mes sincères remerciements à mes directrices, Anne-Sylvie et Laurie, qui ont accepté de m'encadrer pendant les trois années qu'a duré ma thèse. Merci à Anne-Sylvie qui m'a fait prendre part à un projet passionnant dès mon stage de M1, et qui a persévéré en M2, puis en thèse. C'est également à Anne-Sylvie que je dois mes premières « vraies » expériences de terrain, je la remercie de la patience dont elle a fait preuve et d'avoir partagé avec moi ses connaissances et son expérience. Merci à Laurie qui m'a initiée aux joies de la géochimie isotopique et qui m'a laissé une grande liberté dans mon travail de laboratoire. Je souhaite la remercier pour la confiance qu'elle m'a accordée et pour sa patience légendaire.

Je tiens à remercier chacun des membres de mon jury, en commençant par Thomas Meisel et Ferenc Molnar qui ont accepté de réviser mon manuscrit. Merci également à Didier Béziat, Marc Poujol, Alain Cheilletz et Luc Siebenaller d'avoir accepté notre invitation pour venir juger ce travail.

Je ne peux continuer ces remerciements sans mentionner les deux personnes qui ont eu à me supporter le plus souvent durant ces trois dernières années, je veux bien évidemment parler de Catherine et de Christiane. Merci Christiane pour ta bonne humeur de (presque) tous les jours, pour ces petits moments de rigolade en salle blanche, et merci pour les innombrables coups de main que tu m'as donnés dans mes manip. Quant à Catherine, que dire... ? Catherine, c'est un peu notre McGyver de la géochimie : toujours là quand il faut, toujours prête à relever les défis, même les plus décourageants, et très souvent énervante avec ses fameuses « zimades » ! Je te remercie pour la grande patience dont tu as fait preuve en m'apprenant les ficelles de la chimie Re-Os et en essayant de m'apprendre à amadouer les spectros (sans toujours y parvenir...). Je remercie également le reste de l'équipe géochimie du CRPG, et notamment Aimeryc et Damien pour leur aide précieuse et leur sympathie.

Au cours de ma thèse, j'ai eu la chance de bénéficier de nombreuses collaborations, via le projet WAXI, et j'aimerais remercier ici tous ses membres qui ont partagé leurs expériences et leur savoir avec moi : merci tout particulièrement à l'équipe toulousaine, Didier et Luc dont les connaissances de terrain et sur l'Afrique de l'Ouest en général m'ont été extrêmement profitables, sans oublier Mark, Stefano, Lenka et David, Stéphane, Clare ; l'équipe

australienne du CET : John, Cam, James, Erwann, Denis ; l'équipe de Volta dont l'aide et la collaboration ont été décisives dans ce travail : Guy, Athanase, Franco, Ada et Didier .

J'ai bien sûr une pensée pour tous les collègues, thésards ou chercheurs qui m'ont accompagnée de près ou de loin pendant ces trois ans, à commencer par mes « co-bureaux » successifs : Julien et Max à GeoRessources, Maïa, Ritesh, et bien évidemment la dream-team, le duo de choc, j'ai nommé : Ju et Précé ! Je vous remercie pour tous les bons moments passés ensemble. Je tiens également à remercier très chaleureusement Alex pour sa gentillesse et sa patience et pour nos longues (très longues ?) discussions (et pour ses « p'tits jus » !). Un grand merci à Bruno pour sa bonne humeur et sa promptitude pour résoudre tous les petits soucis techniques, et à Patrick pour sa gentillesse sans limites et son humour indéfectible. Plus généralement, merci à tous ceux qui ont contribué à la bonne humeur ambiante du labo : Laurent Zim, Guillaume A., Guillaume M., Christophe, Arnaud, Fatima, Tutu, Sarah, Martin, Camille, Emilie, Léo, Romain, Rémi, Léa, Gaëlle, Evelyn, Larry, Isa, ... Et tous les autres !

Pour finir, je voudrais remercier ma famille qui m'a soutenue tout au long de ma thèse (sans bien toujours savoir de quoi il s'agissait !), et plus particulièrement mes parents qui m'ont toujours laissée libre de faire mes propres choix. Merci pour cela et pour tout le reste. Enfin, merci à Totof qui m'a soutenue et surtout supportée pendant cette période qui n'était pourtant pas des plus reposantes ! Merci d'être à mes côtés. A Vévé et Juju qui parviennent toujours à me faire rire quelles que soient les circonstances. Et à mon Vendredi, qui est toujours avec moi...

Résumé

Le craton ouest-africain héberge de nombreux gisements et occurrences aurifères encaissés dans des terrains paléoprotérozoïques (i.e. birimiens). Ces terrains birimiens se sont formés et accrétés lors du cycle orogénique éburnéen qui s'est déroulé entre 2,25 et 1,98 Ga. Six gisements d'or situés au Burkina Faso et au Ghana ont été étudiés dans le but d'établir une corrélation entre les différentes phases de l'orogénèse et le (ou les) événement(s) minéralisateur(s).

L'étude détaillée de la minéralisation de ces six gisements a confirmé leur nature orogénique, mais a également révélé la présence d'un porphyre à Cu (\pm Au) dans le district minier de Gaoua, dans le Sud-Ouest du Burkina Faso. Par ailleurs, nos observations ont mis en évidence le caractère polyphasé de la minéralisation au sein d'un même gisement. Les datations Re-Os menées sur des sulfures (pyrites, pyrrhotites et arsénopyrites) directement liés à la minéralisation en or permettent de distinguer deux grandes périodes métallogéniques au sein de l'orogénèse éburnéenne. La première période se déroule lors de la phase d'accrétion magmatique D1 et de la phase de transition D2, soit entre 2200 et 2120 Ma. Cette période est caractérisée par une minéralisation à faibles teneurs disséminée dans les roches encaissantes. La deuxième période métallogénique prend place lors des stades cassants tardifs de l'orogénèse, aux alentours de 2050-2040 Ma. Elle est représentée par une minéralisation à or visible à plus fortes teneurs, concentrée dans des veines, des brèches et des zones de cisaillement.

La mise en évidence de l'existence de minéralisations aurifères précoces au sein de l'orogénèse éburnéenne pourrait avoir des conséquences sur la compréhension des gisements de type paléoplacer observés notamment au Ghana. Ces minéralisations primaires pourraient en effet constituer la source de l'or des paléoplacers tarkwaïens, mis en place à partir de 2130 Ma, qui demeure inconnue.

Abstract

The West African craton is a region enriched in gold deposits and occurrences which are hosted in Paleoproterozoic terrains (i.e. Birimian). These Birimian terrains formed during the Eburnean orogeny which took place between 2.25 and 1.98 Ga. Six gold deposits situated in Burkina Faso and Ghana were studied in order to define a correlation between the different orogenic phases and the mineralizing event(s).

The detailed study of the mineralization of the six deposits confirmed the importance of the orogenic gold deposits in the West African craton. Moreover, the existence of a porphyry Cu (\pm Au) deposit was revealed in the mining district of Gaoua, southwestern Burkina Faso. Our observations highlighted the polyphased character of gold mineralization within nearly all of the studied deposits. Re-Os dating performed on sulfides (pyrite, pyrrhotite and arsenopyrite) directly linked to the gold mineralization permitted two main metallogenic periods to be distinguished in the Eburnean orogeny. The first period was coincident with the D1 and D2 orogenic phases, occurring between 2200 and 2120 Ma, and representing respectively magmatic accretion and transition towards a collisional regime. This period was characterized by low grade disseminated gold mineralization. The second metallogenic period took place during the later brittle deformational phases of the orogeny, ca. 2050-2040 Ma. This secondary mineralization contains visible gold concentrated in veins, breccias and shear zones, and displays higher gold grades.

Geochronological evidence for the existence of early gold mineralization during the Eburnean orogeny could have consequences for the understanding of paleoplacer-type deposits, observed primarily in Ghana. Indeed, this primary mineralization could represent a potential source for gold found in Tarkwaian paleoplacers, which formed after 2130 Ma, and for which the provenance of the gold remains unidentified.

Sommaire

Résumé.....	9
Abstract	11
Introduction	19
Partie 1 : Etat des connaissances sur la formation des gisements d'or.....	25
1. L'élément Au	27
1.1. Distribution spatiale et temporelle de l'or	27
1.2. Comportement de l'or dans les processus magmatiques et hydrothermaux	30
2. Diversité des gisements d'or et conditions de formation	30
2.1. Les gisements d'origine magmatique-hydrothermale	32
2.1.1. Les porphyres	32
2.1.2. Les gisements épithermaux	33
2.1.3. Les skarns	35
2.1.4. Les IOCG (Iron-Oxide-Copper-Gold deposits).....	36
2.1.5. Les « intrusion-related deposits ».....	37
2.2. Les gisements d'origine hydrothermale	37
2.2.1. Les gisements d'or orogénique.....	38
2.2.2. Les VMS (Volcanogenic Massive Sulfide deposits)	40
2.2.3. Les gisements de type Carlin.....	41
2.3. Les gisements d'origine sédimentaire : les placers	42
3. Géodynamique et formation des gisements d'or	43
4. Dater les événements minéralisateurs	46

4.1.	Chronologie relative	46
4.2.	Datation absolue mais indirecte de la minéralisation.....	47
4.3.	Datation absolue directe de la minéralisation	48
5.	Problématique.....	50
 Partie 2 : Evolution géodynamique du craton ouest-africain		53
1.	Le craton ouest-africain.....	55
2.	L'évolution archéenne du craton ouest-africain	57
2.1.	L'étape paléoarchéenne (3,5 Ga).....	58
2.2.	Le cycle léonien (3,1 - 2,9 Ga).....	59
2.3.	Le cycle libérien (2,9 - 2,8 Ga)	59
3.	Le Paléoprotérozoïque et l'orogénèse éburnéenne.....	60
3.1.	L'accrétion magmatique pré-éburnéenne (D1)	60
3.2.	La transition entre accrétion magmatique et accrétion tectonique (D2)	61
3.3.	L'orogénèse éburnéenne	62
4.	Les gisements d'or du domaine de Baoulé-Mossi.....	64
4.1.	Les gisements pré-orogéniques	66
4.2.	Les gisements syn-orogéniques.....	66
4.3.	Les gisements tardi-orogéniques	67
4.4.	Métallogénie de l'or birimien dans le craton ouest-africain.....	68
 Partie 3 : Datation Re-Os.....		73
1.	Principe de la datation Re-Os	75
1.1.	Les éléments rhénium et osmium.....	75
1.2.	La datation Re-Os.....	76
1.2.1.	Calcul d'un âge absolu	78
1.2.2.	Calcul d'un âge par la méthode de l'isochrone	78

1.3.	Propriétés du système Re-Os et champs d'application	79
1.3.1.	Caractère sidérophile du rhénium et de l'osmium	80
1.3.2.	Caractère chalcophile du rhénium et de l'osmium	80
1.3.3.	Caractère organophile du rhénium et de l'osmium	80
1.3.4.	Différence de compatibilité entre le rhénium et l'osmium.....	80
2.	Historique du développement analytique	81
2.1.	Développement de la spectrométrie de masse.....	81
2.2.	Evolution des méthodes de préparation de l'échantillon.....	83
2.2.1.	Digestion de l'échantillon.....	83
2.2.2.	Extraction de l'osmium	84
2.2.3.	Séparation du rhénium.....	85
3.	Protocole expérimental utilisé pour cette étude.....	85
3.1.	Broyage des roches et séparation des minéraux	86
3.2.	Digestion des échantillons par four haute pression (High Pressure Asher)	87
3.3.	Extraction et purification de l'osmium.....	88
3.3.1.	Extraction liquide-liquide	88
3.3.2.	Purification par micro-distillation	89
3.4.	Séparation du rhénium par échange anionique	90
3.5.	Mesure des rapports isotopiques de l'osmium par TIMS	91
3.5.1.	Généralités sur la spectrométrie de masse	91
3.5.2.	Spectromètre de masse à thermo-ionisation	91
3.5.3.	Mesure de l'osmium	92
3.5.4.	Contrôles et corrections	93
3.6.	Mesure du rapport isotopique du rhénium par ICP-MS.....	96
3.6.1.	Spectromètre de masse à source plasma.....	97
3.6.2.	Mesure du rhénium	98
3.6.3.	Contrôles et corrections	98

4. Développement analytique	99
4.1. Création d'un spike mixte Re-Os	100
4.1.1. La dilution isotopique	100
4.1.2. Création et calibration de spikes mixtes	102
4.2. Mesures d'un standard inter-laboratoire	104
5. Limites de la méthode	106
5.1. Échantillonnage restrictif	106
5.2. Consommation de l'échantillon	107
5.3. Estimation des teneurs en Re et en Os de l'échantillon	107
5.4. Estimation des incertitudes.....	108

Partie 4 : Caractérisation et datation de gisements d'or du craton ouest-africain..... 113

1. Le gisement Cu-Au de Gaoua (Burkina Faso) : exemple de télescopage d'un porphyre cuprifère et d'un gisement d'or orogénique	119
2. Le gisement de Nassara (Burkina Faso) : Expression de la phase orogénique de Gaoua ?.....	157
2.1. Contexte géologique.....	157
2.2. Description de la minéralisation aurifère	158
2.3. Datation de la minéralisation orogénique.....	160
3. Le gisement de Kiaka (Burkina Faso) : Une minéralisation aurifère polyphasée au cours de l'évolution métamorphique crustale	163
4. Le gisement de Wassa (Ghana)	221
4.1. Contexte géologique.....	221
4.2. Deux phases de minéralisation	222
4.3. Datation Re-Os des deux événements aurifères	223
5. Le gisement d'Obuasi (Ghana)	226
5.1. Contexte géologique.....	226

5.2. Une minéralisation aurifère polyphasée	227
5.3. Datation Re-Os des arsénopyrites aurifères	229
6. Le gisement de Damang (Ghana).....	231
6.1. Contexte géologique.....	231
6.2. Superposition de deux types de gisement	232
6.3. Datation de la phase or orogénique	233
Partie 5 : Datations Re-Os : Preuves pour des événements aurifères multiples au Paléoprotérozoïque dans le craton ouest-africain.....	239
Conclusion	287
Références bibliographiques	293
Liste des figures	323
Liste des tableaux	333

Introduction

Relance de l'exploration des gisements d'or

Le cours de l'or a connu une augmentation sans précédent au début des années 2000 pour atteindre un maximum de plus de 1800 US\$ l'once en 2011. Cette augmentation fulgurante a eu un effet direct sur l'exploration minière en créant une relance dans ce secteur d'activité. Notamment, les compagnies minières ont recommencé à s'intéresser à des gisements d'or de taille modeste qui avaient jusque-là été abandonnés faute d'un contexte économique favorable.

L'exploration et l'exploitation minière sont des activités fortement influencées par la situation économique du moment. Un gisement est un site de concentration de substance utile (métal, hydrocarbures, matériaux de construction, ...) dont l'exploitation génère des profits. La notion de gisement possède donc une forte connotation économique puisqu'un gisement doit être rentable. Cette rentabilité dépend de plusieurs caractéristiques propres à chaque gisement mais aussi à la période de temps considérée. Un gisement métallique est caractérisé par sa teneur et son tonnage. La teneur est la concentration en métal contenue dans le gisement, tandis que le tonnage représente la quantité totale de métal au sein du gisement. Il existe des gisements de très grande taille mais avec une minéralisation disséminée (fort tonnage mais faible teneur) et, au contraire, des gisements très concentrés mais d'extension limitée (forte teneur mais faible tonnage). Ces deux paramètres vont influencer la rentabilité économique d'un gisement tout comme son accessibilité et la forme des métaux d'intérêt. En effet, un gisement situé dans une région difficilement accessible (reliefs, éloignement des sites industriels, ...) sera plus coûteux à exploiter, de même qu'un gisement dont le métal est difficilement extrait du minerai. Enfin, le contexte économique, et notamment le cours des métaux, est un facteur essentiel contrôlant la mise en exploitation des gisements : un gisement non-rentable lorsque le cours est bas peut devenir rentable lorsque le cours atteint un certain seuil.

L'augmentation du prix de l'or a donc créé une relance dans le domaine industriel mais aussi dans celui de la recherche. En effet, les gisements modestes ayant été sous-étudiés du fait de leur manque d'attractivité, leur mode de formation est généralement méconnu et leur attribution à un certain type de gisement est parfois problématique. Des projets de recherche

ont donc été entrepris par des laboratoires, en interaction avec les compagnies minières, dans le but d'aboutir à une meilleure compréhension de ces gisements d'or, de façon à améliorer leur exploitation ainsi que la prospection de nouveaux gisements.

L'or en Afrique de l'Ouest

L'Afrique de l'Ouest fait partie des régions à avoir bénéficié de ce regain d'activité dans le domaine minier. En effet, hormis quelques gisements d'or de classe mondiale, essentiellement localisés au Ghana (gisements d'Obuasi et de Tarkwa), l'Afrique de l'Ouest renferme de nombreuses occurrences aurifères qui, jusqu'à l'augmentation récente du prix de l'or, ne présentaient pas d'intérêt économique. Cette région a, par conséquent, été très peu explorée et les études géologiques ont été très limitées jusque dans les années 1990. A partir de cette époque, l'étude individuelle de plusieurs gisements situés dans différents pays d'Afrique de l'Ouest a donné naissance à de nombreuses publications scientifiques sur le sujet ainsi qu'à des revues plus générales concernant la métallogénie de l'or à l'échelle du craton.

La majorité des occurrences aurifères du craton ouest-africain sont encaissées dans des formations d'âge paléoproterozoïque et sont des gisements d'or orogénique qui se sont formés au cours du cycle éburnéen, il y a environ 2 milliards d'années. Certains de ces gisements demeurent mal compris et il n'existe pas de données permettant d'attribuer les minéralisations à l'une ou l'autre des phases de l'orogénèse éburnéenne qui s'est déroulée sur une période de plus de 250 millions d'années. En plus des nombreux gisements orogéniques, l'Afrique de l'Ouest comporte également l'un des plus gros gisements mondiaux de type paléoplacer aurifère (Tarkwa, au Ghana) dont la relation avec les autres gisements du craton est toujours débattue.

Le projet WAXI

Le présent travail de thèse qui porte sur l'étude d'un nombre limité de gisements d'or situés au Burkina Faso et au Mali fait partie intégrante du projet WAXI (West African eXploration Initiative, ou Initiative d'Exploration Ouest Africaine). Ce projet, piloté par le consortium AMIRA international, est un vaste programme de recherches géologiques qui a pour but d'aboutir à une meilleure compréhension des processus métallogéniques

responsables des minéralisations aurifères à l'échelle du craton ouest-africain. Ces investigations ont été rendues possibles grâce à un consortium entre des compagnies minières investies dans l'exploration de cette région du monde, des laboratoires et instituts de recherche et les services géologiques des pays africains impliqués dans le projet.

Pour atteindre ses objectifs, la phase 2 du projet WAXI, qui s'est déroulée de mars 2010 à septembre 2014, était organisée en trois grands axes de recherche :

(1) le thème « tectonique et architecture » qui comprend les études tectoniques ainsi que l'acquisition et l'interprétation de données géophysiques pour permettre d'identifier les contrôles que la géodynamique exerce sur les processus métallogéniques ;

(2) le thème « systèmes minéralisateurs » qui a pour but d'étudier la minéralisation aurifère en termes de contrôles géométriques et génétiques, de géochronologie et de géochimie ;

(3) le thème « processus de surface » qui étudie l'évolution topographique des paysages ainsi que le transport des métaux par les processus supergènes.

Organisation du manuscrit

Ce travail de thèse présente l'étude détaillée de trois gisements d'or localisés au Burkina Faso (Gaoua, Nassara et Kiaka) et de trois gisements situés au Ghana (Wassa, Damang et Obuasi), ainsi que les contraintes géochronologiques sur les minéralisations obtenues par la méthode isotopique rhénium-osmium. Le manuscrit s'organise en cinq parties.

La première partie énonce la problématique de la thèse en présentant l'état actuel des connaissances sur les différents types de gisements d'or et sur leur mode de formation, ainsi qu'une brève revue des techniques permettant d'apporter des contraintes chronologiques sur les systèmes minéralisés.

La deuxième partie retrace l'histoire géologique du craton ouest-africain depuis les prémices de sa formation à l'Archéen jusqu'à son important remaniement au Paléoprotérozoïque au cours de l'orogénèse éburnéenne. La seule classification des gisements d'or ouest-africains mettant en relation la formation de ces gisements avec les événements géodynamiques est présentée. Cette présentation permet notamment de mettre en évidence

l'important manque de contraintes géochronologiques disponibles à ce jour sur la formation des minéralisations.

La troisième partie est consacrée à la présentation du système de datation isotopique Re-Os qui a été choisi pour ce travail. Le principe de fonctionnement de la méthode est énoncé, suivi d'un bref historique des développements analytiques et de la description du protocole expérimental qui a été suivi pour réaliser les analyses. Enfin, les développements analytiques nécessaires à l'analyse d'échantillons relativement pauvres en rhénium et en osmium qui ont été réalisés au cours de cette thèse sont présentés.

La quatrième partie présente l'ensemble des résultats obtenus sur une sélection de gisements aurifères du craton ouest-africain sélectionnés en fonction de leur lien avec les différentes phases orogéniques affectant le craton au Paléoprotérozoïque. Cette partie comprend notamment un article qui a été soumis dans la revue *Economic Geology* concernant les résultats obtenus sur le gisement de Gaoua (Burkina Faso).

La dernière partie de ce manuscrit propose une synthèse de tous les résultats obtenus au cours de ce travail sous la forme d'un article à soumettre dans la revue *Economic Geology*. Cette synthèse met en évidence le polyphasage des minéralisations aurifères à l'échelle du craton ouest-africain et permet d'attribuer la formation des six gisements étudiés à une ou plusieurs phases de l'orogénèse éburnéenne. Enfin, elle permet de discuter des liens génétiques possibles entre certains gisements orogéniques ouest-africains et le paléoplacer de Tarkwa (Ghana).

Partie 1 :

ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LA FORMATION DES GISEMENTS D'OR

Partie 1 : Etat des connaissances sur la formation des gisements d'or

Partie 1 : Etat des connaissances sur la formation des gisements d'or.....	25
1. L'élément Au	27
1.1. Distribution spatiale et temporelle de l'or.....	27
1.2. Comportement de l'or dans les processus magmatiques et hydrothermaux	30
2. Diversité des gisements d'or et conditions de formation	30
2.1. Les gisements d'origine magmatique-hydrothermale.....	32
2.1.1. Les porphyres	32
2.1.2. Les gisements épithermaux	33
2.1.3. Les skarns	35
2.1.4. Les IOCG (Iron-Oxide-Copper-Gold deposits).....	36
2.1.5. Les « intrusion-related deposits ».....	37
2.2. Les gisements d'origine hydrothermale.....	37
2.2.1. Les gisements d'or orogénique.....	38
2.2.2. Les VMS (Volcanogenic Massive Sulfide deposits).....	40
2.2.3. Les gisements de type Carlin.....	41
2.3. Les gisements d'origine sédimentaire : les placers.....	42
3. Géodynamique et formation des gisements d'or	43
4. Dater les événements minéralisateurs	46
4.1. Chronologie relative.....	46
4.2. Datation absolue mais indirecte de la minéralisation	47
4.3. Datation absolue directe de la minéralisation	48
5. Problématique.....	50

1. L'élément Au

L'or est un métal de transition de numéro atomique 79, très dense (densité 19,3) et très malléable. L'or ne comprend qu'un seul isotope stable à l'état naturel qui est le ^{197}Au . Son état d'oxydation le plus commun est de (0), cependant celui-ci peut varier de (-I) à (+V), même si Au (+I) (appelé ion aureux) et Au (+III) (ion aurique) sont majoritaires. L'or est un métal relativement stable chimiquement, il ne forme pas d'oxydes ni d'ions en solution aqueuse, mais il peut former des complexes, notamment avec CN, Cl, OH ou HS. Il se trouve à l'état naturel sous forme native, en alliage avec d'autres éléments comme l'argent ou le tellure, ou en traces dans le réseau cristallin de certains minéraux.

1.1. Distribution spatiale et temporelle de l'or

Dans la classification géochimique des éléments de Goldschmidt, l'or est un élément sidérophile, il fait même partie des éléments dits hautement sidérophiles (High Siderophile Elements, HSE). Il présente donc une affinité prononcée pour le fer et a migré vers le noyau de la Terre lors de la différenciation des enveloppes terrestres (Figure 1).

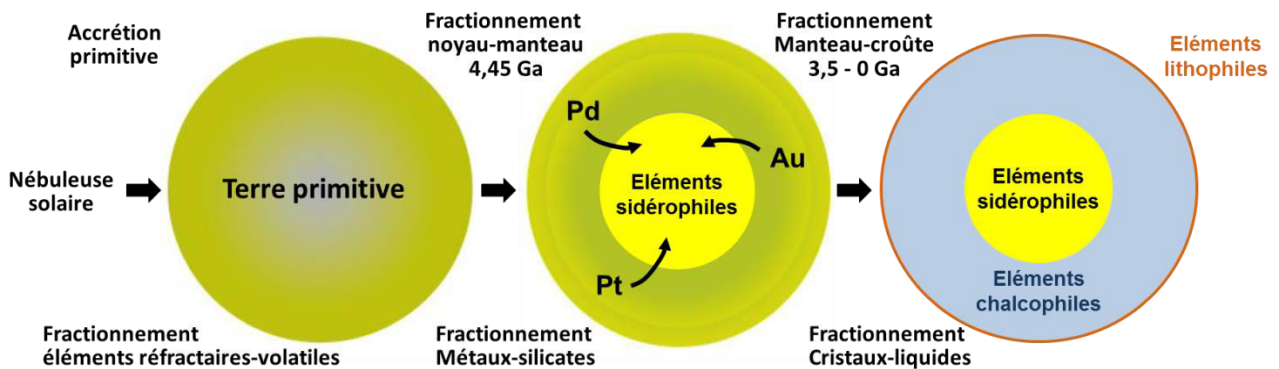


Figure 1 : Les différentes phases de la différenciation des enveloppes terrestres

Une comparaison entre les teneurs en or de la Terre silicatée et des chondrites suggère que 98% de l'or terrestre serait contenu dans le noyau (McDonough and Sun, 1995; Wood et al., 2006; Frimmel, 2008). Ce caractère sidérophile combiné à la faible abondance de l'or dans la terre chondritique du fait son grand numéro atomique, explique qu'on ne le retrouve qu'en

faible quantité dans la croûte terrestre, ce qui en fait un métal rare. En effet, la teneur moyenne de l'or (ou clarke) n'est que de 4 ppb dans la croûte, soit 4 mg.t^{-1} , et seulement de 1,3 ppb dans la croûte continentale (Rudnick and Gao, 2003). Malgré sa stabilité chimique, l'or se retrouve localement concentré dans la croûte au sein de gisements qui témoignent d'un enrichissement pouvant atteindre 10^4 fois la teneur du reste de la croûte (Frimmel, 2008).

Les gisements d'or ne se sont pas formés de façon uniforme au cours des temps géologiques et on observe des pics aurifères (Figure 2). C'est au Mésoarchéen qu'a lieu la plus grande période aurifère (représentant environ 90000 tonnes d'or) qui est essentiellement le résultat d'un seul gisement : le paléoplacer du Witwatersrand, en Afrique du Sud. Les pics aurifères plus modestes qui suivent, notamment au Néoarchéen, Paléoproterozoïque et Paléozoïque, sont dominés par les gisements d'or orogéniques qui se mettent en place lors des grands orogènes (Goldfarb et al., 2001). Au Cénozoïque, une période aurifère plus importante en termes de quantité d'or survient, marquée par une grande diversité de gisements (gisements épithermaux, porphyres, skarns, Carlin). Cependant, cette répartition est biaisée par la durée de préservation de certains types de gisements. En effet, les gisements superficiels (porphyres et épithermaux, par exemple) sont plus sensibles à l'érosion et finissent par disparaître. Ainsi, la dernière période aurifère observée au Cénozoïque est artificiellement amplifiée par rapport aux périodes les plus anciennes qui sont minimisées. L'étude de la répartition temporelle des gisements d'or connus a conduit à l'hypothèse que la majorité de l'or présent dans la croûte continentale y aurait été introduit lors d'un événement aurifère majeur au Mésoarchéen, aux alentours de 3 Ga (Figure 2 ; Frimmel, 2008). Le gisement d'or du Witwatersrand, qui est le plus grand gisement actuellement connu, est un argument en faveur de l'existence d'un tel événement aurifère au Mésoarchéen. L'or contenu dans le bassin du Witwatersrand possède des teneurs en rhénium et surtout en osmium bien plus élevées que la plupart des autres gisements d'or. De plus, les rapports Re/Os et $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de l'or qui sont similaires à ceux connus pour le manteau à 3 Ga (Kirk et al., 2001, 2002; Frimmel et al., 2005) indiquent une origine magmatique. Au contraire, l'appauvrissement en osmium dans l'or des gisements postérieurs semble être le résultat de la remobilisation de l'or par des fluides hydrothermaux dans lesquels l'osmium est peu soluble (Xiong and Wood, 2000).

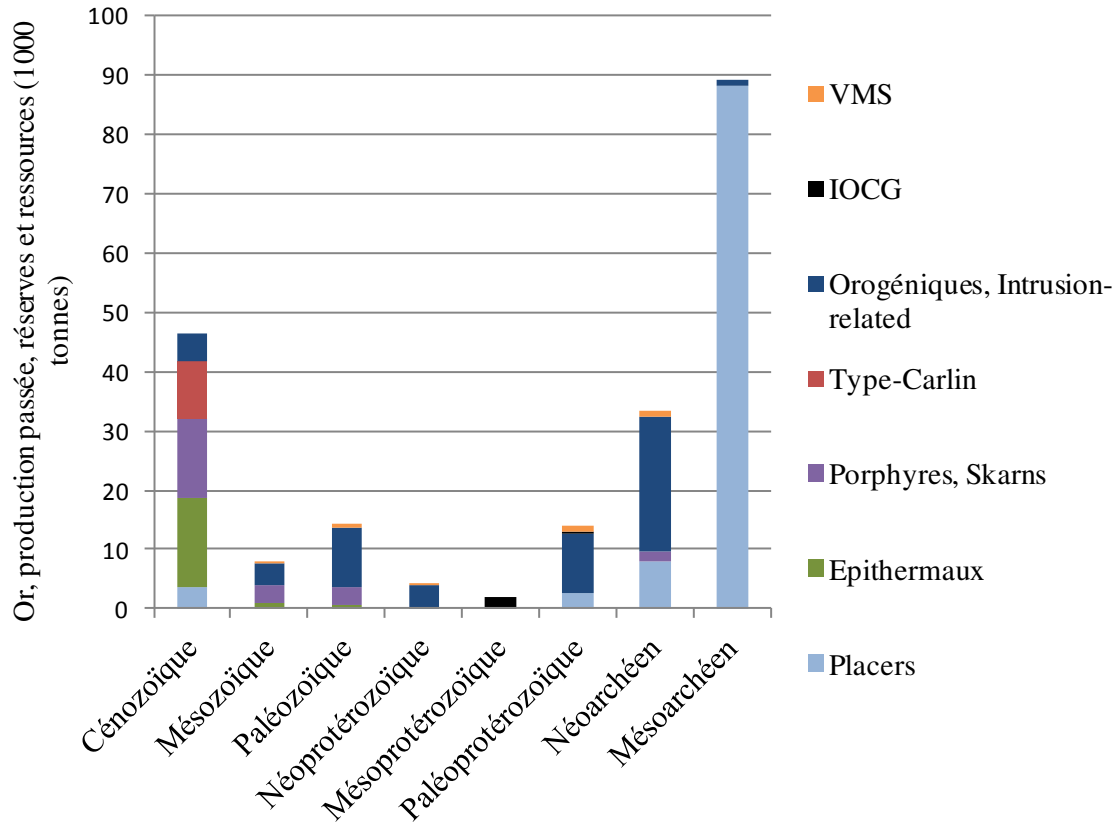


Figure 2 : Distribution des types de gisement d'or connus au cours des temps géologiques (d'après Frimmel, 2008)

L'introduction d'une grande quantité d'or dans la croûte au Mésoarchéen pour former la source du Witwatersrand peut s'expliquer de plusieurs façons. Une première hypothèse attribue cet apport d'or à un intense bombardement météoritique qui a eu lieu après la différenciation du noyau et du manteau terrestre vers 3,2 Ga (Glikson, 2001). La teneur en or des chondrites étant d'environ 140 ppb (McDonough and Sun, 1995), un apport extra-terrestre aurait contribué à augmenter significativement la teneur en or de la croûte et du manteau. Pourtant, des calculs récents du coefficient de partage métal-silicate de l'or ont montré qu'un apport externe n'était pas nécessaire pour expliquer les teneurs en or du manteau (Brenan and McDonough, 2009). L'événement aurifère mésoarchéen peut également s'expliquer par un changement des propriétés thermiques du manteau à cette période. En effet, il a été montré que la température du manteau a atteint un maximum (250°C de plus qu'à l'actuel) à 3 Ga (Labrosse and Jaupart, 2007). Ce pic de température a eu pour effet de favoriser la formation de panaches mantelliques qui ont été des vecteurs de transport de l'or depuis la limite noyau-manteau où il est enrichi, vers la lithosphère (Frimmel, 2008).

1.2. Comportement de l'or dans les processus magmatiques et hydrothermaux

Bien que l'or soit relativement stable lors de réactions chimiques, on le trouve localement concentré au niveau de gisements dans la croûte terrestre. L'or peut donc être remobilisé lors de processus géologiques.

Plusieurs études ont mis en évidence le caractère incompatible de l'or dans différents minéraux tels que l'olivine (Richter et al., 2004; Brenan et al., 2005), le spinelle chromifère et le pyroxène (Richter et al., 2004), cohérent avec l'important rayon ionique de l'or. Ce comportement tend à concentrer l'or dans les liquides silicatés mafiques lors de la fusion partielle, cependant, la solubilité de l'or dans ces liquides dépend de plusieurs paramètres. En effet, la concentration de l'or dans les liquides silicatés est dépendante de la fO_2 , de la teneur en soufre du magma, notamment sa teneur en S^{2-} et de la présence de sulfures (Bell et al., 2009; Botcharnikov et al., 2010; Jégo and Pichavant, 2012; Li and Audétat, 2013; Zajacz et al., 2012).

Les processus magmatiques ne permettent toutefois pas de concentrer l'or, le transport de l'or vers des sites de concentration est assuré par les fluides hydrothermaux. Il existe différents types de fluides hydrothermaux circulant dans la croûte, généralement de composition aqueuse à aquo-carbonique, et de salinité variable selon leur nature. L'or y est transporté en solution sous forme de complexes sulfurés ($AuHS$ ou $Au(HS)^-$), chlorurés ($AuCl_2^-$) ou hydroxydes ($AuOH$) en fonction de la température, du pH du fluide et de l'état d'oxydation. Parmi la diversité des fluides hydrothermaux pouvant être impliqués dans la formation de gisements d'or, il semble que les fluides magmatiques soient les plus efficaces pour transporter l'or. En effet, la plupart de l'or mobilisé par un magma est extrait de ce magma dans une phase fluide lors de la cristallisation et le dégazage. Ainsi, les fluides magmatiques peuvent avoir des concentrations en or très élevées, comparé aux autres fluides hydrothermaux (Frimmel, 2008).

2. Diversité des gisements d'or et conditions de formation

L'or est un métal précieux connu et utilisé par l'Homme depuis la Préhistoire. Aujourd'hui, la majorité de l'or est utilisé en joaillerie ou pour la réalisation de pièces et de lingots qui constituent une forme privilégiée de placement pour les banques et certains particuliers. Il est également utilisé dans les domaines de la dentisterie et de l'électronique

pour sa résistance à la corrosion et sa très bonne conductivité électrique. Ses propriétés en font un métal très recherché. Bien que l'or soit un métal rare dans la croûte terrestre (teneur moyenne de 4 mg.t^{-1}), il existe des sites de concentration ponctuels, appelés gîtes, où la teneur en or peut atteindre plus de mille fois sa concentration moyenne dans la croûte. On parle de gisement d'or lorsque la teneur et le tonnage du gîte sont tels que le métal peut être exploité de façon rentable à un instant donné.

Il existe plusieurs types de gisements d'or qui diffèrent par leur géométrie et leur disposition, la nature de leurs roches encaissantes, la forme de la minéralisation ou encore la nature des minéraux associés à cette minéralisation. Ces gisements participent dans des proportions variables à la production mondiale d'or, les gisements les plus importants étant les placers et les gisements d'or orogénique, suivis par les porphyres et les gisements épithermaux (Figure 3). Il existe une grande variété de classifications des gisements d'or reposant sur la nature de l'encaissant, sur un modèle génétique ou encore sur les associations minérales liées à la minéralisation. La description qui suit repose sur la classification des gisements en fonction du processus minéralisateur qui en est à l'origine. On distingue ainsi trois processus géologiques principaux pouvant être à l'origine de la formation d'un gisement : le magmatisme, l'hydrothermalisme et la sédimentation.

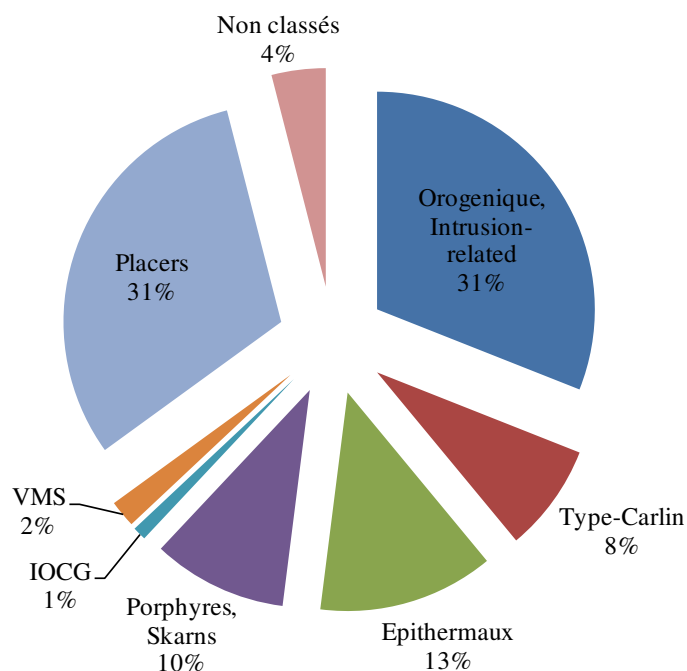


Figure 3: Importance relative des différents types de gisement d'or dans la production globale entre 1984 et 2006 (d'après Frimmel, 2008)

2.1. Les gisements d'origine magmatique-hydrothermale

Les interactions entre les processus ignés et hydrothermaux jouent un rôle important dans la formation de certains types de gisements métallifères, et plus particulièrement dans les contextes de sub-surface.

2.1.1. Les porphyres

Les gisements de type porphyre sont des gisements hydrothermaux liés à des intrusions magmatiques de composition felsique à intermédiaire et font partie des plus gros réservoirs en or de la croûte terrestre (Kerrich et al., 2000; Kesler et al., 2002). Ce type de gisement est caractérisé par des teneurs en métaux faibles à moyennes, mais par des tonnages très importants (Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010). Les porphyres se mettent en place à faible profondeur (1 à 5 km), à l'aplomb d'intrusions calco-alkalines liées aux zones de subduction, au niveau d'arcs insulaires ou de cordillères continentales (Bierlein et al., 2009). Les métaux majoritaires de ce type de gisement sont le cuivre, le molybdène et l'or. Il existe aussi des porphyres à étain et tungstène, mais qui ne seront pas abordés ici.

La minéralisation se présente sous différentes formes, essentiellement associée à des structures discordantes : des stockwerks ; des fractures ; des brèches, mais elle peut également

être disséminée dans la roche encaissante. Les porphyres à Cu-Au sont marqués par des altérations bien spécifiques qui fournissent des guides très importants en prospection. Ces altérations, d'origine hydrothermale, sont organisées en zones concentriques autour du centre de l'intrusion (Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010). L'âge des porphyres s'étend de l'Archéen à l'actuel, même si la grande majorité est postérieure au Jurassique (Sinclair, 2007; Bierlein et al., 2009; Sillitoe, 2010). En effet, étant des gisements de faible profondeur, les porphyres sont très sensibles à l'érosion, c'est pourquoi leur distribution se limite essentiellement aux chaînes de montagnes les plus récentes (Figure 2), les plus anciens ayant été érodés pour la plupart par le jeu de la tectonique.

La formation d'un porphyre repose sur la formation d'un magma hybride (de sources mantellique et crustale) lors d'un processus de subduction. La plaque plongeante se déshydrate, ce qui provoque une fusion partielle du manteau de la plaque chevauchante. Le magma mantellique remonte à l'aplomb de la croûte sus-jacente et provoque à son tour une fusion de la base de celle-ci. Le magma de composition calco-alkaline ainsi formé remonte vers la surface à travers la croûte via des dykes pour alimenter des batholites à moindre profondeur. Deux phénomènes vont alors intervenir, contribuant à la séparation d'une phase fluide aqueuse du magma. D'une part, l'ascension du magma le long des dykes s'accompagne d'une baisse de pression qui va diminuer la solubilité de l'eau. Et d'autre part, la cristallisation progressive du magma va augmenter la teneur en eau du liquide résiduel jusqu'à atteindre le seuil de solubilité (Hedenquist and Lowenstern, 1994). La combinaison de ces deux processus va être à l'origine d'une démixtion. La phase fluide ainsi libérée provoque une fracturation hydraulique de la roche encaissante, à l'origine de la formation de stockwerks où va se déposer la minéralisation.

2.1.2. Les gisements épithermaux

Les gisements épithermaux se rencontrent dans les mêmes contextes tectoniques relativement restreints que les porphyres, que sont les arcs volcano-plutoniques, les arcs insulaires et les arcs de cordillère associés aux zones de subduction. Ils sont principalement présents le long de la ceinture de feu du Pacifique et dans la chaîne alpine en Europe. Ce sont des gisements très superficiels puisqu'ils se mettent en place entre 2 km de profondeur et la surface (White and Hedenquist, 1995). Ils sont donc très sensibles à l'érosion, ce qui explique que la plupart des gisements encore existants aujourd'hui soient postérieurs au Jurassique (Figure 2).

Il existe deux types de gisements épithermaux qui se différencient principalement par la différence d'état d'oxydation du soufre dans les fluides minéralisateurs associés (Hedenquist et al., 1996) : les gisements dits « high sulfidation » (aussi appelés épithermaux acides) et les gisements « low sulfidation » (ou encore, épithermaux neutres). Les gisements épithermaux « high sulfidation » se forment à des températures comprises entre 150 et environ 300°C (White and Hedenquist, 1995) à partir d'un fluide minéralisateur très acide, à proximité d'appareils volcaniques. La minéralisation est caractérisée par l'importance des minéraux cuprifères, en particulier la chalcopryrite, l'énargite et la luzonite. Ce type de gisement est également très riche en pyrite, il s'agit du sulfure le plus répandu. Ces gisements sont encaissés dans des roches volcaniques andésitiques à dacitiques appartenant à la série calco-alcaline. La minéralisation quant à elle, se présente essentiellement sous forme disséminée, même si elle peut également se trouver dans des veines secondaires ou des stockwerks mineurs. Comme les porphyres, les gisements épithermaux « high sulfidation » sont marqués par une altération particulière présentant une zonation (White and Hedenquist, 1995).

Contrairement aux gisements épithermaux acides, les gisements « low sulfidation » ont la particularité d'être associés à des fluides hydrothermaux réduits de pH quasi-neutre, dont la température n'excède pas 300°C. Différentes données indiquent que la composition de ces fluides est dominée par des eaux météoriques, mais il existe également des preuves d'une contribution magmatique à ces fluides et aux gaz qu'ils contiennent (Hedenquist and Lowenstern, 1994; Simmons, 1995). Les textures observables à l'intérieur de ces gisements sont très variées : différentes générations de brèches, du quartz rubané, des veines de calcédoine, ou encore de la calcite lamellaire. Les roches encaissantes sont des roches magmatiques ou volcano-sédimentaires, généralement de composition calco-alcaline comme pour le premier type de gisement épithermal. La minéralisation quant à elle se présente essentiellement sous la forme de veines et de stockwerks, même s'il est également possible d'observer de la minéralisation disséminée (White and Hedenquist, 1995; Hedenquist et al., 1996). La minéralogie associée à la minéralisation est dominée par la pyrite mais est aussi représentée par la sphalérite, la galène, l'arsénopyrite, la chalcopryrite, la tétraédrite et les tellurures. La circulation de fluides hydrothermaux est à l'origine de zones d'altération à zonalité moins marquée que pour les gisements épithermaux acides.

Il existe aujourd'hui de nombreuses évidences montrant l'existence d'un lien génétique et spatial entre les gisements de type porphyre et les épithermaux « high sulfidation », ces

derniers constituant l'apex des systèmes porphyriques (Hedenquist et al., 1996). Le lien entre porphyres et gisements épithermaux « low sulfidation » est moins évident. En effet, contrairement aux épithermaux acides, les gisements neutres ne se trouvent pas à proximité immédiate d'un appareil volcanique mais plutôt au sein de systèmes géothermaux. La formation des épithermaux acides résulte de la libération de vapeurs et de fluides magmatiques porteurs de métaux lors de la fracturation hydraulique au niveau du porphyre, qui vont migrer vers la surface (Arribas, 1995). Le dépôt de la minéralisation va être provoqué soit par un phénomène d'ébullition à proximité de la surface, soit par un mélange et une dilution du fluide magmatique par des fluides météoriques, soit par une combinaison de ces deux phénomènes (Arribas, 1995; Henley and Berger, 2011). Les fluides hydrothermaux associés aux épithermaux neutres sont issus d'un mélange entre des fluides magmatiques et des eaux météoriques, ces dernières étant dominantes. Ces fluides sont peu salés et sont donc pauvres en chlore, mais particulièrement riches en gaz (H_2S et CO_2). Dans des conditions proches de la surface, les fluides vont entrer en ébullition, phénomène qui va s'accompagner de la perte d'une phase vapeur contenant le CO_2 et le H_2S (White and Hedenquist, 1995). Cette perte de soufre va diminuer la solubilité de l'Au dans le fluide et donc provoquer sa précipitation le long du conduit de circulation des fluides minéralisateurs.

2.1.3. *Les skarns*

Les skarns sont des gisements résultant de l'interaction de fluides hydrothermaux issus d'un magma silicaté (le plus souvent de composition dioritique à granitique) avec les roches sédimentaires encaissantes (Einaudi and Burt, 1982; Meinert et al., 2000; Chen et al., 2007). Ils se développent à proximité immédiate des intrusions magmatiques au sein des ceintures orogéniques et leur distribution temporelle s'étend du Précambrien au Tertiaire, même si la plupart des gisements exploités sont relativement jeunes. L'or apparaît dans de nombreux skarns comme un sous-produit de gisements fournissant essentiellement des métaux de base (Cu, Fe, Pb, Zn, ...), de l'étain ou du tungstène, mais il existe des skarns exploités exclusivement ou en majorité pour l'or. Ces skarns aurifères présentent une altération métasomatique calco-silicatée due à un métamorphisme de contact, dominée par le grenat et le pyroxène, liée à la minéralisation en or (Einaudi et al., 1981; Einaudi and Burt, 1982; Dill, 2010) qui constitue la caractéristique principale de ce type de gisement. Alors que les gisements de type skarn peuvent se former dans des environnements géologiques très variés, les skarns à Au se retrouvent préférentiellement au niveau d'arcs magmatiques associés à une subduction sous une croûte continentale ou au niveau de bassins d'arrière-arc.

Les skarns se forment en trois étapes (Einaudi et al., 1981; Meinert, 1992). (1) Lors de la mise en place de l'intrusion, les roches encaissantes se déshydratent et expulsent des fluides qui vont altérer les calcaires encaissants en marbres. (2) Le pluton libère des fluides magmatiques à haute température (500 à 600°C) à l'origine d'un métasomatisme prograde (Baker et al., 2004) qui s'accompagne de la formation des minéraux métamorphiques typiques des skarns (pyroxènes et grenats notamment). (3) Enfin, l'étape hydrothermale rétrograde correspond à une baisse de température des fluides (300 à 450°C) et à un apport d'eau (potentiellement via des fluides météoriques) qui vont mener à la formation de minéraux hydratés tels que l'amphibole. C'est également lors de cette étape finale que se déposent les métaux sous forme native ou de sulfures. La minéralogie des skarns est très variable et dépend de la nature de l'intrusion ainsi que de la composition des roches encaissantes (Einaudi et al., 1981).

2.1.4. Les IOCG (Iron-Oxide-Copper-Gold deposits)

La catégorie des gisements IOCG (ou gisements fer-oxydes) est apparue récemment dans la classification des gisements métalliques et demeure encore aujourd'hui assez mal définie. Les gisements de type IOCG sont caractérisés par leur abondance en oxydes de fer (magnétite ou hématite), en phosphore, en fluor, en baryum et en terres rares, et par leur pauvreté en titane (Hitzman et al., 1992; Kerrich et al., 2000). Ce sont des gisements essentiellement exploités pour le cuivre et l'or. Les principaux gisements de type IOCG se répartissent de l'Archéen au Mésozoïque et se trouvent en Australie (ex. Olympic Dam, Prominent Hill) et en Amérique du Sud. Ces gisements se forment en contexte extensif le long de structures majeures et leur géométrie tend à suivre les déformations locales ou régionales (Hitzman et al., 1992).

L'origine des gisements de type IOCG est sujet à débat, notamment concernant la nature des fluides minéralisateurs mis en jeu. Les avis divergent entre une saumure magmatique (Hitzman et al., 1992; Pollard, 2000) et une saumure externe mise en mouvement par des intrusions (Hitzman, 2000) comme fluide minéralisateur. Cependant, une étude menée sur les IOCG d'Andes centrales (Sillitoe, 2003) tend en faveur d'une origine magmatique tant pour les fluides que pour la source de l'or, bien que d'autres types de fluides (métamorphiques, eau de mer ou eaux connées) puissent intervenir localement. Dans tous les cas, il s'agit de fluides oxydants, de haute température (jusqu'à 600°C, Hitzman et al., 1992) et de salinité élevée (Kerrich et al., 2000). Le dépôt de la minéralisation semble dépendre d'un contrôle structural.

En effet, celle-ci apparaît le long de failles ou de zones de cisaillement, le long de contacts lithostratigraphiques, ou au niveau des contacts entre des granitoïdes et leurs roches encaissantes (Kerrick et al., 2000). Les IOCG ne se forment pas systématiquement à proximité de corps intrusifs, cependant, plusieurs arguments indiquent un lien génétique entre la minéralisation et des magmas, et plus particulièrement des magmas alcalins.

2.1.5. Les « intrusion-related deposits »

Au sens large, les gisements liés à une intrusion magmatique (« intrusion-related deposits » ou « intrusion-related systems ») peuvent comprendre les quatre types de gisement décrits ci-dessus (Thompson et al., 1999; Lang and Baker, 2001). Dans une définition plus restreinte, ce terme désigne les gisements qui se forment en dehors des domaines de formation des porphyres, préférentiellement en domaine continental (Dill, 2010). Ces gisements sont caractérisés par une minéralisation spatialement associée à des intrusions magmatiques réduites très fractionnées, métalumineuses, de composition granodioritique à granitique et d'origine majoritairement crustale (Thompson et al., 1999; Lang and Baker, 2001; Maloof et al., 2001; Hart and Goldfarb, 2005; Dill, 2010). Ils se distinguent des porphyres à Au ± Cu par l'absence de métaux de base, un état d'oxydation très faible et une faible teneur en sulfures (Lang and Baker, 2001; Hart and Goldfarb, 2005). La minéralisation en or s'accompagne souvent d'occurrences de Bi, W, As, Mo, Ag, Sn, Te, Sb (Thompson et al., 1999; Lang and Baker, 2001). Ces gisements se sont essentiellement formés tout au long du Phanérozoïque, cependant, on trouve quelques exemples de gisements d'or liés à des intrusions datant du Protérozoïque et de l'Archéen (ex. Duuring et al., 2007). Ce type de gisement est particulièrement présent en Alaska et dans le Yukon, Canada (Baker and Lang, 2001; Maloof et al., 2001).

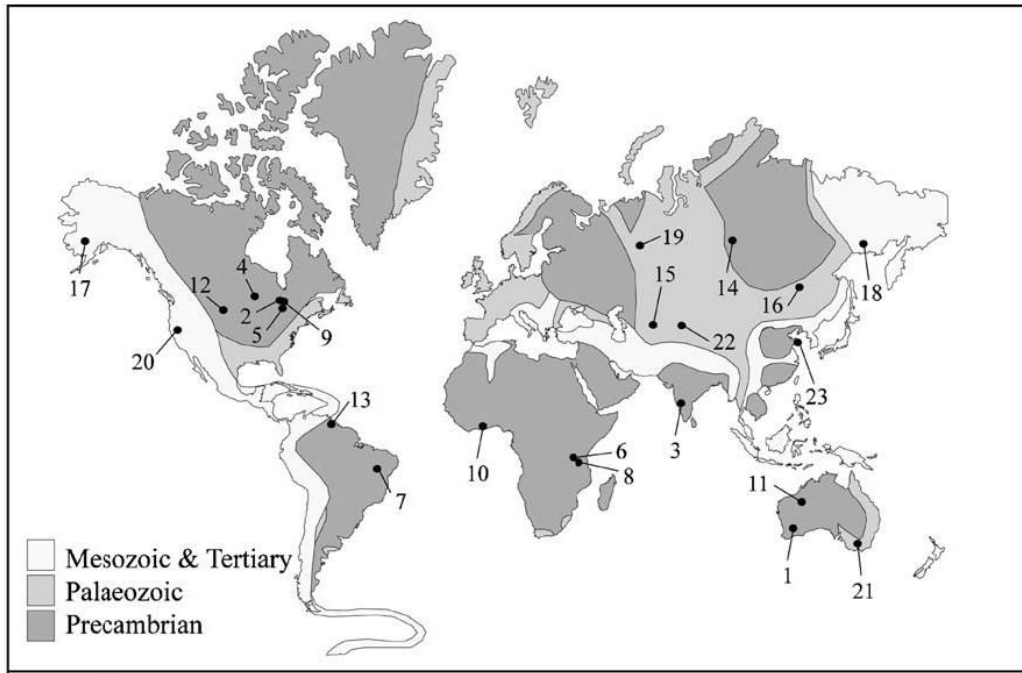
2.2. Les gisements d'origine hydrothermale

On regroupe sous le terme « gisements hydrothermaux » les gisements dont la formation dépend principalement de circulations de fluides hydrothermaux autres que des fluides magmatiques (fluides métamorphiques, eaux météoriques, eau de mer, eaux connées, ...) dans la croûte. Ces gisements peuvent se trouver associés à des intrusions magmatiques comme les gisements précédents, mais dans leur cas, l'intrusion ne constitue qu'un moteur thermique des circulations fluides.

2.2.1. *Les gisements d'or orogénique*

Les gisements d'or orogénique, aussi appelés gisements d'or mésothermaux, ont une très grande importance économique puisqu'ils représentent environ 30% de la production d'or mondiale (Figure 3). Contrairement à la plupart des autres types de gisements, les gisements d'or orogéniques se forment tardivement dans l'évolution des environnements de marges convergentes, lors des événements orogéniques majeurs (Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2001; Bierlein et al., 2009), syn- à post-pic métamorphique. Ils se sont formés de façon épisodique du milieu de l'Archéen au Protérozoïque, puis de façon plus régulière tout au long du Phanérozoïque (Figure 4 ; Goldfarb et al., 2001).

La formation des gisements d'or orogéniques est étroitement associée aux phénomènes tectono-thermaux mis en jeu lors des orogénèses. De ce fait, ces gisements sont encaissés dans des roches métamorphisées, le plus souvent dans le faciès des schistes verts. Les fluides métamorphiques émis par les réactions de déshydratation des roches durant le métamorphisme prograde forment des systèmes hydrothermaux régionaux étendus à tout l'orogène (Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2001). Il s'agit de fluides aquo-carboniques de faible salinité (McCuaig and Kerrich, 1998). L'origine de l'or semble provenir à la fois de ces fluides métamorphiques ainsi que du lessivage par ceux-ci des roches qu'ils traversent (Pitcairn et al., 2014). Ces fluides aurifères sont ensuite canalisés par des discontinuités majeures le long desquelles la réaction des fluides avec l'encaissant va être à l'origine de zones latérales d'altération pouvant s'étendre sur plusieurs mètres (Groves et al., 1998). Le dépôt de la minéralisation a lieu lors de la déstabilisation des complexes sulfurés portant l'or en solution. Cette déstabilisation peut faire suite à un refroidissement des fluides hydrothermaux, à un changement des conditions d'oxydo-réduction, ou encore à un changement de pH (McCuaig and Kerrich, 1998). Plusieurs phénomènes peuvent provoquer ces modifications chimiques des fluides parmi lesquels : l'existence de gradients de pression et de température à grande échelle ; les interactions entre les fluides et les roches encaissantes ; des fluctuations de pression ; ou un mélange de fluides (avec des eaux météoriques, par exemple).



Archean :

1. Golden Mile, Yilgarn Craton
2. McIntyre-Hollinger, Canadian Shield
3. Kolar, Dharwar Craton
4. Campbell-Red Lake, Canadian Shield
5. Kirkland Lake, Canadian Shield
7. Morro Velho, Sao Francisco Craton
9. Dome, Canadian Shield

Proterozoic :

10. Ashanti, West African Craton
11. Telfer, Paterson Orogen
12. Homestake, Trans-Hudson Orogen
13. Las Christinas, Amazon Craton
14. Olimpiada, Siberian Craton

Phanerozoic :

15. Muruntau, Tien Shan Orogen
16. Sukhoi Log, Siberian Craton
17. Donlin Creek, Alaska
18. Natalka, Russian Far East
19. Berezovkoe, Uralide Orogen
20. Grass Valley, California
21. Bendigo, Lachlan Orogen
22. Kumtor, Tien Shan Orogen
23. Linglong Camp, Yanshanian Orogen

Figure 4 : Distribution mondiale des terrains précambriens, paléozoïques, mésozoïques et cénozoïques avec la localisation des 23 plus gros gisements d'or orogénique (Bierlein et al., 2006a)

La minéralisation aurifère se présente le plus souvent sous la forme de veines ou de filons (d'où le nom de « lode deposits » également donné à ce type de gisement) associés à des

structures de second ordre (ou plus), à proximité de structures d'accrétion majeures (Groves et al., 1998; McCuaig and Kerrich, 1998; Kerrich et al., 2000; Goldfarb et al., 2001). La minéralogie de ces veines est dominée par le quartz, accompagné d'une faible proportion de sulfures (essentiellement des sulfures de fer) et des minéraux carbonatés. Les teneurs en or sont relativement élevées, de l'ordre de 5 à 30 g/t (Groves et al., 1998) et le ratio Au/Ag oscille entre 1 et 10. Les gisements d'or orogéniques peuvent se former jusqu'à plus de 25 km de profondeur, c'est pourquoi beaucoup ont été préservés au cours des temps géologiques (Groves et al., 1998; Kerrich et al., 2000; Goldfarb et al., 2001; Bierlein et al., 2009).

2.2.2. *Les VMS (Volcanogenic Massive Sulfide deposits)*

Les circulations hydrothermales au sein de la croûte océanique peuvent être à l'origine de la formation de gisements métallifères : les gisements d'amas sulfurés volcanogéniques. Les gisements d'amas sulfurés (ou VMS) sont des corps minéralisés stratiformes formés à partir de fluides hydrothermaux dans les fonds océaniques en association avec des roches volcaniques (Herrington et al., 2005). Ce type de gisement se forme dans des contextes tectoniques très variés, au niveau des dorsales océaniques, des arcs et des rifts océaniques (Franklin et al., 2005; Hannington et al., 2005; Kerrich et al., 2005) mais aussi dans les bassins d'arrière-arc, dans des séquences volcaniques et volcano-sédimentaires datant de l'Archéen à l'actuel (Kerrich et al., 2000). La minéralogie de ces gisements est dominée par les sulfures, et notamment les sulfures de fer dont la pyrite et la pyrrhotite qui sont généralement majoritaires, mais sont également présentes la chalcopyrite, la sphalérite ou la galène.

Les VMS se forment suite à la mise en circulation d'eau de mer contenue dans la porosité ou les failles des roches constituant les fonds sous-marins, par la mise en place d'intrusions magmatiques mafiques à felsiques de faible profondeur. La chaleur engendrée par l'intrusion crée un système hydrothermal convectif dans lequel l'eau de mer chauffée jusqu'à 400°C et mélangée à des fluides magmatiques lessive les métaux des roches volcaniques et/ou sédimentaires environnantes. Les fluides hydrothermaux ainsi chargés en métaux se refroidissent brutalement au contact de l'eau de mer froide, ce qui provoque une diminution de la solubilité des métaux et leur précipitation. Des sulfures précipitent autour des événements hydrothermaux formant des cheminées de plusieurs mètres de hauteur qui finissent par s'effondrer pour former des corps minéralisés tabulaires ou lenticulaires (Franklin et al., 2005).

On distingue différents sous-types de gisements VMS en fonction de la composition de la série volcanique encaissante et donc du contexte géodynamique de leur formation. Les VMS sont caractérisés par une petite taille (sauf pour quelques exceptions) mais des teneurs très élevées en métaux qui les rendent attractif pour la prospection minière. Ce sont avant tout des gisements exploités pour le cuivre, le zinc et le plomb mais certains d'entre eux contiennent des quantités importantes d'or et/ou d'argent. Les VMS riches en or se distinguent généralement des VMS pauvres en or du même district par plusieurs particularités (composition des roches volcaniques, assemblages d'altération, signature en éléments traces, ...) qui reflètent un contrôle géologique local de l'enrichissement en or (Hannington et al., 1999; Mercier-Langevin et al., 2011).

2.2.3. *Les gisements de type Carlin*

Les gisements d'or de type Carlin, qui font partie des plus gros gisements d'or hydrothermaux au monde, tirent leur nom du gisement Carlin découvert dans le Nevada dans les années 1960. Ils partagent de nombreuses ressemblances avec les gisements d'or orogéniques mais, contrairement à ces derniers, ils se forment lors des régimes extensifs qui suivent les processus de subduction (Hofstra and Cline, 2000). Ce sont des gisements encaissés dans des roches sédimentaires, à la minéralisation aurifère disséminée localisée dans des pyrites arsenifères, et caractérisés par un enrichissement en As, Sb, Hg et Tl, et une faible teneur en métaux de base (Emsbo et al., 2006). Ils présentent de forts tonnages qui permettent une exploitation même à faible teneur. Ces gisements se mettent en place au niveau de pièges structuraux (failles, plis, brèches, ...) ou lithologiques comme à l'interface entre une plateforme carbonatée et des roches silicoclastiques (Peters, 2004), à une profondeur de 1 à 4 km (Kuehn and Rose, 1995).

Le modèle de formation des gisements de type Carlin n'est pas encore bien contraint et la source des métaux reste controversée ainsi que la nature des fluides hydrothermaux qui les transportent (Kesler et al., 2005). Des fluides météoriques, magmatiques, métamorphiques et de bassins ont tour à tour été évoqués. Suite à l'étude de la composition isotopique du soufre dans un gisement du Nevada, Kesler et al. (2005) déduisent que les fluides minéralisateurs sont essentiellement d'origine magmatique. Cependant, cette hypothèse semble difficilement compatible avec les caractéristiques générales des inclusions fluides qui indiquent des fluides de faible salinité (1 à 8 % poids éq. NaCl) et de faible température (150 à 250 °C, Rui-Zhong et al., 2002). Par ailleurs, une origine magmatique des fluides ne peut pas être envisagée pour

les districts dépourvus d'intrusions comme c'est le cas en Chine, par exemple (Rui-Zhong et al., 2002). La tendance serait donc plutôt à considérer des fluides météoriques comme fluides minéralisateurs pour ce type de gisement ou un mélange de différents types de fluides.

La minéralisation des gisements de type Carlin est représentée par des grains d'or de taille sub-micrométrique se trouvant généralement dans la structure cristalline de pyrites disséminées accompagnées d'arsénopyrites, ou dans des surcroissances des pyrites enrichies en arsenic (Hofstra and Cline, 2000; Peters, 2004). Les circulations hydrothermales à l'origine de la minéralisation s'accompagnent d'une altération des roches encaissantes comprenant une silicification, une décarbonatation voire une dissolution de la calcite et de la dolomite (Kerrick et al., 2000; Peters, 2004). Ces transformations ont pour conséquence une augmentation de la porosité et de la perméabilité de la roche, ce qui favorise la migration des fluides hydrothermaux. Ce sont ces altérations fluides-roches, accompagnées ou non d'une dilution des fluides par mélange, qui provoquent la déstabilisation des complexes sulfurés et donc du dépôt de l'or (Kerrick et al., 2000).

2.3. Les gisements d'origine sédimentaire : les placers

Les processus hydrothermaux (associés ou non à des processus magmatiques) sont donc à l'origine de la formation de la majorité des gisements d'or présents sur Terre. Cependant, certains processus sédimentaires peuvent également mener à des gisements d'importance économique primordiale : les placers aurifères. Les placers sont typiquement des gisements secondaires qui nécessitent que l'or soit remobilisé à partir d'un gisement source, transporté puis re-sédimenté au niveau d'un site de concentration (Laznicka, 2006). Un placer se définit comme une accumulation de minéraux denses détritiques pendant le dépôt sédimentaire. Les gisements de placer sont très répandus, on les trouve notamment en Russie, au Brésil, au Canada, en Chine, en Alaska, ... On peut distinguer deux grands types de placer en fonction de leur période de formation : les néo-placers formés entre l'Eocène et le Quaternaire, et les paléoplacers qui représentent la majorité des placers exploités.

Les paléoplacers présentent une minéralisation en or contenue dans des conglomérats, probablement d'origine fluviale, riches en quartz. Les plus gros représentants de ce type de gisement en termes de taille sont le gisement du Witwatersrand, en Afrique du Sud (Hallbauer and Barton, 1987; Phillips and Law, 1994; Barnicoat et al., 1997; Kirk et al., 2001; Mathur et

al., 2013), le gisement de Tarkwa, au Ghana (Sestini, 1973; Davis et al., 1994; Oberthür et al., 1998; Pigois et al., 2003) et le gisement de Jacobina, au Brésil (Ledru et al., 1997; Milési et al., 2002). Le gisement archéen du Witwatersrand est sans doute le paléoplacer le plus connu puisqu'il domine la production d'or mondiale. Pourtant, un débat a longtemps persisté sur la nature de ce gisement et les hypothèses se partageaient entre une origine hydrothermale de la minéralisation qui se serait formée bien après le dépôt des sédiments encaissants (ex. Barnicoat et al., 1997) et une origine détritique (ex. Meier et al., 2009) avec un modèle de placer (Hallbauer and Utter, 1977; Hallbauer and Barton, 1987), ou un modèle de placer modifié par des événements hydrothermaux postérieurs (ex. Frimmel and Gartz, 1997). Grâce notamment aux données Re-Os qui indiquent un âge des grains d'or antérieur à l'âge du bassin sédimentaire, la plupart des études récentes argumentent en faveur d'un modèle détritique sans pour autant exclure un apport hydrothermal mineur (Kirk et al., 2001; Ruiz et al., 2006; Schaefer et al., 2010; Mathur et al., 2013). L'une des principales difficultés dans l'étude des paléoplacers est d'identifier la source de l'or. En effet, bien que la source de certains placers situés dans la ceinture Pacifique (Goldfarb et al., 1998), en Russie (Goryachev and Pirajno, 2014) ou en Australie (Goldfarb et al., 2001) ait été attribuée à des gisements d'or orogéniques toujours existants, dans la plupart des cas, les gisements sources ont disparu, ce qui complique d'autant plus leur identification.

3. Géodynamique et formation des gisements d'or

Il existe donc une grande variété de gisements d'or qui diffèrent par leurs caractéristiques géologiques mais aussi par leur mode de formation. La description des principaux types de gisements réalisée dans les paragraphes précédents indique que les gisements d'or peuvent se former dans une grande variété de contextes géodynamiques. De plus, chaque type de gisement se forme dans un contexte bien particulier (Figure 5) qui réunit toutes les conditions favorables à sa formation. Les gisements d'or sont donc des marqueurs des événements géologiques ayant mené à leur formation et, outre son aspect purement économique, leur étude permet d'investiguer ces événements.

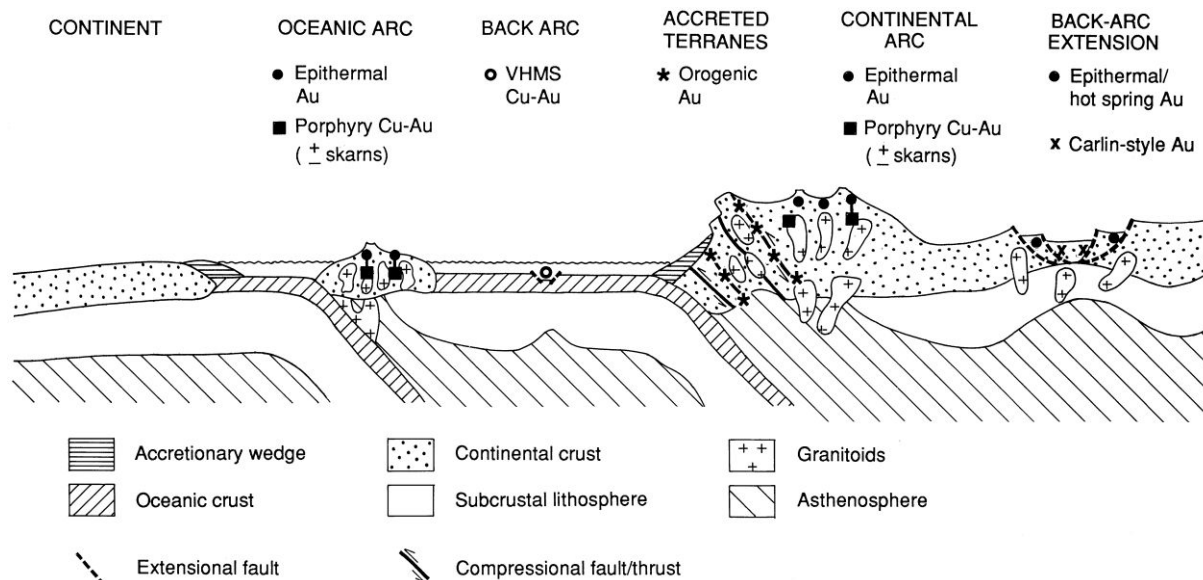


Figure 5 : Contexte tectonique des principaux gisements d'or épigénétiques (Groves et al., 1998).

On constate que, parmi les différents contextes pouvant mener à la formation d'un gisement d'or, les marges actives, et notamment les zones de subduction, sont les plus efficaces puisqu'elles hébergent les plus gros gisements d'or épigénétiques qui sont : les gisements d'or orogéniques, les porphyres et les gisements épithermaux (Figure 3 ; Figure 5). Les concentrations en or au sein de ces gisements sont contrôlées par une combinaison de plusieurs facteurs géologiques dont la nature de la croûte ainsi que l'épaisseur du manteau lithosphérique. En effet, Bierlein et al. (2006) ont constaté que les gisements d'or orogéniques de grande taille ont plus de chance de se former dans les orogènes impliquant la subduction d'une lithosphère océanique (légèrement plus riche en or que la lithosphère continentale) ou une lithosphère continentale de faible épaisseur qui facilite la circulation des fluides.

Le processus géodynamique contrôlant la formation d'un gisement va aussi influencer la profondeur de sa mise en place. Ainsi, les gisements sédimentaires tels que les placers se forment systématiquement en surface tandis que les gisements hydrothermaux et magmatiques peuvent se mettre en place à différents niveaux au sein de la croûte (Figure 6). La plupart de ces gisements apparaissent dans les 5 premiers kilomètres de profondeur, exceptés les gisements d'or orogénique (appelés « turbidite-hosted » et « greenstone-hosted » sur la Figure 6) qui occupent un niveau structural plus profond (de 5 à plus de 25 km de profondeur). Cette différence explique la meilleure préservation des gisements orogéniques au cours des temps géologiques.

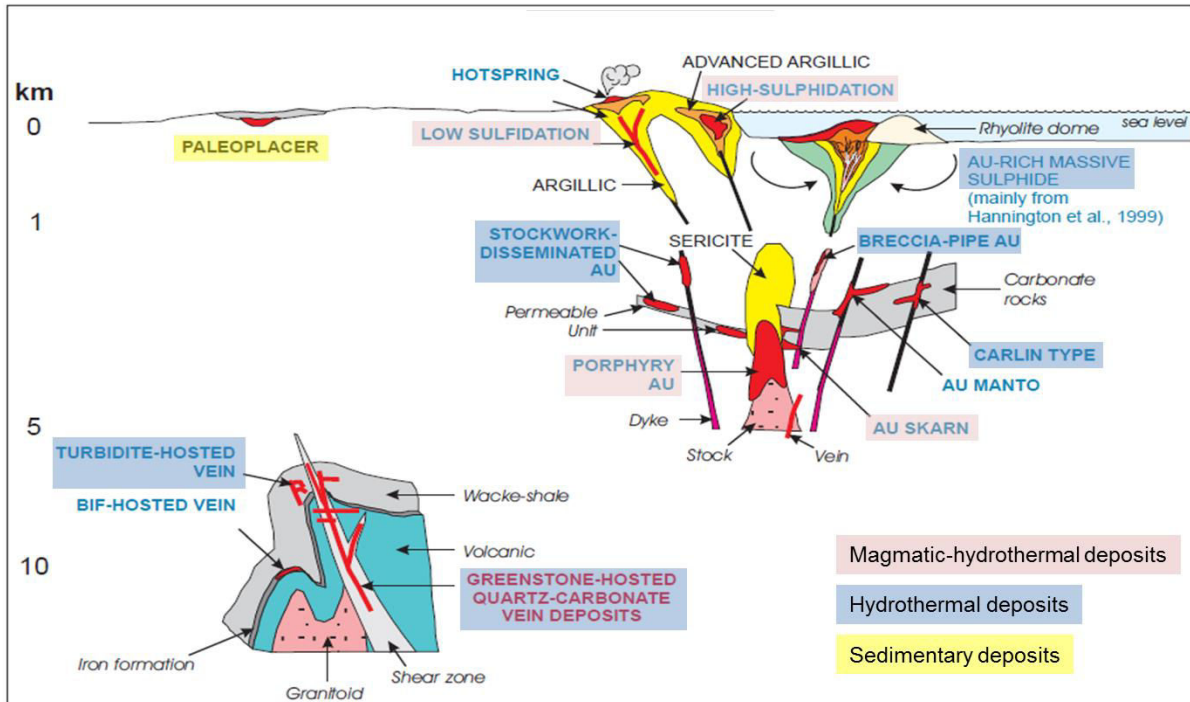


Figure 6 : Distribution des différents types de gisements d'or au sein d'un segment de croûte (modifié d'après Dubé and Gosselin, 2007)

Les plus gros gisements d'or (placers exceptés) se sont donc formés pendant des périodes de croissance crustale comme le montre la Figure 7 pour les gisements orogéniques. Ces périodes d'accrétion sont le siège d'importants échanges entre le manteau et la croûte terrestre et s'accompagnent de flux thermiques favorisant la mise en circulation des fluides (Goldfarb et al., 2001; Bierlein et al., 2006). L'étude et la compréhension de la formation des gisements d'or permettent donc également une étude indirecte de ces échanges.

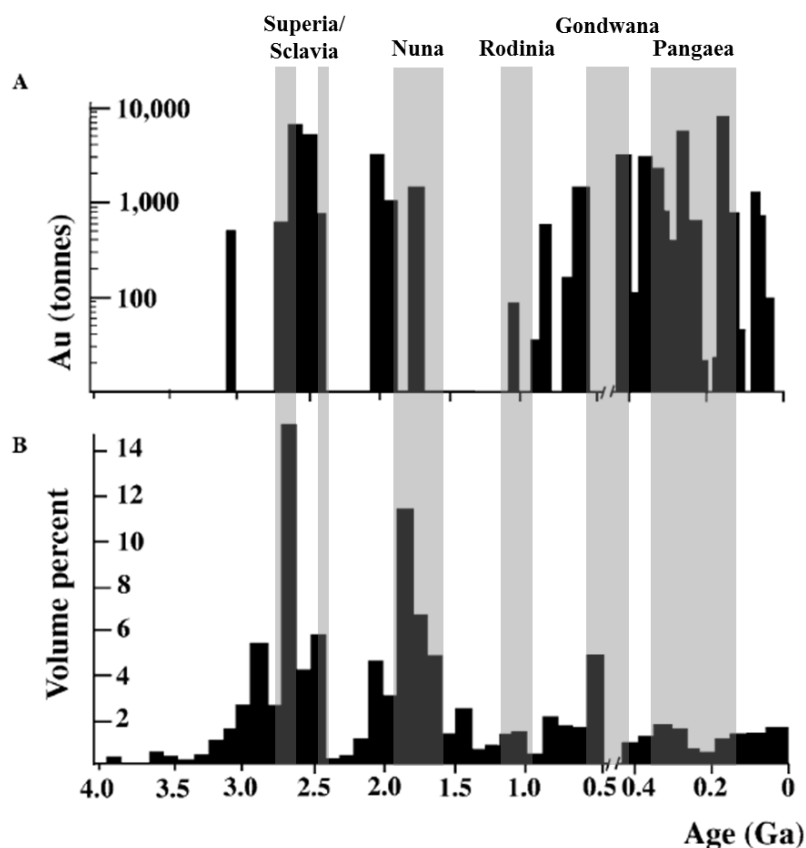


Figure 7: A. Distribution temporelle des gisements d'or orogéniques. B. Evolution temporelle de la croissance de la croûte continentale au cours des temps géologiques (modifié d'après Condie, 2000; Bierlein et al., 2006). Les bandes grises représentent la répartition temporelle des supercontinents (d'après Hawkesworth et al., 2010).

4. Dater les événements minéralisateurs

Parmi les études pouvant être menées sur les gisements d'or, la géochronologie permet de caler les événements minéralisateurs par rapport à des événements géodynamiques. Pour ce faire, la chronologie peut être relative ou absolue. Cependant, même dans le cas de datation absolue, il n'est pas toujours possible de dater directement la minéralisation du fait, notamment, de l'absence de minéraux « datables ».

4.1. Chronologie relative

La chronologie relative consiste à ordonner différents événements géologiques (magmatiques, métallogéniques, structuraux, ...) les uns par rapport aux autres en se basant essentiellement sur des observations multi-échelles : études de terrain, observations

macroscopiques et microscopiques. Ces observations permettent d'établir des relations génétiques et de recoupement qui constituent un prérequis à toute datation isotopique ultérieure.

4.2. Datation absolue mais indirecte de la minéralisation

Différents systèmes isotopiques peuvent être appliqués à des problématiques métallogéniques dans le but d'estimer l'âge d'une minéralisation (Tableau 1). Le choix de l'une ou l'autre de ces techniques dépend de la nature des échantillons et des minéraux qu'ils contiennent, ainsi que de la période de temps à dater.

Système isotopique	Période	Minéraux
U-Th-Pb	Archéen à Phanérozoïque	zircon, monazite, uraninite, galène, sulfures, feldspath potassique, xénotime, titanite, rutile, RT
Pb-Pb	Archéen à Phanérozoïque	galène, minéraux plombifères, pyrite
Sm-Nd	Archéen à Phanérozoïque	fluorine, scheelite, grenat, mica, RT
Re-Os	Archéen à Phanérozoïque	sulfures, RT
Pt-Os	Archéen à Phanérozoïque	RT
Ar-Ar	Phanérozoïque	muscovite, illite, biotite, phlogopite, amphibole, alunite, séricite, feldspath potassique, RT
K-Ar	Phanérozoïque	muscovite, illite, biotite, phlogopite, amphibole, alunite, séricite, feldspath potassique, RT
Rb-Sr	Phanérozoïque	biotite, muscovite, amphibole, feldspath, apatite, sphalérite, RT
C	Quaternaire	carbonates, RT
Th	Quaternaire	carbonates

Tableau 1 : Inventaire des systèmes isotopiques utilisés en métallogénie, précisant les périodes et les minéraux pour lesquels chaque technique peut être appliquée (d'après les synthèses de Jébrak and Marcoux, 2008 et Stein, 2014).

Si l'on se réfère à la littérature, la minéralisation est très rarement datée. Le plus souvent, l'âge de la minéralisation est déduit en datant des objets géologiques dont la relation avec la minéralisation est très bien contrainte. Dans ce cas, l'événement daté peut être la

cristallisation d'une roche magmatique ou la formation de minéraux d'altération, surtout dans le cas de minéralisation liée à un hydrothermalisme. La méthode Ar-Ar, quant à elle, permet de calculer des vitesses de refroidissement ou d'exhumation (ex. White et al., 2014). Dans le cas des minéralisations syn-génétiques, il peut s'agir de dater la roche encaissante puisque celle-ci est contemporaine de la minéralisation. Les roches magmatiques sont facilement datées avec les méthodes Sm-Nd, U-Th-Pb par le biais des zircons ($ZrSiO_4$), Rb-Sr ou encore K-Ar. On considère que l'âge de la minéralisation et celui de l'encaissant sont les mêmes, le timing de la minéralisation est alors bien contraint. En revanche, pour ce qui concerne les gisements épigénétiques, c'est-à-dire les gisements qui se sont formés postérieurement à leurs roches hôtes, la datation de la minéralisation est beaucoup moins précise. Cette précision dépend notamment du laps de temps séparant le dépôt de la minéralisation et le (ou les) objet(s) qui sont effectivement datés.

4.3. Datation absolue directe de la minéralisation

Au sein d'un gisement aurifère (comme dans d'autres gisements métalliques), la minéralisation s'accompagne d'une paragenèse minérale propre à chaque environnement de dépôt. Ces minéraux, contemporains de la minéralisation, sont le plus souvent des sulfures ou des oxydes métalliques qui vont pouvoir être datés par différentes méthodes isotopiques.

Le système U-Th-Pb a été largement utilisé en métallogénie, notamment pour des datations sur zircons, mais aussi sur des minéraux directement liés à la minéralisation. Parmi eux, l'analyse de l'uraninite (UO_2) a permis d'apporter des contraintes géochronologiques sur la formation de gisements d'uranium (ex. Cloutier et al., 2011; Decrée et al., 2011; Orth et al., 2014). Mais d'autres minéraux plus répandus dans des contextes magmatiques, métamorphiques et hydrothermaux peuvent également être datés par cette technique tels que la monazite ($(Ce, La, Th)PO_4$), le rutile (TiO_2) ou la titanite ($CaTiSiO_5$) (Stein, 2014). Cependant, le choix de la monazite pour datation doit être effectué avec précaution car ce minéral est particulièrement sensible à l'altération par des fluides, ce qui peut perturber le système isotopique U-Th-Pb (Teufel and Heinrich, 1997; Harlov et al., 2011). Le rutile et la titanite peuvent également être sujets à des modifications sous l'action de certains fluides métamorphiques (Rapp et al., 2010). Pour pallier ces risques de perturbation et donc de

datation erronée, une analyse conjointe de plusieurs de ces minéraux est encouragée (ex. Poujol et al., 2010).

La méthode Pb-Pb permet de dater la galène (PbS) et d'autres sulfures présentant un enrichissement en plomb comme la pyrite (FeS₂) (ex. Poujol et al., 1999; Meffre et al., 2008). Cependant, du fait de la complexité des isotopes du plomb et du comportement mobile de l'uranium et du plomb dans de nombreux systèmes, les âges obtenus à partir d'isochrones Pb-Pb sont généralement imprécis (Jahn and Cuvellier, 1994; Stein, 2014).

Parmi les méthodes de datation communément utilisées en pétrologie, certaines ont été appliquées à des minéraux courants dans les environnements minéralisés. Ainsi, le couple Sm-Nd permet d'obtenir des datations cohérentes de la scheelite (CaWO₄) et de la fluorine (CaF₂) dans certains gisements, cependant les incertitudes sur les âges sont très importantes du fait des rapports Sm/Nd trop proches d'un échantillon à l'autre (Stein, 2014). De même, la datation de la sphalérite (ZnS) par le système Rb-Sr a été peu à peu abandonnée. En effet, il a été révélé que les inclusions fluides, enrichies en rubidium et en strontium, présentes dans les sulfures sont rarement préservées, ce qui fausse alors la datation (Petke and Diamond, 1996; Walshaw and Menuge, 1998).

La méthode Re-Os est particulièrement adaptée à la datation en métallogénie puisqu'elle s'applique à une large gamme de sulfures et d'oxydes métalliques. Le minéral phare de cette méthode de datation est la molybdénite (MoS₂) qui contient de grandes quantités de rhénium et incorpore très peu d'osmium lors de sa cristallisation (Stein et al., 2001), mais elle peut aussi être adaptée à des sulfures moins riches en rhénium et en osmium, comme la pyrite, la bornite (Cu₅FeS₄) ou la pyrrhotite (FeS), à condition que ceux-ci soient radiogéniques (Stein et al., 2000). L'avantage de cette méthode réside dans le fait que le rhénium et l'osmium sont des éléments chalcophiles, ils seront donc enrichis dans les sulfures et appauvris dans la plupart des minéraux silicatés environnants, limitant ainsi les risques de contamination, et ils sont difficilement mobilisés par les fluides crustaux (Stein, 2014). En revanche, le système peut être ré-ouvert lors d'événements métamorphiques postérieurs à la mise en place de la minéralisation, au-delà de certaines conditions de température qui varient d'un minéral à l'autre (Brenan et al., 2000).

5. Problématique

Les gisements d'or, par leur diversité, sont des marqueurs d'événements géodynamiques de grande échelle. L'étude de leur formation permet donc d'étudier indirectement ces phénomènes. Parmi les domaines d'étude possibles, la géochronologie fournit des renseignements primordiaux lorsqu'il s'agit de comprendre les interactions entre les processus métallogéniques et géodynamiques au sein d'une région.

La datation d'un gisement peut être exploitée de deux façons en fonction des connaissances existantes. Soit l'événement géodynamique lié à sa formation n'est pas identifié, dans ce cas, la datation du gisement permet de replacer la formation de celui-ci dans une histoire géodynamique régionale bien contrainte et de l'associer à un épisode particulier. Soit l'événement associé à la formation du gisement est clairement identifié grâce aux observations de terrain (études structurales, pétrographiques) et de laboratoire (études minéralogiques), et alors la datation permet de contraindre l'âge de cet événement via la datation de la minéralisation.

Dans le cadre de la présente thèse, cette démarche scientifique a été mise en œuvre et appliquée à des gisements d'or du craton ouest-africain dans le but d'aboutir à une meilleure compréhension de la métallogénie de l'or dans cette région minière en plein essor. Etant donné ses nombreux avantages dans le cas de l'étude de gisements, c'est la méthode de datation Re-Os qu'il a été choisi d'utiliser et de développer au sein de cette étude et qui fera l'objet de la partie 3 de ce manuscrit.

Partie 2 :

EEVOLUTION GEODYNAMIQUE DU CRATON

OUEST-AFRICAIN

Partie 2 : Evolution géodynamique du craton ouest-africain

Partie 2 : Evolution géodynamique du craton ouest-africain	53
1. Le craton ouest-africain.....	55
2. L'évolution archéenne du craton ouest-africain	57
2.1. L'étape paléoarchéenne (3,5 Ga)	58
2.2. Le cycle léonien (3,1 - 2,9 Ga).....	59
2.3. Le cycle libérien (2,9 - 2,8 Ga)	59
3. Le Paléoprotérozoïque et l'orogénèse éburnéenne.....	60
3.1. L'accrétion magmatique pré-éburnéenne (D1)	60
3.2. La transition entre accrétion magmatique et accrétion tectonique (D2)	61
3.3. L'orogénèse éburnéenne	62
4. Les gisements d'or du domaine de Baoulé-Mossi.....	64
4.1. Les gisements pré-orogéniques	66
4.2. Les gisements syn-orogéniques	66
4.3. Les gisements tardi-orogéniques.....	67
4.4. Métallogénie de l'or birimien dans le craton ouest-africain	68

1. Le craton ouest-africain

Le craton ouest-africain se compose de terrains précambriens qui affleurent au Nord du craton au niveau de la dorsale de Réguibat et au Sud pour former la dorsale de Léo (Figure 8). Le reste du craton est recouvert de sédiments tardifs, d'âge néoproterozoïque à quaternaire, qui forment le bassin de Taoudéni en son centre. Les dorsales de Réguibat et de Léo sont toutes deux composées d'un nucleus archéen dans la partie ouest contre lequel se sont accrétées des formations paléoprotérozoïques qui constituent la partie orientale des dorsales. Le craton ouest-africain s'est stabilisé aux alentours de 1,7 Ga, il porte cependant des traces des orogénèses plus récentes notamment à sa périphérie. Il est ainsi délimité à l'Ouest par les chaînes panafricaines des Bassarides et des Rokelides ainsi que par les Mauritanides d'âge hercynien, à l'Est par les chaînes panafricaines des Dahoméyides, du Gourma et des Pharusides, et au Nord par l'Anti-Atlas. Mais, pour l'essentiel, le craton ouest-africain est le résultat de deux grandes étapes de croissance crustale qui se sont déroulées à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque.

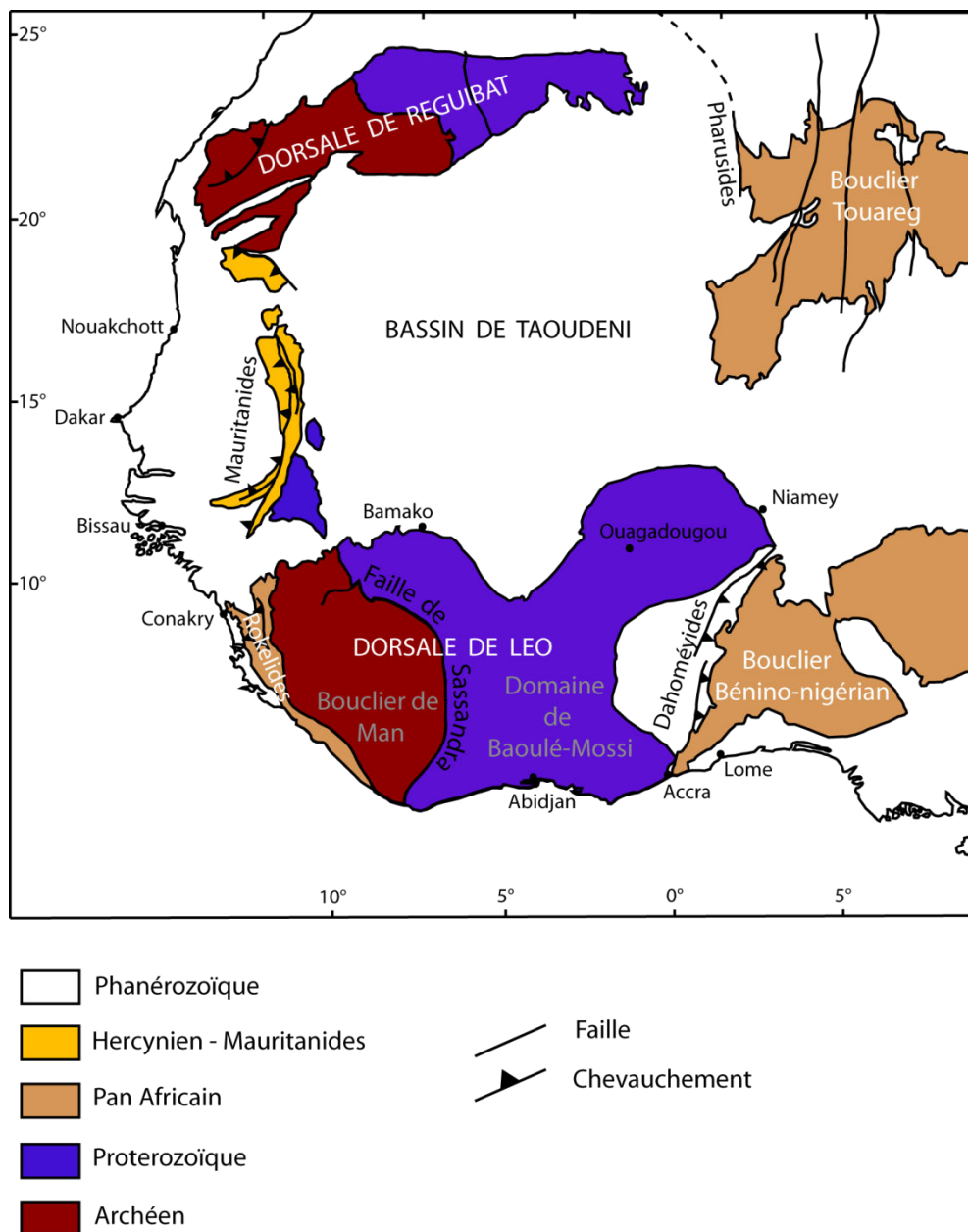


Figure 8 : Carte géologique synthétique du craton ouest-africain

Des concordances entre des données lithologiques, géochronologiques et paléomagnétiques obtenues dans la dorsale de Léo et dans le craton guyanais en Amérique du Sud indiquent une convergence de ces deux ensembles cratoniques aux alentours de 2 Ga (Figure 9 ; Caen-Vachette, 1988 ; Ledru et al., 1994 ; Vanderhaeghe et al., 1998). La collision oblique qui s'opère suite au rapprochement de ces deux cratons est à l'origine de l'orogénèse transamazonienne pour le craton guyanais, et éburnéenne pour l'Afrique de l'Ouest.

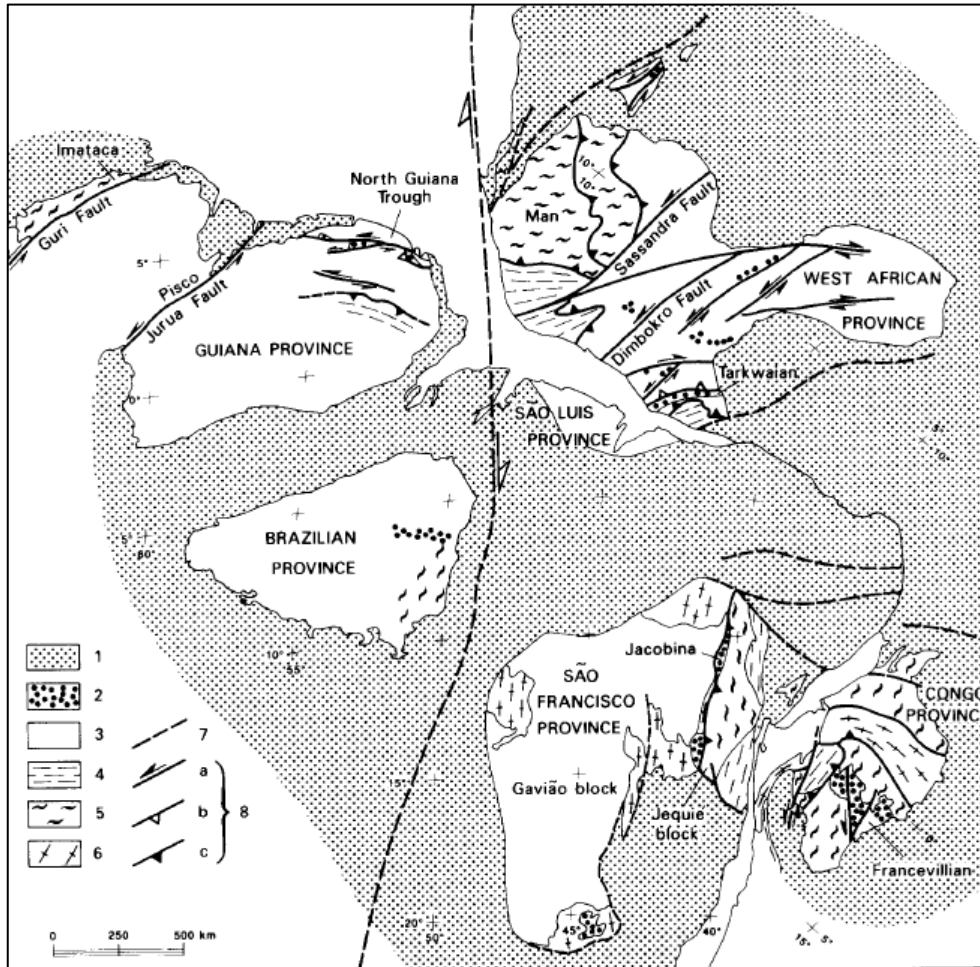


Figure 9 : Carte tectonique schématique des provinces paléoprotérozoïques sud-atlantiques lors de l'orogénèse paléoprotérozoïque (Ledru et al., 1994). 1 : Formations post-paléoprotérozoïques ; 2 : Formations fluvio-deltaïques ; 3 : Formations paléoprotérozoïques indifférenciées ; 4 : Formations paléoprotérozoïques de haut grade ; 5 : Formations archéennes (incluant les granulites) ; 6 : Granites et migmatites archéens ; 7 : Lignes structurales majeures de l'orogénèse pan-africaine ; 8 : Lignes structurales majeures de l'orogénèse paléoprotérozoïque (a : Failles décrochantes senestres ; b : Chevauchements reliés aux failles décrochantes ; c : Chevauchements crustaux profonds)

La présente étude portant exclusivement sur des gisements d'or situés dans la partie Sud du craton ouest-africain, les paragraphes suivants se concentreront sur la géologie de la dorsale de Léo.

2. L'évolution archéenne du craton ouest-africain

Le domaine de Kénéma-Man qui constitue le craton archéen de la dorsale de Léo est formé de roches de type TTG (Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite) et de ceintures de roches

vertes composées de métasédiments et de roches métavolcaniques. Il s'étend sur le Libéria, la Sierra Leone et une partie de la Guinée et de la Côte d'Ivoire. Jusque dans les années 1980, la formation et la différenciation de ce craton archéen de Kénéma-Man ont été attribuées à deux cycles tectoniques : (1) le cycle léonien daté à environ 3 Ga et (2) le cycle libérien qui s'est déroulé aux alentours de 2,7 Ga, chacun des deux cycles s'accompagnant de la mise en place de ceintures de roches vertes, d'un métamorphisme et d'une granitisation importante (Thiéblemont et al., 2004). Plus récemment, plusieurs études ont révélé la présence de roches ou de minéraux antérieurs à 3 Ga (donc pré-léoniens) qui semblent indiquer que le craton ouest-africain a connu une période d'accrétion continentale plus précoce que ce qui avait été envisagé jusque-là, vers 3,5 Ga (Potrel et al., 1996; Thiéblemont et al., 2001; Barth et al., 2002; Thiéblemont et al., 2004). Le craton ouest-africain aurait donc connu trois cycles tectoniques à l'Archéen.

2.1. L'étape paléoarchéenne (3,5 Ga)

L'étape paléoarchéenne (Thiéblemont, 2004) correspond à une étape d'accrétion juvénile. Elle est caractérisée par la mise en place de granitoïdes potassiques, dont la géochimie est semblable aux magmas produits par fusion de matériaux basiques lors de la subduction. Ces roches se seraient donc formées suite à la subduction d'une croûte océanique qui a subi une fusion partielle de faible degré (Martin et al., 2005).

La découverte de gneiss d'environ 3540 Ma (U-Pb sur zircon ; Thiéblemont et al., 2004) constitue une preuve de l'existence d'une accrétion continentale archéenne précoce dans la dorsale de Léo. Des âges similaires obtenus sur des zircons de Sierra Leone (U-Pb ; Barth et al., 2002), ainsi que sur des orthogneiss de Mauritanie dans la dorsale de Réguihat (U-Pb sur zircon et Sm-Nd sur roche totale ; Potrel et al., 1996) suggèrent que cet épisode d'accrétion juvénile s'est déroulée dans tout le craton ouest-africain. L'étude d'éclogites encaissées dans des kimberlites échantillonnées à proximité de la frontière entre la Sierra Leone et la Guinée datées à $3,44 \pm 0,76$ Ga (Re-Os sur roche totale) confirme que la croissance crustale paléoarchéenne du craton ouest-africain s'est déroulée dans un contexte de marge convergente (Barth et al., 2002). En effet, à partir de leur composition chimique et de leur composition isotopique en oxygène, les éclogites ont pu être interprétées comme étant les résidus d'une croûte océanique subduite qui a été partiellement fondue pendant la subduction (Rollinson,

1997; Barth et al., 2001) pour donner les TTG. Leur composition quasi-chondritique témoigne d'une source mantellique quasi-primordiale. L'étude de granitoïdes en provenance de Guinée indique des signatures géochimiques cohérentes avec la formation des TTG constituant la première croûte continentale du craton ouest-africain par un processus de « slab melting », cependant, ces signatures se révèlent fort différentes d'une croûte océanique moderne (Thiéblemont, 2004).

2.2. Le cycle léonien (3,1 - 2,9 Ga)

L'étape léonienne est également une période d'accrétion juvénile, principalement marquée par la mise en place de roches magmatiques basaltiques à acides (gneiss, granitoïdes) et de roches sédimentaires détritiques (Thiéblemont et al., 2004). Les analyses géochimiques révèlent des rapports Th/Ta élevés pour certaines de ces roches basaltiques, ce qui témoigne d'une contamination crustale soit en profondeur, par un fragment de croûte subductée, soit en surface, lors de la remontée du magma dans la croûte (Thiéblemont, 2004). En effet, à partir d'environ 3 Ga, du fait de la diminution du flux de chaleur terrestre, les interactions entre la plaque subduite et le manteau péridotitique sont de plus en plus importantes (Martin et al., 2005). La différenciation des magmas basiques couplée à une contamination variable par la croûte paléoarchéenne conduit à une diversification des roches avec des compositions intermédiaires à acides (Thiéblemont, 2004).

Par ailleurs, la signature chondritique de la composition de certaines roches témoigne de la persistance de domaines mantelliques non différenciés après l'étape paléoarchéenne (Thiéblemont, 2004).

2.3. Le cycle libérien (2,9 - 2,8 Ga)

L'étape libérienne est assimilée à une période d'épaississement tectonique et de différenciation crustale, sans indice d'accrétion juvénile significative (Kouamelan et al., 1997), et est caractérisée par une granitisation intense. Les granitoïdes (potassiques et riches en éléments incompatibles) sont les plus abondants et des migmatites leur sont souvent associées. Des charnockites sont également observables et témoignent d'une contribution mantellique. L'événement libérien est interprété comme un épisode de fusion généralisé de la

croûte ayant permis la production des granites riches en éléments incompatibles par fusion partielle de protolithes acides paléoarchéens. Cette étape s'accompagne d'un métamorphisme de haut grade de facies granulites (Barth et al., 2002). Le moteur thermique de cet événement pourrait être l'injection de magmas mafiques sous la croûte continentale (Thiéblemont, 2004).

3. Le Paléoprotérozoïque et l'orogénèse éburnéenne

Le craton paléoprotérozoïque de la dorsale de Léo, ou domaine de Baoulé-Mossi, recouvre le Burkina Faso, le Ghana, une partie de la Côte d'Ivoire, du Mali, de la Guinée, du Niger et du Togo, et est séparé du domaine archéen de Kénéma-Man par la faille transcurrente de Sassandra (Figure 8). Les terrains paléoprotérozoïques de la dorsale de Man, aussi appelés terrains birimiens, sont constitués d'une alternance de ceintures de roches vertes et de bassins volcano-sédimentaires, intrudés par différentes générations de granitoïdes (Hirdes et al., 1996; Dombia et al., 1998; Gasquet et al., 2003; Dioh et al., 2006; Ganne et al., 2014). Les ceintures de roches vertes birimiennes sont composées de séquences de basaltes tholéitiques recouvertes de sédiments détritiques comprenant des intercalations de roches volcaniques calco-alcalines (Hirdes et al., 1996; Pouclet et al., 1996; Béziat et al., 2000; Baratoux et al., 2011; Ganne et al., 2014). Ces roches se sont formées au cours du cycle orogénique éburnéen qui a pris place entre 2,25 et 1,98 Ga (Feybesse et al., 2006). Les phases d'accrétion tectonique, qui reflètent le rapprochement entre le craton ouest-africain et le craton guyanais (Ledru et al., 1994; Vanderhaeghe et al., 1998; Milési, 2001), sont précédées d'une phase d'accrétion magmatique contribuant à la mise en place d'une nouvelle croûte continentale.

L'histoire géodynamique paléoprotérozoïque du craton ouest-africain décrite dans ce paragraphe bénéficie des découvertes récentes issues des différents travaux pluridisciplinaires réalisés au cours du projet WAXI qui ont permis une mise à jour des scénarii précédents.

3.1. L'accrétion magmatique pré-éburnéenne (D1)

L'orogène éburnéen est précédé par un épisode d'accrétion magmatique se déroulant entre 2,25 et 2,15 Ga (Feybesse et al., 2006) qui est à l'origine de la création d'une grande quantité de matériel crustal juvénile. Cette accrétion donne naissance aux roches volcaniques birimiennes qui résultent d'un volcanisme bimodal tholéitique à calco-alcalin. Le mode de

formation de ces roches volcaniques est toujours sujet à débat et oppose deux modèles principaux. De nombreuses études suggèrent que ce volcanisme bimodal s'est mis en place au sein d'un arc volcanique immature (Ama Salah et al., 1996; Dampare et al., 2008; Baratoux et al., 2011). Le deuxième modèle suppose que des flux de basaltes océaniques (« mantle plumes ») similaires à ceux conduisant à la formation des plateaux océaniques, en perçant la lithosphère juvénile, ont permis de mettre en place de grandes quantités de basaltes dans une période de temps très courte (Abouchami et al., 1990; Boher et al., 1992; Pouclet et al., 1996; Vidal et al., 1996). Béziat et al. (2000) interprètent l'assemblage ultramafique de Loraboué, au Burkina Faso, comme étant le résultat de deux environnements géodynamiques co-existants au Birimien : à la fois un contexte d'arc insulaire intra-océanique, et un contexte de plateau océanique. Il est donc probable que les deux contextes aient existé et que, en fonction des localités, l'un ait été prépondérant par rapport à l'autre.

Cette période correspond à l'événement éoéburnéen de Perrouy et al. (2012) décrit dans la ceinture d'Ashanti au Ghana, ainsi qu'à l'événement régional D1 (WAXI). Cette accrétion magmatique est marquée par un raccourcissement N-S et s'accompagne du dépôt des sédiments birimiens (Milési et al., 1992; Debat et al., 2003; Feybesse et al., 2006; Tshibubudze et al., 2009; Vidal et al., 2009; Hein, 2010; de Kock et al., 2011). Quelques intrusions de TTG contemporaines de l'accrétion magmatique ont été datées entre 2195 Ma et 2172 Ma (âges U-Pb et Pb-Pb sur zircon ; Hirdes et al., 1992; Oberthür et al., 1998), mais la principale activité plutonique a eu lieu plus tard, pendant l'accrétion tectonique éburnéenne entre 2150 Ma et 2070 Ma (Milési et al., 1992; Hirdes et al., 1996; Feybesse et al., 2006; Vidal et al., 2009).

3.2. La transition entre accrétion magmatique et accrétion tectonique (D2)

La transition qui s'opère entre l'accrétion magmatique et l'orogène éburnéen, entre 2150 et 2120 Ma, est localement marquée par un régime tectonique extensif qui va provoquer l'ouverture de bassins tels que ceux de Sunyani, Kumasi, Akyem et Comoé au Ghana (Feybesse et al., 2006; Baratoux et al., 2011; Perrouy et al., 2012). Plus généralement, l'événement régional D2 correspond à un raccourcissement NO-SE associé au premier événement plutonique majeur (ME1 de Baratoux et al., 2011) qui débute vers 2160 Ma et donne naissance à de nombreuses intrusions de granitoïdes, et responsable du principal

métamorphisme régional de facies schistes verts. Le raccourcissement est à l'origine de failles chevauchantes comme c'est le cas dans la ceinture de Goren au Burkina Faso (Hein, 2010) où l'événement D2 a été qualifié d'événement tangéen (Tshibubudze et al., 2009; Hein, 2010).

C'est à la fin de cette étape D2 que se déposent les sédiments tarkwaïens au Ghana, mais aussi dans le Sud-Ouest du Burkina Faso et au Mali (Vidal et al., 1996; Pigois et al., 2003; Baratoux et al., 2011; Perrouty et al., 2012). L'âge maximum de dépôt a en effet été calculé à 2133 ± 4 Ma à Tarkwa, Ghana (U-Pb sur zircons ; Pigois et al., 2003).

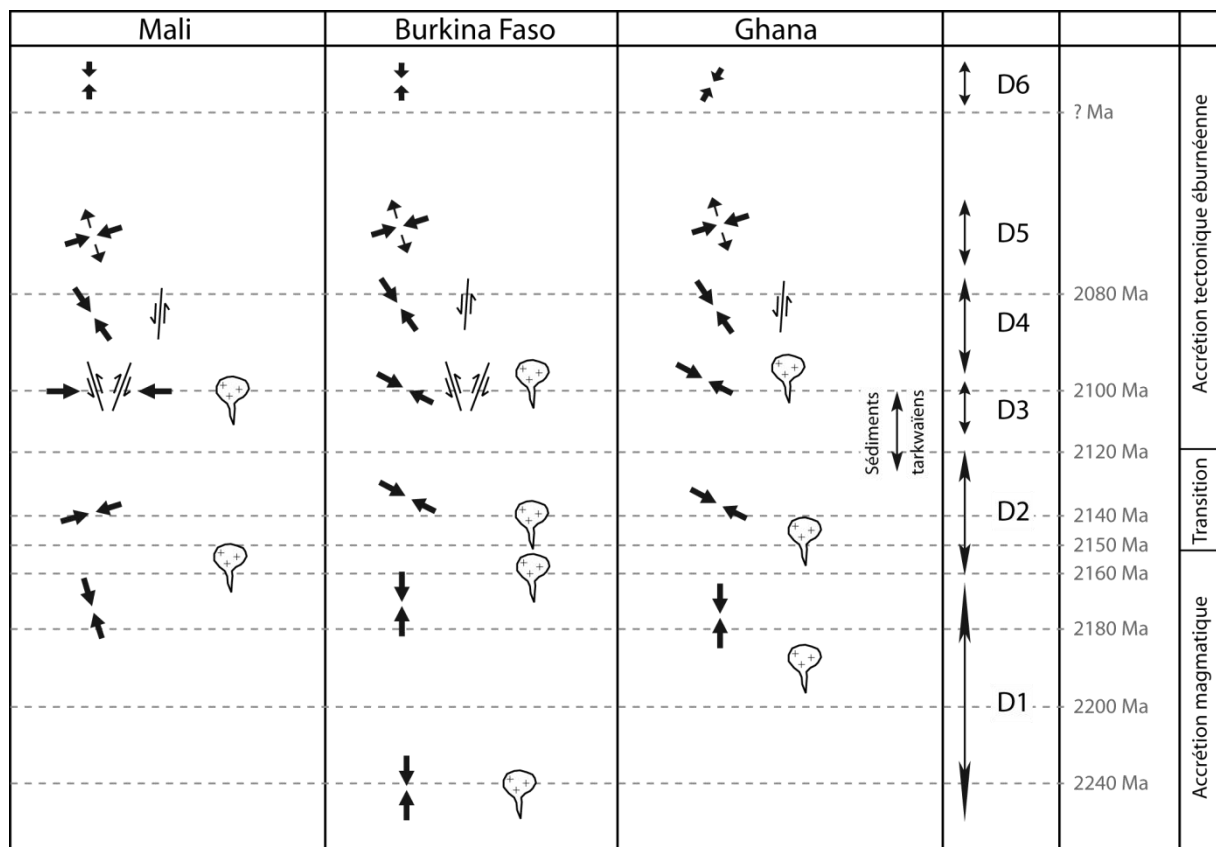
3.3. L'orogénèse éburnéenne

L'accrétion tectonique de l'orogénèse éburnéenne débute par un raccourcissement NO-SE (phase D3) responsable de plissements de taille pluri-kilométrique des sédiments birimiens et tarkwaïens (Milési et al., 1992; Allibone et al., 2002; Tunks et al., 2004; Feybesse et al., 2006; Perrouty et al., 2012). De nombreuses failles chevauchantes se mettent en place à cette période, que l'on retrouve aujourd'hui associées à de grands districts aurifères, notamment dans la ceinture d'Ashanti comme dans les gisements de Damang ou d'Obuasi (Allibone et al., 2002; Tunks et al., 2004; Perrouty et al., 2012). Les chevauchements D3 le long de la faille d'Ashanti (Ghana) sont liés au pic métamorphique (650°C et 6 kbar, facies amphibolite ; John et al., 1999) daté à 2092 ± 3 Ma (Oberthür et al., 1998).

Au cours de la phase de déformation D4, les conditions tectoniques évoluent d'un régime de chevauchement vers un régime décrochant via une transpression orientée NNO-SSE (Feybesse et al., 2006; Perrouty et al., 2012). On assiste alors à une réactivation cisailante des structures D3 qui va recouper les sédiments tarkwaïens. Cette tectonique D4 va contrôler la géométrie des bassins sédimentaires de type tarkwaïen, ainsi que la géométrie et la mise en place des plutons granitiques et leucogranitiques tardifs (Feybesse et al., 2006). Elle va également jouer un rôle essentiel dans l'histoire métallogénique du craton ouest-africain, du fait de l'activation de shear-zones qui vont constituer des drains privilégiés pour la circulation de fluides hydrothermaux et vont donc favoriser la formation de gisements d'or de type orogénique qui représentent l'essentiel du stock aurifère du craton. A la fin de la déformation D4, l'architecture régionale du craton est fixée et ne sera que très peu modifiée par les événements ultérieurs.

La phase D5 est caractérisée par la formation de plis couchés du fait d'un raccourcissement ENE-OSO. Elle s'accompagne de la mise en place de veines de quartz aurifères qui complètent l'événement métalogénique commencé lors de la déformation D4, ainsi que d'un plutonisme tardif (Feybesse et al., 2006). Il n'existe pas de datation précise de chacun de ces événements éburnéens, néanmoins, les phases D3, D4 et D5 sont supposées se succéder assez rapidement.

La phase ultime de l'orogénèse éburnéenne (D6) consiste en une compression NE-SO, qui va donner naissance à des failles orientées NO-SE dans le sud de la dorsale de Léo (Tunks et al., 2004; Perrouy et al., 2012), à N-S dans le reste du craton.



Légende :




-  Activité plutonique
-  Cisaillement
-  Raccourcissement

Figure 10 : Résumé schématique des événements géologiques affectant trois pays de la dorsale de Léo au Paléoprotérozoïque (modifié d'après WAXI final report, 2013)

4. Les gisements d'or du domaine de Baoulé-Mossi

L'histoire géologique décrite précédemment a permis la mise en place de nombreux gisements métalliques d'intérêt économique et, notamment, de gisements d'or. Les terrains archéens du craton ouest-africain renferment la majorité des réserves en fer, notamment sous la forme de minerai de fer rubané (ou BIF, Banded Iron Formation) (Bessoles, 1977; Bronner et al., 1990; Milési et al., 1992), ainsi que des occurrences de chrome (essentiellement dans le craton de Kénéma-Man) et de nickel-cobalt (Milési et al., 1992). En revanche, les formations archéennes ne contiennent pas de réserves aurifères significatives connues à ce jour, hormis quelques minéralisations associées aux BIF ou à des intrusions magmatiques. L'essentiel du potentiel aurifère du craton ouest-africain est donc hébergé dans les terrains paléoprotérozoïques et notamment dans le domaine de Baoulé-Mossi (Figure 11).

La seule classification globale des gisements métallifères birimiens du craton ouest-africain a été réalisée par Milési et al. (1992). Ces auteurs identifient trois grands groupes de gisements en fonction de leur relation avec les événements orogéniques éburnéens. Ils distinguent ainsi les gisements pré-orogéniques, les gisements syn-orogéniques et les gisements tardi-orogéniques. Auparavant, Milési et al., (1989) avaient proposé une première classification des gisements d'or basée sur la nature de la roche encaissante, ainsi que sur la structure, la géométrie et la paragenèse minérale du gisement. Ils étaient ainsi parvenus à une classification en 5 types : (Type 1) minéralisation dans des turbidites tourmalinisées ; (Type 2) minéralisation au sein de sulfures disséminés dans des roches volcaniques ou plutoniques ; (Type 3) conglomérats aurifères ; (Type 4) veines d'arsénopyrites aurifères ; (Type 5) veines de quartz à or natif et sulfures polymétalliques (Tableau 2).

Phases de l'orogénèse éburnéenne	Classification des gisements d'or (Milési et al., 1992)	Typologie des gisements d'or (Milési et al., 1989)
D6	Gisements tardi-orogéniques	Type 5 : Veines de quartz à or natif et sulfures
D5		Type 4 : Veines d'arsénopyrites aurifères
D4		
D3	Gisements syn-orogéniques	Type 3 : Conglomérats aurifères Type 2 : Minéralisation à sulfures disséminés
D2	Gisements pré-orogéniques	Type 1 : Minéralisation dans des turbidites tourmalinisées
D1		

Tableau 2: Classifications des gisements d'or paléoprotérozoïques du craton ouest-africain selon Milési et al. (1989 ; 1992)

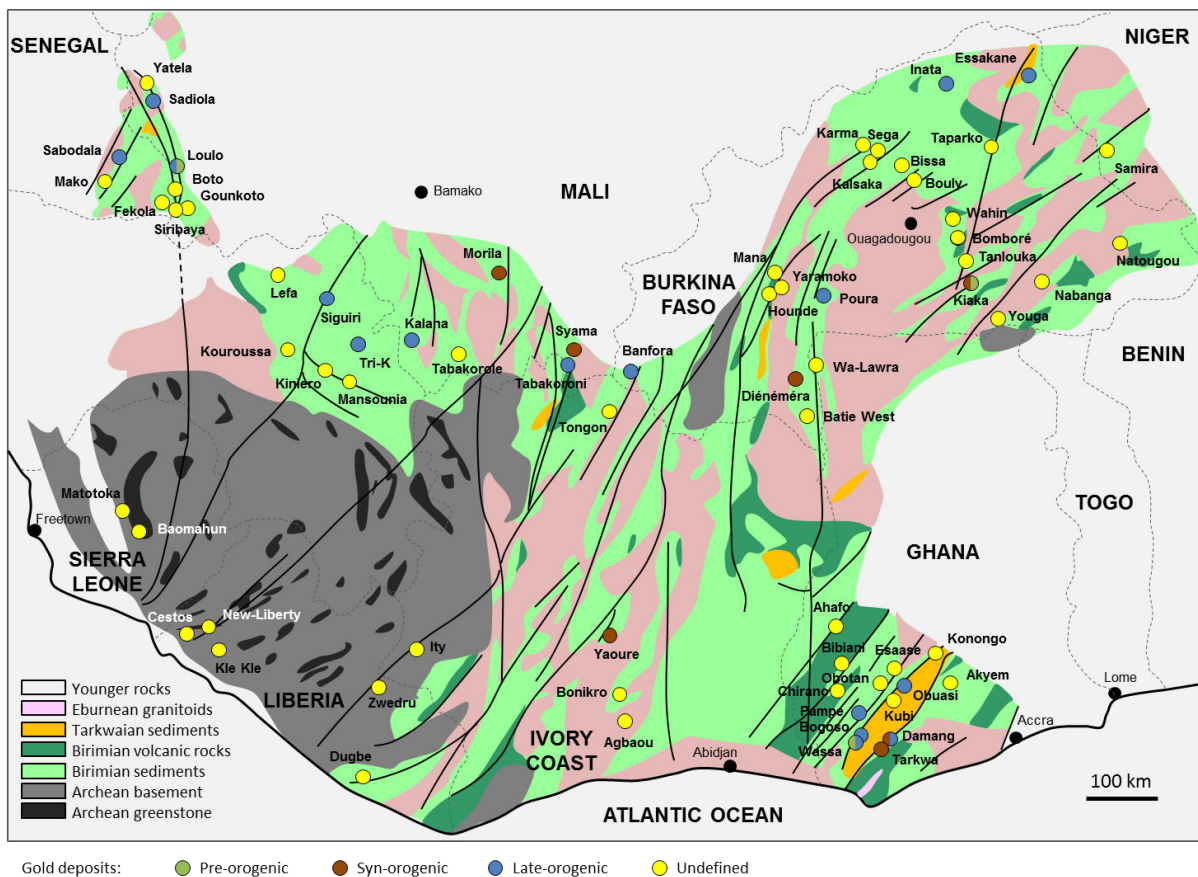


Figure 11 : Carte géologique simplifiée de la dorsale de Léo avec l'emplacement des principaux gisements d'or

4.1. Les gisements pré-orogéniques

Les minéralisations pré-orogéniques décrites par Milési et al. (1992) correspondent à des minéralisations qui se sont mises en place avant la première phase de l'orogène éburnéen, c'est-à-dire avant la déformation D3 (Figure 10). Ces minéralisations pré-orogéniques comprennent des minéralisations polymétalliques (Mn, Fe, Cu, Zn, Ag) stratiformes qui revêtent un important intérêt économique pour le craton, mais très peu d'occurrences aurifères. Le seul exemple de gisement d'or appartenant à cette classe est le gisement de Loulo (Mali) dont la minéralisation est encaissée dans des grès tourmalinisés (correspondant au Type 1 de Milési et al., 1989). Le gisement de Loulo est polyphasé et seul le premier événement métallogénique est pré-orogénique selon plusieurs études (Milési et al., 1989, 1992; Dommaget et al., 1993) qui attribuent cette première pré-concentration en or à un système exhalatif sous-marin. Cependant, une étude récente (Lawrence et al., 2013) réfute cette hypothèse et, au contraire, avance des arguments en faveur d'une mise en place tardi-orogénique de la tourmalinisation et de la minéralisation associée.

Ainsi, l'existence de gisements d'or pré-orogéniques dans le craton ouest-africain reste controversée. Cette incertitude est renforcée par l'absence de datation absolue de la minéralisation qui pourrait permettre de situer les événements minéralisateurs dans l'histoire géologique du craton.

4.2. Les gisements syn-orogéniques

Globalement, le terme de gisements syn-orogéniques désigne les minéralisations s'étant mises en place au cours de la phase D3 (Figure 10) de l'orogénèse éburnéenne marquée par de nombreux chevauchements. Selon Milési et al. (1992), il comprend deux grands types de gisements : les gisements à sulfures aurifères disséminés (Type 2) et les conglomérats aurifères (Type 3).

Plusieurs occurrences à Au ± Cu associées à des sulfures disséminés et encaissées dans des roches magmatiques (tholéïte, diorite, rhyodacite) ont été rapportées au Burkina Faso, au Mali et en Côte d'Ivoire. Parmi celles-ci, la minéralisation de Yaouré-Angovia (Côte d'Ivoire) présente de l'or et des sulfures disséminés en association avec des brèches hydrothermales. La population de sulfures est dominée par la pyrite et la chalcopryrite, avec lesquelles on peut trouver de la pyrrhotite et de la pentlandite. L'or se présente sous la forme d'inclusions dans

les minéraux de gangue (mica, quartz et carbonate) ou dans les cristaux de pyrite. Cette minéralisation et l'altération qui lui est associée sont apparues avant le pic métamorphique. Milési et al. (1992) rangent également dans ce groupe le gisement de Syama (Mali) et la minéralisation à Cu-Au du gisement de Diénéméra, au Burkina Faso. Cependant, nous verrons dans un chapitre ultérieur de cette thèse que la minéralisation de ce dernier gisement s'avère plus complexe.

Au sein de ces minéralisations syn-orogéniques se trouvent aussi les gisements à conglomérats aurifères de type tarkwaïen qui sont assimilés à des paléoplacers (Sestini, 1973). Ces minéralisations consistent en des conglomérats à galets de quartz dont la matrice héberge de l'or natif qui peut être associé à des minéraux lourds tels que l'hématite, la magnétite, le rutile ou le zircon (Hirdes and Nunoo, 1994). Les sulfures sont relativement rares et essentiellement représentés par de la pyrite. A Tarkwa, un âge maximum de 2133 ± 4 Ma (U-Pb sur zircons) a été obtenu pour la sédimentation des sédiments encaissant la minéralisation (Pigois et al., 2003), ce qui fournit un âge maximum pour le dépôt de la minéralisation aurifère. Cette datation indique également que la source de l'or de ces paléoplacers est antérieure à 2133 Ma, mais, à ce jour, celle-ci n'a toujours pas été identifiée.

4.3. Les gisements tardi-orogéniques

La plupart des gisements d'or du craton ouest-africain se sont mis en place après le pic métamorphique et après la phase la plus intense de compression de l'orogénèse éburnéenne (Milési et al., 1992). La mise en place des minéralisations tardi-orogéniques se serait faite en deux épisodes montrant une évolution depuis des arsenopyrites aurifères disséminées (Type 4) vers des veines de quartz aurifères à Cu, Pb, Zn, Ag et Bi (Type 5).

Les arsenopyrites et les veines de quartz aurifères sont des minéralisations discordantes représentant la majorité du stock en or du craton ouest-africain. Ce sont des minéralisations que l'on retrouve en nombre au Ghana, où se trouvent les plus gros gisements d'or tels le gisement d'Obuasi (anciennement appelé gisement d'Ashanti). Ce type de minéralisation est également observé à Damang (Ghana) pour ce qui concerne le deuxième épisode minéralisateur (Tunks et al., 2004; White et al., 2014), à Inata situé dans le Nord du Burkina Faso, ainsi que dans différents gisements de la Côte d'Ivoire et du Mali (Milési et al., 1992). Ces minéralisations apparaissent le long de shear zones et s'étendent généralement sur

plusieurs kilomètres de largeur. Les deux styles de minéralisation (arsénopyrites aurifères disséminées et stockworks-veines de quartz porteurs d'or natif) coexistent dans la plupart des gisements du Ghana. Les arsénopyrites aurifères représentent environ 60% de la production d'or de la Gold Coast ghanéenne, et sont recoupées par les veines de quartz plus tardives (Milési et al., 1991, 1992; Allibone et al., 2002; Fougrouse et al., In preparation).

Les minéralisations de Type 5 de Milési et al. (1989) sont des veines de quartz mésothermales contenant de l'or natif et des sulfures polymétalliques. Elles apparaissent aussi bien dans des métasédiments (Kalana au Mali) et des grès (Poura au Burkina Faso, Sabodala au Sénégal) que dans des métavolcanites ou des roches granitiques, et se sont formées tardivement au cours de l'orogénèse éburnéenne. La datation de galène contenue dans les veines de quartz de Poura (Burkina Faso) a donné un âge modèle Pb/Pb de 2001 ± 17 Ma qui confirme une mise en place tardive (Milési et al., 1989). Ce type de gisement ne contribue pas significativement aux réserves en or du craton comparé au Type 4 qui est largement prédominant.

L'existence de ces minéralisations tardi-orogéniques est remise en cause par des observations structurales et texturales réalisées sur des occurrences aurifères du Burkina Faso (Béziat et al., 2008) qui montrent que la formation des veines de quartz et le dépôt de l'or sont syn-cinématiques et syn-métamorphiques. Ces gisements se seraient donc mis en place plus précocement que ce que suggèrent Milési et al. (1992), ce qui expliquerait notamment que les veines de quartz non-déformées soient stériles puisqu'elles se sont formées après le pic métamorphique. Pourtant, à Damang (Ghana), la superposition des altérations liées à la minéralisation en or sur les assemblages métamorphiques indique clairement que la minéralisation est post-pic métamorphique (Pigois et al., 2003). Celle-ci a d'ailleurs été datée à 2063 ± 9 Ma (datation U-Pb sur xénotime hydrothermal ; Pigois et al., 2003), ce qui correspond bien à la fin de l'orogène éburnéen.

4.4. Métallogénie de l'or birimien dans le craton ouest-africain

L'état actuel des connaissances sur les gisements d'or du craton ouest-africain fait état d'une minéralisation à la fois polymorphe (différents types de minéralisation) et polyphasée dans le temps. Les gisements ouest-africains sont représentés par deux grands types de gisements d'or que sont les gisements orogéniques et les paléoplacers aurifères, qui se sont

mis en place à différents moments de l'orogénèse éburnéenne. Les gisements d'or pré- et syn-orogéniques sont minoritaires en nombre et en tonnage (paléoplacers tarkwaïens exceptés) comparés aux gisements tardi-orogéniques qui représentent l'essentiel des réserves aurifères du craton.

Cependant, les relations entre ces différentes générations de gisements restent inconnues et des débats perdurent quant à la chronologie de certains événements minéralisateurs et donc à leur place au sein de l'histoire globale du craton. Ces incertitudes rendent difficiles une interprétation de la métallogénie de l'or à l'échelle du craton. La datation de la minéralisation est la solution proposée dans cette étude pour tenter de répondre à ce problème.

Partie 3 :

DATATION Re-Os

Partie 3 : Datation Re-Os

Partie 3 : Datation Re-Os.....	73
1. Principe de la datation Re-Os	75
1.1. Les éléments rhénium et osmium.....	75
1.2. La datation Re-Os.....	76
1.2.1. Calcul d'un âge absolu.....	78
1.2.2. Calcul d'un âge par la méthode de l'isochrone.....	78
1.3. Propriétés du système Re-Os et champs d'application	79
1.3.1. Caractère sidérophile du rhénium et de l'osmium	80
1.3.2. Caractère chalcophile du rhénium et de l'osmium.....	80
1.3.3. Caractère organophile du rhénium et de l'osmium.....	80
1.3.4. Différence de compatibilité entre le rhénium et l'osmium	80
2. Historique du développement analytique	81
2.1. Développement de la spectrométrie de masse.....	81
2.2. Evolution des méthodes de préparation de l'échantillon.....	83
2.2.1. Digestion de l'échantillon	83
2.2.2. Extraction de l'osmium.....	84
2.2.3. Séparation du rhénium	85
3. Protocole expérimental utilisé pour cette étude.....	85
3.1. Broyage des roches et séparation des minéraux.....	86
3.2. Digestion des échantillons par four haute pression (High Pressure Asher)	87
3.3. Extraction et purification de l'osmium.....	88
3.3.1. Extraction liquide-liquide	88
3.3.2. Purification par micro-distillation.....	89
3.4. Séparation du rhénium par échange anionique	90

3.5.	Mesure des rapports isotopiques de l'osmium par TIMS	91
3.5.1.	Généralités sur la spectrométrie de masse	91
3.5.2.	Spectromètre de masse à thermo-ionisation.....	91
3.5.3.	Mesure de l'osmium	92
3.5.4.	Contrôles et corrections	93
3.6.	Mesure du rapport isotopique du rhénium par ICP-MS.....	96
3.6.1.	Spectromètre de masse à source plasma	97
3.6.2.	Mesure du rhénium	98
3.6.3.	Contrôles et corrections	98
4.	Développement analytique	99
4.1.	Création d'un spike mixte Re-Os	100
4.1.1.	La dilution isotopique	100
4.1.2.	Création et calibration de spikes mixtes	102
4.2.	Mesures d'un standard inter-laboratoire	104
5.	Limites de la méthode	106
5.1.	Échantillonnage restrictif	106
5.2.	Consommation de l'échantillon	107
5.3.	Estimation des teneurs en Re et en Os de l'échantillon	107
5.4.	Estimation des incertitudes.....	108

1. Principe de la datation Re-Os

1.1. Les éléments rhénium et osmium

Le rhénium et l'osmium sont deux métaux de transition de numéros atomiques respectifs 75 et 76. Ils sont naturellement présents en traces dans les roches et en quantités variables. Le rhénium est naturellement présent sous forme de deux isotopes (Tableau 3) : ^{185}Re qui est stable, et ^{187}Re qui est radioactif. L'osmium, quant à lui, possède sept isotopes naturels (Tableau 4) : cinq isotopes stables (^{187}Os , ^{188}Os , ^{189}Os , ^{190}Os et ^{192}Os) et deux radioactifs (^{184}Os et ^{186}Os). Cependant, ces deux isotopes ont des périodes de demi-vie si longues ($5,6 \cdot 10^{13}$ ans et $2 \cdot 10^{15}$ ans, respectivement) qu'ils peuvent être considérés comme étant stables. Une partie de l'isotope 187 de l'osmium est radiogénique et provient de la désintégration radioactive du ^{187}Re . Une partie de l'isotope ^{186}Os est aussi radiogénique, provenant de la désintégration radioactive du ^{190}Pt .

Isotope	Abondance (%)
^{185}Re	37,40
^{187}Re	62,60

Tableau 3 : Composition isotopique du rhénium (Nier, 1937)

Isotope	Abondance (%)
^{184}Os	0,02
^{186}Os	1,59 (dont une partie radiogénique)
^{187}Os	1,64 (dont une partie radiogénique)
^{188}Os	13,27
^{189}Os	16,14
^{190}Os	26,38
^{192}Os	40,96

Tableau 4 : Composition isotopique de l'osmium (Nier, 1937)

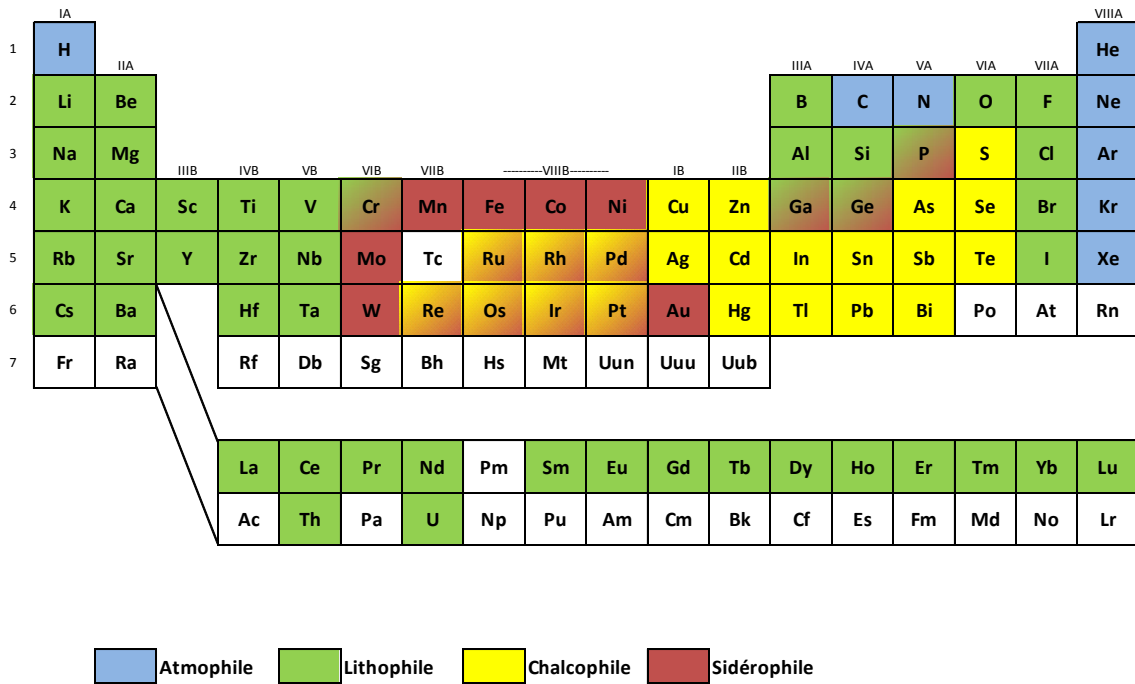


Figure 12 : Classification géochimique des éléments (d'après Goldschmidt)

1.2. La datation Re-Os

Le principe de la datation Re-Os repose sur la décroissance radioactive naturelle de l'isotope ^{187}Re en ^{187}Os (Figure 13). Cette décroissance s'effectue avec une constante de désintégration (λ) de $1,666 \cdot 10^{-11}$ an (Smoliar et al., 1996), ce qui correspond à une période de demi-vie de 41,6 Ga.

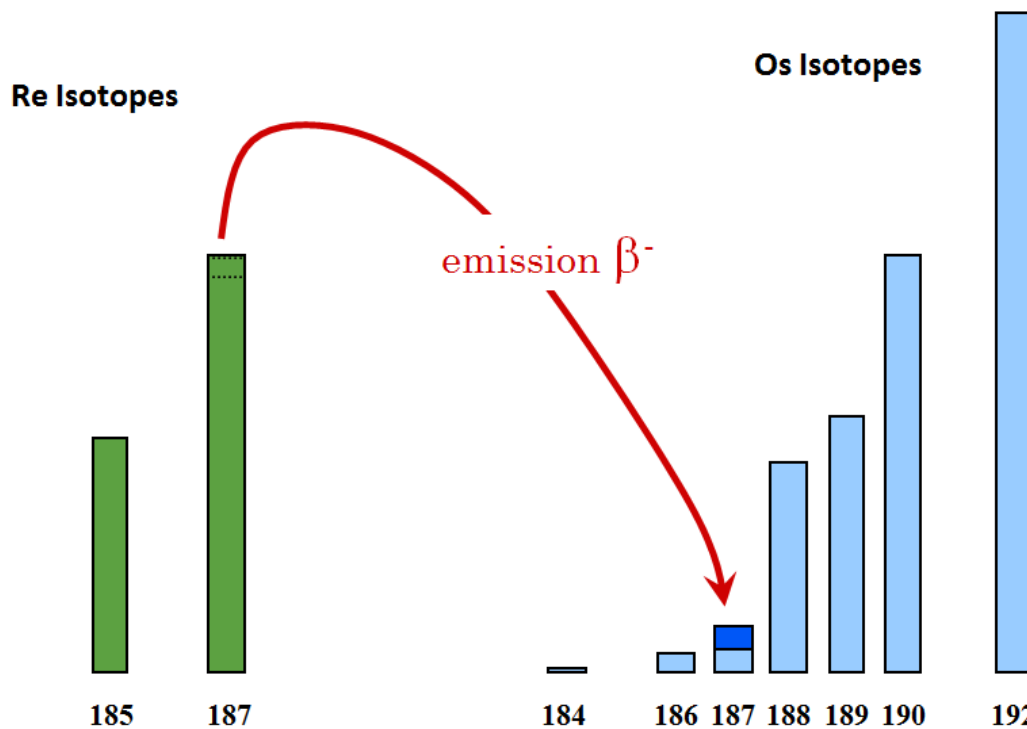


Figure 13 : Représentation schématique des abondances des isotopes du rhénium et de l'osmium, et de la désintégration radioactive du ^{187}Re en ^{187}Os

A cette décroissance radioactive est associée l'équation suivante où :

- ^{187}Os est la quantité de ^{187}Os mesurée dans l'échantillon
- ^{187}Re est la quantité de ^{187}Re mesurée dans l'échantillon
- λ est la constante de désintégration
- t est l'âge de l'échantillon
- $^{187}\text{Os}_{\text{initial}}$ est la quantité de ^{187}Os présente lors de la fermeture du système, c'est-à-dire l' ^{187}Os non-radiogénique, qui ne provient pas de la désintégration du rhénium depuis le temps t .

$$^{187}\text{Os} = ^{187}\text{Re} (e^{-\lambda t} - 1) + ^{187}\text{Os}_{\text{initial}}$$

C'est grâce à cette formule mathématique qu'il est possible de calculer l'âge d'un échantillon. Cependant, il demeure une deuxième inconnue dans cette équation qui est la quantité d' ^{187}Os initiale. En fonction du type d'échantillon considéré, il est possible de s'affranchir de cette inconnue de deux façons différentes.

1.2.1. Calcul d'un âge absolu

Les minéraux contiennent plus ou moins de rhénium et d'osmium en fonction de leur nature et de leurs conditions de formation. Il existe des minéraux qui sont très riches en rhénium comme, par exemple, la molybdénite (MoS_2) dont les teneurs moyennes en rhénium sont de plusieurs ppm. Leur grande teneur en rhénium conduit à la formation d'une grande quantité de ^{187}Os radiogénique. Cette quantité est tellement importante que l'osmium radiogénique va finir par dominer largement la composition en osmium total du minéral (pour certains de ces minéraux, le ^{187}Os radiogénique représente plus de 99% de l'osmium total). Ainsi, la quantité de ^{187}Os initiale, qui représente, dans la plupart des cas, un faible pourcentage de l'osmium initial total (Tableau 4), qui représente lui-même moins de 1% de l'osmium présent dans l'échantillon, devient négligeable. Elle permet donc de simplifier l'équation de décroissance radioactive qui devient :

$$^{187}\text{Os} = ^{187}\text{Re} (e^{\lambda t} - 1)$$

Il est ainsi possible de calculer un âge modèle pour chaque échantillon analysé à partir de la mesure du ^{187}Os et du ^{187}Re présent dans l'échantillon :

$$t = \frac{\ln \left(\frac{^{187}\text{Os}}{^{187}\text{Re}} \right) + 1}{\lambda}$$

1.2.2. Calcul d'un âge par la méthode de l'isochrone

Dans le cas de minéraux pauvres en rhénium (et donc en osmium radiogénique), il n'est pas possible de calculer d'âges individuels car la quantité de ^{187}Os initiale n'est pas négligeable comparée à la quantité d'osmium radiogénique. Pour de tels minéraux, il est nécessaire de normaliser chaque membre de l'équation par un isotope stable (ici, le ^{188}Os) pour nous affranchir de cette quantité initiale inconnue.

$$\left(\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}} \right)_{\text{mesuré}} = \left(\frac{^{187}\text{Re}}{^{188}\text{Os}} \right)_{\text{mesuré}} (e^{\lambda t} - 1) + \left(\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}} \right)_{\text{initial}}$$

En effet, on suppose que différents échantillons contemporains et prélevés au même endroit ont le même rapport ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$) initial puisqu'ils auront incorporé ces deux isotopes dans les mêmes proportions. Ainsi, si l'on replace les mesures effectuées sur plusieurs de ces

échantillons dans un graphique $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}) = f(^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os})$, les points seront alignés selon une droite dont la pente sera égale à $(e^{\lambda t} - 1)$ et qui aura pour ordonnée à l'origine le rapport $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})$ initial (Figure 14). La droite ainsi obtenue est une isochrone. Elle permet d'obtenir graphiquement la valeur du rapport initial de l'osmium et de calculer l'âge des échantillons à partir de la valeur de sa pente.

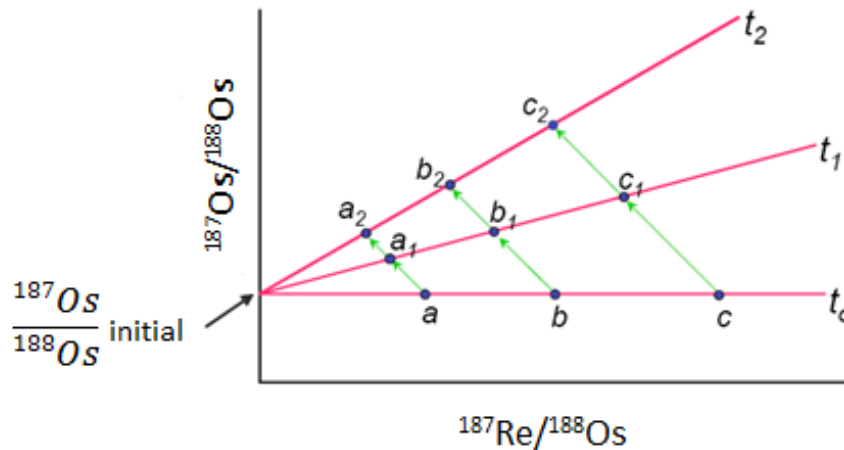


Figure 14 : Principe de la droite isochrone appliquée au système Re-Os

Dans ce cas de figure, un seul âge est obtenu à partir de l'analyse de plusieurs échantillons contrairement au cas de l'âge individuel où un âge est obtenu pour chaque échantillon analysé. Par souci de fiabilité, il est conseillé de construire une droite isochrone à partir de 4 points minimum. Evidemment, une attention particulière doit être apportée à la sélection des échantillons de façon à ne mettre sur un même graphique que des échantillons contemporains qui sont donc censés avoir le même âge. Sinon, l'élaboration d'une droite isochrone se révélera impossible.

1.3. Propriétés du système Re-Os et champs d'application

Les différentes particularités des éléments rhénium et osmium sont à l'origine d'un vaste champ d'applications qui vont de l'étude des météorites à celle des processus d'érosion continentale.

1.3.1. *Caractère sidérophile du rhénium et de l'osmium*

Le rhénium et l'osmium sont des éléments sidérophiles, présentant donc une affinité pour le fer. On les retrouve, par conséquent, en quantité remarquable dans les météorites métalliques. Le système Re-Os est utilisé en cosmochimie pour dater ces météorites (Smoliar et al., 1996; Shirey and Walker, 1998) mais aussi pour étudier l'apport de matériel extraterrestre lors de l'accrétion tardive de la Terre. Historiquement, la datation des météorites par le géochronomètre Re-Os a été parmi les premières applications de ce système (Luck and Allègre, 1983).

1.3.2. *Caractère chalcophile du rhénium et de l'osmium*

Le caractère chalcophile du rhénium et de l'osmium favorise leur incorporation dans les minéraux riches en soufre, et notamment les sulfures. Or, les sulfures se retrouvent très souvent associés à des gisements métalliques. Il est donc possible, par le biais de la datation de ces sulfures, de dater la formation de certains gisements. C'est cet aspect du système Re-Os qui est exploité au sein du présent travail de thèse.

1.3.3. *Caractère organophile du rhénium et de l'osmium*

En plus d'être sidérophiles et chalcophiles, le rhénium et l'osmium sont organophiles, c'est-à-dire qu'ils présentent une forte affinité pour la matière organique. Cette particularité rend possible la datation du dépôt de certains sédiments riches en matière organique (Selby and Creaser, 2003), notamment des black shales (Selby and Creaser, 2005a), mais permet également d'investiguer des gisements d'hydrocarbures. La mise en place de certains gisements pétroliers a ainsi pu être datée (e.g. Selby and Creaser, 2005b) bien que les conditions d'application de la datation Re-Os à ce type de dépôt ne soient pas encore bien contraintes (Mahdaoui et al., 2013).

1.3.4. *Différence de compatibilité entre le rhénium et l'osmium*

Une autre particularité du couple Re-Os est que le rhénium est plus incompatible que l'osmium. Lors de processus de fusion partielle, le rhénium se concentre dans le liquide, alors que l'osmium reste préférentiellement dans le résidu solide. Il résulte de ce phénomène un léger enrichissement de la croûte en rhénium, et surtout un appauvrissement en osmium comparativement au manteau. Cette différence de compatibilité entre les deux éléments conduit, avec le temps, à un contraste marqué entre le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ du manteau et celui

de la croûte. Ceci permet de tracer la source de certains objets géologiques (roches, minéraux et sédiments) afin de différencier une source mantellique d'une source d'origine crustale. Dans le cas de l'étude de gisements métalliques, l'étude de sulfures peu radiogéniques permet ainsi de tracer la source des métaux.

2. Historique du développement analytique

Le couple isotopique Re-Os est aujourd'hui utilisé dans de nombreux domaines des géosciences tant comme géochronomètre que comme traceur isotopique. Cependant, cette utilisation est récente et n'est répandue que depuis une vingtaine d'années. En effet, l'essor de cette méthode de datation a d'abord été limité par différentes difficultés analytiques relatives aux particularités des deux éléments (Reisberg and Meisel, 2002).

La première difficulté rencontrée réside dans les faibles abondances de rhénium et d'osmium dans la plupart des matériaux géologiques (de quelques pg.g^{-1} à quelques ng.g^{-1}), ce qui rend leur mesure difficile. Ensuite, le caractère volatile de la molécule OsO_4 à relativement basse température empêche l'utilisation de techniques de dissolution classiques qui emploient des mélanges oxydants d'acides, sous peine de perdre une portion de l'échantillon. Enfin, la distribution généralement hétérogène (on parle d'effet « pépite ») de l'osmium au sein des échantillons géologiques ne permet pas toujours une bonne reproductibilité des mesures. Au fil des années, ces difficultés ont été palliées grâce aux progrès réalisés notamment en spectrométrie de masse et en chimie.

2.1. Développement de la spectrométrie de masse

L'osmium possède un caractère très réfractaire et un potentiel d'ionisation très élevé (8,7 eV), ce qui rend son ionisation positive très difficile. Les premières mesures isotopiques de l'osmium (Herr et al., 1967; Nier, 1937) ont été réalisées sur du tétraoxyde d'osmium par spectrométrie de masse à source gazeuse. La principale contrainte de cette méthode d'analyse est qu'elle nécessite une quantité importante d'osmium (1 μg minimum), ce qui la rend inadaptée pour l'analyse de la plupart des objets géologiques.

Dans les années 1980, le développement de la mesure de l'osmium et du rhénium par SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) a permis de diminuer la quantité nécessaire

d'osmium à 1 ng (Luck, 1982). Cette technique s'est également accompagnée d'une amélioration de la précision des mesures (de l'ordre de 1 %).

Un peu plus tard, la technique de RIMS (Resonance Ionization Mass Spectrometry) a été développée pour des mesures isotopiques du rhénium et de l'osmium par Walker and Fassett (1986). Le rhénium et l'osmium, déposés sur un filament de tantale, sont ionisés grâce à l'action d'un laser pulsé. Cette technique permet une séparation très efficace des deux éléments et fournit une précision comparable au SIMS puisqu'elle permet d'analyser 1 ng d'osmium non-radiogénique avec une précision d'environ 1 % (Walker and Fassett, 1986). Elle a été utilisée dans de nombreuses études portant sur des roches mantelliques, des komatiites, ou encore des météorites (Walker et al., 1988; Walker and Morgan, 1989; Walker et al., 1989, 1991)

Mais c'est suite au développement de la spectrométrie de masse par thermo-ionisation d'ions négatifs (N-TIMS) que les analyses Re-Os se sont multipliées dans les années 1990 (Creaser et al., 1991; Völkening et al., 1991). En effet, il a été observé que beaucoup d'éléments chimiques ne pouvant être ionisés efficacement par thermo-ionisation sous forme d'ions positifs (dont l'osmium), pouvaient en revanche produire des oxydes chargés négativement avec un très bon rendement. Ainsi, en changeant la polarité des différentes parties du TIMS (source, aimant et détecteurs), l'extraction, la déviation et la détection d'ions chargés négativement devinrent possibles. Cette découverte a permis de réduire la quantité minimale d'osmium mesurable à 1 pg, rendant ainsi les analyses Re-Os applicables à une gamme beaucoup plus large d'échantillons. Le rhénium peut également être analysé par N-TIMS mais sa mesure pose parfois des problèmes du fait de la présence de rhénium naturel, provenant de l'utilisation de filaments de Re pour l'analyse d'autres éléments, dans la source des spectromètres de masse qui constitue une source de pollution. Pour éviter ce problème, le rhénium est donc souvent analysé par spectrométrie de masse à source plasma (ICP-MS) qui permet d'analyser de très petites quantités tout en s'affranchissant des risques de pollution.

L'amélioration progressive des techniques de spectrométrie a donc permis de réduire peu à peu les quantités de rhénium et d'osmium analysables, et donc la quantité d'échantillon nécessaire aux mesures.

2.2. Evolution des méthodes de préparation de l'échantillon

2.2.1. Digestion de l'échantillon

Etant donné le caractère très volatile de la molécule OsO_4 (forme la plus oxydée de l'osmium), les échantillons ne peuvent pas être dissous en utilisant des solutions oxydantes contrairement à de nombreuses autres analyses isotopiques. Une solution à ce problème consiste à effectuer la digestion de l'échantillon dans une solution réductrice (HF-HCl-Ethanol ou HF-HBr). Ce mode de digestion permet d'éviter toute perte d'osmium sous forme d' OsO_4 , cependant, il ne permet qu'une digestion incomplète de l'échantillon (Meisel et al., 2003).

La méthode de digestion par fusion alcaline permet, quant à elle, une digestion totale de l'échantillon (Morgan and Walker, 1989) mais elle produit des blancs variables dont les concentrations en Re et en Os peuvent être très importantes. Par ailleurs, il arrive que l'équilibre entre le spike et l'échantillon n'ait pas été atteint en fin de digestion, ce qui peut fausser les résultats. La méthode dite "NiS fire assay" consiste en la pré-concentration de l'osmium d'une grande quantité de matériel dans une bille composée de sulfure de nickel, grâce à la fusion à haute température d'un mélange de l'échantillon avec un flux alcalin, du Ni, et du S (Ravizza and Pyle, 1997). Cette méthode est appliquée avec succès à l'analyse de sédiments récents, cependant elle est peu adaptée à l'analyse d'échantillons plus âgés à cause de l'affinité limitée du Re pour le NiS.

L'une des techniques les plus couramment utilisées à l'heure actuelle est la dissolution des échantillons dans des tubes de Carius (Shirey and Walker, 1995; Shen et al., 1996). L'utilisation de tubes de Carius permet une digestion correcte de l'échantillon dans une solution oxydante, tout en évitant les pertes d'osmium volatile. Les tubes sont chauffés à plus de 220°C pendant au moins 12h, de manière à faire passer la totalité de l'osmium sous sa forme la plus oxydée OsO_4 . Ainsi, l'homogénéisation de la solution est facilitée et le problème d'équilibre entre l'échantillon et le spike ne se pose plus. Cette technique permet, de plus, d'obtenir des blancs de quantités très faibles. Son principal inconvénient est que la manipulation des tubes de Carius, notamment au moment de l'ouverture des tubes, peut se révéler dangereuse. En outre, l'utilisation de températures supérieures à 240°C , nécessaires pour la digestion de certaines phases réfractaires, est exclue, sauf si une pression compensatoire est appliquée à l'extérieur des tubes.

La digestion à l'aide d'un four haute pression (HPA, High Pressure Asher) présente les mêmes avantages que les tubes de Carius mais est plus facile à utiliser et permet d'atteindre des températures plus élevées de l'ordre de 300°C (Meisel et al., 2001). Cependant, cette technique, dont l'efficacité est démontrée, tarde à se répandre du fait du coût élevé de l'appareil.

2.2.2. *Extraction de l'osmium*

Une fois que l'échantillon a été digéré (quelle que soit la technique utilisée), il faut dans un premier temps extraire l'osmium de la solution obtenue. La première méthode à avoir été développée dans cet objectif est la distillation. La solution est chauffée et du gaz (air purifié ou azote) y est injecté pour la faire buller. L' OsO_4 , qui est volatile à basse température (~129°C), est récupéré dans un récipient froid et réduit dans un mélange HCl-ethanol ou de l'HBr. Cette technique de séparation est très efficace et permet de récupérer une grande partie de l'osmium (plus de 80%, Shirey and Walker, 1995). Néanmoins, elle nécessite l'utilisation de grandes quantités de réactifs qui va se répercuter sur la qualité du blanc. Pour pallier à ce problème, des miniaturisations des techniques de distillation ont été développées par (Nägler and Frei, 1997; Brauns, 2001).

La seconde technique communément employée pour l'extraction de l'osmium repose sur l'affinité de la molécule OsO_4 pour CHCl_3 (Shen et al., 1996) et CCl_4 (Cohen and Waters, 1996) ou pour le brome liquide Br_2 (Birck et al., 1997). On parle alors d'extraction liquide-liquide. Ce sont des techniques d'extraction rapide et simple à mettre en place. Par contre, l'utilisation de CCl_4 ou de CHCl_3 ne permet qu'un rendement faible pour la récupération de l'osmium (environ 50%, Cohen and Waters, 1996) contrairement au brome (65 à 80%, Reisberg and Meisel, 2002). Par ailleurs, une co-extraction du rhénium en même temps que l'osmium n'est pas exclue avec l'utilisation de ces deux réactifs si le Re se trouve sous la forme de ReCl_3 (Nägler and Frei, 1997).

Une fois extrait, l'osmium doit subir une dernière phase de purification dans le but d'éliminer tous les autres éléments qui auraient pu être co-extraits et qui constituent une pollution de l'échantillon. La méthode de purification la plus largement utilisée est la micro-distillation qui a été développée par Roy Barman (1993). Cette technique, très simple et efficace, consiste à sécher l'osmium dans une solution réductrice (généralement de l'HBr) puis recouvrir le résidu d'une goutte de CrO_3 dissous dans H_2SO_4 (Birck et al., 1997). En

chauffant, l'osmium est oxydé en OsO_4 volatile puis réduit et donc piégé dans une goutte d'HBr. A la fin de cette procédure, l'osmium est prêt à être analysé par spectrométrie de masse.

2.2.3. Séparation du rhénium

Il existe deux principales méthodes de séparation du rhénium. La première consiste à extraire le rhénium à l'aide d'un solvant organique immiscible (e.g. Birck et al., 1997). Cette technique permet d'obtenir de très bons blancs de rhénium, cependant, elle se révèle pénible à réaliser et son rendement est faible. La deuxième technique d'extraction du rhénium repose sur l'utilisation d'une résine d'échange anionique pour laquelle la forme ReO_4^- possède une forte affinité (e.g. Morgan et al., 1991). Bien qu'elle nécessite des précautions particulières dans sa mise en œuvre (lavage des résines, centrifugation des échantillons, etc...), elle est facile à réaliser et permet d'obtenir de bons rendements.

Le développement des techniques de traitement chimique a donc permis d'améliorer au fil du temps l'efficacité de la préparation des échantillons, la qualité des blancs et de simplifier les différentes étapes de la préparation chimique.

3. Protocole expérimental utilisé pour cette étude

La datation Re-Os n'est pas une méthode de datation *in situ*, elle nécessite donc, dans un premier temps, d'extraire les minéraux à dater du reste de la roche. Les minéraux d'intérêt séparés subissent ensuite une préparation chimique qui aboutit à l'extraction du rhénium et de l'osmium, qui sont finalement analysés par spectrométrie de masse. Les analyses se font donc sur des cristaux entiers, voire sur plusieurs cristaux à la fois si ceux-ci sont de petite taille. C'est pourquoi, l'étape de datation est systématiquement précédée d'observations microscopiques fines permettant d'identifier avec précision la génération de minéraux à dater et de vérifier leur homogénéité afin d'éviter les minéraux polyphasés qui fausseraient le résultat de la datation.

3.1. Broyage des roches et séparation des minéraux

Pour réaliser la datation, les minéraux à dater doivent être extraits de leur roche encaissante. Pour cela, les échantillons de roches sélectionnés pour l'étude sont broyés à l'aide de différentes machines. La première étape de broyage est effectuée par un broyeur à mâchoires qui fragmente la roche de façon grossière, puis, l'échantillon est broyé plus finement à l'aide d'un broyeur à cylindres. Cependant, la granulométrie ainsi obtenue n'est pas homogène, un tamisage est donc nécessaire pour obtenir des fractions plus homogènes de l'échantillon.

Une fois la roche broyée, les minéraux peuvent être séparés les uns des autres de différentes façons selon leur nature, la granulométrie de la fraction considérée et la taille des cristaux d'intérêt. Si les différents minéraux présents dans l'échantillon présentent des différences de densité, un premier tri peut être effectué grâce à l'utilisation de liqueurs denses. Une liqueur dense est une solution de densité connue, comme le bromoforme de densité 2,9 ou l'iodure de méthylène de densité 3,3, dans laquelle on introduit l'échantillon finement broyé. Tous les minéraux dont la densité est supérieure à la densité de la liqueur couleront dans le fond du récipient, alors que les minéraux de densité inférieure surnageront. Dans cette étude, les minéraux analysés sont des minéraux denses (sulfures, or), c'est donc la fraction dense qui est récupérée pour la suite de la séparation (Figure 15), puis rincée à l'aide d'éthanol. Si cette séparation par densité n'est pas suffisante, le séparateur magnétique Frantz permet d'effectuer un tri des minéraux en fonction de leur susceptibilité magnétique. A l'issue de ces processus, les minéraux d'intérêt sont sélectionnés à la main à l'aide d'une loupe binoculaire. La combinaison de ces trois techniques permet de séparer complètement le minéral d'intérêt du reste des constituants de la roche (Figure 15). Les cristaux ainsi isolés sont finalement broyés à la main dans un mortier en agate pour être réduits en poudre très fine. Au cours de cette étude, le « piking » manuel a été privilégié pour la séparation des minéraux, les liqueurs denses n'ont été utilisées que pour les rares échantillons dans lesquels les sulfures étaient de trop petite taille pour permettre cette opération manuelle.

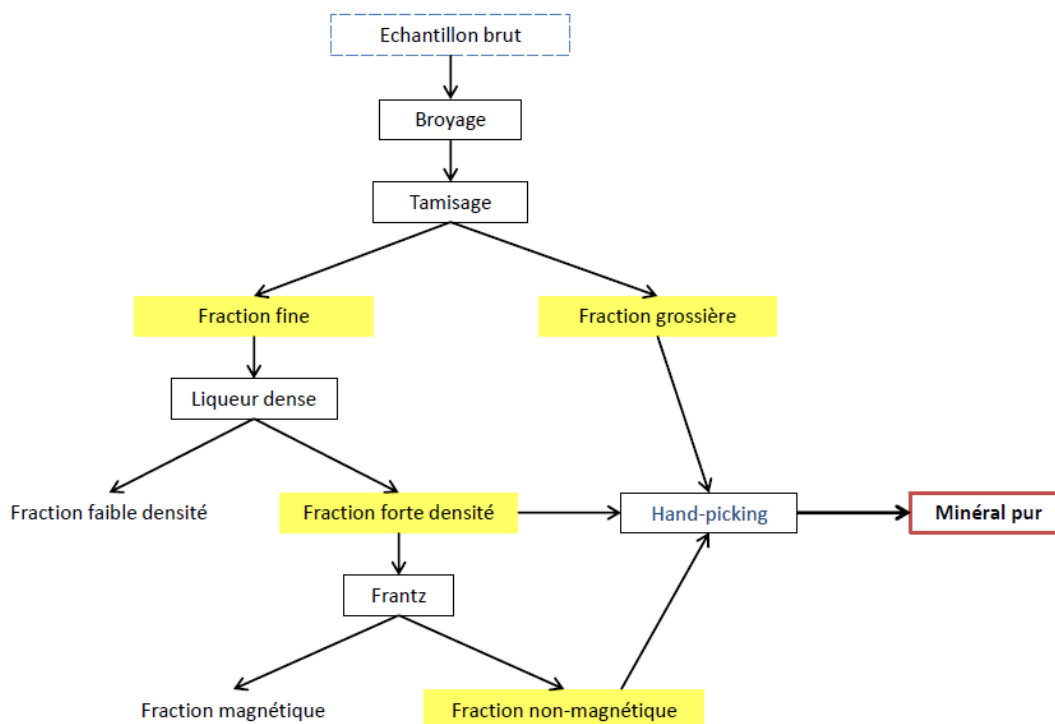


Figure 15 : Préparation de l'échantillon

3.2. Digestion des échantillons par four haute pression (High Pressure Asher)

Au cours de cette étude, la digestion des échantillons a été réalisée à l'aide d'un four haute pression (HPA). Cette technique de digestion est relativement récente et "remplace" l'ancienne méthode d'attaque par tubes de Carius (Shirey and Walker, 1995). Le facteur limitant de la méthode Carius tubes était la pression engendrée dans les tubes qui pouvait conduire à l'explosion de ceux-ci, et qui limitait également la température applicable (250°C maximum). La technique de minéralisation par four HPA permet d'atteindre des températures de 300°C par l'application d'une pression de travail allant jusqu'à 130 bars.

Les échantillons obtenus à l'issue de la séparation sont soigneusement pesés avant d'être introduits dans un tube en quartz. La quantité de poudre nécessaire pour une datation dépend de la teneur en rhénium et en osmium de l'échantillon, et donc de sa nature. Généralement, la molybdénite, qui est un minéral très riche en rhénium, ne nécessite que 10 à 100 mg pour être datée, même s'il est préférable de privilégier des quantités d'échantillon plus importantes pour s'affranchir des problèmes éventuels d'inhomogénéité. Pour les autres sulfures, en revanche, il faut normalement compter 300 mg d'échantillon pour réaliser une datation. A l'échantillon

sont ajoutés les deux traceurs isotopiques (ou spikes), soit individuellement, soit en forme de spike mélangé. La quantité de spike ajoutée est, elle aussi, précisément pesée.

Le but de la digestion par four HPA est de faire passer l'osmium contenu dans l'échantillon et l'osmium du spike dans leur état le plus oxydé, c'est-à-dire sous la forme OsO_4 . Cette homogénéisation de l'état d'oxydation va ainsi permettre un équilibre parfait entre l'échantillon et le spike, essentiel pour la détermination fiable de la teneur en Os. Pour cela, il faut utiliser une solution très oxydante. La solution utilisée ici pour la digestion est un mélange d'acide nitrique (HNO_3) et d'acide chlorhydrique (HCl), avec un excès d' HNO_3 par rapport à l' HCl (le rapport HCl/HNO_3 est d'environ 1/3). 6,5 mL de cette solution acide sont ajoutés dans chaque tube de quartz, ainsi qu'une petite quantité (100 μL) de peroxyde d'hydrogène (H_2O_2) qui permet de maximiser l'oxydation.

Le problème posé par l'oxydation de l'osmium est que la molécule OsO_4 est très volatile à relativement basse température. La digestion d'un échantillon s'accompagne donc d'un risque de perte d'osmium. Le four HPA permet de chauffer les tubes de quartz contenant les échantillons à haute température dans un environnement sous pression, ce qui empêche toute fuite de molécules volatiles. Pour les minéraux qui sont analysés dans cette étude (sulfures, or natif et oxydes), les tubes de quartz sont chauffés à 300°C sous une pression de 130 bar pendant environ 3 heures. A la sortie du four, les échantillons sont complètement dissous et le mélange échantillon-spike est homogène. Une fois refroidis, les échantillons sont transvasés dans des béchers en Teflon PFA.

3.3. Extraction et purification de l'osmium

3.3.1. Extraction liquide-liquide

La première étape de séparation chimique consiste à extraire l'osmium de la solution acide. Pour cela, une extraction liquide-liquide va être réalisée à l'aide de brome (Br_2). Ce protocole est basé sur la méthode décrite par Birck et al. (1997). Le Br_2 est un liquide dense, immiscible qui possède une forte affinité pour l'osmium sous la forme OsO_4 . Ce liquide est ajouté dans chaque bécher (2 mL), puis les béchers sont placés sur une plaque chauffante. A température ambiante, le Br_2 , plus dense, va se placer sous la phase aqueuse. Mais, le Br_2 ayant un point d'ébullition très bas (59°C environ), le chauffage des béchers va former des bulles de Br_2 qui

vont traverser la solution acide. Les bulles vont piéger l' OsO_4 lors de leur remontée, condenser sur les parois pour finalement retomber dans le fond du bécher. Après environ 3 heures de chauffage, les béchers sont retirés de la plaque et refroidis.

A l'aide d'une pipette et d'une pointe en Teflon, le brome est extrait de la solution et déposé dans un tube en Teflon contenant quelques millilitres d'eau. En effet, le brome étant très volatile, l'eau, qui va surnager par rapport au brome, empêche toute évaporation et donc toute perte d'osmium. Une seconde extraction est ensuite réalisée pour maximiser la quantité d'osmium récupérée. Cette fois encore, 2 mL de Br_2 sont ajoutés aux solutions acides résiduelles, mais les béchers ne sont chauffés que pendant 1 heure.

Quand tout le brome a été collecté dans les tubes en Teflon, l'eau surnageante peut être retirée et 0,5 mL d'acide bromhydrique (HBr) sont ajoutés. Le tube est alors fixé à un autre tube en Teflon contenant de l'eau via un coude, puis placé dans un Evapoclean (Analab) qui va permettre de chauffer le brome à 60°C pendant plusieurs heures. L'ajout d'HBr va réduire l'osmium en le faisant passer sous la forme d'hexabromure (OsBr_6^{2-}) qui est non-volatile et l'une des formes les plus stables de l'osmium (Luck, 1982). Ainsi, le chauffage produit par l'Evapoclean va permettre d'évaporer le Br_2 qui va se retrouver piégé sous l'eau contenue dans le deuxième tube, alors que l'osmium va rester dans la goutte d'HBr (qui ne s'évapore qu'au-delà de 80°C) à l'intérieur du premier tube. L'utilisation de l'Evapoclean a deux avantages. D'abord, elle permet l'évaporation du brome dans des conditions hermétiques, évitant ainsi des sources de pollution. En outre, elle permet la récupération du brome, un liquide toxique, pour retraitement par une société spécialisée.

3.3.2. Purification par micro-distillation

L'osmium extrait de l'échantillon de départ est maintenant contenu dans une goutte d'HBr. Cependant, durant l'extraction, l'osmium a pu être accompagné par un certain nombre d'impuretés dont la présence pourrait compromettre la fiabilité des mesures. L'osmium doit donc subir une étape finale de purification par micro-distillation (Birck et al., 1997) avant d'être analysé par spectrométrie de masse. La goutte d'HBr contenant l'osmium est donc mise à sécher dans le bouchon d'un bécher conique sur plaque chauffante à 80°C . A l'issue de cette étape, l'HBr s'est évaporé tandis que l'osmium à l'état réduit, forme un résidu solide au centre du bouchon.

La micro-distillation consiste à extraire uniquement l'osmium pur du résidu en l'oxydant puis à le refaire passer sous sa forme réduite plus stable. Une goutte de CrO_3 dissout dans H_2SO_4 est donc déposée sur le résidu solide tandis qu'une goutte d' HBr est déposée dans la pointe du bécher conique. Le bécher conique est délicatement fermé, le bouchon vers le bas, de façon à ne pas faire tomber la goutte d' HBr . Il est ensuite enveloppé dans une feuille de papier aluminium puis mis à chauffer sur plaque à 85°C pendant 3 heures. Le Cr(VI) est très oxydant et va permettre à l'osmium de repasser sous sa forme volatile OsO_4 . L'osmium ainsi oxydé va s'évaporer à l'intérieur du bécher conique et va se retrouver piégé dans l' HBr au sommet du cône sous forme réduite (Figure 16).

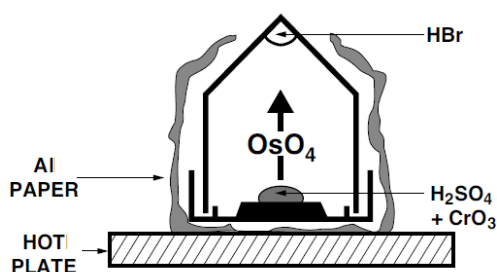


Figure 16 : Schéma du dispositif de micro-distillation (Birck et al., 1997)

3.4. Séparation du rhénium par échange anionique

Après l'extraction de l'osmium, la solution acide résiduelle (mélange $\text{HCl} + \text{HNO}_3 +$ traces de Br_2) est mise à sécher sur plaque chauffante. Cette étape permet de se débarrasser d'une partie des impuretés contenues dans la solution et notamment, des restes de Br_2 . Le résidu solide résultant est ensuite dilué dans 5 mL d'acide nitrique 0,4 N, puis centrifugé. La solution obtenue contient, entre autres éléments, le rhénium de l'échantillon sous la forme ReO_4^- , qu'il est nécessaire d'isoler du reste de la solution pour pouvoir effectuer les mesures au spectromètre de masse. Pour cela, la solution va être passée dans une colonne contenant 0,6 mL d'une résine d'échange anionique (AG1 X8 200-400 mesh) pour laquelle les ions ReO_4^- ont une très grande affinité. Ainsi, lorsque la solution est introduite dans la colonne, la totalité du rhénium va être retenue dans la résine alors que la solution acide va s'écouler lentement. Cependant, le rhénium n'est pas le seul élément à se fixer sur la résine, il faut donc rincer celle-ci à plusieurs reprises avec des acides de faible normalité (HNO_3 0,8 N) qui vont

« décrocher » les impuretés mais sans décrocher le rhénium. A l'issue de ces lavages, seul le rhénium est retenu dans la résine et il est collecté dans un bécher grâce à l'ajout d'acide concentré (HNO_3 8 N) qui va permettre son élution complète.

3.5. Mesure des rapports isotopiques de l'osmium par TIMS

3.5.1. Généralités sur la spectrométrie de masse

Un spectromètre de masse est un instrument qui permet la mesure élémentaire et isotopique plus ou moins précise de divers échantillons, notamment en géosciences. Beaucoup de progrès ont été réalisés ces dernières années, notamment en termes de pouvoir de résolution, sensibilité et détection. Un spectromètre de masse est globalement composé de trois constituants : une source, un analyseur et un (ou des) collecteur(s).

- La source est le lieu d'introduction de l'échantillon à analyser et où se produisent l'ionisation de l'échantillon et l'accélération des ions ainsi formés.
- L'analyseur effectue une séparation des ions selon leur rapport masse/charge. Dans notre cas, il est constitué d'un secteur magnétique qui va dévier les ions en fonction de leur masse.
- Il existe différents types de collecteurs. Leur fonction est de réceptionner les ions « triés » par l'analyseur et de transmettre les mesures à un système d'acquisition des données. Les deux collecteurs utilisés dans cette étude sont le multiplicateur d'électrons et les cages de Faraday. Le multiplicateur d'électrons a pour avantage d'intensifier des signaux très faibles, c'est pourquoi il est utilisé pour les échantillons peu concentrés. Les cages de Faraday permettent des mesures plus précises mais ont un seuil de détection beaucoup plus élevé. Elles sont donc utilisées pour mesurer des échantillons fortement concentrés.

Les différents types de spectromètres de masse existants diffèrent surtout par leur source, et donc par leur mode d'ionisation, mais tous ont le même principe de fonctionnement.

3.5.2. Spectromètre de masse à thermo-ionisation

Les analyses isotopiques de l'osmium peuvent être réalisées sur plusieurs types de spectromètres de masse. La spectrométrie de masse par thermo-ionisation d'ions négatifs

donne de très bons résultats à la fois en termes de précision et de quantité d'osmium nécessaire pour réaliser l'analyse. En effet, l'utilisation d'un TIMS avec un multiplicateur d'électrons comme collecteur permet d'analyser des quantités d'osmium très faibles, inférieures à 1 pg. Il s'agit donc du spectromètre le plus adapté à l'analyse d'échantillons pauvres en osmium. Par ailleurs, dans le cas d'échantillons riches en osmium (teneurs supérieures à 10 ng), ce même spectromètre permet d'atteindre des précisions inférieures à 0,005% avec l'utilisation de cages de Faraday en multi-collection (e.g. Brandon et al., 1999).

Les mesures isotopiques de l'osmium sont réalisées au CRPG sur un spectromètre de masse à thermo-ionisation (TIMS) Finnigan MAT262, fonctionnant en mode négatif (N-TIMS). Pour pouvoir être analysés par TIMS, les échantillons d'osmium doivent être sous forme solide. La goutte d'HBr issue de la micro-distillation est donc déposée micro-goutte par micro-goutte sur un filament de platine traversé par un courant électrique de faible intensité qui va permettre l'évaporation de l'acide. A la fin du dépôt, une goutte d'activateur composé d'un mélange de Ba(OH)₂ et NaOH est ajoutée sur le filament pour maximiser l'oxydation de l'osmium et promouvoir la formation d'ions négatifs. Treize filaments (correspondant chacun à un échantillon) ainsi préparés peuvent être chargés sur un barillet puis introduits dans la source du spectromètre de masse. Il est nécessaire de préciser que toutes les mesures au TIMS sont réalisées sous vide. Après chargement du barillet, il faut donc attendre plusieurs heures que la pression à l'intérieur de la source soit suffisamment basse pour commencer les mesures (environ $2 \cdot 10^{-7}$ bars).

L'un après l'autre, les filaments sont soumis à un courant électrique progressif de l'ordre de 900 mA qui permet d'atteindre la température d'évaporation et d'ionisation de l'osmium sous la forme OsO₃⁻. Pour augmenter l'ionisation de l'osmium, et donc améliorer le signal obtenu par le spectromètre, de l'oxygène est ajouté en petite quantité dans la source grâce à une valve. Les anions ainsi émis sont accélérés, focalisés par un système de lentilles et ensuite déviés par le secteur magnétique pour être collectés, dans notre cas de figure, par un multiplicateur d'électrons.

3.5.3. *Mesure de l'osmium*

Le spectromètre de masse est connecté à un logiciel informatique d'acquisition des données. Les mesures sont réalisées en mode « peak jumping », c'est-à-dire que toutes les masses préalablement sélectionnées sont mesurées les unes après les autres. Dans le cas de

l'osmium, six masses différentes sont mesurées dont la correspondance est donnée dans le Tableau 5.

Masses mesurées	Ions moléculaires
233	$^{185}\text{Re}^{16}\text{O}_3^-$
235	$^{187}\text{Os}^{16}\text{O}_3^- / ^{187}\text{Re}^{16}\text{O}_3^-$
236	$^{188}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-$
237	$^{189}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-$
238	$^{190}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-$
240	$^{192}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-$

Tableau 5 : Ions moléculaires correspondant aux masses mesurées par TIMS

A partir de la mesure des rapports de ces différentes masses, de la masse de l'échantillon analysée et de la quantité et de la concentration du spike ajouté, la concentration molaire des principaux isotopes de l'osmium dans l'échantillon peut être calculée.

3.5.4. Contrôles et corrections

Au cours de l'analyse, ainsi qu'après l'acquisition des données, différents contrôles et corrections doivent être réalisés afin de valider le résultat.

Chaque journée d'analyse au TIMS débute par l'analyse d'un standard d'osmium dont le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ est connu. Cette mesure de standard permet d'attester du bon fonctionnement du spectromètre, en termes de reproductibilité, justesse et précision. Ainsi, de manière très régulière, il est nécessaire de vérifier la bonne calibration du multiplicateur d'électrons, qui "s'use" au cours du temps. En effet, pour obtenir un signal optimal pour chaque isotope mesuré, il faut appliquer une tension minimale au multiplicateur d'électrons (entre 2000 et 3000 V). Donc, si le rapport mesuré sur le standard n'a pas la valeur attendue (Figure 17), cela signifie, en général, que la tension du multiplicateur n'est pas assez élevée et qu'elle doit être ajustée. Sinon, les isotopes de masse faible seront sous-estimés par rapport aux plus lourds, ce qui induira une erreur sur les rapports isotopiques mesurés. Il est normal que la tension soit augmentée au fur et à mesure de l'usure du multiplicateur d'électrons. Une recalibration régulière du multiplicateur est effectuée pour s'assurer que la tension appliquée est optimale. Une fois que la bonne valeur de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ a été atteinte sur le standard, les échantillons peuvent commencer à être analysés. L'ensemble des standards d'osmium

analysés au cours de cette thèse donne une valeur moyenne du rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de $0,1739 \pm 0,0005$ (2σ) pour 52 analyses (Figure 17).

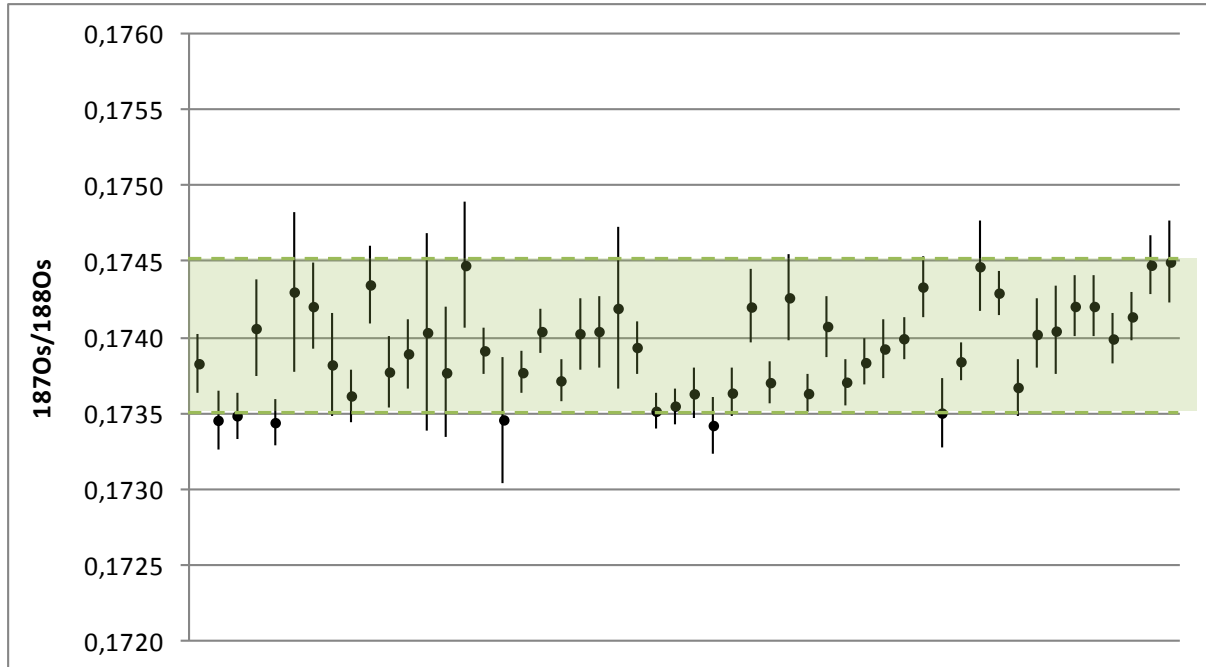


Figure 17 : Valeurs du rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ des standards d'osmium (10 pg) analysés au cours de cette étude et intervalle de référence

L'une des difficultés rencontrées lors de mesures isotopiques au TIMS sont les interférences de masse. Celles-ci se produisent lorsque plusieurs molécules différentes ont la même masse, on ne peut alors pas les différencier. Pour l'osmium, c'est le cas de la masse 235 qui correspond à la fois à $^{187}\text{Os}^{16}\text{O}_3$ et à $^{187}\text{Re}^{16}\text{O}_3$. Lorsque la température du filament devient importante, le rapport $\text{ReO}_4^-/\text{ReO}_3^-$ diminue, autrement dit, de plus en plus de molécules ReO_3^- sont émises, ce qui augmente les interférences à la masse 235. Pour pallier ce problème, de l'oxygène est ajouté en petite quantité dans la source du spectromètre de masse grâce à une valve. En effet, l'ajout d'oxygène va favoriser la formation d' OsO_3^- . La température nécessaire pour avoir un signal suffisant en osmium sera donc réduite, ce qui permettra de limiter la formation de ReO_3^- . C'est la masse 233 ($^{185}\text{Re}^{16}\text{O}_3^-$, Tableau 5) qui permet de contrôler la quantité de ReO_3^- formée. On considère ainsi que l'effet éventuel sur le rapport 235/236, calculé à partir du rapport 233/236 doit rester inférieur à 1% pour pouvoir valider l'analyse. Cependant, comme la masse 233 n'est pas uniquement due à ReO_3^- , dans le

cas où la quantité de 233 serait significative, il est impossible de s'en servir pour effectuer une correction de la masse 235, l'analyse est donc rejetée. Dans le cadre de cette étude, vues les quantités de ^{187}Os élevées dans les échantillons radiogéniques, la contribution éventuelle d'une interférence isobarique de $^{187}\text{ReO}_3^-$ sur le $^{187}\text{OsO}_3^-$ était toujours négligeable.

Les mesures isotopiques obtenues ne peuvent être utilisées brutes et doivent subir plusieurs corrections. La première correction permet d'éliminer l'influence des isotopes minoritaires de l'oxygène lors de la formation des oxydes. Ici, ce sont les compositions isotopiques de l'oxygène de Nier qui sont utilisées ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}=0,002045$ et $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}=0,0003708$). Ensuite, les résultats doivent être corrigés du fractionnement de masse qui est un biais analytique dû au fonctionnement du spectromètre de masse. En effet, lors d'une analyse par TIMS, les isotopes légers sont ionisés avant les isotopes lourds (l'énergie nécessaire pour casser les liaisons des isotopes légers est moins importante). Les rapports isotopiques évoluent donc au cours de l'analyse avec l'augmentation de la proportion d'isotopes lourds. Il convient donc de corriger les mesures de ce phénomène. Cette correction est faite via une loi exponentielle en supposant que la valeur « vraie » du rapport $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ est de 3,08271. Dans le même temps, une correction des isotopes minoritaires du spike est appliquée.

Pour le calcul d'âges modèles, la concentration de l'isotope ^{187}Os demande un traitement particulier puisqu'en effet, celle-ci est composée d'une part radiogénique et d'une part non-radiogénique. Or, seule la portion radiogénique, issue de la désintégration du rhénium, entre dans les calculs d'âge. La concentration en ^{187}Os radiogénique est donc déduite de la mesure de l' ^{187}Os total, corrigée par la teneur en ^{188}Os multipliée par le rapport initial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$. Cependant, le rapport initial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ n'est pas bien contraint, et l'incertitude sur ce rapport représente l'une des sources les plus importantes de l'incertitude totale sur la détermination de l'âge. Pour cette raison, des âges modèles individuels fiables ne peuvent être obtenus uniquement dans les cas où l'Os non-radiogénique (représenté par le ^{188}Os) représente une proportion très faible de l'osmium présent dans l'échantillon.

Enfin, les concentrations obtenues doivent être corrigées pour tenir compte des éventuels phénomènes de contamination et/ou pollution pouvant survenir lors de la longue préparation chimique des échantillons. Cette dernière correction est permise par l'analyse d'un blanc de chimie. Les blancs sont préparés et analysés en même temps que les échantillons, dans les mêmes conditions expérimentales. Ils ne contiennent qu'une petite quantité des deux spikes de rhénium et d'osmium. La concentration des différents isotopes de l'osmium mesurée dans

les blancs est donc retranchée aux concentrations correspondantes mesurées dans les échantillons. Les blancs analysés au cours de cette étude contiennent en moyenne 0,032 pg de ^{187}Os et 0,040 pg de ^{188}Os . Cette moyenne ne tient pas compte des deux blancs anormalement élevés des séries 18/05/2011 et 02/11/2011 (Tableau 6). Dans l'ensemble, la composition isotopique des blancs est non-radiogénique à l'exception des blancs du 04/05/2011 et du 02/11/2011. Pour ce dernier, la grande quantité de ^{187}Os ainsi que le rapport radiogénique du blanc peuvent s'expliquer par une contamination par les molybdénites Henderson analysées au cours de cette série.

Date	^{187}Os (pg)	^{188}Os (pg)	Re (pg)
04/05/2011	0,125	0,006	21
18/05/2011	0,348	0,130	7
27/09/2011	0,020	0,032	5
02/11/2011	0,903	0,003	22
17/01/2012	0,058	0,012	36
23/11/2012	0,023	0,090	-
30/11/2012	0,014	0,023	17
14/01/2013	0,015	0,023	23
26/02/2013	0,007	0,046	16
23/04/2013	0,154	0,137	7
09/10/2013	0,038	0,090	33
10/10/2013	0,005	0,020	33
24/10/2013	0,010	0,033	31
16/12/2013	0,083	0,075	5
04/03/2014	0,028	0,032	6
11/03/2014	0,008	0,030	4
12/05/2014	0,049	0,061	8
13/05/2014	0,020	0,056	29
07/07/2014	0,014	0,043	32
09/09/2014	0,022	0,049	42

Tableau 6 : Quantités de ^{187}Os , ^{188}Os et de Re contenues dans les blancs de chaque série d'analyses

3.6. Mesure du rapport isotopique du rhénium par ICP-MS

Il existe une pollution en rhénium non-négligeable de la source de notre TIMS, du fait de l'utilisation de filaments de rhénium pour l'analyse d'autres éléments que l'osmium. Ceci implique que l'analyse de faibles quantités de rhénium s'accompagnera d'une forte incertitude

sur les mesures. C'est pourquoi, l'analyse isotopique du rhénium ne se fait pas par N-TIMS mais par spectrométrie de masse à source plasma (ICP-MS pour « Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometer »). Ce type de spectromètre permet en effet d'analyser de petites quantités de rhénium avec une bonne précision.

3.6.1. Spectromètre de masse à source plasma

Les mesures isotopiques du rhénium ont été réalisées au CRPG sur un spectromètre de masse à source plasma (MC-ICP-MS) Thermo Neptune Plus. Avant d'être analysés par le spectromètre de masse, les échantillons de rhénium doivent d'abord être séchés, car l'acide concentré (HNO_3 8N) dans lequel ils sont conditionnés à la sortie des colonnes chromatographiques pourraient endommager l'appareil. Ils sont ensuite repris dans 2 mL d'acide nitrique très dilué (0,05 N). Contrairement au TIMS, l'ICP-MS analyse des échantillons en solution. Un capillaire est introduit dans le tube à essai contenant l'échantillon à analyser et, par le biais d'une pompe péristaltique, va entraîner la solution jusqu'au nébuliseur. Ce nébuliseur va transformer l'échantillon liquide en aérosol, qui va ensuite cheminer jusqu'à la chambre de nébulisation. Les gouttes formant l'aérosol vont alors être triées en fonction de leur taille et seules les plus petites (dont la taille est inférieure à 10 μm) seront conservées tandis que les plus grosses (qui représentent plus de 90% de l'échantillon) seront évacuées à l'extérieur de l'appareil.

Au sein d'un ICP-MS, l'ionisation de l'échantillon se fait grâce à un plasma d'argon. Un plasma est un gaz ionisé macroscopiquement neutre. Le gaz d'argon circule dans une torche placée dans une bobine d'induction à haute fréquence qui produit des champs électriques et magnétiques oscillatoires au sein de ce gaz. Pour allumer le plasma, une électrode génère une décharge, qui va être à l'origine de l'ionisation de l'argon par collision, créant ainsi un plasma.

Depuis la chambre de nébulisation, l'échantillon est introduit dans le plasma d'argon et va, à son contact, être atomisé et ionisé. Dans la source plasma, tout élément dont le potentiel d'ionisation est inférieur à celui de l'argon (15,6 eV) sera ionisé. Les ions vont ensuite être extraits du plasma par un « sampler cone » qui va également permettre de passer d'une pression atmosphérique à un vide intermédiaire de l'ordre de 10^{-5} bar. Le passage de ce premier cône crée un jet supersonique. Un deuxième cône, le « skimmer cone » va prélever les ions au centre de ce jet supersonique et va permettre le passage à un vide plus poussé de

l'ordre de 10^{-7} à 10^{-9} bar. Derrière l'interface constituée de ces deux cônes, une lentille d'extraction va extraire les ions pour les mener à des optiques ioniques qui vont permettre d'optimiser le trajet des ions pour une meilleure focalisation du faisceau. Le faisceau subit alors une double-focalisation via un secteur électrostatique et un secteur magnétique, et les ions vont pouvoir être collectés par un multiplicateur d'électrons ou des cages de Faraday, selon la teneur en rhénium de l'échantillon.

Après le passage de chaque échantillon, on fait circuler de l'acide nitrique 0,5 N, puis 0,05N (le même ayant servi à conditionner les échantillons) dans le spectromètre afin de le dépolluer et de s'assurer que le prochain échantillon analysé ne sera pas contaminé par le précédent. Le temps de dépollution est plus ou moins long selon les teneurs des échantillons en rhénium.

3.6.2. *Mesure du rhénium*

Comme l'osmium, vu les quantités faibles analysées, le rhénium est mesuré en « peak jumping ». Les deux masses du rhénium (^{185}Re et ^{187}Re) sont donc mesurées l'une après l'autre de façon répétée tout au long du cycle de mesure.

3.6.3. *Contrôles et corrections*

Les mesures en ICP-MS s'accompagnent d'un biais de masse instrumental important. Mais cette fois, le fractionnement isotopique n'est pas lié au mode d'ionisation, comme c'est le cas pour le TIMS, mais au mode d'extraction des ions par le système de cônes. En effet, dans la zone située entre les cônes et l'optique ionique, les ions vont s'organiser spatialement en fonction de leur masse : les ions les plus lourds vont se placer au centre du faisceau, tandis que les masses les plus faibles vont se positionner en périphérie. Ainsi, les ions lourds seront préférentiellement sélectionnés pour être transmis à l'analyseur par rapport aux ions légers. Ce phénomène est à l'origine d'un fractionnement de masse à l'intérieur du spectromètre qu'il est nécessaire de corriger. Comme l'échantillon est ajouté en continu à l'intérieur de l'instrument, ce fractionnement est stable, il ne varie pas au cours de l'analyse d'un échantillon. Il est donc possible de le corriger par la méthode du « standard bracketing » qui consiste en des analyses régulières d'un standard (passage d'un standard tous les quatre ou cinq échantillons) tout au long de la session d'analyse.

Par ailleurs, les collecteurs de l'ICP-MS, qu'il s'agisse d'un multiplicateur d'électrons ou de cages de Faraday, reçoivent en permanence un signal constituant un « bruit de fond » indépendant de la teneur de l'échantillon. Ce signal peut être dû au rhénium contenu en traces dans l'acide nitrique utilisé pour la dépollution du spectromètre et/ou à une pollution persistante des constituants du spectromètre de masse. Pour s'affranchir de ce bruit de fond, un blanc machine est réalisé avant le passage de tout échantillon ou de tout standard. La réalisation de ce blanc consiste en une analyse de l'acide nitrique 0,05N servant à la dépollution du spectromètre et au conditionnement des échantillons. Les signaux ainsi enregistrés pour le ^{185}Re et le ^{187}Re seront retranchés aux signaux obtenus pour l'échantillon suivant.

Enfin, de même que pour l'osmium, il faut tenir compte de la potentielle pollution des échantillons pouvant survenir à toutes les étapes de la préparation chimique. Le blanc de chimie est donc également analysé par ICP-MS pour rendre compte de la pollution/contamination en rhénium ayant affecté les échantillons. Les concentrations en rhénium obtenues à partir de l'analyse de ce blanc sont ensuite soustraites aux concentrations calculées pour tous les échantillons. Le Tableau 6 montre tous les blancs de Re acquis au cours de cette étude, y compris les valeurs associées aux tests et aux mesures du standard Henderson, et inclut des valeurs assez variables (4 à 42 pg). Cependant, les blancs de Re associés à un gisement donné dépassent rarement 1% du Re provenant des échantillons, et l'incertitude liée à la variabilité des blancs est prise en compte dans l'incertitude totale donnée pour les échantillons correspondants.

4. Développement analytique

Le travail de recherche réalisé au cours de cette thèse s'est accompagné de phases de développement analytique de la technique de datation. Ces phases de développement ont principalement consisté en l'amélioration de la datation spécifique des sulfures grâce à la création de nouveaux spikes et à l'analyse répétée d'un standard adapté.

4.1. Création d'un spike mixte Re-Os

4.1.1. La dilution isotopique

Dans les minéraux qui vont être analysés au cours de cette étude, le rhénium et l'osmium sont des éléments traces. Ils sont donc présents dans les échantillons en très faibles quantités, ce qui rend leur analyse complexe et requiert à la fois des spectromètres de masse sensibles et des techniques de préparation difficiles. La dilution isotopique est une technique qui permet de déterminer de façon très précise la concentration d'un isotope donné dans un échantillon, même si celui-ci est présent en faible quantité et ce, indépendamment du rendement de la chimie. Cette technique consiste à ajouter à l'échantillon un traceur, appelé spike, artificiellement enrichi en un isotope non-radiogénique (en l'occurrence, ^{190}Os et ^{185}Re). Cet enrichissement artificiel confère au spike une composition isotopique très différente de la composition isotopique naturelle. La composition isotopique mesurée pour l'élément d'intérêt sera alors celle du mélange [spike + échantillon] car ces deux composants auront été mis en équilibre au préalable lors du traitement chimique. A partir de cette composition, tout en connaissant parfaitement la quantité d'échantillon et de spike en présence, ainsi que la concentration du spike, il est possible de calculer les concentrations isotopiques de l'échantillon. Pour le rhénium et l'osmium des échantillons peu radiogéniques, les rapports $^{187}\text{Re}/^{185}\text{Re}$ et $^{188}\text{Os}/^{190}\text{Os}$ sont utilisés pour ces calculs. Pour les échantillons radiogéniques, ce qui est le cas de la totalité des échantillons analysés au sein de cette étude, le rapport d'osmium mesuré est $^{187}\text{Os}/^{190}\text{Os}$.

La difficulté de cette technique est d'ajouter le spike en quantité appropriée. En effet, le rapport isotopique, par exemple, $^{190}\text{Os}/^{187}\text{Os}$ pour l'osmium, du mélange [spike + échantillon] doit être à la fois suffisamment différent de celui du spike et du rapport naturel. Si ce n'est pas le cas, une faible incertitude sur la mesure du rapport se traduira par une très grande incertitude sur la concentration calculée. On parle de magnification de l'erreur (Figure 18 et Figure 19). Par contre, il faut éviter d'ajouter une quantité de spike trop importante, parce que les isotopes présents en faibles proportions dans le spike peuvent fausser le rapport isotopique d'intérêt (le $^{187}\text{Os}/^{190}\text{Os}$ dans le cas d'échantillons radiogéniques).

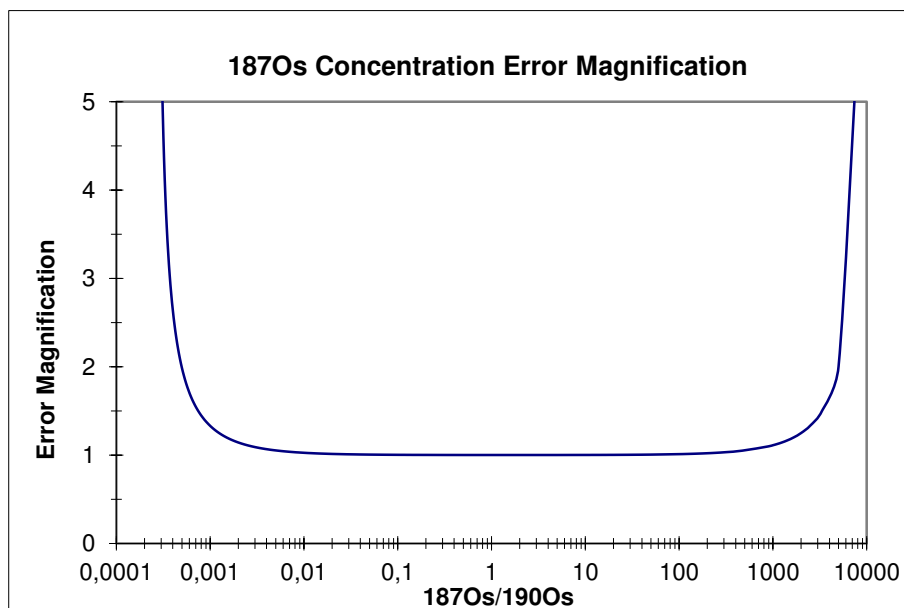


Figure 18 : Courbe de magnification de l'erreur pour la concentration en osmium des échantillons radiogéniques, en supposant un rapport $^{187}\text{Os}/^{190}\text{Os} \sim 10000$ pour l'échantillon radiogénique

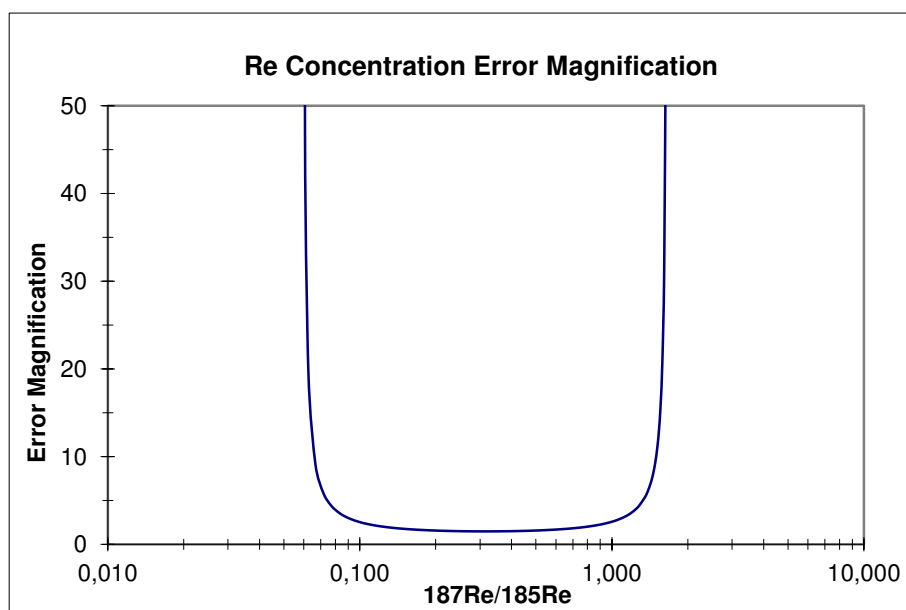


Figure 19 : Courbe de magnification de l'erreur pour la concentration en rhénium

En ce qui concerne les échantillons composés essentiellement d'Os radiogénique, la démarche est légèrement différente. En effet, la teneur en ^{187}Os de l'échantillon est calculée directement à partir du rapport $^{190}\text{Os}/^{187}\text{Os}$. Il convient donc d'ajouter une quantité de ^{190}Os comparable à la quantité de ^{187}Os estimée pour favoriser une analyse précise. En outre, notre spike contenant une teneur en ^{192}Os non-négligeable, une correction pour le fractionnement instrumental peut être effectuée à partir du rapport $^{192}\text{Os}/^{190}\text{Os}$ du spike, de manière itérative.

4.1.2. *Création et calibration de spikes mixtes*

Les concentrations en Re et en Os mesurées par spectrométrie de masse s'accompagnent de nombreuses sources d'incertitude qui s'accumulent et qui vont conditionner l'incertitude sur l'âge calculé. Une façon de réduire l'erreur sur l'âge est donc de réduire les sources possibles d'erreur sur les concentrations. Parmi ces dernières, interviennent les erreurs de pesée de l'échantillon mais aussi des deux spikes. Cette erreur n'est pas forcément la même pour le spike de Re que pour le spike d'Os, il en résulte donc une incertitude sur le rapport Re/Os qui peut considérablement faire varier l'âge calculé. Pour s'affranchir de cette incertitude, une solution unique de spike Re-Os a été créée. Ainsi, même si l'incertitude sur la pesée du spike est toujours présente, celle-ci sera identique pour les deux éléments, ce qui garantit la préservation du rapport Re/Os, même si les teneurs absolues en Re et en Os seront toujours sujettes aux incertitudes liées à la pesée.

Le rapport Re/Os de la solution de spike mixte Re-Os a été choisi de façon à ce que celle-ci puisse être utilisée avec tous les échantillons de cette étude, ainsi qu'avec le standard de molybdénite qui fera l'objet du paragraphe suivant. Nous avons donc produit un spike mixte avec un rapport $^{185}\text{Re}/^{190}\text{Os}$ d'environ 37,3. Cependant, étant donnée la variabilité des concentrations en Re et en Os d'un échantillon à l'autre, le même spike ne peut pas être utilisé pour tous. Deux dilutions ont donc été réalisées. Au final, trois solutions de spike mixte ont été produites :

- une solution mère de concentrations [Re]=9 ppm et [Os]=300 ppb, utilisée pour le standard de molybdénite qui est très enrichi par rapport à nos échantillons ;
- une première dilution de concentrations [Re]=300 ppb et [Os]=10 ppb, utilisée pour les échantillons les plus riches ;
- une seconde dilution de concentrations [Re]=15 ppb et [Os]=0,5 ppb, utilisée pour les échantillons restant.

Pour obtenir les concentrations précises de chacune de ces solutions qui vont intervenir dans les calculs, une vingtaine de calibrations a été réalisée. Les résultats sont présentés dans le tableau suivant.

Spike	Réplikat	[¹⁹⁰ Os] (pM/g)	2σ	[¹⁸⁵ Re] (pM/g)	2σ	¹⁸⁵ Re/ ¹⁹⁰ Os	2σ
Solution mère	DS A	1415,2	6,4	53031,0	213,9	37,5	0,2
	DS B	1421,8	2,8	52940,4	281,5	37,2	0,2
	DS C	1410,7	2,7	52815,4	182,2	37,4	0,1
	DS D	1449,8	2,3	53811,6	117,8	37,1	0,1
	DS E	1432,3	2,6	53086,6	138,9	37,1	0,1
	DS F	1415,5	3,0	53154,3	93,7	37,6	0,1
	Moyenne	1424,2	29,2	53139,9	699,3	37,3	0,4
Dilution /30	DS30 A	45,4	0,1	1704,4	4,1	37,5	0,1
	DS30 B	45,4	0,2	1684,4	4,2	37,1	0,2
	DS30 C	45,6	0,1	1708,8	7,3	37,5	0,2
	DS30 D	46,2	0,1	1728,7	3,2	37,4	0,1
	DS30 E	47,1	0,2	1750,2	3,3	37,2	0,1
	Moyenne	45,94	1,5	1715,3	50,2	37,3	0,4
Dilution /600	DS600 A	2,28	0,01	85,07	0,32	37,4	0,3
	DS600 B	2,30	0,01	85,63	0,40	37,0	0,3
	DS600 C	2,31	0,01	86,01	0,20	37,3	0,2
	DS600 D	2,30	0,01	85,63	0,18	36,6	0,1
	DS600 E	2,31	0,01	86,01	0,16	36,4	0,1
	Moyenne	2,30	0,02	85,67	0,76	36,9	0,8

Tableau 7 : Concentrations en osmium et en rhénium et rapports ¹⁸⁵Re/¹⁹⁰Os des différentes solutions de spike mixte. Pour la Dilution/600 les valeurs indiquées pour le ¹⁸⁵Re ont été recalculées en utilisant la valeur moyenne de ¹⁸⁵Re/¹⁹⁰Os des deux dilutions plus concentrées et les teneurs mesurées en ¹⁹⁰Os.

On constate que, bien que le rapport ¹⁸⁵Re/¹⁹⁰Os soit le même pour la solution mère et la première dilution (DS30), ce rapport est sensiblement plus faible pour la solution la plus diluée (DS600). Or, s'agissant de dilutions d'une même solution, ce rapport devrait être le même pour les trois solutions. Etant données ses faibles teneurs, l'analyse de la solution DS600 est plus délicate, et donc on considère que les rapports calculés pour ce spike sont moins fiables que pour les deux autres. Les teneurs en ¹⁸⁵Re de la solution DS600 ont alors été recalculées à partir de la teneur en ¹⁹⁰Os mesurée (qui est plus fiable que la teneur en rhénium car moins influencée par le blanc) et du rapport ¹⁸⁵Re/¹⁹⁰Os obtenus pour les deux autres solutions (37,33 ± 0,11; 2SE ; n=11). Pour le DS600, ce sont ces teneurs recalculées qui apparaissent dans le Tableau 7.

La composition isotopique de ces spikes a également été déterminée. Pour le rhénium, les mesures ont été réalisées sur la solution mère à 5 ppm qui a servi à l'élaboration des trois spikes mixtes, sur le Neptune. Les cinq aliquots analysés ont donné la même composition isotopique présentée dans le Tableau 8. Pour l'osmium, les mesures ont été faites au N-TIMS

à partir de deux séries d'aliquots de la solution mère : 4 aliquots de 20 pg et 4 aliquots de 200 pg. En effet, la différence d'abondance entre les différents isotopes de l'osmium est si importante qu'il est difficile d'analyser toutes les masses correctement à partir du même échantillon. L'abondance de chaque isotope a été calculée à partir du rapport isotope/ ^{192}Os puisque l' ^{192}Os est la seule masse qui a pu être mesurée à la fois dans les aliquots de 20 pg et de 200 pg. Ces rapports mesurés ont fait l'objet d'une correction pour les isotopes de l'oxygène à partir de la composition de Nier. Les abondances finales sont présentées dans le Tableau 9.

Isotope	Abondance (%)
^{185}Re	96,73
^{187}Re	3,27

Tableau 8 : Composition isotopique en rhénium des spikes mixtes

Isotope	Abondance (%)
^{186}Os	0,02
^{187}Os	0,04
^{188}Os	0,33
^{189}Os	0,97
^{190}Os	96,99
^{192}Os	1,65

Tableau 9 : Composition isotopique en osmium des spikes mixtes

La réalisation et la calibration de ces solutions de spike mixte se sont déroulées en parallèle de l'analyse de certains échantillons. Les premiers résultats de cette thèse ont donc été obtenus avec l'utilisation de spikes simples, tandis que les plus récents ont été obtenus avec les double-spikes nouvellement créés.

4.2. Mesures d'un standard inter-laboratoire

Afin de garantir la fiabilité des résultats obtenus au cours de ces travaux de thèse, un standard de référence a été régulièrement analysé. Le standard retenu est un échantillon de molybdénite provenant de la mine Henderson située dans les Montagnes Rocheuses du Colorado, aux Etats-Unis, fourni par le National Institute of Standards and Technology (NIST). L'âge de cette molybdénite a été contraint à $27,656 \pm 0,022$ Ma (2SE) (Markey et al., 2007).

Au cours de cette étude, 8 répliquats de la molybdénite Henderson ont été analysés et ont donné les résultats suivants :

Répliquat	Age (Ma)
HEN 1	27,79 ± 0,43
HEN 2	28,08 ± 0,44
HEN 3	27,59 ± 0,58
HEN 5	27,59 ± 0,29
HEN 6	28,04 ± 0,54
HEN 7	27,66 ± 0,45
HEN 8	27,94 ± 0,56
HEN 9	27,55 ± 0,51

Tableau 10 : Résultats de la datation du standard Henderson (âges et incertitudes 2 σ associées)

Les quantités de molybdénite analysées pour chaque répliquat varient entre 20 et 100 mg. Les mesures d'osmium ont été réalisées sur multiplicateur d'électrons au N-TIMS et les mesures de rhénium ont été faites sur cages de Faraday au MC-ICP-MS. L'âge moyen de ces analyses est de $27,75 \pm 0,15$ Ma (2SE), ce qui est tout à fait en accord avec les résultats de Markey et al. (2007) (Figure 20). Pour que la validation de nos résultats soit complète, le standard a été analysé à la fois avec les spikes simples utilisés en début de thèse, et avec le spike mixte. L'utilisation de l'un ou l'autre type de spike n'influe pas sur les âges obtenus.

Ces résultats permettent d'assurer la fiabilité des résultats de datation obtenus tout au long de ce travail de thèse.

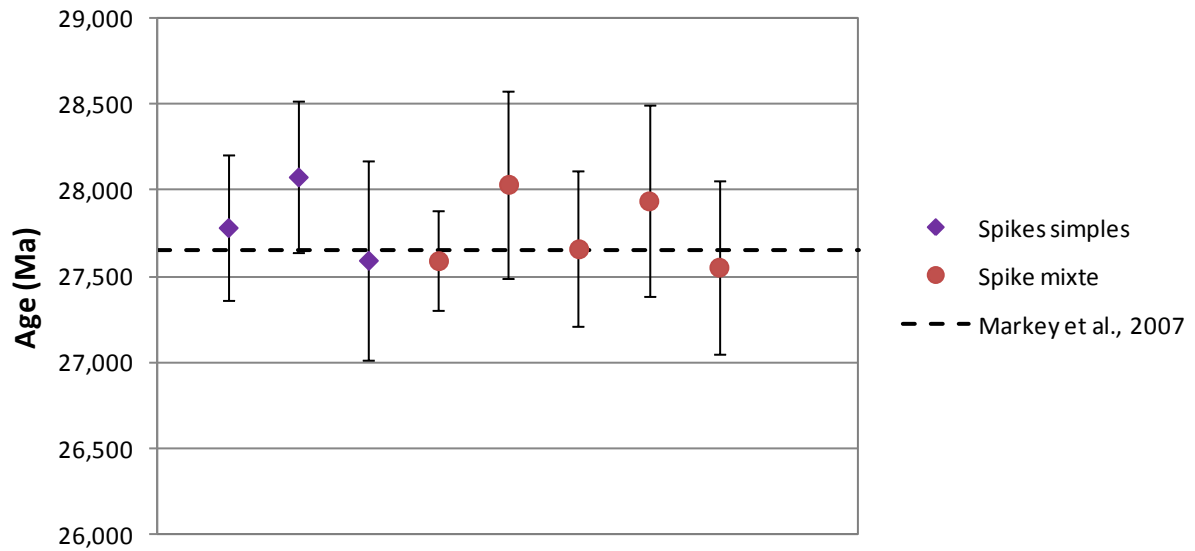


Figure 20 : Age des standards Henderson

5. Limites de la méthode

5.1. Échantillonnage restrictif

La datation Re-Os ne peut pas s'appliquer à tout type de roches, ni à tous les minéraux. La première et principale contrainte concerne les teneurs en rhénium et en osmium de l'échantillon à analyser. En effet, celles-ci doivent être suffisantes pour permettre une mesure fiable des deux éléments.

En plus de ces teneurs minimales en rhénium et en osmium, l'échantillon considéré doit également être homogène. Ainsi, le résultat de la datation fournit une information sur l'ensemble de l'aliquot utilisé pour la mesure. Il est donc impératif de s'assurer de l'homogénéité de celui-ci et d'éviter, par exemple, les minéraux présentant des figures de surcroissance qui résultent d'une polyphasage dans la formation du minéral. Dans ce cas, toutes les surcroissances n'ont pas le même âge puisqu'elles se sont formées successivement au cours du temps, et l'âge obtenu par datation de ce type de minéral ne correspondra à aucune réalité géologique.

A plus grande échelle, il faut également porter une attention particulière aux possibles mélanges de générations. En effet, il est possible que plusieurs générations d'un même minéral cohabitent au sein de certaines roches. Dans ce cas, la sélection des minéraux à

analyser doit bien permettre de séparer les différentes générations en présence, afin de ne dater qu'une seule génération à la fois, et donc un seul événement géologique.

5.2. Consommation de l'échantillon

Une autre particularité de la méthode de datation Re-Os est qu'elle consomme une quantité non-négligeable d'échantillon pour chaque analyse. Cette quantité est fonction de la teneur en rhénium et en osmium, et dépend donc de la nature des minéraux à dater. Dans cette étude, la quantité de matériel nécessaire pour une datation oscille entre 20 et 300 mg. Il est possible, pour les molybdénites notamment, de réaliser les mesures sur de très faibles quantités de matériel. Cependant, il vaut mieux privilégier des quantités plus importantes pour éviter les problèmes liés à l'inhomogénéité de l'échantillon.

Cette quantité peut parfois être limitante en fonction de la taille des échantillons et de leur teneur en minéraux datables. C'est le cas, par exemple, de la plupart des gisements hydrothermaux dont la minéralisation est disséminée et pour lesquels il est difficile de collecter une grande quantité de sulfures (et a fortiori d'or).

A cette première contrainte, s'ajoute le fait que la réalisation de duplicats est nécessaire pour obtenir des résultats robustes. Cela implique de réaliser au moins deux fois chaque datation et donc d'augmenter d'autant la masse d'échantillon consommé.

5.3. Estimation des teneurs en Re et en Os de l'échantillon

Avant la datation, les concentrations en Re et en Os d'un échantillon sont inconnues, ce qui complique la préparation de l'échantillon puisqu'on ne sait pas quelle quantité de spike ajouter pour obtenir le rapport spike/échantillon souhaité (cf. Partie 3 § 4.1.1). La quantité de spike à ajouter est donc déterminée à partir d'une estimation des teneurs de l'échantillon, essentiellement réalisée par comparaison avec des échantillons présentant des similitudes (nature du minéral, environnement géologique, contexte de formation, période, ...). Malheureusement, cette estimation n'étant pas toujours juste, il est fréquent qu'un âge ne soit obtenu qu'à la deuxième analyse, la première servant de test permettant d'ajuster la quantité de spike à ajouter pour les suivantes.

Cet aspect de la technique augmente encore la quantité d'échantillon consommé puisqu'il faut prévoir une « analyse test » qui, bien souvent, ne donne pas de résultats exploitables.

5.4. Estimation des incertitudes

Chaque âge calculé à partir des mesures d'osmium et de rhénium s'accompagne d'une incertitude. Cette incertitude doit refléter toutes les sources d'erreur possible pouvant survenir à chaque étape de la préparation de l'échantillon et de la mesure des isotopes, la difficulté étant de parvenir à identifier et à quantifier toutes ces incertitudes. Au cours de cette thèse, une réflexion a été menée dans le but de tenir compte du maximum de sources d'incertitude et d'obtenir ainsi les âges les plus justes possibles. Certaines de ces sources d'erreur sont individuelles et propres à chaque échantillon, d'autres sont systématiques. Les incertitudes systématiques affectent tous les échantillons de la même manière et vont donc faire varier les âges absolus mais pas l'âge relatif des différents échantillons.

L'une des incertitudes non-systématiques qui entrent en compte dans le calcul de l'incertitude totale est la précision de l'analyse au spectromètre de masse. Pour l'osmium, cette incertitude est directement liée à l'incertitude (2SE) sur la mesure du rapport $^{187}\text{Os}/^{190}\text{Os}$ (dans le cas d'échantillons radiogéniques). Il faut également considérer la reproductibilité des standards (2σ) ainsi que l'incertitude de la pesée des spikes dans le cas des spikes simples de Re et d'Os. Le calcul des concentrations en ^{187}Re et ^{187}Os des échantillons est fait suite à une correction pour les blancs de chimie. Cette correction se fait en retranchant directement la valeur du blanc à la concentration calculée pour le rhénium, et l'incertitude liée à la variabilité du blanc est incluse dans l'incertitude totale sur la teneur en Re. En revanche, dans le cas de l'osmium, la correction pour les blancs et leur variabilité est prise en compte lors de la correction de la teneur en ^{187}Os radiogénique de l'osmium commun. Enfin, la dernière incertitude non-systématique à considérer ne concerne que l'osmium mais joue un rôle très important puisqu'elle va représenter la plus grande part de l'incertitude sur la teneur en ^{187}Os radiogénique. La concentration en ^{187}Os calculée suite aux mesures des rapports isotopiques comprend l'osmium radiogénique ainsi qu'une proportion d'osmium commun. Bien que cette proportion soit très faible dans le cas d'échantillons radiogéniques, il convient tout de même de la soustraire à la concentration totale en ^{187}Os pour obtenir les âges les plus justes possibles. Pour cela, la quantité de ^{187}Os non-radiogénique est estimée à partir de la quantité

de ^{188}Os et du rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ initial. Or, la valeur de ce rapport est méconnue. Dans notre étude, nous avons supposé un rapport pouvant varier de 0,11 à 0,89 (i.e. $0,50 \pm 0,39$), une gamme qui comprendrait les valeurs probables de la croûte et du manteau à 2 Ga, ainsi que la plupart des valeurs $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ des blancs. C'est l'incertitude sur ce rapport qui va introduire la plus grande source d'erreur dans le calcul des âges modèles.

Les incertitudes listées ci-dessus vont donc être différentes pour chaque échantillon analysé. Au contraire, les incertitudes systématiques vont affecter uniformément tous les échantillons. Celles-ci sont moins nombreuses et comprennent essentiellement l'incertitude sur la constante de décroissance utilisée pour le calcul des âges et l'incertitude sur la calibration des spikes. Dans le cas des spikes mixtes, cette incertitude est déduite de la variation du rapport $^{185}\text{Re}/^{190}\text{Os}$ mesuré lors des calibrations. La valeur de ce rapport est de 37,33 avec une incertitude (2SE) de 0,15%.

En prenant en compte l'ensemble de ces paramètres, une incertitude totale (en 2σ) est attribuée à la concentration en rhénium de l'échantillon et une autre à la concentration en osmium. L'incertitude sur le rapport $^{187}\text{Os}^*/^{187}\text{Re}$ est calculée par propagation de l'incertitude obtenue sur chacun de ces deux éléments et est proportionnelle à l'incertitude sur l'âge.

Partie 4 :

CARACTERISATION ET DATATION DE GISEMENTS D'OR DU CRATON OUEST- AFRICAIN

Partie 4 : Caractérisation et datation de gisements d'or du craton ouest-africain

Partie 4 : Caractérisation et datation de gisements d'or du craton ouest-africain..... 113

1. Le gisement Cu-Au de Gaoua (Burkina Faso) : exemple de télescope d'un porphyre cuprifère et d'un gisement d'or orogénique 119

Résumé	119
Contexte et paragenèse minérale.....	119
Cristallochimie des sulfures	120
Datation Re-Os des pyrites.....	121
Succession de deux événements minéralisateurs	121
Conclusion.....	122
Abstract	125
Introduction	126
Regional Geology.....	128
Methodology	131
Sample selection and characterization	131
Analysis of trace elements in sulfides by LA-ICP-MS	131
Re-Os dating of sulfides	132
Results	133
Host rock petrology	133
Host rock geochemistry.....	134
Paragenesis of the mineralization.....	136
Cristallochemistry of sulfides.....	140
Re-Os dating of sulfides	142

Discussion	145
The Gaoua gold-copper occurrences: Superimposition of an orogenic gold deposit on a porphyry copper?	145
Geochronological constraints on evolution of the pre-Eburnean West African crust	147
Conclusion.....	149
Acknowledgements	149
References	150
2. Le gisement de Nassara (Burkina Faso) : Expression de la phase orogénique de Gaoua ?.....	157
2.1. Contexte géologique.....	157
2.2. Description de la minéralisation aurifère	158
2.3. Datation de la minéralisation orogénique.....	160
3. Le gisement de Kiaka (Burkina Faso) : Une minéralisation aurifère polyphasée au cours de l'évolution métamorphique crustale	163
Abstract	165
Introduction	166
Regional geological framework	168
Geology of southeastern Burkina Faso: the Manga-Fada N'Gourma area	172
Local geology and deposit geometry	173
Structural events	177
D1 _{Ki} event: Early penetrative foliation related to N-S shortening.....	177
D2 _{Ki} event: shear-related folds, shearzones related to NNW-SSE shortening... ..	177
D3-4 _{Ki} events: Late fracture-controlled veining associated with reactivation along shear zones	177
Hydrothermal alteration	180
Mineralization	180

The High-grade zone (1 to 3 g/t Au): Disseminated stage with K metasomatism	180
Highly anomalous gold zone (50 to 60 g/t Au): Vein stage with Ca-Mg metasomatism.....	181
Geochemical and Isotopic Analytical techniques	184
Geochemical analyses of whole rocks and minerals	184
Metamorphic modelling	184
ICP-MS and N-TIMS Re-Os dating.....	185
LA-ICP-MS U-Pb dating	186
Petrography and Geochemistry of the Host rock lithologies	186
Metabasic rocks.....	186
Metasedimentary rocks	187
Garnet-orthopyroxene-bearing schist.....	188
Granodiorite	188
Host rock geochemistry.....	190
Geothermobarometry	193
Conventional geothermobarometry.....	193
Metamorphic modelling	199
Geochronology	201
U-Pb dating of the KDH337 diorite	201
Re-Os dating of pyrrhotite.....	203
Discussion	205
Constraints on the tectono-metamorphic evolution of the Manga-Fada N’Gourma greenstone belt.....	205
Magmatic activity in the Manga-Fada N’Gourma greenstone belt.....	206
Styles of the gold mineralization and chronology within the geodynamic evolution of the Manga-Fada N’Gourma greenstone belt.....	207

Conclusion.....	210
Acknowledgements	211
References	212
4. Le gisement de Wassa (Ghana)	221
4.1. Contexte géologique.....	221
4.2. Deux phases de minéralisation	222
4.3. Datation Re-Os des deux événements aurifères	223
5. Le gisement d'Obuasi (Ghana)	226
5.1. Contexte géologique.....	226
5.2. Une minéralisation aurifère polyphasée	227
5.3. Datation Re-Os des arsénopyrites aurifères	229
6. Le gisement de Damang (Ghana).....	231
6.1. Contexte géologique.....	231
6.2. Superposition de deux types de gisement	232
6.3. Datation de la phase or orogénique	233

Dans cette partie sont présentés les résultats des observations et des datations de six gisements d'or du craton ouest-africain : Gaoua, Nassara et Kiaka, au Burkina Faso ; Wassa, Damang et Obuasi, au Ghana (Figure 21). Ces études ont pour but une caractérisation de ces gisements afin de comprendre dans quel(s) contexte(s) ils se sont formés et la datation de la minéralisation aurifère par la méthode Re-Os. Les six gisements faisant l'objet de cette étude ont été sélectionnés en fonction de la chronologie relative établie au préalable entre la minéralisation et les événements structuraux par les équipes du projet WAXI (Tableau 11). Suite à ces premiers travaux, les gisements ont été choisis de manière à illustrer les différentes phases de l'orogénèse éburnéenne. Par ailleurs, ce choix a été limité par le contexte géopolitique régnant dans certains pays au moment de cette thèse, interdisant ainsi les missions de terrain au Mali ou en Côte d'Ivoire, par exemple.

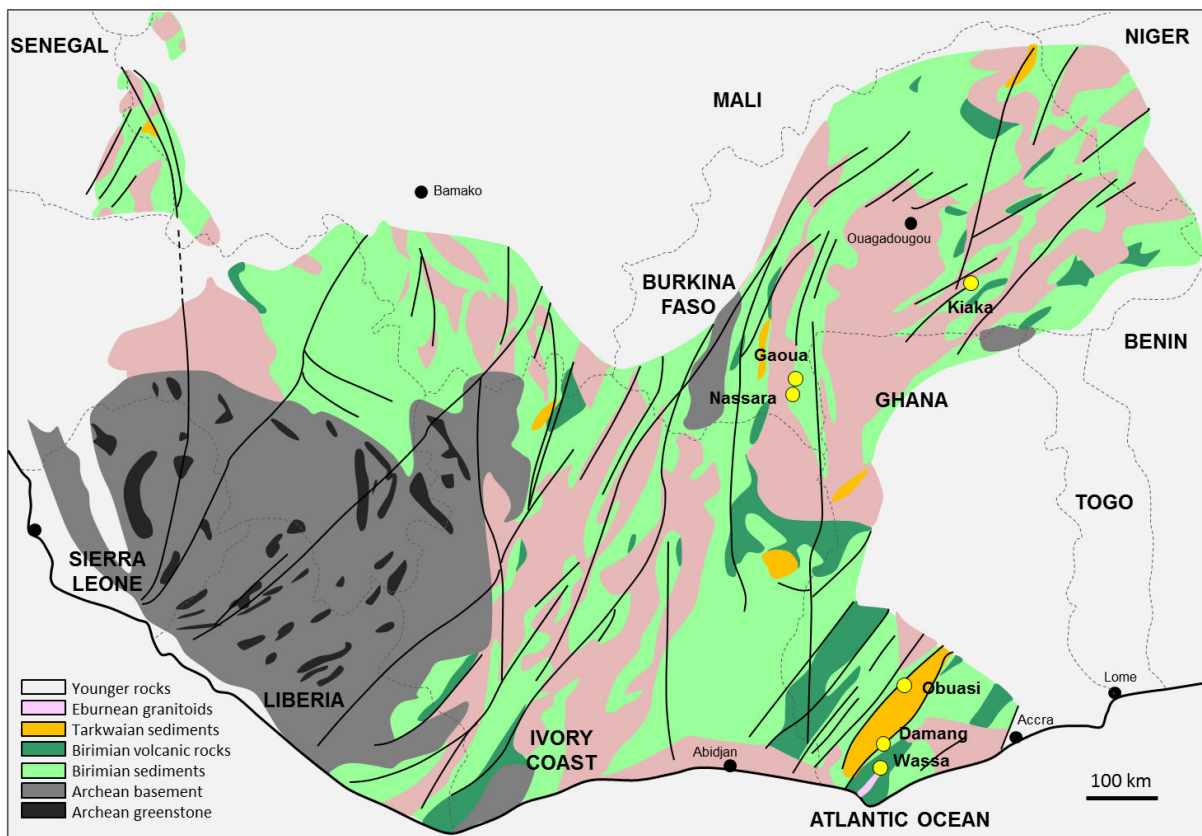


Figure 21 : Localisation des gisements d'or de cette étude

WAC	Gaoua	Nassara	Kiaka	Wassa	Damang	Obuasi
D6						
D5 Transpression NE-SO		D3_{Na} Fractures			Phase aurifère orogénique Veines + pyrite	D4_{Ob} Veines + pyrite
D4 Transpression N-S	S1_{Ga} Bandes de cisaillement - S2_{Ga} Cisaillements à chlorite + quartz + Py2 + Au	D2_{Na} Bandes mylonitiques S2_{Na} , veines + Py + Au	D4_{Ki} Zones de reconcentration : Au + Po + Apy + Cpy	D3_{Wa} Au dans les clivages S3_{Wa}		D3_{Ob} Au dans les clivages S3_{Ob} + arsénopyrite + pyrite
D3 Transpression NO-SE			D3_{Ki} Veines, shear zones	D2_{Wa} Plissement majeur de S1_{Wa}	Plissement majeur	D2_{Ob} Arsénopyrite aurifère
D2 Compression NO-SE Dépôt des sédiments tarkwatens	? Minéralisation Cu (Au) ? Py1 + Cpy1	D1_{Na} Schistosité S1_{Na}	D2_{Ki} Foliation S2_{Ki} , assemblage Po-Bt + Au (faible teneur)	? D1_{Wa} ? Foliation S1_{Wa} , Au précocce + pyrite	Paléoplacer aurifère	D1_{Ob} Foliation S1_{Ob}
D1 Raccourcissement NE-SO à N-S			D1_{Ki} Plissement, foliation S1_{Ki}			

Tableau 11 : Correspondance entre l'évolution géodynamique du craton ouest-africain (WAXI final report, 2013) et les déformations locales observées au niveau des six gisements étudiés, les cases jaunes indiquent les phases associées à un épisode minéralisateur aurifère

Les trois gisements burkinabé ont fait l'objet d'une étude complète depuis l'étude de terrain et l'échantillonnage jusqu'aux observations microscopiques des échantillons dans le cadre de cette thèse en collaboration avec une équipe de chercheurs du laboratoire Géosciences Environnement Toulouse et de l'Université de Ouagadougou. Les gisements ghanéens ont été étudiés et caractérisés par une équipe du Center for Exploration Targeting (Perth, Australie) et, pour ces trois gisements, seules les datations Re-Os ont fait partie de ce travail de thèse.

1. Le gisement Cu-Au de Gaoua (Burkina Faso) : exemple de télescopage d'un porphyre cuprifère et d'un gisement d'or orogénique

Ce chapitre est soumis pour publication à la revue « Economic Geology » sous le titre « The Paleoproterozoic copper-gold deposit of Gaoua, Burkina Faso: Evidence for a superimposition of a porphyry copper with an orogenic gold deposit ».

Résumé

Le district minier de Gaoua est situé à l'extrémité sud de la ceinture de roches vertes de Boromo dans le Sud-Ouest du Burkina Faso. Le district contient trois occurrences à cuivre et or (Diénémera, Gongondy et Mont Biri) encaissées dans des roches intrusives métamorphisées dans le facies schistes verts. Ces gisements étaient jusque là considérés comme un système porphyrique à Cu et Au, sans toutefois avoir fait l'objet de recherches avancées. La présente étude a pour objectif de confirmer cette hypothèse et de dater la minéralisation de façon absolue afin d'identifier la phase de l'orogénèse éburnéenne pendant laquelle elle s'est formée.

Contexte et paragenèse minérale

L'analyse géochimique des diorites hébergeant la minéralisation Cu-Au révèle que ces roches se sont formées dans un contexte d'arc magmatique. Ces premiers résultats sont tout à fait en accord avec un gisement de type porphyre. Cependant, l'étude de la minéralisation

indique une histoire métallogénique plus complexe. En effet, les études minéralogiques menées sur des échantillons minéralisés permettent de distinguer deux zones principales : des zones bréchifiées hautement minéralisées en cuivre ; et une zone altérée très riche en pyrite mais dépourvue de cuivre. Ces deux zones peuvent contenir localement de hautes teneurs en or (plus de 10 g/t). L'essentiel de la minéralisation cuprifère se trouve au sein de brèches hydrothermales sous la forme de chalcopyrite qui constitue le sulfure majoritaire de la paragenèse minérale. Cette première génération de chalcopyrite (Cpy1a) est observée en remplissage des cavités ou disséminée dans les clastes de diorite en association avec une première génération de pyrites automorphes (Py1a). En dehors des zones hautement minéralisées en cuivre, les roches sont très altérées et enrichies en pyrite (appelée Py1b dans les zones dépourvues de cuivre). Ces pyrites sont également automorphes et sont associées à de la chalcopyrite (Cpy1b) toujours présente mais en quantités très réduites. Chacune de ces deux zones (brèches cuprifères et zone pyritisée) est affectée par des zones cisailées et fracturées très localisées. Ces zones de cisaillement contiennent une deuxième génération de pyrite (Py2) qui se présente soit sous la forme de cristaux automorphes aux épontes des zones cisailées, soit sous la forme de cristaux fracturés et broyés à l'intérieur de ces zones. C'est dans ces zones uniquement que de l'or visible est observé, toujours en association avec de la chlorite néoformée.

L'or visible est présent dans les zones cisailées sous trois formes : des grains d'or natif, en association avec de l'argent (électrum), ou associé au tellure. Cet or est observé dans les fissures des sulfures de toutes générations ou disséminé dans la roche encaissante, en association avec la chlorite néoformée. Ces observations indiquent donc que la minéralisation cuprifère n'est pas associée à la phase aurifère majeure et que cette dernière est plus tardive puisqu'elle recoupe les zones à fortes teneurs en cuivre.

Cristallochimie des sulfures

Des analyses par microsonde électronique révèlent que les deux générations de pyrite se distinguent par des compositions chimiques différentes et, notamment, que les Py2 sont caractérisées par un enrichissement en arsenic par rapport aux Py1 (a et b). Ces données sont confirmées par les résultats d'analyses LA-ICP-MS, qui mettent également en évidence des teneurs en Cu, Pb, Bi, Sb et Au plus élevées dans les Py2 que dans les Py1. Au sein du diagramme Au vs. As établi par Deditius et al. (2014), les Py1 se placent dans la zone de concentrations correspondant aux gisements de type porphyre. En revanche, les Py2 se

positionnent en dehors du champ des porphyres, à l'intérieur de la zone délimitée pour les gisements d'or orogéniques.

Les chalcopyrites primaires observées dans les zones à fortes teneurs en cuivre présentent des compositions relativement homogènes pour tous les éléments analysés et contiennent systématiquement de petites quantités d'or sous forme invisible.

Datation Re-Os des pyrites

Dans le but de dater de façon absolue la minéralisation cuprifère primaire (représentée par la chalcopyrite Cpy1), des pyrites ont été datées par le géochronomètre Re-Os. Les Py1a qui se trouvent dans les brèches cuprifères n'ont pas été analysées car elles sont très finement grenues (quelques microns) et elles se trouvent en inclusions dans de larges cristaux de chalcopyrite, ce qui empêche leur correcte séparation. Les Py1b contemporaines des Py1a mais situées dans les zones hautement pyritisées et présentant de larges cristaux (plusieurs centaines de microns) ont donc été sélectionnées pour la datation. Elles ont subi une préparation chimique qui a permis l'extraction puis la mesure des compositions isotopiques du rhénium et de l'osmium. Les teneurs en Re et en ^{187}Os des pyrites analysées sont variables, comprises entre 9 et 84 ppb de Re et entre 220 et 1930 ppt de ^{187}Os . La très grande proportion d'osmium radiogénique de ces pyrites (qui représente plus de 99% du $^{187}\text{Os}_{\text{total}}$) permet le calcul d'un âge individuel pour chacun des sept échantillons analysés. Ces âges s'étalent entre 2178 ± 36 Ma et 2120 ± 31 Ma et fournissent un âge isochrone dans un diagramme $^{187}\text{Os} - ^{187}\text{Re}$ de 2161 ± 23 Ma (MSWD = 3,1).

Des tentatives de datation de la chalcopyrite primaire des zones minéralisées (Cpy1) ainsi que de la deuxième génération de pyrite (Py2) associée à la minéralisation aurifère tardive ont été réalisées. Malheureusement, les chalcopyrites se sont révélées trop pauvres en rhénium et en osmium pour pouvoir obtenir des âges Re-Os fiables. Les Py2, quant à elles, du fait de leur association spatiale avec des pyrites de première génération, n'ont pas pu être séparées de façon efficace.

Succession de deux événements minéralisateurs

Les observations pétrographiques réalisées sur les échantillons de Gongondy, Diénéméra et Mont Biri ont révélé que la minéralisation en cuivre, qui est la minéralisation principale de ces gisements, est associée à une première génération de sulfures sous la forme de

chalcopryrite. Ces sulfures de première génération ne sont pas associés à de l'or visible. En revanche, les chalcopryrites contiennent de l'or invisible en faibles proportions. L'or visible s'observe systématiquement au niveau de bandes de cisaillement, en association avec une deuxième génération de pyrite et de la chlorite néoformée.

La composition chimique des roches encaissantes, la prépondérance de facies bréchiques et de réseaux de veines, ainsi que la signature géochimique des pyrites de première génération sont des arguments en faveur d'une minéralisation cuprifère primaire de nature porphyrique. La mise en place de cette minéralisation porphyrique a été contrainte, par le biais de la datation Re-Os des pyrites de première génération, à 2161 ± 23 Ma. Cet âge est cohérent avec l'âge de plusieurs roches intrusives de la région de Gaoua issu de la littérature. Les porphyres d'âge précambrien sont relativement rares. En effet, étant donnée leur faible profondeur de mise en place, ces gisements sont très sensibles à l'érosion. Cependant, l'existence d'un porphyre d'environ 2160 Ma dans la ceinture de Boromo est tout à fait compatible avec le contexte géodynamique d'arc qui a été décrit dans de récentes études (Baratoux et al., 2011; Metelka et al., 2011).

La minéralisation aurifère du district de Gaoua est essentiellement représentée par de l'or visible observé exclusivement à l'intérieur ou au voisinage de bandes de cisaillement qui recoupent notamment les brèches cuprifères. La minéralisation en or n'est donc pas contemporaine de la phase cuprifère, mais est postérieure à celle-ci. Le contrôle majoritairement structural de cette minéralisation secondaire, ainsi que la composition géochimique des pyrites de deuxième génération qui y sont associées, argumentent en faveur d'une minéralisation de style orogénique. Malheureusement, ce deuxième événement minéralisateur n'a pu être daté, faute de minéraux facilement séparables.

Conclusion

Cette étude permet de conclure que les gisements Cu-Au du district minier de Gaoua sont le résultat de la superposition d'un porphyre cuprifère (contenant très peu d'or) et d'un gisement d'or orogénique plus tardif. La minéralisation liée au stade porphyre a été datée à 2161 ± 23 Ma, ce qui correspond à la période d'accrétion magmatique (D1) qui précède l'accrétion tectonique éburnéenne (WAXI final report, 2013). Bien que la phase orogénique n'ait pu être datée, les relations de recoupement indiquent clairement que celle-ci est postérieure à la formation du porphyre. Par ailleurs, le style orogénique de la minéralisation

suggère une mise en place contemporaine de la tectonique éburnéenne, soit entre la phase D3 et D6 de l'orogénèse.

The Paleoproterozoic copper-gold deposit of Gaoua, Burkina Faso: Evidence for a superimposition of a porphyry copper with an orogenic gold deposit

Elodie Le Mignot ^{a,b*}, Luc Siebenaller ^c, Didier Béziat ^d, Anne-Sylvie André-Mayer ^a, Laurie Reisberg ^b, Stefano Salvi ^d, Germán Velasquez ^{d,e}, Catherine Zimmermann ^b, Athanase Naré ^f.

^a GeoRessources, Université de Lorraine-CNRS-CREGU, BP 70239, F-54506 Vandœuvre-lès-Nancy cedex, France

^b Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG), CNRS-Université de Lorraine, 15 rue Notre-Dame des Pauvres, F-54501 Vandœuvre-lès Nancy, France

^c Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Toulouse, France

^d Géosciences Environnement Toulouse (GET), Université Paul Sabatier, 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

^e Universidad Central de Venezuela, Instituto de Ciencias de la Tierra, Avenida Los Ilustres, Los Chaguaramos, Caracas 3895, Venezuela

^f Volta Resources Inc.

* Corresponding author: e-mail, elodie.le-mignot@univ-lorraine.fr

Abstract

The Gaoua mining district situated in the Boromo-Goren greenstone belt, southern Burkina Faso, hosts copper and gold mineralization, both in Paleoproterozoic volcanic and plutonic rocks. Petrographic observations and LA-ICP-MS analyses conducted on sulfides associated with mineralizations revealed that copper and gold are not derived from the same mineralizing event. Copper mineralization, mainly present as chalcopyrite, is essentially observed in brecciated facies and is associated with a first generation of arsenic-poor and gold-free pyrite. Brecciation is associated with development of a carbonate, anhydrite and quartz vein network. The geochemistry of the volcanic and plutonic host rocks of basaltic to andesitic composition, indicates that these rocks formed in an arc tectonic setting. All these data suggest that copper mineralization in the Gaoua district is of porphyry-type. Re-Os dating of primary pyrites associated with copper mineralization yields an isochron age of 2161 ± 23 Ma, corresponding to a pre-Eburnean magmatic accretion event, which is consistent with the porphyry nature. Gold mineralization clearly postdates that of copper and is associated with a second generation of sulfides (pyrite and minor chalcopyrite). Secondary pyrites are richer in As and Au as well as in Cu, Ag, Pb and Bi. They are only observed in local sheared and fractured zones crosscutting the host rocks, and are spatially associated with visible gold. The chemical signature of these pyrites, together with their localization in shear zones, is evidence for an orogenic gold deposit type. Gaoua is therefore a Paleoproterozoic porphyry copper deposit which presents overprinting by an orogenic gold event.

Keywords: West African craton, Burkina Faso, Paleoproterozoic, Porphyry copper deposit, Orogenic gold deposit.

Introduction

As a result of increasing gold prices, the last ten years have seen renewed interest in gold exploration, especially in the West African craton (WAC) where many artisanal prospects exist. In this craton, numerous gold occurrences are described but remain poorly understood, both in terms of their type and their age, complicating correlation of these deposits with specific geodynamic settings and Paleoproterozoic crustal growth events.

Most of these gold occurrences are hosted in Paleoproterozoic Birimian rocks but, as the mineralizations are mostly epigenetic, they are not necessarily contemporaneous with their host rocks (Béziat et al., 2008; McFarlane et al., 2011; Milési et al., 1992; Pigois et al., 2003). Milési et al. (1992) described three main types of metal deposits in the Man shield of the West African craton: (1) “Pre-orogenic deposits”, which are linked to early extensional zones responsible for the formation of stratiform deposits such as auriferous tourmalinites (e.g. Loulo, Mali), Fe(-Cu) deposits (e.g. Falémé, Sénégal) or Mn deposits (e.g. Tambao, Burkina Faso) ; (2) “Syn-orogenic deposits”, which are represented by disseminated gold-sulfide mineralization (e.g. Syama, Mali) and gold paleoplacers (referred to as Tarkwaian type) ; (3) “Late-orogenic deposits”, which evolved from a “disseminated gold-bearing arsenopyrite and Au-quartz lode” type to a “quartz-vein” type containing native gold and represent the highest gold grade reserve of the West African craton (Feybesse et al., 2006; Milési, 2001). As a perfect example of this type, the Obuasi gold deposit (Ghana, AngloGold Ashanti company), which is the largest gold deposit currently mined in the West African craton, presents two different styles of mineralization. An early gold mineralization is contained in disseminated arsenopyrite, whereas the major gold reserves are found in late-orogenic quartz veins (Fougerouse et al., 2013). Moreover, some deposits display more complex metallogeny and combine several of these types. Thus, the Damang deposit (Ghana, Gold Fields company) contains early gold in quartz-pebble conglomerate (Tarkwaian type mineralization) overprinted by a late-orogenic auriferous quartz vein network (Tunks et al., 2004; White et al., 2014). In the same way, late quartz-calcite gold-bearing veins overprint a primary gold mineralization contained in disseminated pyrite in the Inata deposit (Burkina Faso, Avocet Mining company).

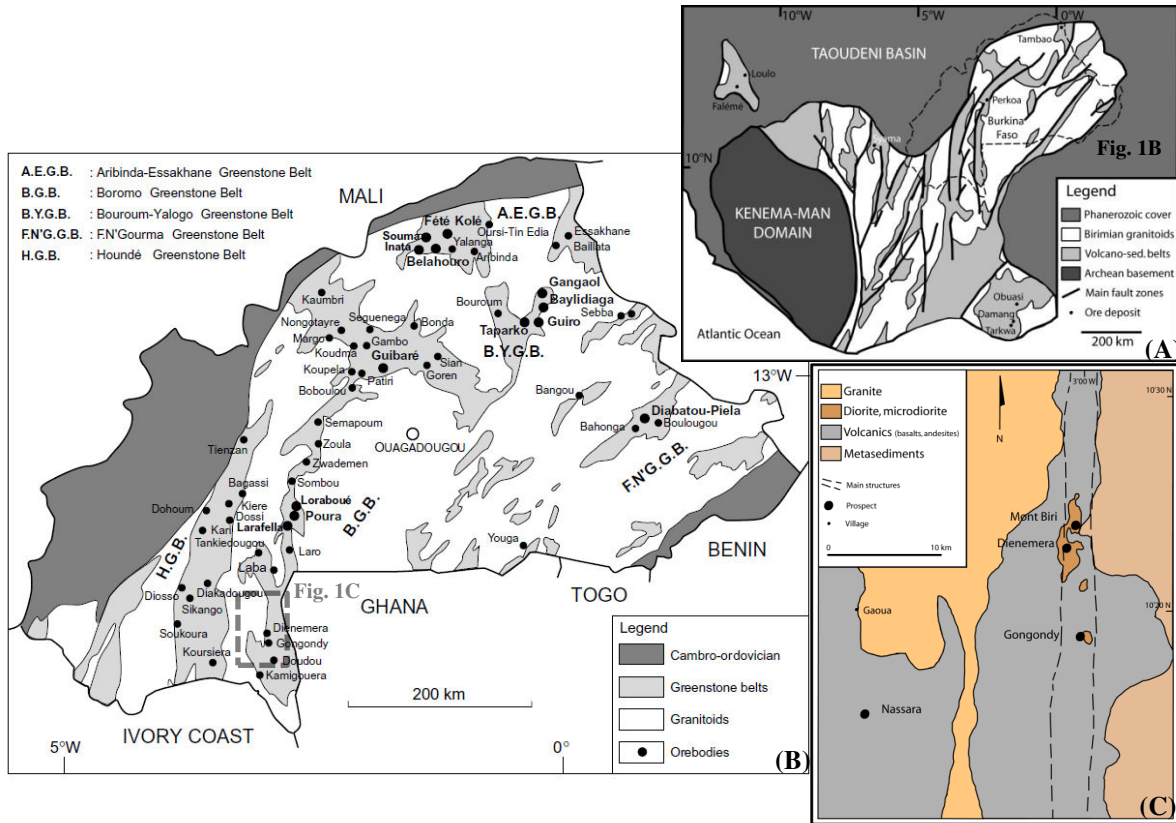


Figure 1: Geological context of the study. (A) Geological map of the southern part of the West African craton (modified after Ganne et al., 2014) with emplacement of characteristic ore deposits. (B) Simplified geological map of Burkina Faso with emplacement of ore bodies (modified after Béziat et al., 2008). The rectangle represents the Gaoua district. (C) Simplified geological map of the Gaoua district (modified after Volta Resources Inc.).

Focusing on Burkina Faso, Béziat et al. (2008) recognized two main styles of gold mineralization. The first is characterized by gold associated with pyrite or tourmaline in deformed quartz veins (Klemd et al., 1997). The second type of gold mineralization is represented by disseminated gold grains associated with sulfides in alteration halos of undeformed quartz ± albite ± carbonate veins, whereas the veins themselves are barren. This second type occurs in strongly carbonatized or albitized rocks.

This paper presents a study of three copper-gold occurrences (Dienemera, Gongondy and Mont Biri; Volta Resources Inc. until 2014, then B2Gold) situated in the Gaoua district, southern Burkina Faso. They are considered to be part of a porphyric system (Sillitoe, 2007) but have never been the subject of detailed studies aimed at defining both their mineralization type and their age. This paper reports new structural, mineralogical, whole rock geochemical, “in situ” sulfides crystallochemical and geochronological data. These data are used (1) to discuss the metallogenic model of the Gaoua copper-gold system and (2) to provide

geological and geochronological constraints on the geodynamic evolution of the West African Craton.

Regional Geology

The southern part of the West African Craton, known as the Leo-Man craton, is composed of an Archean nucleus centred in Liberia that is tectonically juxtaposed against Paleoproterozoic granitoid-greenstone assemblages to the north and east (ca. 2.2–2.0 Ga, Castaing et al., 2003 and references therein; Baratoux et al., 2011) (Fig. 1). Recent studies concluded that the Birimian units were initially produced in an immature volcanic arc setting (Dioh et al., 2006; Baratoux et al., 2011) and were later deformed and metamorphosed during the Eburnean orogeny which began around 2.15 Ga and which lasted about 130 Ma (Abouchami et al., 1990; Milési, 2001; Feybesse et al., 2006; Ganne et al., 2012). This Eburnean orogeny caused major deformation (D2 event) responsible for most of the structures observed in the Birimian province and associated regional greenschist metamorphism observed at the craton scale, and was also accompanied by the emplacement of several generations of granitoids (Dioh et al., 2006; Doumbia et al., 1998; Gasquet et al., 2003; Leube et al., 1990).

The greenstone belts of Burkina Faso represent a typical granite-greenstone terrain of the Paleoproterozoic Baoulé-Mossi domain in the southern part of the West African craton (Bessoles, 1977; Abouchami et al., 1990; Boher et al., 1992; Taylor et al., 1992; Béziat et al., 2000; Debat et al., 2003). The resulting lithostratigraphic succession of the Birimian Baoulé-Mossi domain is composed, from bottom to top, of (Milési et al., 1992; Hirdes et al., 1996; Pouclet et al., 1996; Béziat et al., 2000; Debat et al., 2003; Feybesse et al., 2006): (1) an assemblage of mafic rocks of tholeiitic composition represented by basalt, dolerite and gabbro; (2) a volcano-sedimentary sequence containing calc-alkaline volcanics; (3) and a series of coarse clastic sediments. Among the greenstone belts crosscutting Burkina Faso, the Boromo Belt consists of Birimian volcano-sedimentary rocks which dip steeply as a result of compressional deformation and consequent isoclinal folding during the Eburnean collisional orogeny. In the Boromo greenstone belt, the terrain consists dominantly of calc-alkaline basalt genetically linked to ultramafic and mafic cumulate rocks and, more rarely, basalt, dolerite and gabbro of tholeiitic affinity as described by Béziat et al. (2000) in the Loraboue area located 100 km north of Gaoua (Fig. 1B). The Boromo belt hosts several types of

mineralization (Milési et al., 1992) including a massive Zn-Ag sulfide deposit at Perkoa (Marcoux et al., 1988; Napon, 1988; Ouedraogo, 1989) and several orogenic gold deposits (Fig. 1B; Béziat et al., 2008).

The Gaoua district is situated at the southern extremity of the Boromo-Goren greenstone belt (Fig. 1B). It is adjacent to the granitic intrusive rocks that border the greenstone belt to the east and west. Dienemera, Gongondy and Mont Biri copper-gold occurrences are located along a N-S structural corridor, and are separated from each other by a few kilometers (Fig. 1C). Copper and gold mineralizations are hosted in the dioritic-andesitic facies. These rocks are strongly marked by greenschist facies metamorphism. The first ages of Dienemera and Gongondy diorites were obtained by K-Ar dating on amphiboles, which gave respectively 2295 ± 115 Ma and 2275 ± 115 Ma (Hottin and Ouedraogo, 1976). Later, isotopic analyses were performed by (Brownscombe, 2009) on three rocks linked to the Gaoua mineralization: gabbro and hornblende diorite, supposed to predate the mineralization, and rhyolite which is considered to postdate the mineralization. Only gabbro and diorite provided zircons datable by the U/Pb isotopic method, yielding ages of respectively 2171.6 ± 9.3 Ma and 2185.3 ± 12.0 Ma.

Host rocks were overprinted by three main deformation events (Fig. 2). A first episode led to the development of a predominant brecciated facies with dioritic or andesitic clasts cemented by anhydrite, quartz, carbonate, chalcopyrite and pyrite (Fig. 2A and C). The brecciation locally forms boxworks where only chalcopyrite relics remain (Fig. 2B), and is associated with vein networks of the same composition. The second deformation event is recorded by N-S oriented subvertical ductile shear zones (S1) linked to a strong alteration of the host rocks (Fig. 2E). The shearing of primary breccias (Fig. 2D) locally led to chalcopyrite and pyrite remobilization. Finally, NE-SW and NW-SE subvertical shearbands (S2) crosscut all other structures and are associated with the crystallization of quartz, calcite, muscovite and a new generation of chlorite (Fig. 2F) and sulfides (pyrite and minor chalcopyrite).

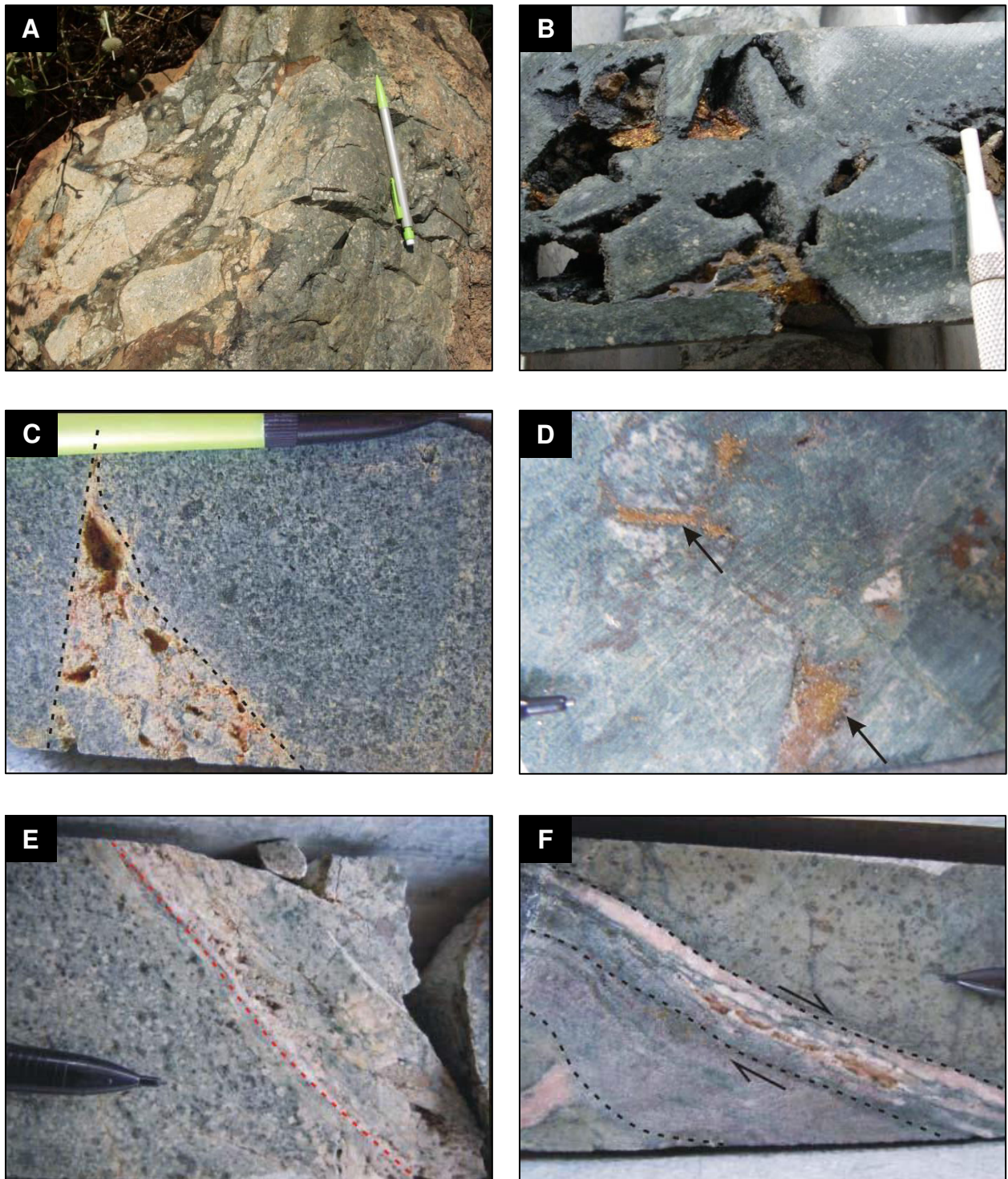


Figure 2: Petrographic observations of macroscopic samples. A: Brecciated diorite. B: Brecciated diorite with triangular cavities filled with chalcopyrite (Cpy1a), quartz, anhydrite (partially dissolved) and carbonate. C: Brecciated diorite with triangular cavities filled with anhydrite and carbonate. D: Reworked mineralized breccia affected by cataclastic deformation (S1): geodes from breccia (B) are crushed and sheared. E: Carbonate-rich shear-band (S1) crosscutting altered diorite. F: Chlorite-rich shear-fracture (S2) also composed of carbonate and quartz, indicates apparent dextral movement on the drill core.

Methodology

Sample selection and characterization

Most of the samples analyzed in this study have been collected from drill cores (Volta Resources Inc.) and were completed by sampling of fresh outcrops during field trips in the Gaoua area. The mineralogical study was performed at the GET (Université de Toulouse, France) and the GeoRessources laboratories (Université de Lorraine, France) on polished thin sections using a polarizing microscope Olympus BX51 with transmitted and reflected light. Identification of accessory minerals was undertaken at the SCMEM-GeoRessources laboratory (Université de Lorraine, France) on polished thin sections coated with carbon using a scanning electron microscope (HITACHI FEG S4800) coupled with an energy dispersive spectrometer (Noran Vantage), which permitted semi-quantitative measurements of major mineral components to be obtained.

Bulk analyses of rocks were performed by Chemex Laboratories, Spain (see their website for details on the methods and the analytical precision and detection limits: www.alschemex.com). Composition in major oxides was obtained by Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES) after sample digestion using lithium tetraborate fusion. Trace elements were analyzed by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS) after aqua regia digestion (Table 1).

Analysis of trace elements in sulfides by LA-ICP-MS

One hundred thirty spot analyses of pyrite crystals were performed on 9 selected samples by Laser-Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (LA-ICP-MS), at the Géosciences Montpellier (France) laboratory, to determine trace element concentrations. We used a Geolas (Microlas) automated platform housing a 193 nm Compex 102 nanosecond laser from LambdaPhysik, coupled with a ThermoFinnigan ELEMENT XR high resolution (HR) ICP-MS. Ablation experiments were conducted in an ablation cell of ca. 30 cm³ in a He atmosphere (0.6 l min⁻¹), which enhances sensitivity and reduces inter-element fractionation during ns LAICP-QMS analysis (Günther and Heinrich, 1999). The helium gas stream and particles from the sample were then mixed with Ar (0.85 l min⁻¹) before entering the plasma. Data were acquired in the fast E-scan mode at low resolution (M/DM = 300), devoting 3 minutes for the blank and 1 minute for analysis for each sample. The laser was fired using an

energy density of 15 J/cm^2 at a frequency of 5 Hz and using a spot size of $51 \text{ }\mu\text{m}$. Oxide level, measured using the ThO/Th ratio, was optimized to be below 0.8%. Raw data were processed on-line using the GLITTER software package (e.g. Van Achterbergh et al., 2001), and based on a sulfide pyrrhotite-Po-726 (Sylvester et al., 2005), an in-house natural chalcopyrite Cpy-RM (Velásquez et al., 2012), and a Mass-1 for external calibration and using ^{57}Fe for internal calibration. The following isotopes were monitored: ^{33}S , ^{34}S , ^{56}Fe , ^{57}Fe , ^{60}Ni , ^{63}Cu , ^{75}As , ^{82}Se , ^{107}Ag , ^{121}Sb , ^{125}Te , ^{197}Au , ^{208}Pb , and ^{209}Bi . Typical detection limits for the conditions described above are between 0.01 and 0.5 ppm for the trace elements included in the analytical pack.

Re-Os dating of sulfides

Selected rocks were crushed and sulfides were separated from the host rock by magnetic separation, heavy liquids and hand-picking. All Re-Os analyses were performed at the CRPG laboratory in Nancy, France. Analytical techniques applied in our study are modified after those described by (Shirey and Walker, 1995) for sample digestion (with a high pressure asher replacing the Carius tube technique) and (Birck et al., 1997) for osmium extraction. For each sample, ~300 mg of pyrite powder were placed in a quartz tube with appropriate quantities of a mixed ^{185}Re - ^{190}Os spike, hydrochloric acid (2 mL), nitric acid (5 mL) and hydrogen peroxide (0.1 mL). The quartz tubes were placed in a high pressure asher (HPA-S Anton Paar) and heated at 300°C during 3 hours, under a pressure of 100 bars. This operation permits both sulfide dissolution and complete oxidation of the osmium to its highest oxidation state, thus allowing spike-sample homogenization. After sample digestion, Os was separated by liquid-liquid extraction into liquid bromine, whereas rhenium remained in the acidic solution. The Br_2 was then evaporated and the osmium fraction was purified by microdistillation. Re was extracted from the acidic solution by anion exchange using chromatographic columns (AG1 X8 resin).

Re measurements were made using an inductively coupled plasma mass spectrometer (ICP-MS; ELAN 6000 or Neptune, both at CRPG, Nancy). Instrumental mass fractionation was regularly monitored during measurements using a 0.3 ppb Re standard. Os samples were loaded on platinum filaments for analysis by negative thermal ionization mass spectrometry (N-TIMS; Creaser et al., 1991; Völkening et al., 1991) (Finnigan MAT 262 instrument at the CRPG). A drop of barium-sodium activator was added to the samples to maximize Os

emission in the instrument. Instrumental mass fractionation was corrected iteratively off-line by assuming that the true $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio of the sample loaded on the filament lay on a mixing line between the measured spike (5.00736) and assumed natural (3.08271) values.

Total Os blanks linked to chemical preparation and mass spectrometry range from 0.09 to 1.32 pg (8 analyses). The ^{187}Os contents of these blanks are comprised between 0.01 and 0.90 pg and are insignificant compared to the quantities of radiogenic Os in the samples. Re blank values are higher and more variable, ranging between 2.8 and 21.1 pg, with the exception of one analysis with a value of 34.9 pg. They nevertheless always represent less than 0.4% of the quantities of Re in the samples. Uncertainties related to the blank characterization are included in the total uncertainties.

During the period of analysis, the $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio of our in-house standard was 0.1738 ± 0.0007 (2σ , $n=37$), which agrees with the value obtained for this standard over the past 10 years. In addition, Re-Os measurements performed in this study are validated by the analysis of eight replicates of the Henderson molybdenite standard, which yielded an average age of 27.75 ± 0.15 Ma (2σ -m, $n=8$), in agreement with the recommended value of Markey et al. (2007).

Results

Host rock petrology

In the Dienemera, Gongondy and Mont Biri occurrences, copper and gold mineralizations are hosted in volcanic (mainly andesite) and dioritic rocks both crosscut by gabbroic and granophyric dykes (Fig. 3). The distinction between volcanic and dioritic rocks is based on their textures, which are generally well preserved. In both rock types, relic phenocrysts (up to 5 mm long) of plagioclase are replaced by an albite – sericite association and plurimillimetric mafic minerals are pseudomorphosed by a chlorite \pm epidote \pm leucoxene \pm rutile assemblage. Groundmass is fine-grained and quartzo-feldspathic; a carbonate pervasive alteration frequently overprints the whole rock. Only the gabbros present relics of the magmatic paragenesis. They have a coarse-grained to porphyritic texture with plurimillimetric euhedral phenocrysts of clinopyroxene (up to 7 mm in diameter) and of plagioclase entirely pseudomorphosed to albite and sericite. Accessory quartz, Ti-Fe oxides, apatite and some entirely chloritized crystals of biotite are found. Euhedral grains of spinel altered to

ferritchromite and brown amphibole are found as inclusions in pyroxene. The clinopyroxene varies from Mg-augite to diopside and brown amphibole is of pargasitic composition.



Figure 3: Macro- and microphotographs of the volcanic and plutonic host rocks of Gaoua occurrences. A: Volcanic facies expressing strong chloritisation (Chl) crosscut by quartz (Qtz) veins. B: Gabbroic plutonic facies. C: Dioritic plutonic facies, with plagioclase (Pl) surrounding anhydrite (Anh) and showing sericitization (Ser).

Host rock geochemistry

The discrimination diagram of Winchester and Floyd (1977), plotting silica contents as a function of the immobile elements Zr and Ti (Fig. 4A), confirms a basaltic to andesitic composition for the volcanic and plutonic rocks except for the granophyric type which shows a rhyolitic composition. To characterize the geodynamic setting of our rock suite, we are assuming that Precambrian processes are not too dissimilar to those operating in modern settings (e.g. Polat and Kerrich, 2000). All samples display fairly light-REE-enriched patterns ($La/Sm_{CN} = 1.82-3.59$ and $La/Yb_{CN} = 3-11.3$, Fig. 4B), where CN refers to chondrite-normalized values. The majority of the samples show no Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.85-1.23$) except for the granophyre and an andesitic sample, which display slightly negative ($Eu/Eu^* = 0.65$) and positive ($Eu/Eu^* = 1.47$) anomalies respectively, Fig. 4B). On a primitive mantle-normalized diagram (Fig. 4C), these rocks show the classic features of arc magmatism, namely LILE and Pb enrichments and Nb-Ta depletions. The Zr/Nb–Nb/Th diagram (Fig. 4D) confirms that the Gaoua magmatic samples lie in an arc tectonic setting.

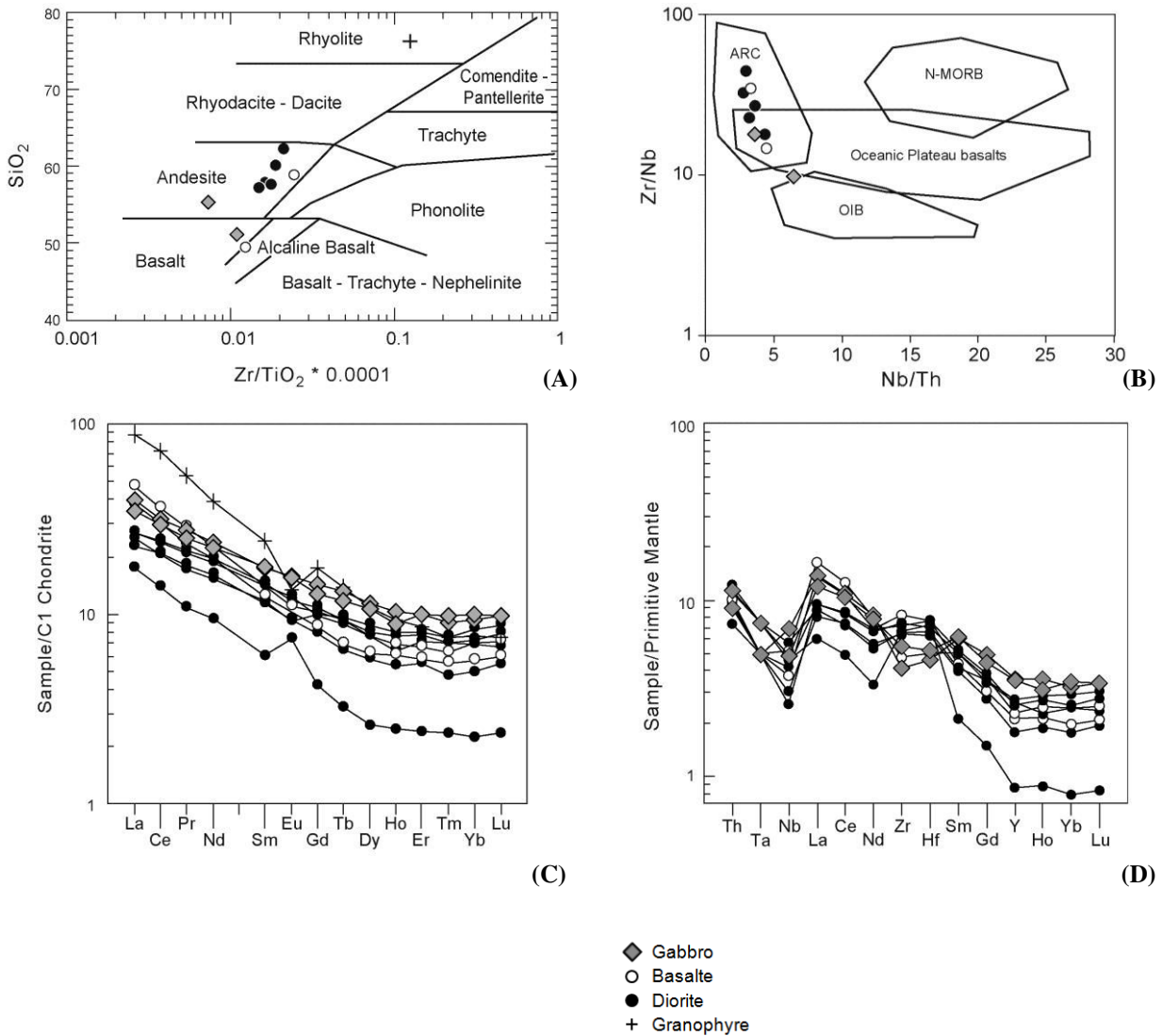


Figure 4: A: SiO₂-Zr/TiO₂ diagram for volcanic rock classification (Winchester and Floyd 1977). B: Discriminant Zr/Nb-Nb/Th diagram (Condie, 2005) showing magmatic rocks from Gaoua district. C: Rare Earth Element (REE) spectrum normalized to chondrite composition (McDonough and Sun, 1995). D: Primitive mantle-normalized spiderdiagrams (REE and trace elements; normalization after (Hofmann, 1988).

Caractérisation et datation de gisements d'or du craton ouest-africain

SAMPLE	S19G_125,5	G5	G6	S44G_123,35	S64D_61,26	S64D_297	47MBI_51.6 ^a	Bous1	S23D-310,5	S19G_410,85
Locality	Gongondy	Gongondy	Gongondy	Gongondy	Dienemera	Dienemera	Mont Biri	Boussera	Dienemera	Gongondy
Lithology	Basalte	Gabbro	Gabbro	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite	Andesite	Andesite	Granophyre
<i>wt. %</i>										
SiO ₂	49.5	55.3	51.1	57.2	60.1	57.6	62.4	58,0	59.3	76.3
TiO ₂	0.42	0.63	0.56	0.48	0.39	0.45	0.33	0.5	0.38	0.04
Al ₂ O ₃	11.5	13.2	11.4	14.5	14.5	14.3	14,0	15.3	14,0	12.6
Fe ₂ O ₃	8.3	9.4	10.8	8.3	9.7	6.8	6.3	7.6	10.2	0.9
MnO	0.08	0.16	0.14	0.06	0.01	0.05	0.05	0.09	0.02	0.01
MgO	5.8	5.6	9.7	3.9	2.3	3.5	3.0	4.4	3.8	0.1
CaO	6.7	6.8	7.1	4.2	2.1	5.1	5,0	7.3	2.0	0.3
Na ₂ O	0.8	2.4	2.2	2.8	3.5	4.0	4.3	3.9	2.7	0.8
K ₂ O	2.2	2.3	1.5	1.1	1.7	1.0	0.2	0.4	0.7	2.5
P ₂ O ₅	0.10	0.23	0.21	0.11	0.07	0.08	0.06	0.07	0.06	0.09
LOI	12.7	2,0	2.8	6.8	2.8	2.3	2,0	2.2	4.5	2.3
Total	98.2	98.2	97.7	99.4	97.2	95.3	97.7	99.7	97.5	96,0
<i>ppm</i>										
Rb	67	72	39	32	65	40	4	11	20	79
Cs	1.8	1.0	1.6	1.1	1.4	1.4	0.2	1.4	1.0	4.1
Sr	78	324	140	121	253	388	441	371	155	97
Ba	272	621	1235	190	208	151	97	167	141	335
Ga	14	15	12	17	20	17	15	17	19	16
Pb	<2	<2	<2	<2	<2	2	<2	<2	<2	<2
La	11	9	8	6	4	6	5	6	9	21
Ce	22	19	18	13	9	15	13	15	18	44
Pr	2.7	2.6	2.4	1.6	1.0	2.1	1.7	2.0	2.2	5.1
Nd	11	11	10	7	4	9	8	9	9	18
Sm	2.2	2.7	2.7	1.8	0.9	2.2	1.7	2.2	1.9	3.7
Eu	0.6	0.9	0.9	0.5	0.4	0.7	0.5	0.7	0.7	0.8
Gd	2.1	2.9	2.6	2.0	0.9	2.2	1.6	2.0	1.8	3.6
Tb	0.4	0.5	0.4	0.4	0.1	0.4	0.2	0.3	0.3	0.5
Dy	1.9	2.9	2.7	2.2	0.7	2.1	1.5	1.9	1.6	2.8
Ho	0.4	0.6	0.5	0.5	0.1	0.4	0.3	0.4	0.3	0.5
Er	1.1	1.6	1.6	1.3	0.4	1.3	0.9	1.2	1.0	1.4
Tm	0.2	0.2	0.3	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2
Yb	1.2	1.6	1.7	1.4	0.4	1.2	0.9	1.2	1.0	1.3
Lu	0.2	0.3	0.3	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2
Y	10,0	16,0	16,0	12,0	4,0	11,0	8,0	12,0	9,0	15,0
U	0.4	0.3	0.7	0.7	0.4	0.5	0.3	0.2	0.5	5.2
Th	0.8	0.8	1.0	0.9	1.0	0.8	0.8	0.6	0.8	3.0
Zr	52	46	61	71	73	78	70	80	90	50
Hf	1.5	1.4	1.6	2.0	2.2	2.3	1.9	2.1	2.3	2.3
Nb	3.6	4.9	3.4	4.0	3.2	2.9	2.1	1.8	2.6	29.4
Ta	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	3.6
V	130	213	217	146	123	120	92	145	144	<5
Cr	440	250	480	160	150	170	200	260	100	210
Co	28	65	52	30	108	64	90	62	13	55
Ni	76	31	61	54	28	44	32	63	31	2
Cu	753	104	1960	1305	868	160	204	9	81	3
Zn	25	116	68	31	18	30	20	34	33	16
W	19	224	69	26	247	253	367	218	4	283

Table 1: Major and trace element analyses of magmatic host rocks.

Paragenesis of the mineralization

In Dienemera, Gongondy and Mont Biri samples, two main types of mineralization have been identified: brecciated zones strongly mineralized in copper, and pyrite-rich zones (referred to as the “pyrite front”) which have local relatively high gold grades (up to 10 g/t)

but low copper contents. In both types, the two dominant sulfides are pyrite, a ubiquitous mineral in the studied deposits, and chalcopyrite which is the main form of the copper mineralization.

Copper mineralization: Essentially all the high-grade copper mineralization is contained in hydrothermal breccias observed in both diorite and andesite. Clasts are monolithic and undeformed, and the cement, composed essentially of quartz, is not very abundant since fragments are in close contact with each other. In these breccias, a first generation of chalcopyrite (referred to as Cpy1a) fills cavities, accompanied by anhydrite and carbonate, or is disseminated within clasts of diorite and andesite in association with a first generation of pyrite (called Py1a when it is found in breccias). In some places, boxworks have formed as the result of total or partial dissolution of anhydrite and carbonate in the cavities, and only chalcopyrite relics remain (Fig. 2B). In the cavities, chalcopyrite (Cpy1a) is predominant and is associated with minor bornite which constitutes the second form of the copper mineralization. Pyrite crystals found in breccias (Py1a) are euhedral to sub-euhedral and are observed as inclusions in chalcopyrite (Cpy1a) (Fig. 5A). In these copper-rich breccias, pyrite is not abundant compared to chalcopyrite.

In high grade copper zones not affected by brecciation, rocks are more altered and are characterized by a high pyrite content compared to what is found in the cavities. Chalcopyrite is also abundant in these zones and encloses round-shaped pyrite crystals which are larger than those found in cavities.

Pyrite front: Outside of the high grade copper zones, host rocks are strongly altered and are richer in primary pyrite (called Py1b when it is found in the pyrite front). Pyrites are euhedral and show crystallization tails formed of stretched and elongated fibrous quartz, albite and secondary chlorite (Chl2) crystals. Chalcopyrite (referred to as Cpy1b in the pyrite front) is still present, but only in small amounts located as inclusions within euhedral Py1b or disseminated within the fracture network within and around Py1b pockets (Fig. 5B). The boundaries of these pockets are characterized by fractured pyrites indicating cataclastic deformation. Fractured pyrite fragments are enclosed in a matrix of secondary chlorite (Chl2) whose crystallization is coeval to deformation. This second generation of chlorite is neoformed, contrary to the primary chlorite (Chl1) which is the result of the alteration of biotite and amphibole. Molybdenite is also observable in these areas but in very low abundances compared to pyrite and chalcopyrite. These molybdenites are located in pyrite (Py1b) fractures or disseminated in the host rock.

Gold mineralization: Both the areas of copper mineralization and the pyrite front are crosscut by highly localized sheared and fractured zones linked to the last episode of deformation S2. These shear-zones contain a second generation of pyrite (referred to as Py2) (Fig. 5C) always associated with neoformed chlorite (Chl2). This generation of pyrite can be either euhedral with internal zoning in the vicinity of the shear-fracture zones, or fractured and crushed within these zones. Fractures crosscutting these pyrites are essentially filled by secondary chalcopyrite (Cpy2) and chlorite (Chl2).

These sheared and fractured zones containing second generation chlorite host the only observed occurrences of visible gold. No visible gold is found in the brecciated copper-mineralized facies. Visible gold is localized in the fractured zones and it is present in three forms: as native gold grains; associated with silver (electrum); or associated with tellurium (TeAu). Visible gold is observed as micrometric (up to 50 μm) inclusions in pyrites of both generations (Fig. 5D and 5E), infilling fractures of sulfides of all generations (Fig. 5E) and disseminated in host rocks in association with chlorite (Chl2) (Fig. 5F). In the most common case of gold infilling fractures within sulfides, it is accompanied by secondary chalcopyrite (Cpy2), chlorite (Chl2), quartz and calcite. These observations demonstrate that initial copper and major gold mineralizations are not associated in this prospect and that gold mineralization seems to be younger than the main copper mineralization. Several secondary minerals complete the paragenesis of mineralized zones, including iron oxides (magnetite in majority), ilmenite, rutile, galena, arsenopyrite and barite (Fig. 6).

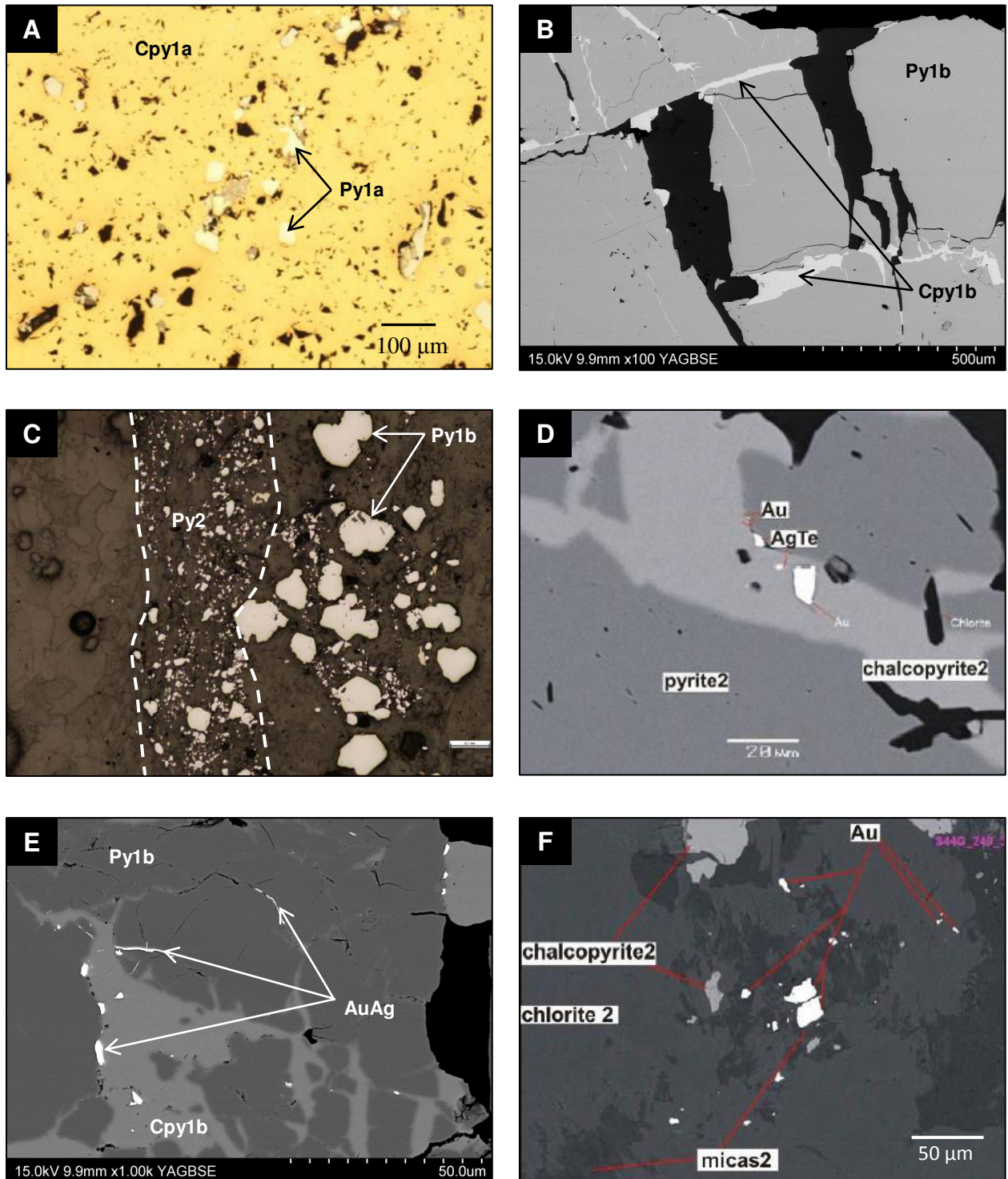


Figure 5: Microphotographs of Dienemera, Gongondy and Mont Biri samples showing the different generations of minerals associated with copper and gold mineralization. A: Cpy1a filling breccia cavities, containing inclusions of Py1a (reflected light). B: Cpy1b filling fractures of Py1b in the pyrite front (SEM backscattered electron image). C: Py2-rich S2 shear-fracture (indicated by dashed lines) crosscutting Py1b pocket (reflected light). D: Gold and silver telluride grains as inclusions in Cpy2 (SEM backscattered electron image). E: Electrum filling fractures of Py1b in association with Cpy1b (SEM backscattered electron image). F: Disseminated gold grains associated with chlorite of second generation (SEM backscattered electron image).

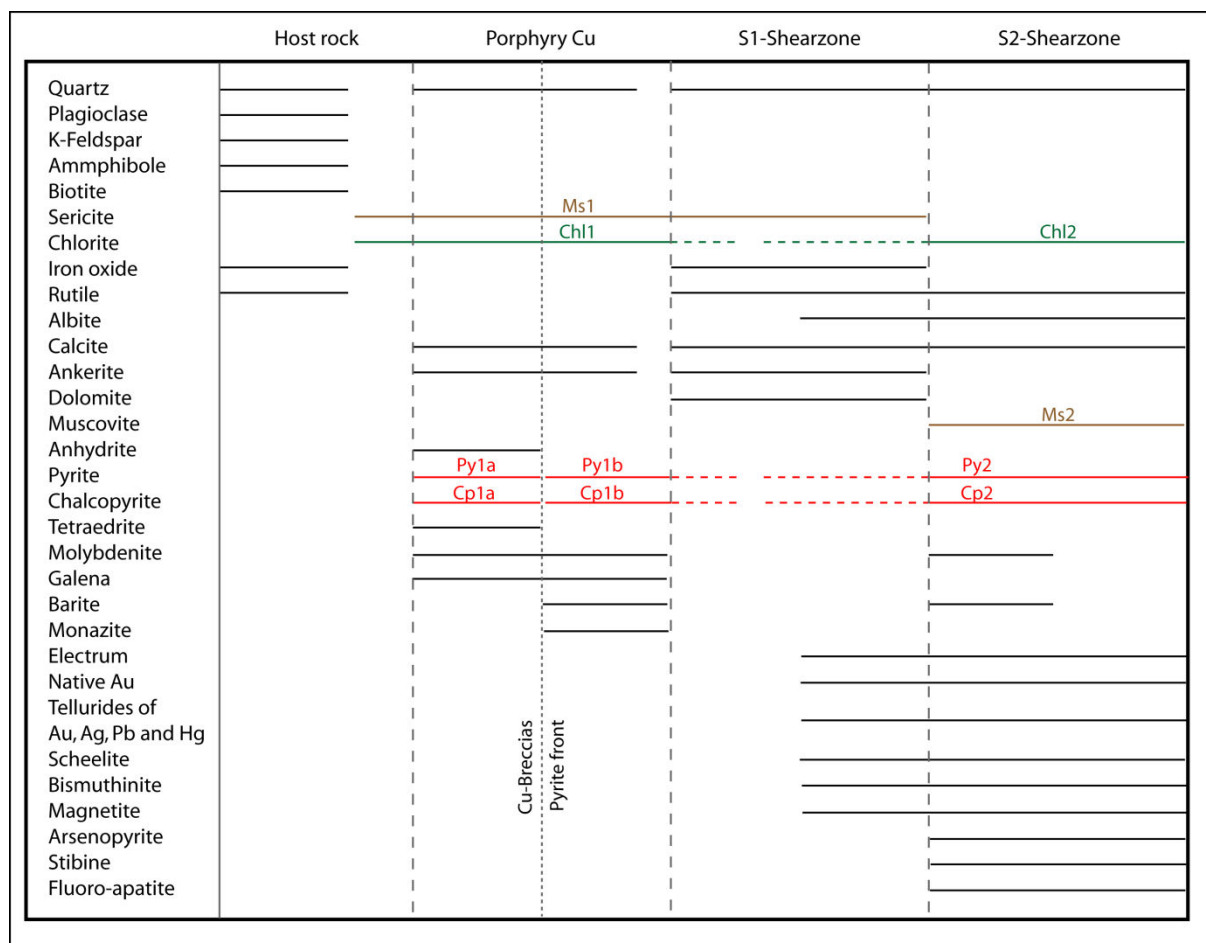


Figure 6: Paragenetic sequence for Gaoua copper-gold occurrences.

Cristallochemistry of sulfides

The electron microprobe analyses reveal that the three observed generations of pyrites of Dienemera, Gongondy and Mont Biri (Py1a, Py1b and Py2) are quite different in composition and that Py2 can be distinguished from primary pyrites (Py1a and 1b) by a much higher As content as well as by different concentrations in Cu, Co, Ni (Fig. 7). Further investigation by LA-ICP-MS was used to characterize the trace element content (Ni, Sb, Te, Ag, Cu, Bi, Pb, Se, As, Au) of pyrites (Table 2).

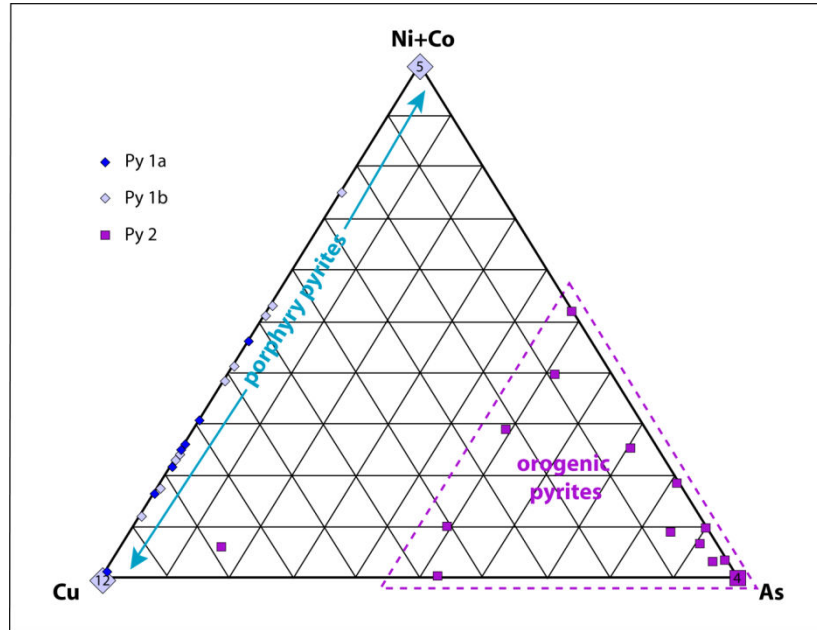


Figure 7: Ternary diagram Cu, As and Ni+Co allowing to distinguish different generations of pyrite. Numbers within squares correspond to the number of identical concentration found for different pyrite crystals.

Sample	Py type	Ni (ppm)	Cu (ppm)	As (ppm)	Se (ppm)	Ag (ppm)	Sb (ppm)	Te (ppm)	Au (ppm)	Pb (ppm)	Bi (ppm)
S19G267.5A-C3-1	Py1b	4	0.2	4.9	38	0.006	0.20	0.11	0.001	0.004	0.0077
S19G267.5A-C5-1	Py1b	386	0.6	0.3	101	0.006	< LOD	0.20	< LOD	0.004	0.0008
S19G267.5A-C7-1	Py1b	5	0.2	9.4	36	0.008	0.06	0.04	< LOD	0.001	0.0003
S19G267.5A-C6-1	Py1b	2	0.2	5.9	34	0.008	< LOD	0.02	0.004	0.001	0.0059
S19G267.5A-C6-2	Py1b	1	0.2	11.3	52	0.007	0.16	25.00	0.004	< LOD	0.0001
S19G267.5A-C1-1	Py1b	146	0.2	17.8	71	0.005	< LOD	< LOD	< LOD	0.001	0.0010
S44G284.15-C1-2	Py2	100	104.1	290.3	54	1.250	7.32	5.36	0.610	2.78	2.72
S19G267.5A-C4-1	Py2	2	163.9	6.9	35	0.047	0.18	5.13	0.334	0.06	0.70
S19G267.5A-C8-1	Py2	2	77.1	11.7	36	0.139	0.95	19.07	2.220	0.57	4.47

Table 2: Trace element concentrations for nine pyrites from Gongondy samples measured by LA-ICP-MS.

The main difference between Py2 and Py1 is the higher concentrations of As and Cu in Py2 (as shown by microprobe analyses), as well as of Pb, Bi, Sb and Au. Sample S19G-267.5 provides a good example of the co-existence of these two pyrite generations at the scale of several millimeters (Fig. 5C). In this sample, a late stage quartz vein containing Cu-Au-rich Py2 crosscuts the host-rock containing Py1b with low Cu and Au. Concentrations of Cu and Au for Py1a and 1b are in the range of 0.2-0.6 ppm and 0.001-0.004 ppm, respectively, whereas Py2 has 77-164 ppm Cu and 0.3-2.2 ppm Au.

Plotted in a Au vs. As diagram (Fig. 8), Py1 and Py2 form two distinct groups. Pyrites of second generation are characterized by a higher proportion of gold and are thus closer from the solubility limit of gold in pyrite defined by Reich et al. (2005). Gold saturation in these

pyrites leads to the formation of native gold inclusions. Py2 of this study all fit in the wedge-shaped zone of orogenic gold deposits (Deditius et al., 2014; and references therein).

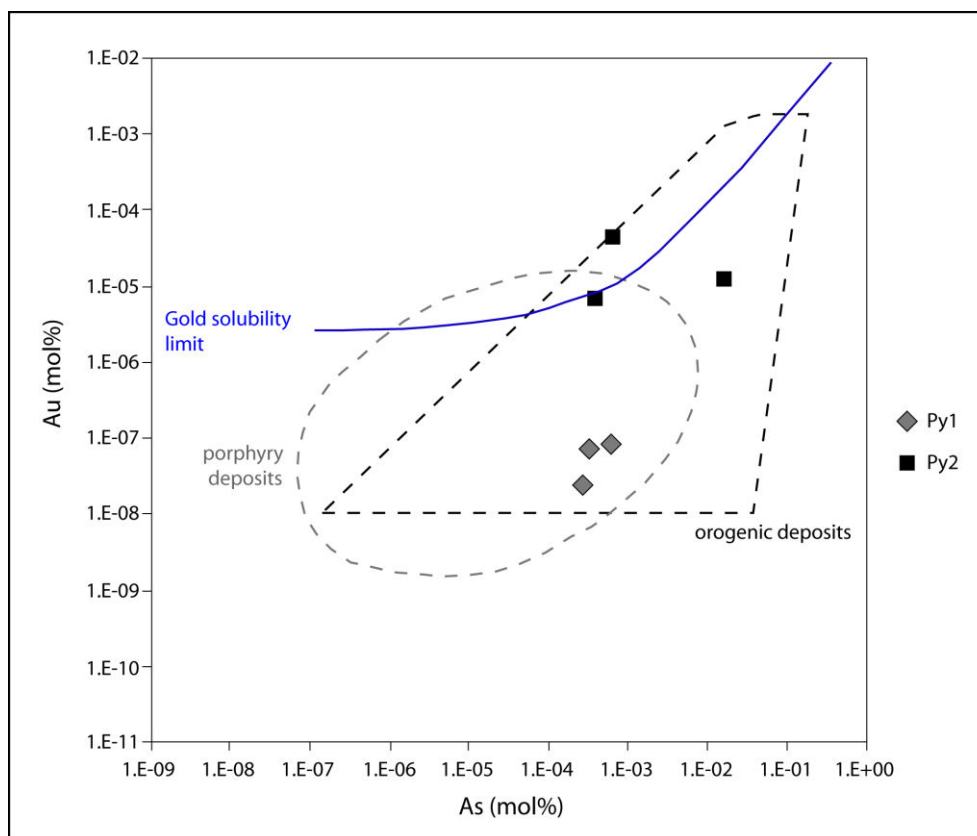


Figure 8: Au-As composition of Py1 and Py2 of this study (in mol%) compared with composition of orogenic gold deposit pyrites and porphyry deposit pyrites (Deditius et al., 2014). The solubility limit of gold in pyrite (Reich et al., 2005) is also represented.

Re-Os dating of sulfides

In order to constrain the age of the main copper mineralization, several samples of chalcopyrite and pyrite of the first generation were prepared for Re-Os dating. However, preliminary analyses showed that the Re and Os contents of the Gaoua chalcopyrite are too low to allow reliable ages to be obtained from this phase. Thus our efforts were concentrated on pyrites of the first generation, which are temporally linked to the copper mineralization and abundant in the Dienemera, Gongondy and Mont Biri occurrences. Py1a are finely grained and included in large chalcopyrite crystals (Fig. 5A), making their separation difficult. For this reason, Py1b present in the pyrite front as large crystals were chosen to perform the Re-Os dating. Previous studies (e.g. Stein et al., 1998, 2000; Mathur et al., 2003; Ruiz et al.,

2006; Cardon, 2007; Cardon et al., 2008; Feng et al., 2009; Yakubchuk et al., 2014; Zimmerman et al., 2014) have shown that reliable Re-Os results can often be obtained from this ubiquitous phase. Three sulfide-rich diorite samples were selected, and two or three aliquots of pyrite were hand-picked from each, making a total of seven samples. Careful attention was paid to selecting specific sulfide minerals temporally linked to the initial copper mineralization during the separation in order to prevent any mixing of sulfide generations. The homogeneity of the pyrite grains was verified by electron microscope.

Results are shown in Table 3. Re contents vary from 9 to 84 ppb, while ^{187}Os varies from 219 to 1929 ppt. In all cases, more than 99% of the measured ^{187}Os is radiogenic, based on the measured ^{188}Os content and assuming a common $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio of 0.5 ± 0.4 . As nearly all of the Os is radiogenic, Re-Os ages can be calculated from individual samples.

The oldest and the youngest ages obtained are respectively 2178 ± 36 Ma (S44G116b) and 2120 ± 31 Ma (S19G267e) (Table 3); the weighted average of the seven individual ages is 2153 ± 15 Ma (MSWD = 2.0). Absolute Re and ^{187}Os contents of separate pyrite aliquots from the same sample vary by up to a factor of ~ 2 , but the calculated ages agree within error. An isochron age was also obtained from these 7 analyses and yielded an age of 2161 ± 23 Ma, with MSWD = 3.1 (Fig. 9). Given the highly radiogenic character of the samples and thus the very limited proportion of ^{188}Os in the total osmium, the points were plotted on a $^{187}\text{Os} - ^{187}\text{Re}$ diagram (Stein et al., 2000).

Table 3: Re-Os data for pyrites of first generation associated with copper mineralization in Gaoua occurrences.

Samples	Minerals	Sample mass (g)	[Re] (ppb) ¹	¹⁸⁷ Re (ppb) ^{1,2,3}	Total ¹⁸⁸ Os (ppt) ⁴	% ¹⁸⁸ Os from blank	Total ¹⁸⁷ Os (ppt) ⁵	% ¹⁸⁷ Os * ⁵	¹⁸⁷ Os * (ppt) ^{2,5}	¹⁸⁷ Os*/ ¹⁸⁷ Re ^{1,2,5}	Age (Ma) ^{2,6}
S19G267c	Py	0.30735	9.52	5.98 ± 0.02	0.46	12	218.8	99.3	217.3 ± 2.8	0.0363 ± 0.0006	2142 ± 36
S19G267d	Py	0.30179	10.79	6.78 ± 0.04	0.56	10	247.1	99.4	245.6 ± 3.1	0.0362 ± 0.0007	2136 ± 39
S19G267e	Py	0.32591	11.70	7.35 ± 0.03	0.55	10	265.7	99.5	264.2 ± 2.9	0.0359 ± 0.0005	2120 ± 31
S44G116b	Py	0.30095	69.50	43.68 ± 0.38	0.28	20	1615.3	99.9	1613.9 ± 13.1	0.0370 ± 0.0006	2178 ± 36
S44G116d	Py	0.31157	84.13	52.88 ± 0.22	0.39	14	1928.6	99.9	1927.2 ± 3.8	0.0364 ± 0.0002	2149 ± 13
S47MBI182.7b	Py	0.30138	48.33	30.37 ± 0.23	0.61	9	1121.7	99.9	1120.1 ± 3.4	0.0369 ± 0.0004	2174 ± 23
S47MBI182.7c	Py	0.30333	18.28	11.49 ± 0.04	1.15	5	423.1	99.6	421.3 ± 3.7	0.0367 ± 0.0005	2162 ± 26

Notes:

¹ Re data are blank corrected.

² All listed uncertainties are 2 σ .

³ Uncertainty on ¹⁸⁷Re includes measurement precision, blank uncertainty, weighing errors and uncertainty on spikes calibration.

⁴ Includes both common osmium contained in the sample and the contribution from the blank.

⁵ ¹⁸⁷Os* = ¹⁸⁷Os radiogenic only, calculated assuming a natural osmium ratio of ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os = 0.5 ± 0.4. Uncertainty on ¹⁸⁷Os* includes the uncertainty on this ratio, measurement precision, weighing errors, uncertainty on spike calibration, uncertainty on blank and uncertainty on standard measurements.

⁶ Assuming $\lambda^{187}\text{Re} = 1.666 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$ (Smoliar et al., 1996).

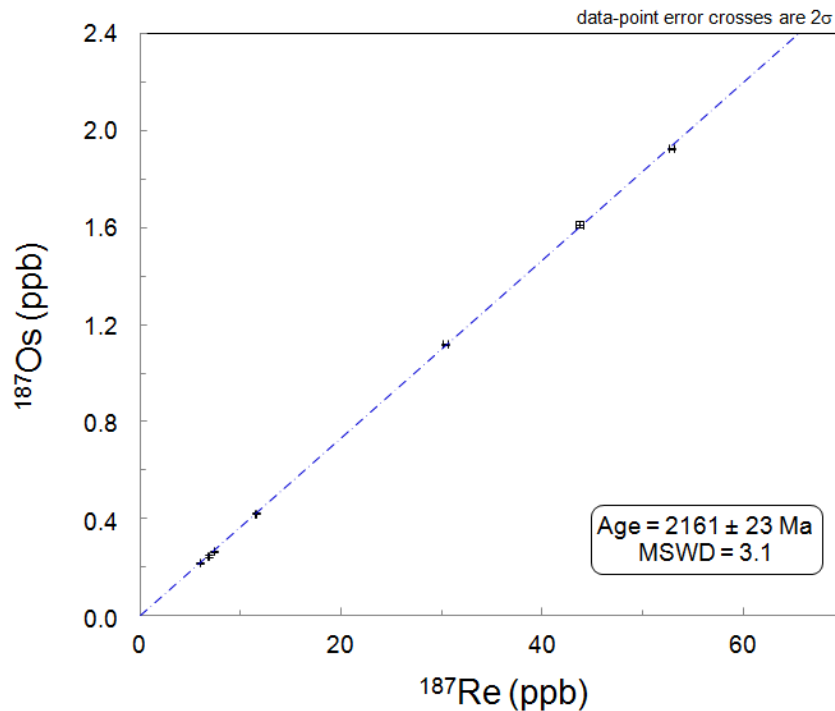


Figure 9: ^{187}Os - ^{187}Re isochron diagram for seven analyses of pyrites of the first generation (isochron calculated and plotted using Isoplot, Ludwig, 2008).

The separation of Py2 from Gaoua samples was problematic because they were difficult to distinguish from pyrites of the first generation in the majority of samples. For this reason, the Re-Os analyses cannot be performed on this generation of sulfides.

Discussion

The Gaoua gold-copper occurrences: Superimposition of an orogenic gold deposit on a porphyry copper?

Petrographic observations of Gongondy, Dienemera and Mont Biri samples show that the main copper mineralization corresponds to the first generation of sulfides identified (Cpy1 and Py1). These sulfides are not associated with visible gold, which suggests that copper and gold were not derived from the same mineralizing event. Pyrites of the first generation contain variable contents of copper, nickel and cobalt, but little arsenic. The dioritic nature of the host rocks together with the preponderance of brecciated facies and veins are consistent with a

porphyry-style mineralization. Wall-rock alteration is weak, which seems to be typical of Precambrian porphyry-type occurrences (Ayres and Cerny, 1982; Laznicka, 2006).

Small porphyry copper occurrences have been suggested for the Cu-Goren occurrence, within the same volcanosedimentary belt and the Cu-Wayen occurrence, located in the Tenkodogo greenstone belt (Marcelin, 1971; Bouladon et al., 1973; Sillitoe, 1979; Zeegers et al., 1981; Ouedraogou, 1991). Re-Os dating of pyrites linked to the Gaoua Cu-porphyry copper stage yields an isochron age of 2161 ± 23 Ma, which can be interpreted as the age of the porphyry formation. This date is consistent with ages obtained by Brownscombe (2009): 2171.6 ± 9.3 Ma and 2185.3 ± 12.0 Ma for the hosting diorite and gabbro in the Gaoua district (Fig. 10).

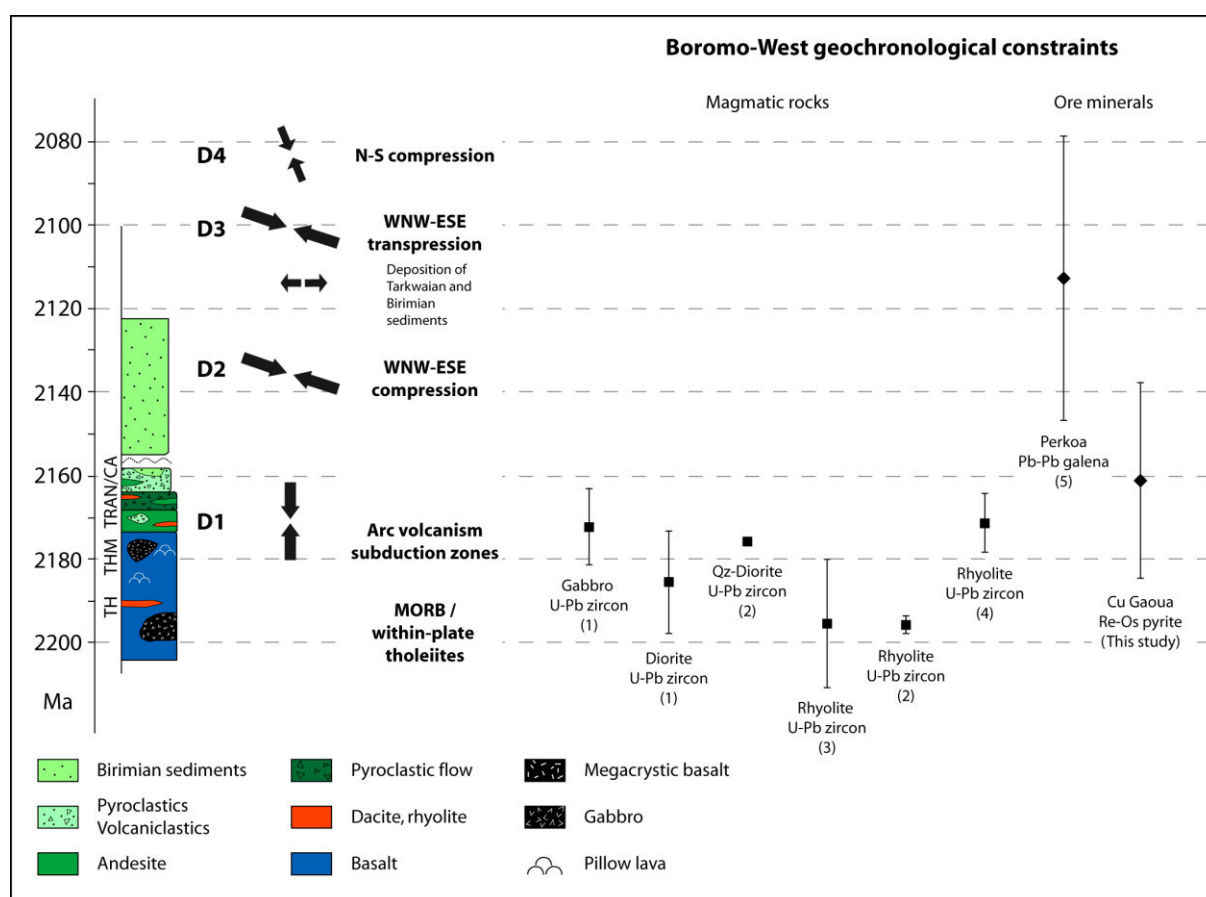


Figure 10: Correlation between the Boromo-West greenstone belt stratigraphy, Southwestern Burkina Faso geodynamic environment and deformation history (Baratoux et al., 2011 and Miller et al., this volume), a compilation of geochronological constraints obtained on Boromo belt magmatic rocks compatible with the evolution from tholeiitic oceanic crust or oceanic plateau to juvenile volcanic island arcs, which formed between ~2200 Ma and 2160 Ma and geochronological constraints on ore minerals in the Boromo greenstone belt. (1) Brownscombe (2009), (2) Davis in Schwartz and Melcher (2003), (3) Lompo (1991), (4) Le Métour et al. (2003), (5) Marcoux et al. (1988). TH – tholeiitic mafic units, THM – tholeiitic megacrystic basalts, TRAN – transitional mafic and intermediate volcanic sequences, CA – calc-alkaline volcanic sequences (for more details, see Baratoux et al., 2011).

Porphyry-type deposits of Precambrian age are uncommon and, moreover, in some cases, their classification remains contentious as deformation and metamorphism commonly obscured primary features (Laznicka, 2006). In the Fennoscandian shield, these deposits have been described as porphyry style deposits or as hybrid deposits with features that also warrant classification as iron oxide–copper–gold (IOCG) deposits (Weihed, 2001; Wanhainen et al., 2003). For Wanhainen (2005), the Aitik porphyry copper-gold deposit has been modified by multistage metamorphic-deformational, magmatic-hydrothermal, and IOCG-mineralizing events. These authors concluded that the Aitik deposit is of mixed origin with a major part of the copper ore originating from an early porphyry copper system and a second, minor part, originating from an overprinting IOCG-system. Goodman et al. (2005) consider Troilus (Québec, Canada) to be an orogenic type deposit related to metamorphism rather than a premetamorphic porphyry deposit as described by Fraser (1993). In the Chibougamau district, Cu-Au vein deposits in strongly foliated rocks have been considered to be shear related (e.g. Archambault et al., 1984) but Pilote et al. (1995) demonstrated that they are premetamorphic in origin and likely related to the Clark Lake porphyry deposit.

A superimposition of two different mineralization types is suggested for the Cu-Au Gaoua occurrences since gold mineralization seems to differ in time and space from the porphyry mineralization. Gold appears as inclusions in second generation sulfides, or disseminated in host rocks in association with secondary chlorite, electrum and tellurides, or in local shearbands that are not spatially linked to copper-rich zones except when these are affected by this deformation. Secondary pyrites associated with gold display a specific chemical signature marked by enrichment in arsenic, copper and gold compared to the first generation associated with the porphyry event. The arsenic and gold contents of second generation pyrites are typical of orogenic deposits (Deditius et al., 2014) and their relatively high content in gold confirms their genetic link with the gold mineralization in Gaoua.

Geochronological constraints on evolution of the pre-Eburnean West African crust

Recently, Baratoux et al. (2011) and Metelka et al. (2011) have respectively proposed a tectonic model and geophysical constraints for the SW Burkina Faso greenstone belts, among them the Boromo belt, which hosts the Gaoua Cu-Au occurrences. Transition from volcanic-arc dynamics to the subsequent arc-collision is likely to have occurred between 2180 and

2130 Ma (Hirdes et al., 1996; Doumbia et al., 1998; Egal et al., 2002; de Kock et al., 2011; Tapsoba et al., 2013).

The geochemical signature of the host rocks of the Gaoua Cu-Au occurrences is in accordance with those already described in the Boromo belt (Sylvester and Attoh, 1992; Ama Salah et al., 1996; Pouclet et al., 1996; Vidal et al., 1996; Béziat et al., 2000; Chèvremont et al., 2003; Koté et al., 2003; Le Métour et al., 2003). They range in composition from tholeiitic basalts and gabbros, representing oceanic crust or oceanic plateaus (Abouchami et al., 1990), to calc-alkaline bimodal subduction-related arc volcanism. This compositional range is compatible with the evolution from tholeiitic oceanic crust or oceanic plateau to juvenile volcanic island arcs, which formed between ~2200 Ma and 2160 Ma (Baratoux et al., 2011). Few radiometric ages are available for these volcanic rocks. One rhyolite found in the westernmost unit, was dated at 2171 ± 7 Ma (U–Pb on zircon; Le Métour et al., 2003). The 2161 ± 23 Ma age of the Gaoua Cu-Au occurrences is concordant with this timing of the Pre-Eburnean orogen (Fig. 10).

Several other metal deposits are described in the Boromo belt. Their characteristics and geochronological data provide additional constraints on the proposed tectonic scenario of SW Burkina Faso and on the Pre-Eburnean to Eburnean crustal evolution in this part of the WAC.

The Zn-Ag Perkoa deposit is classified as a volcanic massive sulfide deposit (Schwartz and Melcher, 2003). It shares many characteristics with Paleoproterozoic VHMS deposits that have been metamorphosed under greenschist to amphibolite-facies conditions (Franklin et al., 1981), but it has a high-tonnage Zn-Ba ore with low concentrations of Pb and Cu. The nearest volcanic rock in the Boromo belt that has been reliably dated is a rhyolite from the Larafella section of the Poura gold deposit, 90 km south of Perkoa (2195 ± 2 Ma, Davis in Schwartz and Melcher, 2003; 2195 ± 15 Ma, Lompo, 1991; Schwartz and Melcher, 2003) (Fig. 10). A quartz diorite structurally below the Perkoa deposit yields a U-Pb zircon age of 2175 ± 1 Ma. Galena from the massive sulfide ore has a Pb-Pb model age of 2113 ± 34 Ma (Marcoux et al., 1988).

In addition to the Gaoua gold mineralization, several gold orogenic-type deposits are known in the Boromo greenstone belt such as Larafella (Bamba et al., 1997; Béziat et al., 2008), Poura (Milési et al., 1992; Sanogo and Prost, 1993; Béziat et al., 2008) and Loraboué (Béziat et al., 1998, 2008). Orogenic gold deposits, whose formation is directly linked to deformations generated by the Eburnean orogeny, are the main gold reserve of the West

African craton and are highly described in this volume (Fontaine et al.; Miller et al.; Sangare et al.).

Conclusion

It is thus here proposed that the Gaoua Cu-Au occurrences are a strongly deformed and metamorphosed 2161 ± 23 Ma porphyry copper type deposit (with low gold input), overprinted by a mineralizing event of orogenic gold type (with low Cu input). This later event is widely described at the West Africa Craton scale. To our knowledge, no Precambrian porphyry copper has been recently described in the West African craton and the Gaoua occurrences represent the first porphyry-type mineralization in this area to be thoroughly characterized. Dating of the Gaoua porphyry copper mineralization provides a new geochronological constraint on the arc volcanism setting predating the Eburnean orogeny in the Boromo greenstone belt.

Acknowledgements

We thank the mining company Volta Resources for permitting us to collect numerous samples in Gaoua, especially Franco Ouedraogo who guided us during field works and whose geologic experience was very useful and Raphael Zoungrana. Christiane Parmentier and Alexandre Flammang are strongly thanked for their helpful analytical and technical interventions. We also thank Kone and Clare whose organization skills were very appreciated during our stay in Burkina Faso and all along the WAXI project. This project was funded by WAXI (West African Exploration Initiative) program and received logistical support from IRD (Institut de Recherche pour le Développement) of Ouagadougou. We wish to gratefully acknowledge AMIRA International and the industry sponsors, including AusAid and the ARC Linkage Project LP110100667, for their support of the WAXI project (P934A). We are also appreciative of the contribution of the various Geological Surveys/Departments of Mines in West Africa as sponsors in kind of WAXI. Finally, we wish to recognize our WAXI research colleagues from the various Institutions from around the world.

References

- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A., and Albarède, F. (1990). A major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West-Africa ; an early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research* 95, 17605–17609.
- Ama Salah, I., Liegeois, J.-P., and Pouclet, A. (1996). Evolution d'un arc insulaire océanique birimien précoce au Liptako nigérien (Sirba): géologie, géochronologie et géochimie. *Journal of African Earth Sciences* 22, 235–254.
- Archambault, G., Guha, J., Tremblay, A., and Kanwar, R. (1984). Implication of the geomechanical interpretation of the Copper Rand deposit on the Dore Lake Shear Belt. In *Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization*, (Canadian Institute of Mining and Metallurgy: Guha, J., and Chown, E.H.), pp. 300–318.
- Ayres, L.D., and Cerny, P. (1982). *Metallogeny of Granitoid Rocks in the Canadian Shield* (Canadian mineralogist).
- Bamba, O., Béziat, D., Bourges, F., Debat, P., Lompo, M., Parizot, J.-C., and Tollon, F. (1997). Nouveau type de gisement aurifère dans les ceintures de roches vertes birimiennes du Burkina Faso: les albitites de Larafella. *Journal of African Earth Sciences* 25, 369–381.
- 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.
- Bessoles, B. (1977). *Géologie de l'Afrique: le Craton ouest africain* (Éditions B.R.G.M.).
- Béziat, D., Bourges, F., Debat, P., Lompo, M., Tollon, F., and Zonou, S. (1998). Albitite et "listvenite"; sites de concentration aurifère inédits dans les ceintures de roches vertes birimiennes fortement hydrothermalisées du Burkina Faso. *Bulletin de La Société Géologique de France* 169, 563–571.
- Béziat, D., Bourges, F., Debat, P., Lompo, M., Martin, F., and 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 Research* 101, 25–47.
- Béziat, D., Dubois, M., Debat, P., Nikiéma, S., Salvi, S., and Tollon, F. (2008). Gold metallogeny in the Birimian craton of Burkina Faso (West Africa). *Journal of African Earth Sciences* 50, 215–233.
- Birck, J.-L., Roy Barman, M., and Capmas, F. (1997). Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples. *Geostandards Newsletter* 20, 19–27.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarède, F., and Arndt, N.T. (1992). Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research* 97, 345–369.
- Bouladon, J., Marcelin, J., and Papon, A. (1973). Les minéralisations en cuivre et molybdène liées aux porphyrites post-ophiolitiques du Birimien. In *Les Roches Plutoniques Dans Leurs Rapports Avec Les Gîtes Minéraux*, (Paris: Morin, P.), pp. 291–296.
- Brownscombe, W. (2009). *The Tinga Anomaly: A New Style of Gold Mineralization in Ghana?* (University of Oxford).
- Cardon, O. (2007). *Datation Re-Os sur pyrite et traçage des sources des métaux dans des gisements de type porphyre et épithermal neutre : Exemple des gisements de Bolcana, Troita et Magura, Monts Apuseni, Roumanie. Thèse. Université Nancy I.*

- Cardon, O., Reisberg, L., André-Mayer, A.-S., Leroy, J., Milu, V., and Zimmermann, C. (2008). Re-Os systematics of pyrite from the Bolcana porphyry copper deposit, Apuseni Mountains, Romania. *Economic Geology* 103, 1695–1702.
- Castaing, C., Billa, M., Milési, J.-P., Thiéblemont, D., Le Métour, J., Egal, E., Donzeau, M., Guerrot, C., Cocherie, A., Chèvremont, P., et al. (2003). Notice explicative de la carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1 000 000. (BRGM BUMIGEB).
- Chèvremont, P., Donzeau, M., Le Métour, J., Egal, E., Castaing, C., Thiéblemont, D., Tegye, M., Guerrot, C., Billa, M., Itard, Y., et al. (2003). Notice explicative de la carte géologique du Burkina Faso à 1/200 000. Feuille Koudougou.
- Condie, K.C. (2005). High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, vol. 79, 491-504.
- Creaser, R.A., Papanastassiou, D.A., and Wasserburg, G.J. (1991). Negative thermal ion mass spectrometry of osmium, rhenium and iridium. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 397–401.
- De Kock, G.S., Armstrong, R.A., Siegfried, H.P., and 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.
- 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., Reich, M., Kesler, S.E., Utsunomiya, S., Chryssoulis, S.L., Walshe, J., and Ewing, R.C. (2014). The coupled geochemistry of Au and As in pyrite from hydrothermal ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 140, 644–670.
- Dioh, E., Béziat, D., Debat, P., Grégoire, M., and Ngom, P.M. (2006). Diversity of the Palaeoproterozoic granitoids of the Kédougou inlier (eastern Sénégal): Petrographical and geochemical constraints. *Journal of African Earth Sciences* 44, 351–371.
- Doumbia, S., Pouclet, A., Kouamelan, A., Peucat, J.J., Vidal, M., and Delor, C. (1998). Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Côte-d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Research* 87, 33–63.
- Egal, E., Thiéblemont, D., Lahondère, D., Guerrot, C., Costea, C.A., Iliescu, D., Delor, C., Goujou, J.-C., Lafon, J.M., Tegye, M., et al. (2002). Late Eburnean granitization and tectonics along the western and northwestern margin of the Archean Kénéma–Man domain (Guinea, West African Craton). *Precambrian Research* 117, 57–84.
- Feng, C., Qu, W., Zhang, D., Dang, X., Du, A., Li, D., and She, H. (2009). Re–Os dating of pyrite from the Tuolugou stratabound Co(Au) deposit, eastern Kunlun Orogenic Belt, northwestern China. *Ore Geology Reviews* 36, 213–220.
- Feybesse, J.-L., Billa, M., Guerrot, C., Duguey, E., Lescuyer, J.-L., Milesi, J.-P., and Bouchot, V. (2006). The paleoproterozoic Ghanaian province: Geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling. *Precambrian Research* 149, 149–196.
- Fontaine, A., André-Mayer, A.-S., Eglinger, A., Reisberg, L., Le Mignot, E., and Koumangdiwe, A. (This volume). Polyphased gold deposition through metamorphic crustal evolution: example of the Kiaka Deposit, South Burkina Faso. *Economic Geology Special Issue article - West Africa*.

- Fougerouse, D., Micklethwaite, S., Miller, J., McCuaig, C. and Ulrich, S. (2013). Multistage mineralization of the giant Obuasi gold deposit, Ghana. 12th SGA biennial meeting 2013 abstract.
- Franklin, J.M., Lydon, J.W., and Sangster, D.F. (1981). Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology 75th anniversary volume*, 483–627.
- Fraser, R.J. (1993). The Lac Troilus gold-copper deposit, northwestern Quebec: A possible Archean porphyry system. *Economic Geology* 88, 1685-1699.
- Ganne, J., De Andrade, V., Weinberg, R.F., Vidal, O., Dubacq, B., Kagambega, N., Naba, S., Baratoux, L., Jessell, M., and Allibon, J. (2012). Modern-style plate subduction preserved in the Palaeoproterozoic West African craton. *Nature Geoscience* 5, 60–65.
- Gasquet, D., Barbey, P., Adou, M., and 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 Palaeoproterozoic of West Africa? *Precambrian Research* 127, 329–354.
- Goodman, S., Williams-Jones, A.E., and Carles, P. (2005). Structural Controls on the Archean Troilus Gold-Copper Deposit, Quebec, Canada. *Economic Geology* 100, 577–582.
- Günther, D., and Heinrich, C.A. (1999). Enhanced sensitivity in laser ablation-ICP mass spectrometry using helium-argon mixtures as aerosol carrier. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 14, 1363–1368.
- Hirdes, W., Davis, D.W., Lüdtke, 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, 173–191.
- Hofmann, A.W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 297–314.
- Hottin, G., and Ouedraogo, O.F. (1976). Carte géologique du Burkina Faso au 1/1000000ème. Bureau Des Mines et de La Géologie Du Burkina Faso 2^{ème} édition.
- Klemd, R., Oberthür, T., and Ouedraogo, A. (1997). Gold-telluride mineralisation in the Birimian at Diabatou, Burkina Faso: the role of CO₂N₂ fluids. *Journal of African Earth Sciences* 24, 227–239.
- Koté, S., Ouedraogo, I., Donzeau, M., Le Métour, J., Castaing, C., Egal, E., Thiéblemont, D., Tegye, M., Guerrot, C., Chèvremont, P., et al. (2003). Notice explicative de la carte géologique du Burkina Faso à 1/200 000. Feuille Léo.
- Laznicka, P. (2006). *Giant Metallic Deposits - Future Sources of Industrial Metals* (Berlin: Springer).
- Le Métour, J., Chèvremont, P., Donzeau, M., Egal, E., Thiéblemont, D., Tegye, M., Guerrot, C., Billa, M., Itard, Y., Castaing, C., et al. (2003). Notice explicative de la carte géologique du Burkina Faso à 1/200 000. Feuille Houndé.
- Leube, A., Hirdes, W., Mauer, R., and Kesse, G.O. (1990). The early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. *Precambrian Research* 46, 139–165.
- Lompo, M. (1991). Etude géologique et structurale des séries birimiennes de la région de Kwademen, Burkina Faso, Afrique de l’Ouest. Unpublished Ph. D. thesis.
- Lü, L., Mao, J., Li, H., Pirajno, F., Zhang, Z., and Zhou, Z. (2011). Pyrrhotite Re–Os and SHRIMP zircon U–Pb dating of the Hongqiling Ni–Cu sulfide deposits in Northeast China. *Ore Geology Reviews* 43, 106–119.

- Ludwig K (2008). Isoplot/Ex, version 3.7: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Special Publication, v. 1a. Geochronology Center, Berkeley.
- Marcelin (1971). Notice explicative de la carte géologique au 1/200 000 Gaoua-Batié (Ouagadougou, Haute-Volta: Direction de la Géologie et des Mines).
- Marcoux, E., Ouédraogo, F., Feybesse, J.-L., Milési, J.-P., and Prost, A. (1988). Géochimie et géochronologie isotopiques : âge Pb/Pb à 2120 +/- 41 Ma des corps sulfurés massifs à Zn-Ag de Perkoa (Burkina Faso). Comptes Rendus À l'Académie Des Sciences, Paris 589.
- Markey, R., Stein, H.J., Hannah, J.L., Zimmerman, A., Selby, D., and Creaser, R.A. (2007). Standardizing Re-Os geochronology: A new molybdenite Reference Material (Henderson, USA) and the stoichiometry of Os salts. *Chemical Geology* 244, 74–87.
- Mathur, R., Ruiz, J., Herb, P., Hahn, L., and Burgath, K.-P. (2003). Re-Os isotopes applied to the epithermal gold deposits near Bucaramanga, northeastern Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 815–821.
- Mathur, R., Titley, S., Ruiz, J., Gibbins, S., and Frieauf, K. (2005). A Re-Os isotope study of sedimentary rocks and copper-gold ores from the Ertsberg District, West Papua, Indonesia. *Ore Geology Reviews* 26, 207–226.
- McDonough, W.F., and Sun, S. -s. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223–253.
- McFarlane, C.R.M., Mavrogenes, J., Lentz, D., King, K., Allibone, A., and Holcombe, R. (2011). Geology and Intrusion-Related Affinity of the Morila Gold Mine, Southeast Mali. *Economic Geology* 106, 727–750.
- Metelka, V., Baratoux, L., Naba, S., and Jessell, M.W. (2011). A geophysically constrained litho-structural analysis of the Eburnean greenstone belts and associated granitoid domains, Burkina Faso, West Africa. *Precambrian Research* 190, 48–69.
- Milési, J.-P. (2001). Métallogénie comparée des provinces métallifères paléoprotérozoïques : synthèses métallogéniques et potentiels métallifères. Habilitation à Diriger des Recherches. Université de Lyon I.
- Milési, J.-P., Ledru, P., Feybesse, J.-L., Dommange, A., and Marcoux, E. (1992). Early proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Research* 58, 305–344.
- Miller, J., McCuaig, C., Hein, K., Jessell, M.W., and Davis, J. (In preparation). Craton scale variations in gold systems in West Africa. *Economic Geology Special Issue article - West Africa*.
- Napon, S. (1988). Le Gisement d'amas sulfuré (ZN-AG) de Perkoa dans la province du Sangyé (Burkina Faso-Afrique de l'Ouest) : cartographie, étude pétrographique, géochimique et métallogénique (Besançon).
- Ouedraogo, M.-F. (1989). Eléments de synthèse sur l'évolution géostructurale et la métallogénie de la ceinture birimienne de Boromo, protérozoïque inférieur. (Burkina Faso, Afrique de l'Ouest).
- Ouedraogou, M. (1991). Carte des gîtes et indices minéraux du Burkina Faso 1/1 000 000 (Ouagadougou, Burkina Faso: Bureau des Mines et de la Géologie du Burkina (BUMIGEB)).
- Pigois, J.-P., Groves, D.I., Fletcher, I.R., McNaughton, N.J., and Snee, L.W. (2003). Age constraints on Tarkwaian palaeoplacer and lode-gold formation in the Tarkwa-Damang district, SW Ghana. *Mineralium Deposita* 38, 695–714.
- Pilote, P., Robert, F., Sinclair, W.D., Kirkham, R.V., and Daigneault, R. (1995). Porphyry-type mineralization in the Doré Lake Complex: Clark Lake and Merrill Island areas. In *Metallogenic Evolution and Geology of*

- the Chibougamau Area - From Porphyry Cu-Au-Mo to Mesothermal Gold Deposits, (Geological Survey of Canada: Pilote, P.), pp. 65–86.
- Polat, A., and Kerrich, R. (2000). Archean greenstone belt magmatism and the continental growth–mantle evolution connection: constraints from Th–U–Nb–LREE systematics of the 2.7 Ga Wawa subprovince, Superior Province, Canada. *Earth and Planetary Science Letters* 175, 41–54.
- Pouclet, A., Vidal, M., Delor, C., Siméon, Y., and Alric, 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 Paléoprotérozoïque. *Bulletins de La Société Géologique de France* 167, 529–541.
- 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 and Cosmochimica Acta* 69, 2781–2796.
- Ruiz, J., Valencia, V.A., Chesley, J.T., Kirk, J., Gehrels, G., and Frimmel, H. (2006). The source of gold for the Witwatersrand from Re–Os and U–Pb detrital zircon geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, A543.
- Sangare, S.O., Salvi, S., and Béziat, D. (2015). The Kalana gold deposit, Mali: A mineralogical, textural, and fluid inclusions investigation. *Economic Geology Special Issue article - West Africa*.
- Sanogo, A.D., and Prost, A.E. (1993). Evolution synchrone des déformations et des minéralisations dans le filon aurifère de Poura (province de Mohoun, Burkina Faso). *Pangea* 20, 23–29.
- Schwartz, M.O., and Melcher, F. (2003). The Perkoa Zinc Deposit, Burkina Faso. *Economic Geology* 98, 1463–1485.
- Shirey, S.B., and Walker, R.J. (1995). Carius tube digestion for low-blank rhenium-osmium analysis. *Analytical Chemistry* 67, 2136–2141.
- Sillitoe, R.H. (1979). Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits. *Mineralium Deposita* 14, 161–174.
- Sillitoe, R.H. (2007). An appraisal of Dienemera and Gongondy copper-gold prospects, Gaoua district, Burkina Faso (Wentworth Resources Pty Ltd).
- Stein, H.J., Morgan, J.W., Markey, R.J., and Hannah, J.L. (1998). An introduction to Re–Os: What's in it for the mineral industry? *SEG Newsletter* 32, 8–15.
- Stein, H.J., Morgan, J.W., and Scherstén, A. (2000). Re–Os Dating of Low-Level Highly Radiogenic (LLHR) Sulfides: The Harnäs Gold Deposit, Southwest Sweden, Records Continental-Scale Tectonic Events. *Economic Geology* 95, 1657–1671.
- Sylvester, P.J., and Attoh, 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 10th International Platinum Symposium: Oulu, Geological Survey of Finland, Extended Abstracts, (Törmänen T.O. and Alapieti T.T.), pp. 16–20.
- Tapsoba, B., Lo, C.-H., Jahn, B.-M., Chung, S.-L., Wenmenga, U., and Iizuka, Y. (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.

- Taylor, P.N., Moor bath, S., Leube, A., and Hirdes, W. (1992). Early Proterozoic crustal evolution in the birimian of Ghana: constraints from geochronology and isotope geochemistry. *Precambrian Research* 56, 97–111.
- Tunks, A.J., Selley, D., Rogers, J.R., and Brabham, G. (2004). Vein mineralization at the Damang Gold Mine, Ghana: controls on mineralization. *Journal of Structural Geology* 26, 1257–1273.
- Van Achterbergh, E., Ryan, C.G., and Griffin, W.L. (2001). Data reduction software for LA-ICP-MS. In *Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences: Principles and Applications*, (St John's, Newfoundland, USA: Min Assoc Canada, Short Course Series: Sylvester P.), pp. 239–243.
- Velásquez, G., Borisova, A.Y., Salvi, S., and Béziat, D. (2012). In Situ Determination of Au and Cu in Natural Pyrite by Near-Infrared Femtosecond Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Quadrupole Mass Spectrometry: No Evidence for Matrix Effects. *Geostandards and Geoanalytical Research* 36, 315–324.
- Vidal, M., Delor, C., Pouclet, A., Siméon, Y., and Alric, G. (1996). Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2,2 Ga et 2 Ga; le style "archéen" des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte d'Ivoire. *Bulletin de La Société Géologique de France* 307–319.
- Völkening, J., Walczyk, T., and Heumann, K.G. (1991). Osmium isotope determinations by negative thermal ionization mass spectrometry. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Physics* 105, 147–159.
- Wanhainen, C. (2005). On the origin and evolution of the Palaeoproterozoic Aitik Cu-Au-Ag deposit, Northern Sweden. PhD thesis. Lulea University of Technology.
- Wanhainen, C., Broman, C., and Martinsson, O. (2003). The Aitik Cu–Au–Ag deposit in northern Sweden: a product of high salinity fluids. *Mineralium Deposita* 38, 715–726.
- Weihed, P. (2001). A review of Palaeoproterozoic intrusive hosted Cu-Au-Fe-oxide deposits in northern Sweden. *Economic Geology Research* 1, 4–32.
- White, A., Burgess, R., Charnley, N., Selby, D., Whitehouse, M., Robb, L., and Waters, D. (2014). Constraints on the timing of late-Eburnean metamorphism, gold mineralisation and regional exhumation at Damang mine, Ghana. *Precambrian Research* 243, 18–38.
- 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.
- Yakubchuk, A., Stein, H., and Wilde, A. (2014). Results of pilot Re–Os dating of sulfides from the Sukhoi Log and Olympiada orogenic gold deposits, Russia. *Ore Geology Reviews* 59, 21–28.
- Zeegers, H., Goni, J., and Wilhelm, E. (1981). Geochemistry of lateritic profiles over a disseminated Cu-Mo mineralization in Upper Volta (West Africa)-preliminary results. In *Lateritization Processes*, (Rotterdam), pp. 359–368.
- Zimmerman, A., Stein, H.J., Morgan, J.W., Markey, R.J., and Watanabe, Y. (2014). Re–Os geochronology of the El Salvador porphyry Cu–Mo deposit, Chile: Tracking analytical improvements in accuracy and precision over the past decade. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 131, 13–32.

2. Le gisement de Nassara (Burkina Faso) : Expression de la phase orogénique de Gaoua ?

Le gisement d'or de Nassara est situé à une dizaine kilomètres au Sud-Ouest de Gaoua, dans la même ceinture de roches vertes de Boromo (Figure 22). Cependant, la minéralisation est différente de celle de Gaoua, notamment par l'absence de minéralisation cuprifère.

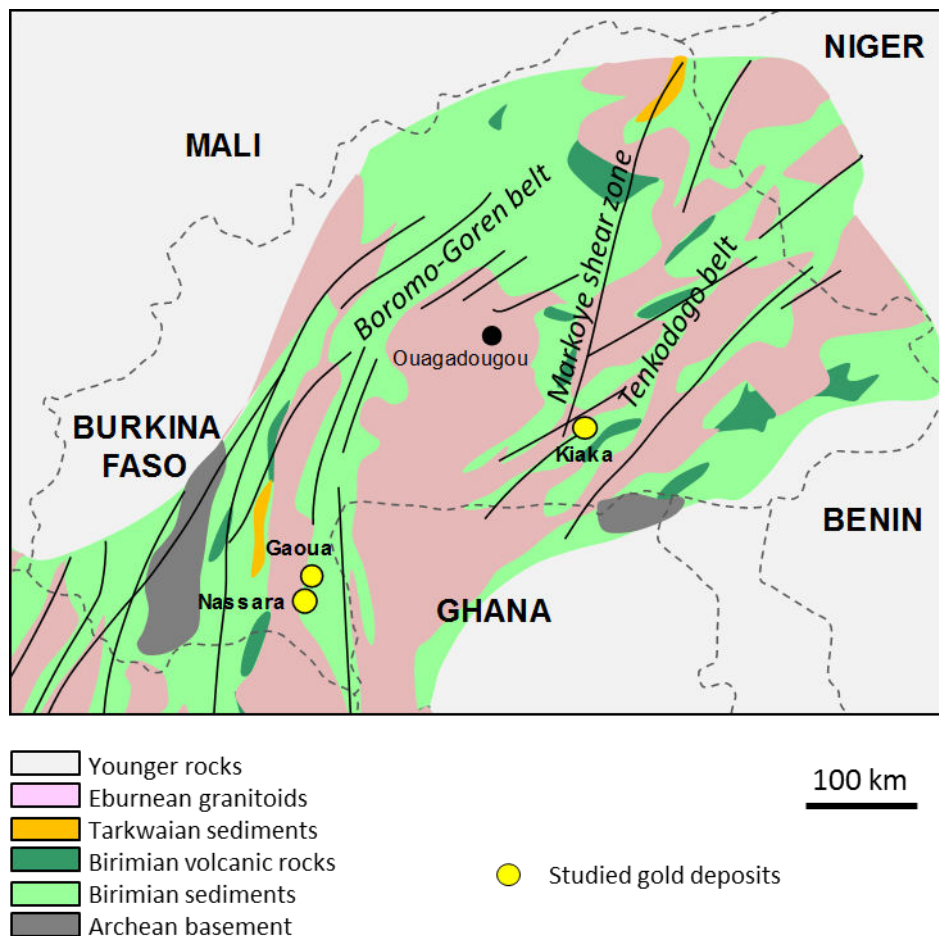


Figure 22 : Carte géologique du Burkina Faso indiquant l'emplacement des gisements étudiés

2.1. Contexte géologique

Le gisement de Nassara se situe sur une zone de cisaillement d'orientation NO-SE. La diversité lithologique de cette zone est représentée par des metabasaltes, des métaandésites-métadiorites, des pyroclastites et des schistes graphiteux, qui sont intrudés par des microdiorites et des microgabbros. Les roches présentent les traces de trois événements de

déformation distincts. La première déformation observée (notée $D1_{Na}$) est caractérisée par une schistosité $S1$ qui s'est développée au cours du métamorphisme de facies schistes verts qui s'accompagne de la cristallisation de chlorite, épidote et oxydes de fer. Cette schistosité est orientée ONO-ESE. Elle est recoupée par des bandes mylonitiques marquant le cisaillement transpressif $D2_{Na}$ orienté NO-SE. Cette schistosité $S2$ est marquée par des bandes de micas blancs et de quartz. Les mylonites indiquent une déformation en domaine ductile, qui évolue progressivement vers des conditions cassantes comme en témoignent le développement de réseaux de veines de quartz concordant à la schistosité $S2$. Enfin, une dernière phase de déformation $D3_{Na}$ est responsable de fractures orientées NE et d'une schistosité de crénulation.

La minéralisation aurifère se retrouve essentiellement dans deux lithologies : les andésites et diorites altérées, et les schistes graphiteux (Figure 23). Les roches magmatiques (andésites et diorites) ont subi une altération hydrothermale intense qui résulte en une paragenèse à quartz, chlorite, muscovite, albite, ankérite et pyrite. Localement, ces roches sont fortement altérées par des processus de carbonatation et d'albitisation qui ont conduit à un remplacement de la minéralogie primaire de ces roches. A ces altérations hydrothermales se superposent des veines de chlorite tardives. Les schistes sont fortement déformés, enrichis en micas et présentent des niveaux riches en pyrites. Les deux lithologies sont recoupées par les veines de quartz qui se sont formées lors de la $D2_{Na}$.



Figure 23 : Photographies des roches encaissantes de la minéralisation aurifère de Nassara. A : Andésites altérées avec pyrites disséminées. B : Andésites altérées minéralisées avec pyrites disséminées et veines de quartz. C : Schiste graphiteux avec pyrites disséminées et aux épontes de veines de quartz partiellement transposées

2.2. Description de la minéralisation aurifère

La minéralisation aurifère apparaît dans les zones ayant subi une altération hydrothermale, en association étroite avec les cristaux de pyrite. La pyrite se présente de deux façons (Figure

24) : disséminée dans les diorites et andésites sous la forme de cristaux xénomorphes riches en inclusions (muscovite, chlorite, rutile, sphalérite, chalcopryrite et cobaltite) ; et au sein des veines ou de leurs épontes sous la forme de cristaux généralement automorphes à la fois dans les diorites-andésites fortement altérées et les schistes. Les pyrites liées aux veines de quartz présentent un cœur xénomorphe riche en inclusions (ankérite, albite, pyrrhotite galène, sphalérite et chalcopryrite) et des surcroissances simples ou complexes dépourvues d'inclusions pouvant présenter des zones plus ou moins riches en arsenic.

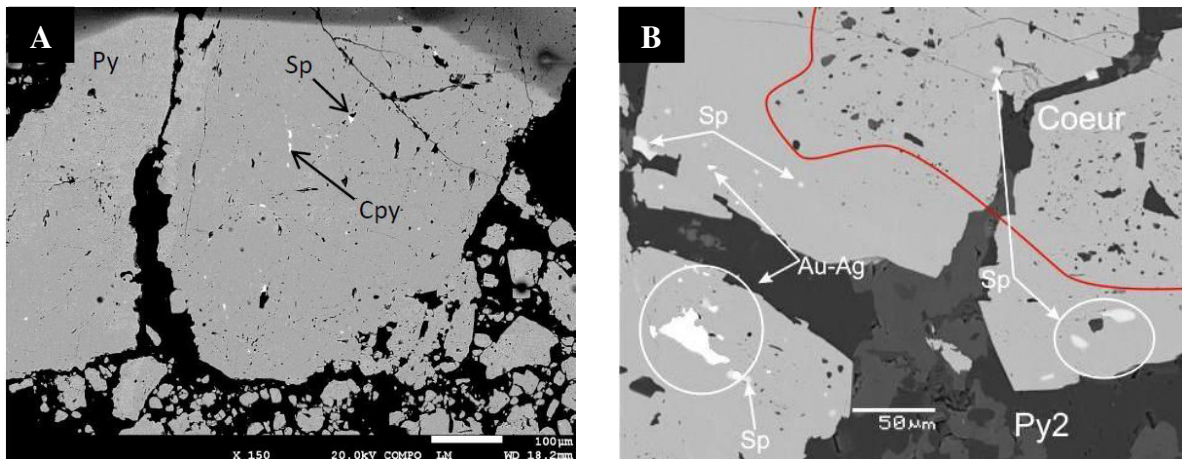


Figure 24 : Photographies prises au MEB en électrons rétrodiffusés des deux générations de pyrite (Py : pyrite, Cpy : chalcopryrite, Sp : sphalérite). A : Première génération de pyrites xénomorphes disséminées dans l'andésite contenant de nombreuses inclusions. B : Deuxième génération de pyrites présentant un cœur riche en inclusion et des surcroissances limpides contenant des inclusions de sulfures et d'or (photo P. Ouyi)

Des analyses LA-ICP-MS révèlent que les deux générations de pyrite contiennent des quantités non-négligeables d'or invisible (de 10 ppb à quelques ppm d'au). Cependant, l'or visible n'est observé que dans les surcroissances des pyrites associées aux veines de quartz, et en plus grande quantité dans les surcroissances enrichies en arsenic. La minéralisation aurifère majeure est donc liée aux zones de cisaillement créées lors de la phase D2_{Na}, ce qui argumente en faveur d'un caractère orogénique de la minéralisation. Par ailleurs, on observe une certaine similarité entre la minéralogie liée à la minéralisation de Nassara et celle de Gaoua. En effet, les deux gisements voisins présentent une première génération de sulfures pauvres en or et une seconde génération liée à l'épisode aurifère principal qui s'est formée lors de déformations cisailantes. D'après ces constatations et vue la proximité géographique des deux prospects, il est probable que l'événement orogénique observé à Nassara soit le même qui ait affecté Gaoua après la formation du porphyre cuprifère.

2.3. Datation de la minéralisation orogénique

Des pyrites de seconde génération encaissées dans les diorites fortement altérées ont été sélectionnées pour être datées et ainsi contraindre la minéralisation orogénique. Les pyrites situées dans les schistes graphiteux ont été évitées car, étant donné le caractère organophile du rhénium et de l'osmium, ces formations sont généralement enrichies en ces deux éléments, ce qui peut entraîner une contamination des pyrites et ainsi fausser les datations.

Tableau 12 : Données Re-Os des pyrites du gisement de Nassara

Echantillons	Minéraux	Masse échantillon (g)	[Re] (ppb) ¹	¹⁸⁷ Re (ppb) ^{1,2,3}	¹⁸⁸ Os total (ppt) ⁴	% ¹⁸⁸ Os blanc	¹⁸⁷ Os total (ppt)	% ¹⁸⁷ Os * ⁵	¹⁸⁷ Os * (ppt) ^{2,5}	¹⁸⁷ Os*/ ¹⁸⁷ Re ^{1,2,5}	Age (Ma) ^{2,6}
S02N71.9	Py	0,30409	1,47	0,95 ± 0,011	0,81	7,9	31,56	98,0	30,93 ± 1,10	0,0335 ± 0,0013	1982 ± 71
S02N71.9b	Py	0,30107	1,46	0,94 ± 0,012	1,92	3,4	33,83	96,5	32,64 ± 1,96	0,0357 ± 0,0023	2076 ± 124
S32N64.3	Py	0,30278	1,76	1,13 ± 0,012	0,55	11,8	40,06	98,7	39,55 ± 0,91	0,0357 ± 0,0010	2110 ± 51
S32N64.3b	Py	0,30326	1,64	1,05 ± 0,012	0,46	14,1	38,82	98,8	38,36 ± 0,83	0,0372 ± 0,0010	2158 ± 50
S32N64.3f	Py	0,30223	1,91	1,22 ± 0,013	0,70	9,2	42,30	98,7	41,70 ± 1,01	0,0348 ± 0,0010	2053 ± 53
S32N64.5	Py	0,32139	0,61	0,41 ± 0,012	0,76	8,5	14,08	95,8	13,49 ± 1,03	0,0349 ± 0,0029	2063 ± 160
S32N145.6b	Py	0,30209	0,67	0,44 ± 0,011	0,09	68,1	15,74	98,2	15,46 ± 0,55	0,0370 ± 0,0014	2154 ± 88

Notes:

- (1) Re data are blank corrected.
- (2) All listed uncertainties are 2 σ .
- (3) Uncertainty on ¹⁸⁷Re includes measurement precision, blank uncertainty, weighing errors and uncertainty on spike calibration.
- (4) Includes both common osmium contained in the sample and the contribution from the blank.
- (5) ¹⁸⁷Os* = ¹⁸⁷Os radiogenic only, calculated assuming a natural osmium ratio of ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os = 0,5 ± 0,4. Uncertainty on ¹⁸⁷Os* includes the uncertainty on this ratio, measurement precision, weighing errors, uncertainty on spikes calibration and uncertainty on standard measurements.

Les âges obtenus sur les pyrites analysées sont très variables (Tableau 12), le plus ancien étant de 2158 Ma (échantillon S32N64.3b) et le plus jeune de 1982 Ma (échantillon S02N71.9), et sont associés à des incertitudes relativement élevées allant de 50 à 160 Ma. Cette large incertitude peut être attribuée aux teneurs faibles en osmium et surtout en rhénium des échantillons. En effet, plus les teneurs sont faibles, plus elles sont difficiles à mesurer et plus la précision de la mesure diminue. La variabilité des âges, quant à elle, peut s'expliquer par une hétérogénéité de la distribution du rhénium et de l'osmium dans les cristaux de pyrite. En effet, les cristaux de pyrite de deuxième génération sont zonés. Or, si la composition du fluide hydrothermale a varié entre la cristallisation du cœur des pyrites et celle de leurs surcroissances, il est possible que ceux-ci présentent des teneurs en rhénium et en osmium différentes, perturbant ainsi la datation. De même, si le cœur et les surcroissances se sont formés à des périodes différentes, ils ont des âges différents et les âges calculés n'auront aucune signification géologique.

Toutefois, ces âges ont permis le calcul d'un âge moyen doté d'une incertitude raisonnable de 2094 ± 58 Ma (Figure 25). Cet âge de 2094 Ma correspond à la phase de déformation régionale D4 de l'orogénèse éburnéenne. Même si l'incertitude liée à l'âge ne permet pas une identification absolue de la phase de formation du gisement d'or orogénique de Nassara, l'âge moyen combiné à la comparaison des données structurales, et notamment l'orientation des structures D_{2Na} relevées sur le terrain, permettent d'attribuer préférentiellement cette déformation D_{2Na} à la phase D4 de l'orogénèse.

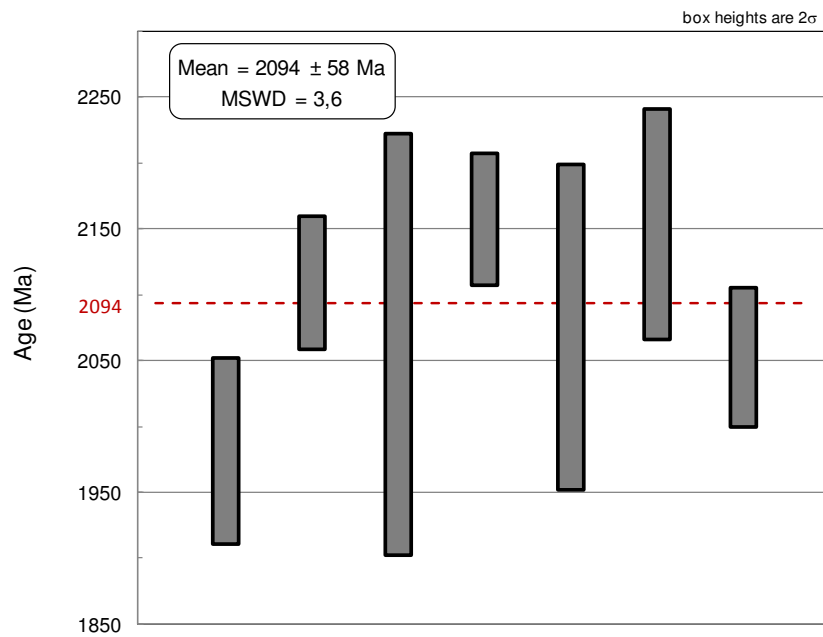


Figure 25 : Age moyen des pyrites de Nassara (Isoplot, Ludwig, 2008)

3. Le gisement de Kiaka (Burkina Faso) : Une minéralisation aurifère polyphasée au cours de l'évolution métamorphique crustale

Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article soumis dans la revue « Economic Geology » sous le titre « The Kiaka gold deposit (Burkina Faso): A record of Paleoproterozoic (Eburnean) orogeny in West Africa ». Il présente une description de la minéralisation du gisement de Kiaka et des roches encaissantes, ainsi que les résultats de la datation Re-Os de la minéralisation aurifère primaire. Il fournit également des contraintes de pression et de température sur les conditions métamorphiques dont l'évolution semble influencer la minéralisation.

The Kiaka gold deposit (Burkina Faso): A record of Paleoproterozoic (Eburnean) orogeny in West Africa

A. Fontaine ^{1,2*}, A.S. André-Mayer ¹, A. Eglinger ^{1,3}, K. Ada ⁴, L. Reisberg ⁵, E. Le Mignot ^{1,5}, J. Ganne ⁶, M. Poujol ⁷

¹ GeoRessources, Université de Lorraine-CNRS-CREGU, BP 70239, F-54506, Vandœuvre-lès-Nancy Cedex, France

² Institut national de la recherche scientifique, 490 rue de la couronne, G1K 9A9, Quebec City, QC, Canada

³ Center for Exploration Targeting, The University of Western Australia, 35 Stirling Highway, Crawley, Perth, Western Australia 6009, Australia

⁴ B2Gold Corp. Suite 3100, 595 Burrard Street, PO Box 49143, V7X 1J1, Vancouver, British Columbia, Canada

⁵ Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG), CNRS UPR2300, BP 20, 54501 Vandoeuvre-les-Nancy, Cedex, France

⁶ IRD, UR 234, GET, Université Toulouse III, 14 Avenue Edouard Belin, 31400, Toulouse, France

⁷ Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, OSUR, Université de Rennes 1, 35042, Rennes Cedex, France

*Corresponding author

E-mail: arnaud.fontaine@ete.inrs.ca

Keywords: orogenic gold deposit, intrusion-related gold deposit, Eburnean orogeny, metamorphism, magmatism, Birimian volcano-sedimentary belt, U-Pb and Re-Os geochronology.

Abstract

The Kiaka gold deposit is a recent major discovery in West Africa, with reserves of 4.86 Moz at 0.99 g/t Au (measured and indicated resources) and 1.01 Moz at 0.93 g/t (inferred resources). Located within the Manga-Fada N'Gourma greenstone and plutonic belts (South Burkina Faso), the deposit is hosted within a Birimian metasedimentary-metavolcanic sequence, which presents polyphased deformation structures. These Birimian greenstone-plutonic rocks were formed and deformed in an accretionary context followed by a period of arc collision during the Eburnean orogeny. Host rocks were affected by amphibolite facies metamorphism at 550°C and 7.5 kbars. This amphibolite metamorphism is interpreted as a contact metamorphic event, occurring repeatedly at a regional scale evidenced by the emplacement of a series of intrusive rocks in a late arc accretionary context. These include a dioritic intrusion, located in the vicinity of the ore zones, dated at 2140 ± 7.2 Ma (U-Pb on magmatic zircon).

Confined to deformed metasedimentary rocks, ore zones are characterized by phlogopite, clinozoisite mostly with traces of calcite, tourmaline in association with pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, arsenopyrite and rare lollingite. The gold mineralizing event has a minimum age of 2149 ± 36 Ma (Re-Os on pyrrhotite) during the long-lived D2 deformation. Some extremely high-grade zones are associated with late carbonatation and occur as hydrothermal breccia or quartz-carbonates veins containing visible gold. These were probably developed during reactivations of D₂-related shear zones.

The Au-As-B-Bi-Te metallic signature, mineralization styles, potassic proximal metasomatic and local calcic metasomatic signatures of the Kiaka deposit indicate similarities with both intrusion-related and orogenic gold systems. The structural features, mineralization styles and alteration assemblage are indeed typical of sediment-hosted gold deposits in metamorphic terranes worldwide. However, gold mineralization was emplaced during a critical period of the Eburnean orogeny, representing the transition from arc accretion to collision at circa 2.14 Ga, an event serving as an exploration guide in West Africa. Thus, the Kiaka gold deposit record the evolution of the thermal regime of the Eburnean orogenic crust.

Introduction

Metamorphic gold deposits, sometimes referred to as “mesothermal” deposits (Lindgren, 1933, Nesbitt et al., 1986), represent the main source for gold production in the world (Goldfarb et al., 2001). These ore deposits formed from the Paleoproterozoic (gold mineralization in the Pilbara craton dated at ca. 3.4-3.3 Ga; Neumayr et al., 1998) to the early Cenozoic (gold-bearing quartz veins in the Southern Alps formed during the last 7 Ma; Craw and Koons, 1989; Koons and Craw, 1991). The geological features common to all these deposits are that ore is (i) epigenetic and hosted by deformed and variably metamorphosed rocks in the mid- to shallow crust (Böhlke, 1982; Goldfarb et al., 2001, 2005), (ii) spatially associated with major crustal structures (Sibson et al., 1988; Colvine et al., 1988; Kerrich et al., 2000) and (iii) spatially and temporally associated with granitoids of variable composition (Colvine et al., 1988; Champion and Sheraton, 1997; Cassidy et al., 2002; Goldfarb et al., 2005; Doublier et al., 2014).

Orogenic gold mineralizations are the best known type of metamorphic ore deposits and are mostly observed in rocks of lower greenschist to lower amphibolite facies (Goldfarb et al., 2001; Groves, 2003), even if some studies have described systems in lower (Large et al., 2011) and higher metamorphic grade settings, from middle-upper amphibolite facies to granulite facies (Kisters et al., 2000; Powell et al., 1999, Tomkins et al., 2002; Kolb and Meyer, 2002; Ravenelle et al., 2010; Fu and Touret, 2014).

Among these mesothermal gold deposits, numerous cases of gold mineralization worldwide have been characterized as intrusion-related gold systems (Milési et al., 1992; Thompson et al., 1999; Baker and Lang, 2001; Lang and Baker, 2001; Blevin, 2004; Hart, 2007, McFarlane et al., 2011). Intrusion-related gold systems are a class of economically important gold deposits defined fairly recently based largely on well-studied examples in the Tintina Gold Belt of Yukon/Alaska (eg. Thompson et al., 1999, Thompson & Newberry 2000, Lang et al., 2000), but in the literature this term is applied to a wide range of deposits with very different characteristics (eg. mineralization styles, fluid compositions, metal signatures), granitoid associations (I-type intrusion, Yang et al., 2008) or tectonic settings (for details, see Groves et al., 2003; Goldfarb et al., 2005). Discriminating between orogenic and intrusion-related gold systems requires caution due to (i) strong hydrothermal alteration that affected these mid- to shallow crust systems, and (ii) the fact that the characteristics of orogenic lode gold deposits most closely mirror those of intrusion-related gold systems, particularly in terms

of fluid composition, metal assemblage, and alteration (Goldfarb, 2000). In Archean and Paleoproterozoic deposits, these similarities strongly argue that both intrusion-related and orogenic gold deposits can be considered as consequences of both magmatic and hydrothermal processes involved in accretionary to collisional, subduction-related orogens (Goldfarb et al., 2000; Goldfarb et al., 2001), with gold metallogenesis predating (Philipps and Powell, 2009; Tomkins, 2010) or following (Groves, 1993; Yeats, 1999; Stüwe 1998) the peak of regional metamorphism of the immediate host rocks.

Most occurrences of gold in the West African Craton (WAC) are hosted in greenstone belts and are described as orogenic gold deposits (Fig. 1) and many of them have been associated with orogenic processes related to the Eburnean orogeny (Milési et al., 1992; Oberthür et al., 1998; Goldfarb et al., 2001; Feybesse et al., 2006; Béziat, 2008; McFarlane et al. 2011; Le Mignot et al., 2015a submitted; Miller et al., 2015, this volume). Several authors have emphasized the polyphased character of these orogenic gold mineralization in Mali (Loulo mining district, Lawrence et al. 2013), and in Ghana (Wassa and Obuasi, Le Mignot et al., b, submitted in this volume). Recent studies demonstrate that some deposits might result from the superimposition of different gold mineralization styles. Le Mignot et al. (a and b, submitted in this volume) provide both structural and Re-Os geochronological evidences suggesting that the Damang and Gaoua gold deposits, were linked respectively to the superimposition of placer + orogenic gold and porphyry + orogenic gold events, each of these mineralization events being associated with a specific geodynamic stage of the Eburnean orogeny. In the Morila deposit, southeast Mali, McFarlane et al. (2011) and King (2012) highlighted the superimposition of two gold mineralizing events, the first being characterized as an intrusion-related gold system, the second being considered as an orogenic system. Several large tonnage examples in West Africa have been classified as intrusion-related gold deposits (Olson et al., 1992; Oberthür et al., 1998; Pigois et al., 2003; Allibone et al., 2004; Hammond et al., 2011; McFarlane et al., 2011).

This study documents the geological framework of the Kiaka gold deposit and emphasizes the importance of the tectono-metamorphic evolution of supracrustal rocks from the Manga-Fada-N'Gourma plutonic-greenstone belt (MFG; also called the Tenkodogo greenstone belt) during the Eburnean orogeny. This study is part of the new assessment related to the increase of mining activities in the WAC that has led to the development of new geodynamic models (Feybesse et al., 2006; Baratoux et al., 2011; Ganne et al., 2011). We furthermore (i) present

the spatial and temporal relations between deformation, metamorphism, magmatism and gold deposition, and (ii) discuss a genetic model for the gold mineralization, thus contributing to the debate concerning the spatial and chronological relationships (if they exist) between orogenic and intrusion-related gold deposits within greenstone belts. The analytical strategy included (i) the characterization of ore minerals and the establishment of their structural positions relative to the regional tectonic framework, (ii) the use geothermobarometers both on the ore itself and on the associated metamorphic assemblages to determine the *P-T* conditions recorded by the system and (iii) the acquisition of new geochronological constraints on both the magmatic (U-Pb LA-ICP-MS dating of zircon) and mineralizing (Re-Os ICP-MS & TIMS dating of pyrrhotite) events.

We argue here that the Kiaka deposit recorded part of the tectono-metamorphic evolution of the Manga-Fada N'Gourma belt, a plutonic and greenstone belt formed and deformed during the late stages of Birimian crust formation, at the transition between an accretionary-type orogeny and a collisional-type, and that it should thus be considered as an eastern equivalent of the Morila gold deposit.

Regional geological framework

The Kénéma-Man domain, an Archean nucleus, surrounded by the Baoulé-Mossi domain (Fig. 1), composed of Paleoproterozoic belts (Feybesse and Milési, 1994), is part of the Leo-Man Rise in the southern West African Craton (WAC). The Baoulé-Mossi is made up of Birimian greenstone belts intruded by TTG suites and granitoids (Dioh et al., 2006; Doumbia et al., 1998; Gasquet et al., 2003; Leube et al., 1990) formed between ca. 2.25 and 2 Ga (Feybesse et al., 2006). The Birimian greenstone belts comprise volcanic and volcano-sedimentary rocks. The volcanic rocks range from basalts to rhyolites with tholeiitic and/or calc-alkaline affinities. These geochemical signatures are compatible with the evolution from a tholeiitic oceanic crust (Leube et al., 1990; Ama Salah et al., 1996; Béziat et al., 2000; Baratoux et al., 2011) or an oceanic plateau (Abouchami and Boher, 1990; Boher et al., 1992; Vidal et al., 1996; Doumbia et al., 1998; Lompo, 2009) to juvenile calc-alkaline volcanic island arcs (Baratoux et al., 2011 and references therein). Tholeiitic volcanic activity is dated at 2.17 Ga by U-Pb on magmatic zircon (Taylor et al., 1992; Simeon et al., 1992; Hirdes and Davis, 1998). TTG suites are dated from ca. 2.25 to 2.10 Ga by U-Pb on magmatic zircon and represent a major period of crustal growth (Hirdes et al., 1996; Doumbia et al., 1998; Lüdtk

et al., 1998, 1999; Oberthür et al., 1998; Castaing et al., 2003; Gasquet et al., 2003; Feybesse et al., 2006; Agyei Duodu et al., 2009; Siegfried et al., 2009; Thomas et al., 2009). This magmatic episode was accompanied by the deposition of the Birimian volcano-sediments. Magmatism tends to be more differentiated until ca. 2.07 Ga, represented by potassic and peraluminous granites (Hirdes et al., 1992; Davis et al., 1994; Doumbia et al., 1998; Egal et al., 2002; Castaing et al., 2003). Plutonic rocks have been divided into three groups based on their petrography, geochemistry and radiometric ages by Baratoux et al. (2011) and on their airborne magnetic and radiometric signatures (Metelka et al., 2011). The first magmatic episode (ME1) is characterized by calc-alkaline biotite-amphibole bearing TTG suites dated from ca. 2.16 to 2.12 Ga. The second episode (ME2) is represented by calc-alkaline K-feldspar-biotite bearing granodiorite-granite intrusions dated between ca. 2.12 and 2.09 Ga. The third episode (ME3) is dominated by potassic K-feldspar bearing granites and restricted to late orogenic stages between ca. 2.11 and 2.07 Ga. Following the main period of magmatic accretion of the juvenile crust between ca. 2.20 and 2.15 Ga (Feybesse et al., 2006), the Baoulé-Mossi Paleoproterozoic crust was deformed during the so-called Eburnean orogeny from ca. 2.15 to 2.07 Ga (Bonhomme, 1962). This long-term geodynamic event is divided in two phases: the Eburnean I (Allibone et al., 2002), Tangean event (Tshibubudze et al., 2009; Hein et al., 2010) or Eoeburnean (Perrouy et al., 2012) between ca. 2.20-2.13 Ga and ca. 2.15-2.11 Ga (Baratoux et al., 2011) and The Eburnean II from ca. 2.10 to 1.98 Ga (Baratoux et al., 2011). The Tarkwaian sediments dominated by conglomerates and quartzites form discordant basins on the Birimian formations and are interpreted to represent syn- to late-orogenic sedimentary sequences with maximum age between ca. 2.17 to 2.12 Ga (Davis et al., 1994; Bossière et al., 1996; Perrouy et al., 2012).

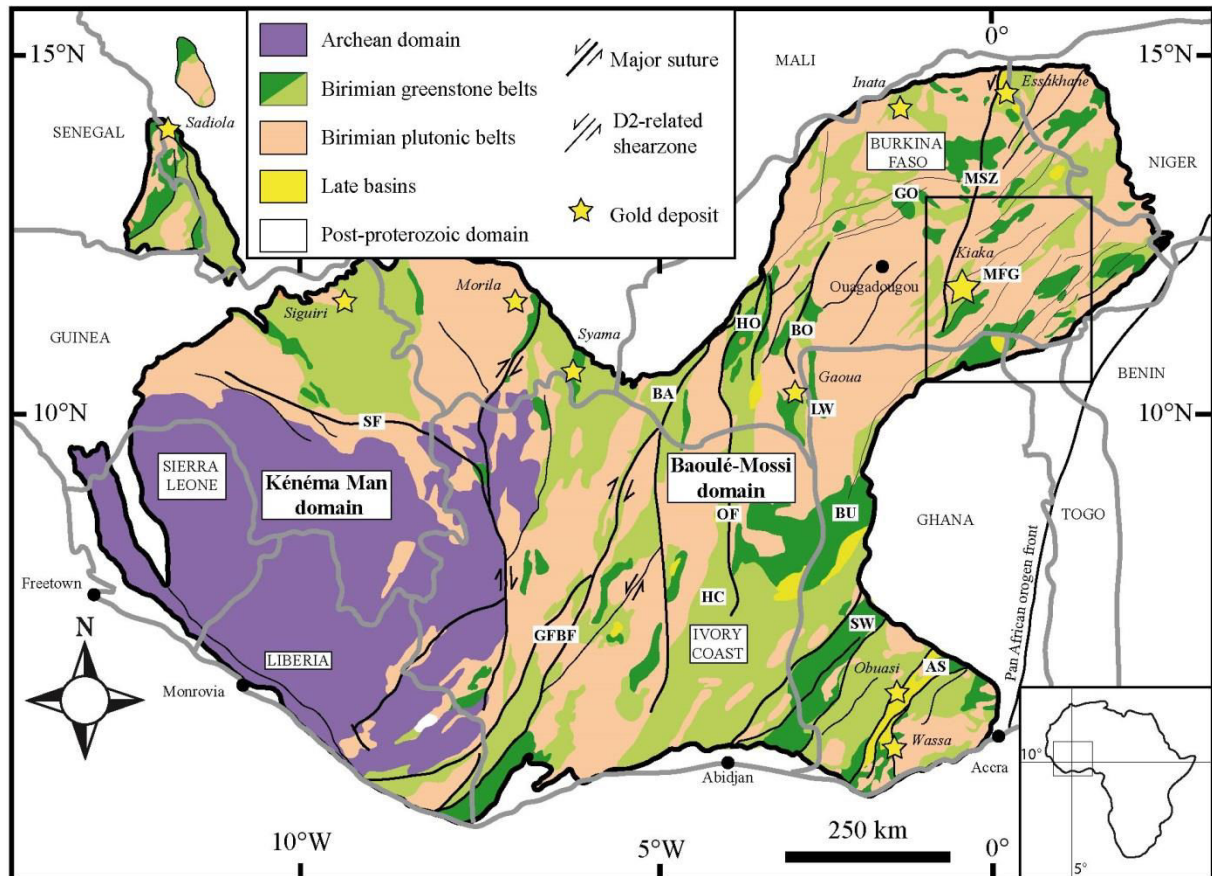


Figure 1: Geology of West African craton (modified after Castaing et al., 2003; Naba et al., 2003, Milesi et al., 2004, Vegas et al., 2008, Ganne et al., 2011). The Kénéma Man domain (Archean nucleus) and the Baoulé-Mossi domain (Paleoproterozoic juvenile crust) form two distinct domains separated by the Sassandra Fault (SF). Volcano-sedimentary belts include Banfora (BA), Houndé (HO), Boromo (BO), Lawra, Goren (GO), Bui BU, Ashanti (AS) and Sefwi (SW), Haute Comoé basin (HC) and Manga Fada-N’Gourma belt (MFG). These belts are separated into dark green for mafic volcanics rocks and light green for volcanosedimentary rocks and intermediate to felsic igneous rocks (Baratoux et al., 2011). A spatial association between gold deposits of the Baoulé-Mossi and major structures such as the Grenville-Ferkessedougou-Bobo-Dialouso (GFBF), Ouango-Fitini (OF) and Markoye (MSZ, this study) shear zone is observed in the Baoulé-Mossi domain.

Two distinct models have been published during the last three decades to explain the Eburnean tectonic accretion. Based on geochemical and structural data, some authors argued for an accretion by gravity-driven ‘Archean-style’ vertical tectonics by a combination of transpressive shear zones and lateral crustal spreading (Pons et al., 1995; Vidal et al., 1996, 2009) while other authors invoked crustal thickening by large-scale thrusting, in agreement with lateral modern-type tectonics (Milési et al., 1989, 1992; Castaing et al., 2003; Feybesse et al., 2006). More recently, based on the recognition of a blueschist relict metamorphic event, Ganne et al. (2011, 2014) proposed that the Birimian crust evolved from an accretionary orogen characterized by subduction at ca. 2.15 Ga to an arc collisional orogen at ca. 2.10 Ga.

It is expected that greenstones were initially buried along a cold M1 geothermal gradient with temperatures ranging from 400 to 450°C. TTG suites (ME1 described by Baratoux et al., 2011) were emplaced in this subduction-driven geodynamic setting (Ganne et al., 2014). Amphibolite and granulite facies were reached during the burial of these units and by heating due to contact metamorphism after ca. 2.15 Ga, under moderate M2a geothermal gradients, with temperatures ranging from 250 to 650 °C (Ganne et al., 2011). A continuous retrogression following the M2a event occurred during a period of exhumation with temperature ranging from 200 to 450 °C, under elevated M2b geothermal gradients (Ganne et al., 2011). This event is characterized by abundant chlorite ± phengite crystallization and multiple hydrothermal alterations linked to mineralized fluids. In this context of thickening caused by arc collision, both re-melting of CaO-rich TTGs and anatexis of meta-sediments occurred and produced potassic and peraluminous granitoids described as ME2 and ME3 by Baratoux et al. (2011). This voluminous magma input is responsible for the M2a+b contact metamorphism observed in the thermal aureoles of granitoids (Ganne et al., 2014).

The Baoulé-Mossi Paleoproterozoic juvenile domain (Abouchami and Boher, 1990; Boher et al., 1992 and Taylor et al., 1992) hosts several gold deposits within deformed volcanic and sedimentary rocks that have undergone regional greenschist facies metamorphism, and have locally reached the amphibolite facies (Beziat et al., 2000). In Burkina Faso, Milesi et al. (1989, 1992) described two gold mineralization events, which they identified as syn-orogenic and late-orogenic deposit types respectively. More recent investigations on gold deposits in West Africa suggest several types of gold deposits (Miller et al., 2015a and this special issue): the Tarkwa-type (the Damang deposit; Pigois et al., 2003), the Wassa-type (Perrouy et al., 2012; Miller et al., 2015b), the Nassara-type (Nassara and Syama deposits; Le Mignot et al., a, submitted in this volume), the Morila-type (McFarlane et al., 2011 and this study). Some large deposits (eg. Siguiri, Obuasi, Morila, Sadiola) are more complex and probably represent multi-stage hybrid deposits (Lawrence et al., 2013 and this study).

Geology of southeastern Burkina Faso: the Manga-Fada N’Gourma area

The southeastern part of Burkina Faso is characterized by low- to high-grade tectono-metamorphic domains, which are transected or limited by high-strain shear zones (i.e. Fada N’Gourma belt described by Naba et al., 2004 and Ganne et al., 2011, Fig. 2). The area is affected by the Markoye shear zone (MSZ), a major N-S crustal structure (Fig. 2) extending over hundred of kilometers. This zone recorded several reactivation events (Tshibubudze et al., 2009) and hosts several orogenic gold deposits within the Aribinda-Essakhane (Essakhane), Bouroum-Yalago (Guibaré, Gangaol, Taparko) and Manga-Fada-N’Gourma (this study) greenstone belts. The Kiaka gold deposit is located at the intersection between the MSZ and several smaller NE-SW shearzones (Fig. 2). These shear zones run roughly parallel to the tectono-metamorphic domains described as the Manga-Fada N’Gourma belts also oriented NE-SW, which are composed of volcanic and metasedimentary units, described as greenstone belts, bounded by plutonic belts (Hottin and Ouédraogo, 1976 and 1992; Castaing et al., 2003; Naba et al., 2004; Vegas et al., 2008). Greenstone belts are composed of mostly metamorphosed pelites, greywackes and volcanic rocks, including basalts, andesites and pyroclastites (Hottin and Ouédraogo, 1975; Castaing et al., 2003). Greenschist metamorphism has affected these rocks that reached, locally (eg. in contact aureoles of granitoids), the upper amphibolite metamorphic facies, (Castaing et al., 2003; Ganne et al., 2011). Plutonic rocks have been distinguished based on their petrology and radiometric age (Castaing et al., 2003). The first group is made up of banded calc-alkaline TTG suites (Castaing et al., 2003) and appears to correspond to the ME1 magmatic episode described by Baratoux et al. (2011). These TTGs were dated at ca. 2.17 Ga (Castaing et al., 2003). TTGs were subsequently intruded by non-foliated potassic biotite bearing granites (Naba et al., 2004; Vegas et al., 2008), forming the second group. This group of late potassic granitoids, dated from ca. 2.13 to 2.11 Ga (Castaing et al., 2003), seems to fit with the the ME2 or ME3 magmatic episodes of Baratoux et al. (2011).

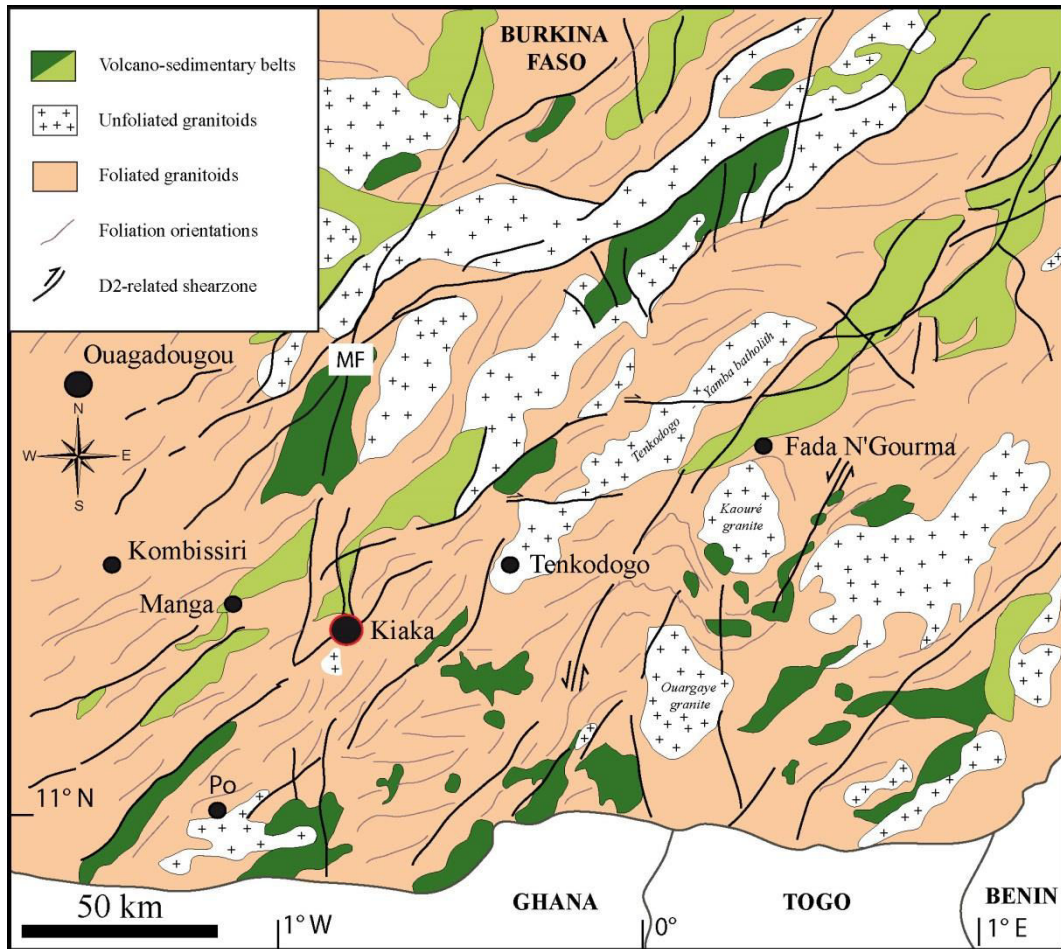


Figure 2: Geology of the Manga-Fada-N'Gourma area (compiled after Hottin et Ouédraogo, 1975; Milési et al., 1992; Castaing et al., 2003; Naba et al., 2004 and Vegas et al., 2007).

Local geology and deposit geometry

The geology of the Kiaka gold deposit is closely associated with the volcano-sedimentary units of the Manga-Fada-N'Gourma greenstone belt, roughly oriented NE-SW (Fig. 3), and characterized by polydeformed metapelites, feldspar porphyry metagreywackes and quartz-biotite or quartz-muscovite schists locally in contact with diorite (Fig. 4) and amphibolite volcanic rocks (eg microgabbro or metabasalts). Shear zones juxtaposed these units and mineralization occurs within them or in sedimentary rocks (Fig. 3). The quartz-biotite metagreywackes (Fig. 4B) host most of the gold mineralization, which can also be associated with hydrothermal breccia in metapelites.

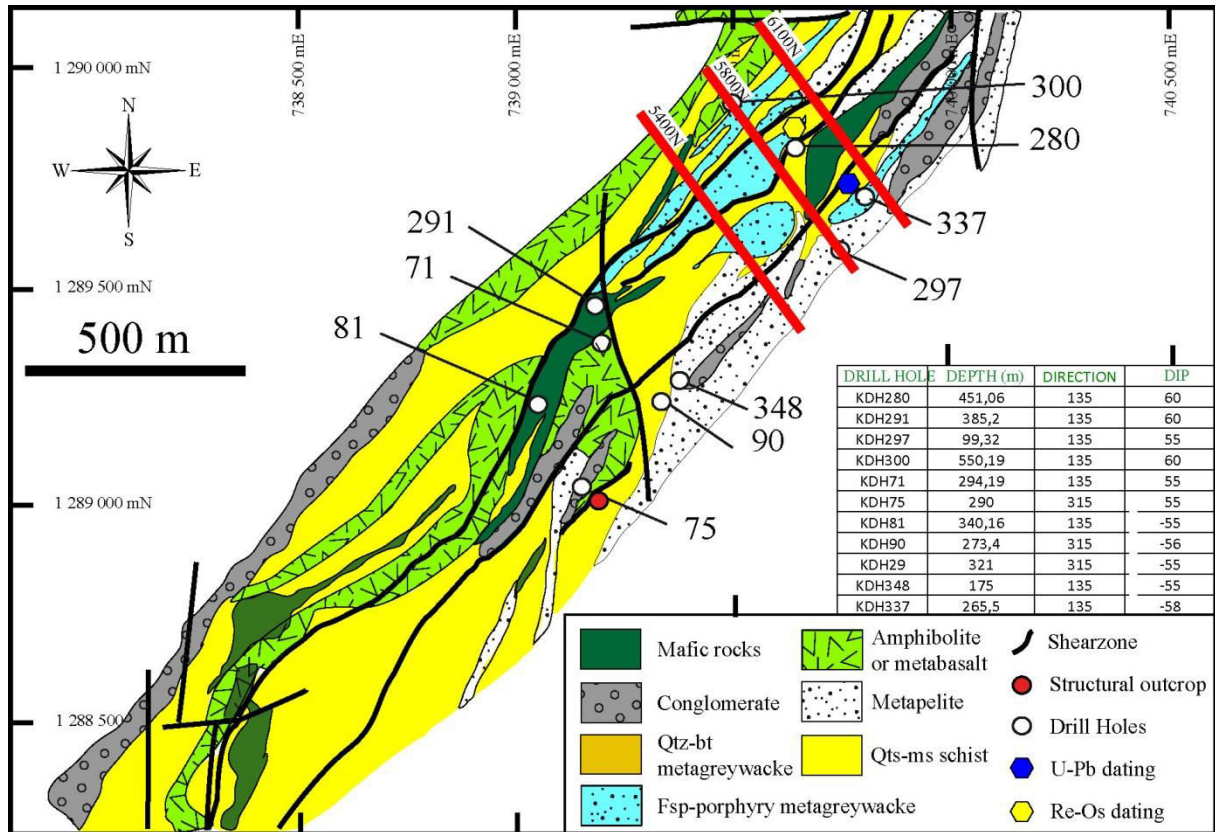


Figure 3: Geology of the Kiaka deposit and drillhole and cross-section locations. The KDH300 drillhole was sampled for petrographic study and P-T estimation. It provides a good example of the typical gold mineralization at the contact between quartz-feldspar metagreywacke and basalt. The Re-Os dating was performed on the metagreywacke of the KDH280 drillhole and U-Pb dating on the KDH337 drillhole.

The plurimetric alternance (10-15 m) of Birimian sediments (eg. feldspar porphyry metagreywacke and quartz-muscovite schist, metapelites), volcanic rocks (eg. microgabbro, diorite) and volcano-clastic rocks (orthopyroxene-garnet volcanoclastite) is manifested in elongated shapes along the main north-east trending metamorphic foliation and affected by isoclinal folds (Fig. 4). Most of these units (Fig. 5A) are stretched along the mineral lineation associated with this planar fabric. The feldspar porphyry greywacke has been affected by shearzones that juxtaposed these units with volcanic, intrusive and volcano-clastic units.

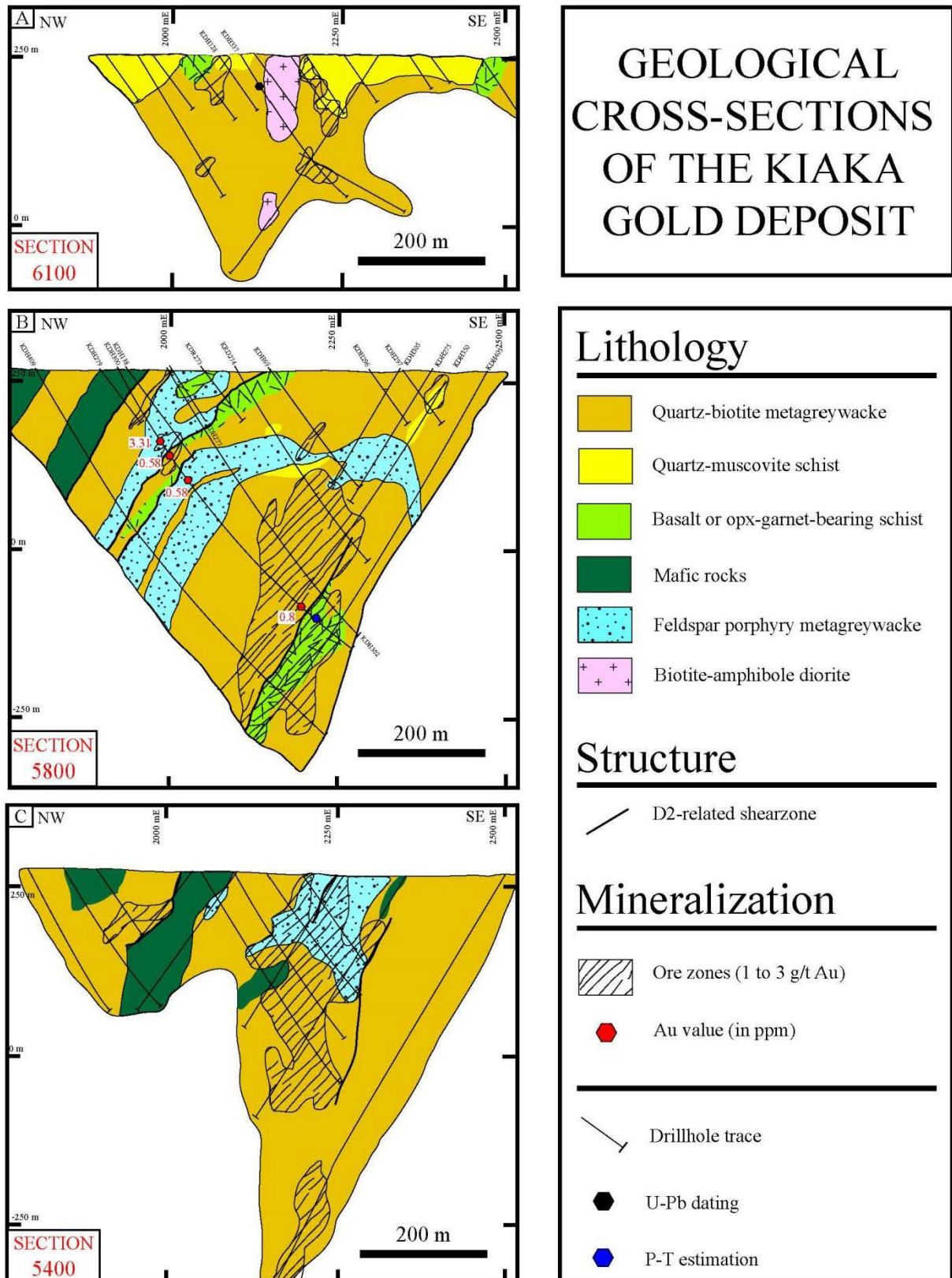


Figure 4: NW-trending cross-sections (6100, 5800 and 5400) showing structural pattern and relationship between lithology and ore bodies (1 to 3 g/t Au). The 6100 section illustrates the relationship between the porphyric diorite, metagreywacke rocks and gold mineralization while others (5400 and 5400) show structural and lithological control on ore bodies.

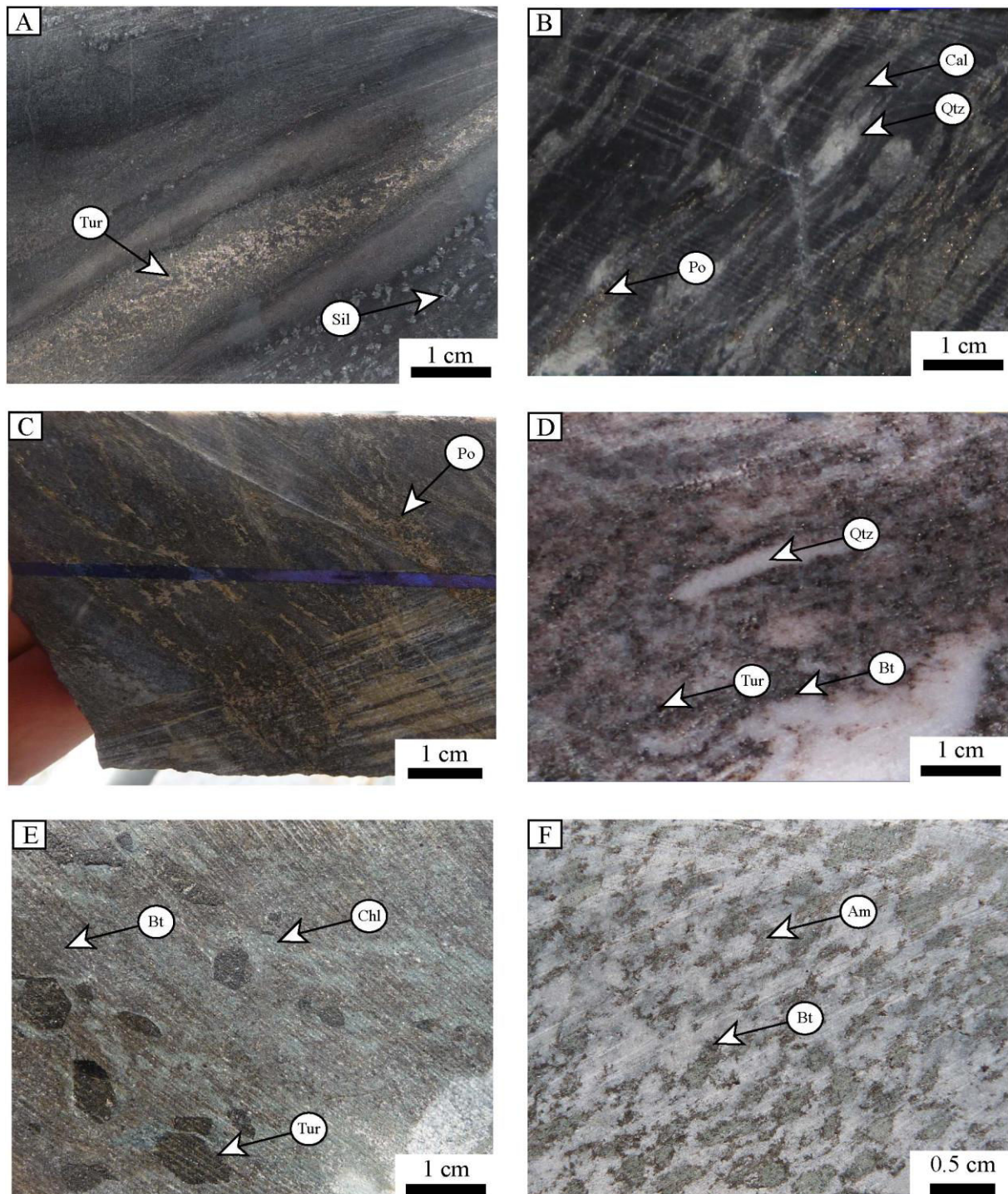


Figure 5: Macroscopic examples of key samples from the Kiaka Main Zone. Aluminosilicate-bearing metapelites (A and B, KDH348-44.5 and 54.8) and mineralized metagreywacke (C, KDH280-101) host the bulk of the gold mineralization. Intense silicification (C), biotitization (D, KDH29-311.8) and tourmalinization (E, KDH291-56.2) are main alteration types. The porphyric diorite intrusion (F; KDH337-44.1) is also found at the vicinity of ore shoots.

Structural events

Investigation of the structural framework was based on oriented drill hole descriptions (Fig. 3) and on the rare outcrops located in the metagreywacke (Fig. 6). Interbedded sedimentary rocks appear to be affected by several folding events and metamorphic foliations (Fig. 6). DK_X , SK_X , PK_X will be used to respectively describe the Kiaka deformation event(s), foliation(s) and folding event(s).

D1_{Ki} event: Early penetrative foliation related to N-S shortening

The first event $D1_{Ki}$ is suggested by the presence of PK_1 relic folds (Fig. 6A) defined by a wide range of fold axis orientations (N135 to N184) with a moderately plunging axis (N45 and 60°) that diverged from the other isoclinal folds with axial planes parallel to the SK_2 foliation. Limbs of folds are partially transposed or completely stretched during the development of the regional schistosity SK_2 in the mylonitic zones.

D2_{Ki} event: shear-related folds, shearzones related to NNW-SSE shortening

Stretching and mineral lineations LK_2 (Fig. 6B) N352 to N70 with moderate plunges from 52° to 64°, are associated with schistosity axial plane SK_2 associated with shear-related folds (Fig. 6C and D) and shear zones oriented N50, steeply plunging to the North, are also observed (Fig. 2, and Fig. 3). σ -type porphyroclasts and shear bands indicate a reverse sinistral movement as the last displacement event along a strike-slip conjugate fault system (Fig. 6C). These shear zones seem to structure the distribution of the volcano-sedimentary units of the Manga-Fada-N'Gourma area 1. This long-lived event also affects sulfide assemblages (Fig. 6D) and played a major role in controlling ore distribution.

D3-4_{Ki} events: Late fracture-controlled veining associated with reactivation along shear zones

Brecciation, shear zones and veining are observed locally within the $D3-4_{Ki}$ structures. Based on their orientations and crosscutting relationships, we made a distinction between $D3_{Ki}$ (N10°) and $D4_{Ki}$ (N100°) structures that potentially developed at the same time, in a fragile-ductile set of fractures. Quartz veins with slivers of altered metagreywackes, quartz-carbonate-phlogopite and quartz or quartz-carbonate extensional veins form a stockwerk or hydrothermal breccia, preferentially developed at the contact between the sedimentary

sequence and mafic rocks. D_{3Ki} shear veins are SE or NW-oriented and are strongly and steeply plunging whereas D_{4Ki} veins are EW-oriented quartz-carbonate veins displaying mainly low-angle plunging (typically 15°; Fig. 6).

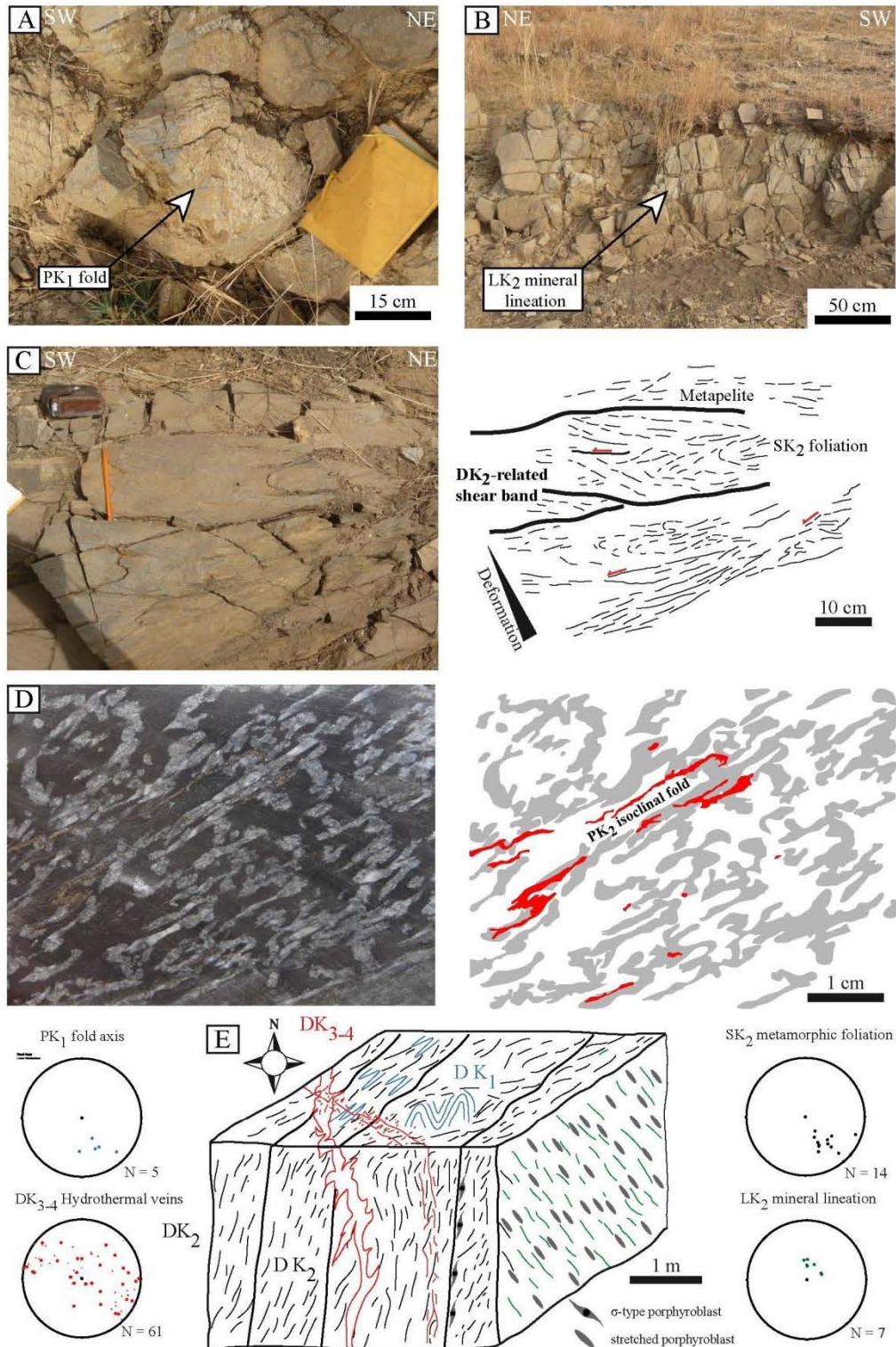


Figure 6: Structural attributes (A, B, C and D), stereoplots and idealized 3D structural diagram (E). PK1 folds (A) are more open than isoclinal PK2 folds (C) and appear as relicts preserved from the transposition during D2 deformation. Note that pyrrhotite aggregates (red) are affected by SK2 foliation (D) and aluminosilicate porphyroblasts (grey) are muscovite-rich and kyanite is also found as relicts. SK2 shear bands are also observed (C and D; right side panels are sketches of photographs shown on left side) and are associated with LK2 mineral lineation (B). Hydrothermal veins show a wide range of dipping angles with a NE-SW trending orientation (outcrop location: long. 739288; lat. 1289019; UTM WGS84).

Hydrothermal alteration

Hydrothermalism (Fig. 5E and 7) occurred during the D3-D4_{Ki} structural events and is responsible for an intensive brecciation or a penetrative alteration (Fig 5). Biotite is present i) as phlogopite in quartz-carbonate veins, and ii) in association with tourmaline and sulfides (Fig. 5D and Fig. 7). These assemblages illustrate the complexity of the hydrothermal alteration, probably controlled, in part, by the lithological diversity (mafic units, metapelites, micaschists). A chlorite-calcite assemblage is observed as a weak pervasive alteration or as D4_{Ki} thin veinlets crosscutting D3_{Ki} shear veins and breccia. Some of the quartz-carbonate veins have undergone calcic alteration zoning composed of clinozoïsite-calcite (Fig. 8). Clinozoïsite shows a poeciloblastic texture suggesting a saussuritization of plagioclase. Figure 7 shows an example of early sulfide deposition with biotite + tourmaline hydrothermal alteration crosscut by a chlorite + calcite vein and alteration halo. The diorite (Fig. 5F) is affected by sericitization with calcite in foliated domains.

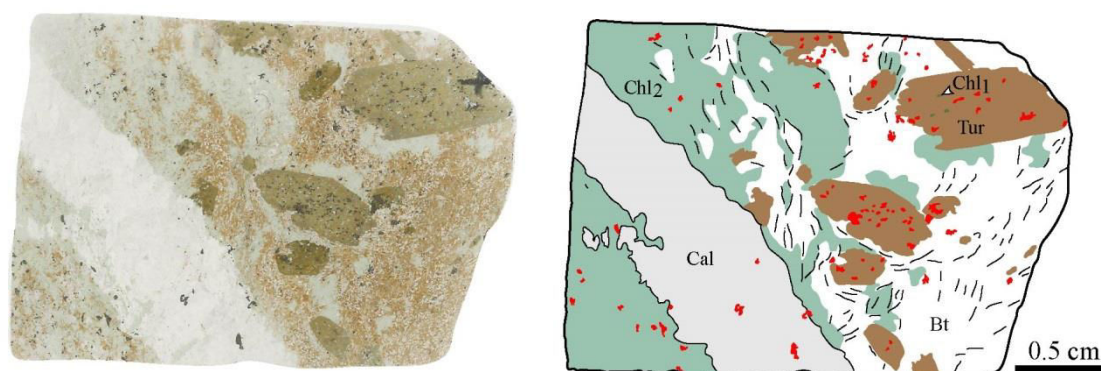


Figure 7: Example of surimposed hydrothermal stages from the Kiaka ore zone (KDH291-56.2; Fig. 4B et Fig. 5D). A calcite vein is associated with a pervasive chlorite alteration (Chl2) that breaks and rotates tourmaline subeuhedral phenocrystals. Pyrrhotite, chalcopyrite and pyrite are the main sulfides present while biotite aggregates are intergrown with clinozoïsites and titanite. Tourmaline contains sulfides, chlorite (Chl1) and amphibole as inclusions. Sulfides are indicated in red.

Mineralization

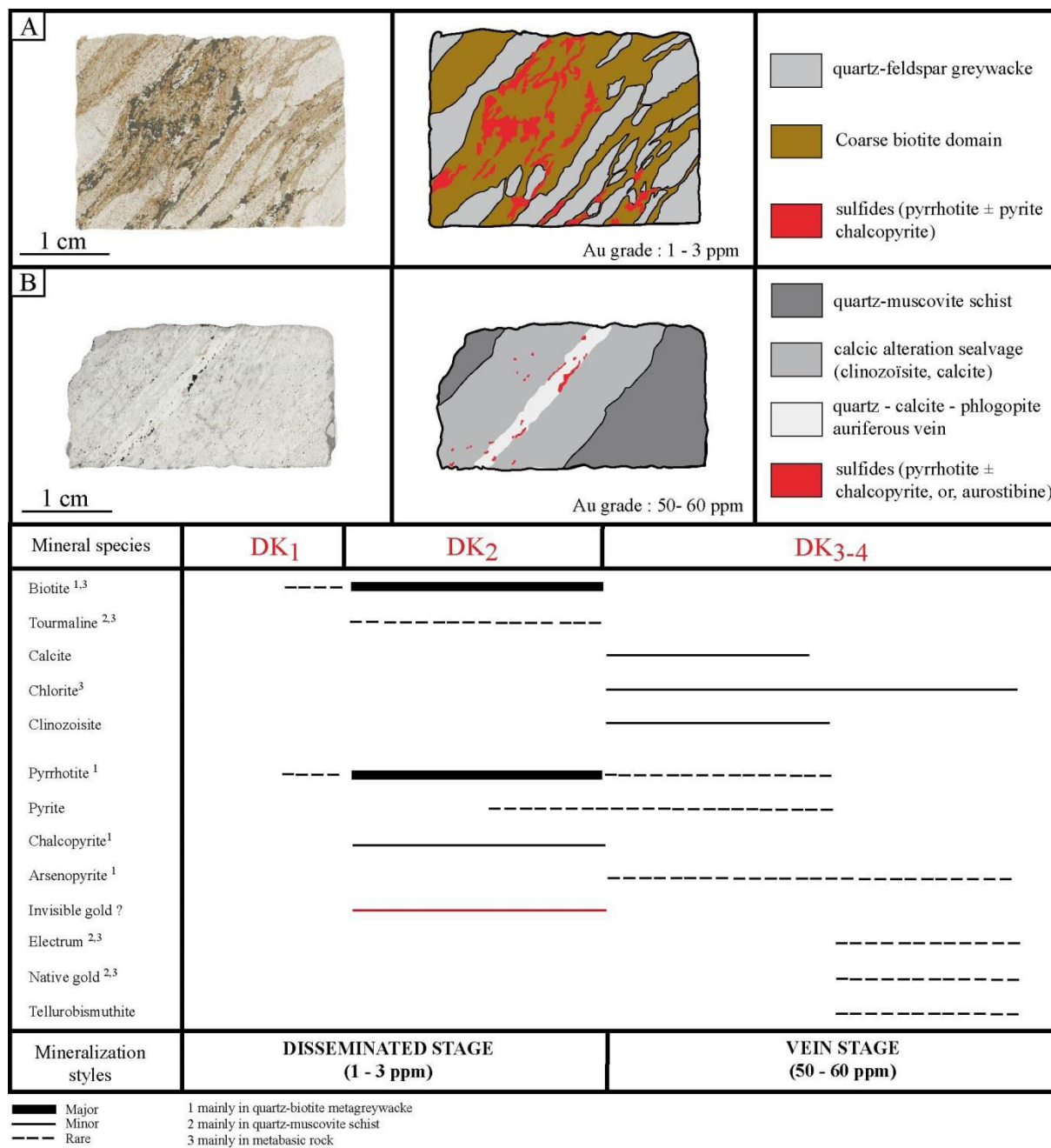
The High-grade zone (1 to 3 g/t Au): Disseminated stage with K metasomatism

The Kiaka gold deposit has an average grade of about 1 g/t Au. Ore shoots are roughly colinear with the LK₂ lineation (Fig. 4 and Fig. 6) but sometimes appears as following

stratigraphic folded contacts or D2-related shear zones (Fig. 4B and C). Most of the gold mineralization is hosted by the quartz biotite or the feldspar-phyric metagreywacke (Fig. 8, A). A repetition of high-grade and low-grade zone (between 0.5 to 1 g/t Au) is observed from NW to SE, a feature that we interpreted as arising from the presence of isoclinal folds and D2-related shear zones. Massive biotitization and pyrrhotite with traces of pyrite and chalcopyrite appear as xenomorphic aggregates stretched along the main SK₂ metamorphic foliation (Fig. 8A, Fig. 9A and B). Biotite forms elongated sheets that contain various amounts of clinozoïsite and tourmaline. Aluminosilicate-bearing metagreywackes also contain arsenopyrite in association with pyrrhotite and löllingite (Fig. 9, C). Pyrrhotites also fill necks associated with stretched fibrous silimanite (Fig. 9A).

Highly anomalous gold zone (50 to 60 g/t Au): Vein stage with Ca-Mg metasomatism

Rare visible gold is sometimes observed in i) contact zones between sedimentary and volcanic units and ii) within micaschists and metagreywackes as quartz-phlogopite-carbonates veins (Fig. 8D). These zones are discontinuous, appearing as vein or hydrothermal breccia with quartz, carbonates with clinozoïsite and muscovite in vein selvages. Gold electrum is found in i) fractures within pyrrhotite, arsenopyrite (Fig. 9E), chalcopyrite and clinozoïsite, ii) inclusions in phlogopite or ii) in chlorite sheets. Visible gold is also associated with bismuth telluride, which occurs as inclusions in pyrrhotite or in chlorite sheets (Fig. 9F). Finally, fractures in arsenopyrite (with Co-rich domain) are associated with electrum (Fig. 9E) and aurostibite was found in association with quartz-phlogopite-carbonates veins.



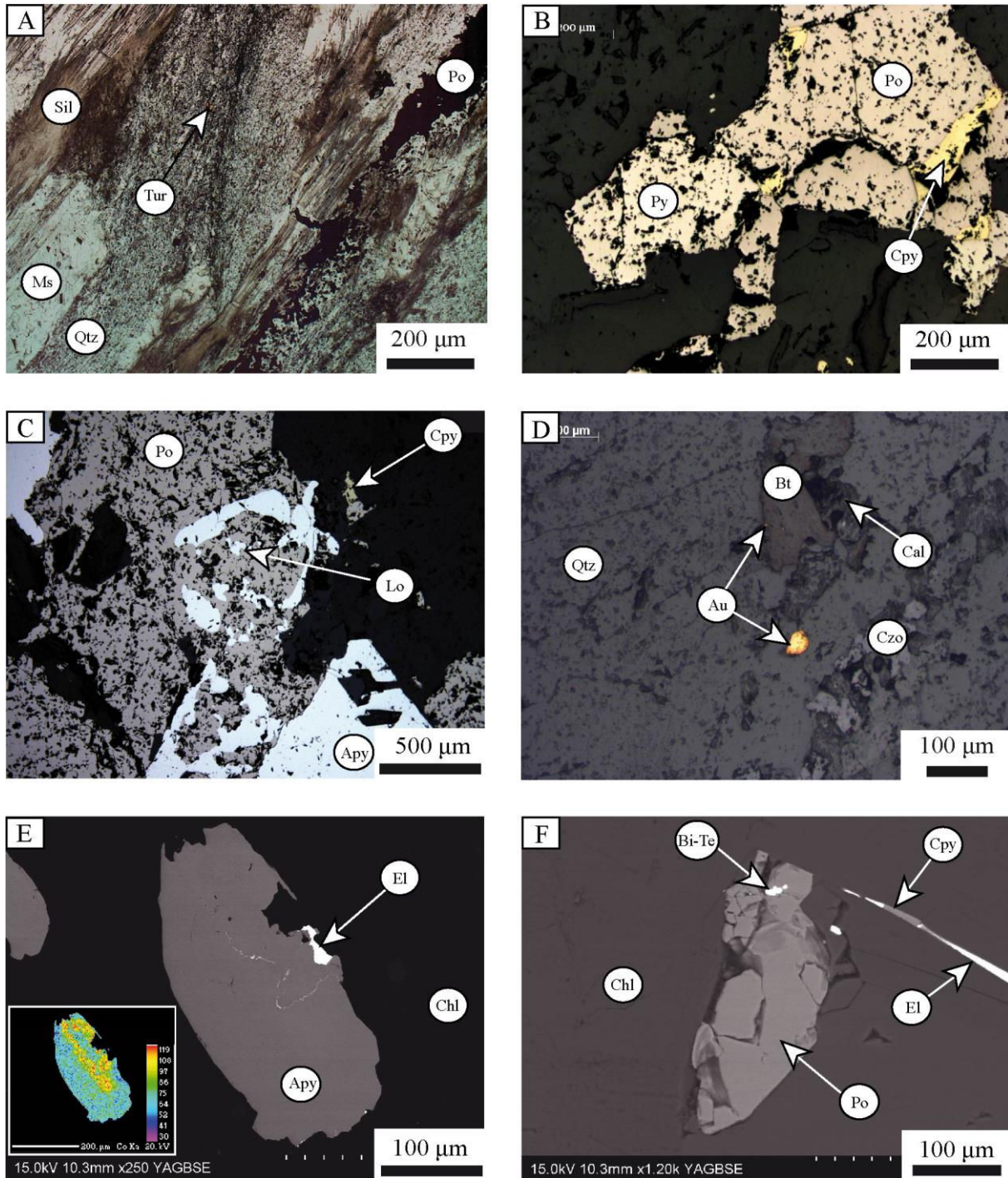


Figure 9: Relationships between sulfides and gold occurrences. Pyrrhotite-pyrite-chalcopyrite assemblage in aluminosilicate-bearing (A, KDH348-44.5) or quartz-biotite metagreywacke (B, KDH300-130) is the main sulfide assemblage in the ore zones (sampled for Re-Os dating). Arsenopyrite-Lollingite appears in replacement texture within pyrrhotite in metapelites (C, KDH348-139) and is also found in association with chlorite + calcite assemblage (E, KDH29-318.7). Electrum is sometimes associated with arsenopyrite (E) and native gold is found in association with a quartz-carbonate-phlogopite vein on one location (D). During massive chloritization, pyrrhotite is found in association with electrum, chalcopyrite and contains inclusions of bismuth telluride (F).

Geochemical and Isotopic Analytical techniques

Geochemical analyses of whole rocks and minerals

Major and trace elements (Table 1) were determined by ICP-AES and ICP-MS at the Service d'Analyse des Roches et des Minéraux, Nancy (SARM, CRPG-CNRS, France) on four whole-rock samples from the volcano-sedimentary (KDH291-56.2, KDH348-44.5-54.8, KDH75-64.9) and magmatic units (KDH337-44.1). Sample preparation, analytical conditions and limits of detection are detailed in Carignan et al. (2001). Data are presented in Table 1. SEM (Hitachi S-4800 and JEOL J7600F) and microprobe analyses (Table, 2, 3, 4 and 5) by electron microprobe CAMECA SX100 were performed at GeoRessources (Nancy, France). For analyses and quantitative mapping, an accelerating voltage of 20kV, beam current of 12nA and peak counting time 10 to 20s were used. Chlorite, biotite and tourmaline data are presented in Tables, 2, 3 and 4.

Metamorphic modelling

Pseudosection approach appears appropriate for assessing changing mineral paragenesis in rock types of homogeneous composition. The P-T pseudosections were calculated for the $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{MnO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ system, using bulk rock compositions obtained by XRF analysis and for subsolidus H_2O saturations conditions. The original composition of samples was not modified to fit this 10-component system, except for ferric iron transformed into ferrous iron using the following equation:

$$M \text{ Fe}_{\text{total}} = M \text{ FeO (wt \%)} = 0.9 \times M \text{ Fe}_2\text{O}_3 \text{ (wt \%)}.$$

Mineral chemical analyses within rocks were carried out at the GET at Université Toulouse III, France, using a Cameca SXFIVE electron microprobe analyser (Table 6). Operating conditions were 15 kV, 20 nA, 1–5 μm beam size and counting time of 10 s per element. CO_2 was neglected because no carbonates were observed in the meta-sedimentary rocks analysed. Pseudosections were constructed using the *Perple_X* software version 6.6.8 (Connolly and Kerrick, 1987; Connolly, 2005, 2009) and the thermodynamic database *hp02* of Holland and Powell (1998, revised 2004). For solid solutions, we used the internally consistent thermodynamic dataset termed *solution_model.dat* (December 10, 2014; available at www.perplex.ethz.ch/).

ICP-MS and N-TIMS Re-Os dating

Re-Os dating on sulfides (Stein et al., 2000; Brenan et al., 2000; Reisberg and Miesel, 2002, Selby and Creaser, 2004; Mathur et al., 2005; Cardon et al., 2008; Lü et al., 2011, André-Mayer et al. 2014) is a useful tool for the study of ore deposits involving sulfidation. Sulfide powders, added with an appropriate quantity of a mixed ^{185}Re - ^{190}Os spike and 0.1 mL of hydrogen peroxide, were dissolved in reverse aquia regia (2 mL HCl, 5 mL HNO₃) using a high pressure asher (HPA-S Anton Paar). After sample digestion, Os was separated by liquid-liquid extraction into liquid bromine (Birck et al., 1997), whereas Re was extracted from the residual solution by anion exchange using chromatographic columns (AG1 X8 resin). Os was then purified by micro-distillation. Re measurements were made using an inductively coupled plasma mass spectrometer (ICP-MS) (Neptune, in CRPG, Nancy). Instrumental mass fractionation was regularly monitored during measurements using a 0.3 ppb Re standard. Os was analyzed by negative thermal ionization mass spectrometry (N-TIMS; Creaser et al., 1991; Völkening et al., 1991) using a Finnigan MAT 262 instrument, CRPG). Instrumental mass fractionation was corrected iteratively off-line by assuming that the true $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio of the sample lay on a mixing line between the spike (5.00736) and natural (3.08271) values. Corrections for isobaric interferences of isotopically heavy oxides were done using the oxygen isotopic composition of Nier ($^{17}\text{O}/^{16}\text{O} = 0.0003708$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 0.002045$).

Total Os blanks linked to chemical preparation and mass spectrometric measurements range from 0.04 to 0.16 pg (3 analyses). The ^{187}Os contents of these blanks are comprised between 0.01 and 0.08 pg and are considered as insignificant when compared to the quantities of radiogenic Os in the samples. Re blank values are higher, ranging between 3.9 and 8.3 pg. They nevertheless always represent less than 0.4% of the quantities of the Re present in the samples. Uncertainties related to the blank characterization are included in the total uncertainties.

During the period of analysis, the $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio of our in-house standard was 0.1739 ± 0.0005 (2σ , $n=52$), which agrees with the value obtained for this standard over the past 10 years. Eight replicates of the Henderson molybdenite standard yielded an average age of 27.75 ± 0.15 Ma (2σ -m; $n=8$), in agreement with the recommended value of Markey et al. (2007).

LA-ICP-MS U-Pb dating

Normal transmitted and reflected light microscopy, as well as cathodoluminescence imaging, were used to determine the internal structures of zircon prior to analysis. Analyses by Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) were performed in the Géosciences Rennes laboratory, using an ICP-MS Agilent 7700x coupled with a 193 nm Excimer laser system ESI (NWR193UC). More details on the analytical procedure can be found in Ballouard et al. (2015). Zircon grains were ablated using a laser repetition rate of 4 Hz, laser energy of 8J/cm² and a beam of 30 μm in diameter. Raw data were corrected for Pb/U and Pb/Th laser-induced elemental fractionation and for instrumental mass discrimination by standard bracketing with repeated measurements of the zircon standard GJ-1 (Jackson et al., 2004). Together with the samples, the zircon standard 91500 (ca 1065 Ma; Wiedenbeck et al., 1995) was measured as an unknown to monitor the precision and accuracy of the analyses and yield a concordia age of 1068 ± 8 Ma (MSWD=1.3; N=4). Data were reduced using GLITTER (Griffin et al., 2008). Analytical uncertainties are listed at 1σ (Table 7) and age determinations were processed using Isoplot/Ex (Ludwig, 2000).

Petrography and Geochemistry of the Host rock lithologies

The host rocks in the vicinity of the ore bodies are predominantly metasediments (Fig. 5A, C, D, F) and volcanic rocks (Fig. 5B), part of the Manga-Fada N’Gourma greenstone belt. These include metagreywackes, with porphyroblasts (kyanite, sillimanite and muscovite), quartz, muscovite schists (Fig. 4C) and quartz, biotite metagreywacke (Fig. 4F).

Metabasic rocks

KDH291 – 56.2m (Fig. 5E, Fig. 7 and Fig. 10A; localization of the studied cores is shown in Fig. 3) is characterized by a porphyroblastic texture represented by tourmaline crystals ranging in size from 50 to 600 microns. The matrix is dominated by the presence of biotite, chlorite, epidote, titanite, sulfide, some carbonate and rare plagioclase. Tourmaline porphyroblasts, with a dravite composition, contain inclusions with random orientations of amphibole, titanite, chlorite and sulfide. Epidote grains, represented by clinozoïsite, show a slightly preferred orientation, which is deflected around the tourmaline crystals. Those tourmaline grains have a dravite, to uvite to Mg-Foitite composition (Table 4) with X_{Fe}

ranging from 0.20 to 0.72 and TiO₂ content ranging from 0.17 to 1.09 wt.%. Biotite grains are typically phlogopite with X_{Mg} ranging from 0.59 to 0.60 and TiO₂ content ranging from 1.00 to 1.15 wt.%. All the compositions measured for the chlorite found in the matrix fall along the binary lines between clinocllore and corundophilite with Si content ranging from 2.64 to 2.72 apfu and X_{Mg} ranging from 0.51 to 0.65. Chlorite grains in inclusion within tourmaline crystals have higher Si content ranging from 2.73 to 2.94 apfu with X_{Mg} ranging from 0.63 to 0.66. Sulfides are represented by pyrrhotite and chalcopyrite. A calcite vein with some pyrrhotite grains and chlorite lenses crosscuts the matrix and fractures the tourmaline grains (Fig. 7). Calcite crystals present tabular and thick twins, formed by deformation twinning.

Metasedimentary rocks

KDH348 – 44.5 and 139 m samples (Fig. 10B) are characterized by a grano-nematoblastic texture underscored by a shape-preferred orientation of fibrous (fibrolite) and prismatic sillimanite, defining the S₂ schistosity. Prismatic sillimanite grains are affected by microboudinage. Fine grains of quartz dynamically recrystallized, defining a foliation parallel to the sillimanite orientation, are dominant in the matrix. Some rounded kyanite poikiloblasts are also observed, wrapped into the S₂ schistosity. These kyanite grains are interpreted as pre-tectonic porphyroblasts. Kyanite crystals present a destabilization, during the retrograde path, into muscovite. These muscovite grains are characterized by Si contents ranging from 6.57 to 6.69 apfu and Al_{tot} contents ranging from 5.99 to 6.13 apfu. Sulfides are represented by pyrrhotite, which is concordant with the schistosity SK₂ and/or present in the necks of boudins. These sulfides are interpreted as having a syn- to late-SK₂ development. Several small tourmaline grains without strain shadows and not wrapped by the schistosity are interpreted as post-tectonic porphyroblasts.

The KDH29 – 311.8m sample (Fig. 10C) is characterized by a granoblastic texture. The matrix is composed of quartz, plagioclase, biotite, tourmaline, some epidote and apatite. Two phlogopite textures are seen in thin section. Xenomorphic sheets of phlogopite represent the first one with X_{Mg} ranging from 0.558 to 0.583 and TiO₂ content ranging from 1.28 to 1.51 wt.%. Some of these phlogopite grains are partially *chloritized*. The second generation is represented by automorphic phlogopite grains characterized by a similar composition with X_{Mg} ranging from 0.543 to 0.585 and TiO₂ content ranging from 1.33 to 1.68 wt.%. All phlogopite grains define a weakly penetrative schistosity. Small rounded or elongated

automorphic tourmaline of dravite composition are scattered or found in the quartz-plagioclase matrix. Tourmaline grains have composition of Mg-foitite (Table 4) and can contain small sulfide, quartz and apatite inclusions. Sulfides are pyrrhotite and chalcopyrite.

The KDH280-101 sample (Fig. 10D) provides an example of the most typical mineralized texture (metagreywacke with nematoblastic texture). The matrix is composed of quartz, feldspar most of which containing traces of biotite and tourmaline. Biotite sheets are elongated and associated with aggregates of pyrrhotite, chalcopyrite and sometimes pyrite. Invisible gold is probably associated with sulfide aggregates. Because of its representative nature, this sample has been selected for Re-Os dating.

The KDH300-394.5 sample (Fig. 8B) is a quartz-muscovite schist cut by a quartz-calcite-phlogopite vein displaying evidences of epidotization and sericitization in selvages. The vein contains phlogopite crystals with gold inclusions. The matrix is composed of quartz, plagioclase, clinozoisite, and muscovite. Phlogopite sheets have high X_{Mg} (0.69) and intermediate TiO_2 (0.93 wt.%) contents that contrast with those of biotite in the matrix which have low X_{Mg} (0.37) and high TiO_2 (2.40 wt.%).

Garnet-orthopyroxene-bearing schist

The KDH300-470 sample (Fig. 10E) is a schist with a nematoblastic texture and a garnet, amphibole, orthopyroxene and An21 plagioclase assemblage. Garnet poeciloblasts are found with quartz, biotite, amphibole and sulfide inclusions. Orthopyroxene grains are found in equigranular domains in association with amphibole, quartz and biotite. Some chlorite is also observed in association with amphibole and biotite crystals. This sample is used to provide a P-T estimate of the M2 metamorphic event.

Granodiorite

KDH337 – 44.1 and 69.6m samples (Fig. 10F) are found in the 6100 cross-section, 200 m northeast of the 5800 cross-section. The assemblage is made up of quartz, plagioclase (An27), amphibole, chlorite, biotite with minor amounts of sulfide (pyrrhotite and chalcopyrite) and zircon. Amphibole porphyroblasts rimmed by biotite are frequently observed and titanite is associated with pyrrhotite and chalcopyrite. Plagioclase grains are in part highly sericitized and calcite is also present in the deformed areas.

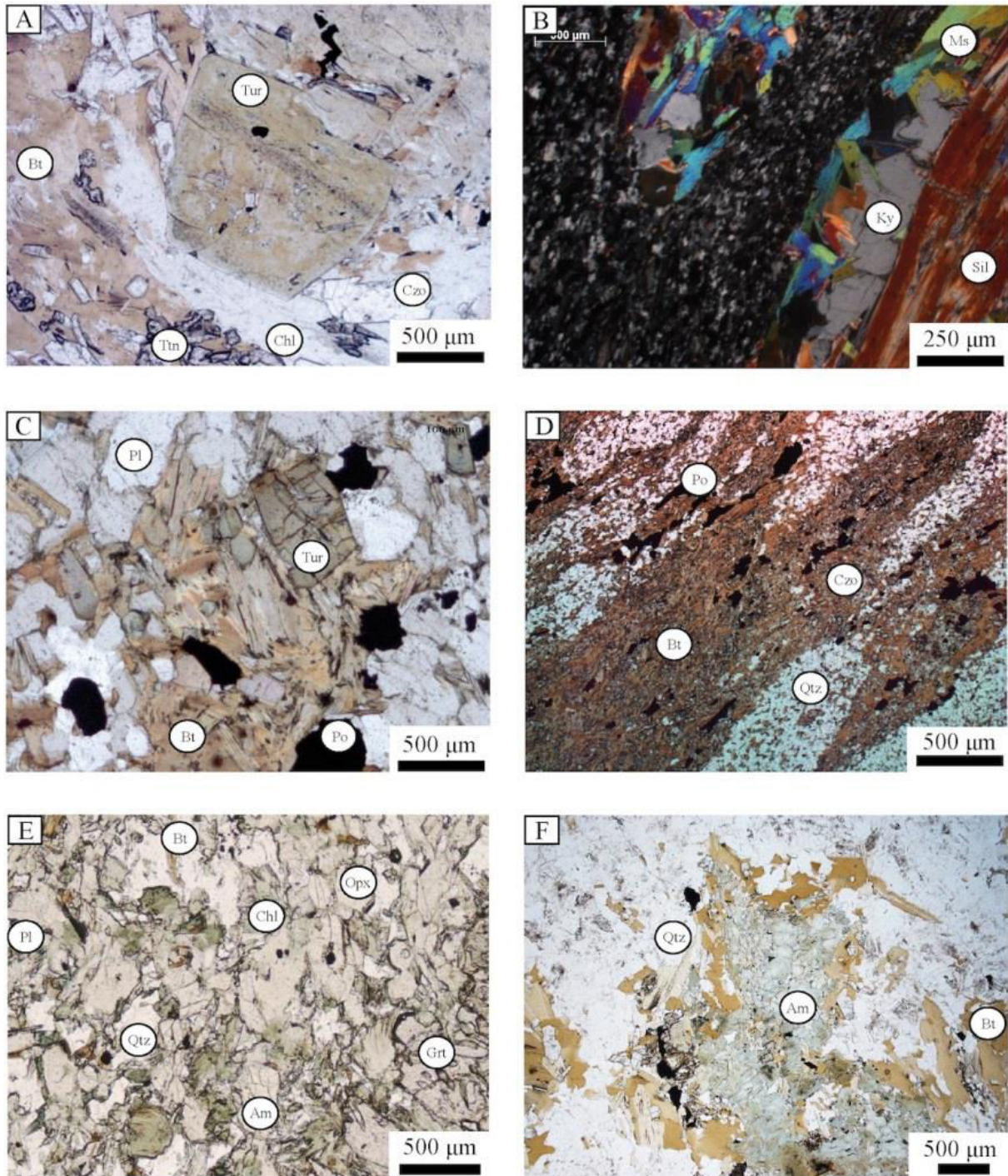


Figure 10: Petrography of several host rocks and volcano-sedimentary units associated with the Kiaka deposit. Tourmaline appears synchronous with massive biotitization and before massive chloritization (A). Aluminosilicate-bearing (B, KDH348- 44.5), metagreywacke (C and D) host the bulk of the gold mineralization. An orthopyroxene-bearing volcanosedimentary unit (E, KDH300-470) is used to estimate M2a metamorphic peak (for details, see Table 6, 7 and Fig. 12) probably associated with diorite emplacement (F).

Host rock geochemistry

Major element analysis (Table 1) of a metavolcanic rock (KDH291-56.2) shows high MgO (10.46 wt.%), Fe₂O₃ (15.30 wt.%) and CaO (9.55 wt.%) related to chlorite, calcite, clinzoïsite and sulfide hydrothermal assemblages. Quartz-muscovite schist (KDH75-64.9) and metagreywacke (KDH348-44.5) have high SiO₂ (78.01 wt.% and 71.66 wt.%) and Al₂O₃ (13.55 wt.% and 15.14 wt.%), respectively linked to silicification and to the presence of aluminosilicate minerals.

Major element analyses of the meta-igneous sample KDH337 show intermediate SiO₂ (57.32 wt.%) and high Al₂O₃ (16.59 wt.%) and CaO (6.57 wt.%) contents combined with a moderate total alkali (Na₂O + K₂O = 5.72 wt.%) content and a K₂O/ Na₂O value (0.53) indicating affinity with the sodic series (Table 1). On the SiO₂ vs. (Na₂O + K₂O) binary diagram of Cox et al. (1979), this granitoid plots in the field of diorite (Fig. 11A). This diorite has high Sr and Ba concentrations, of 748 and 665 ppm, respectively (Table 1). This rock is characterized by strong depletions in Nb, Ta and Ti and a positive Sr anomaly and displays no Eu anomaly, as shown by the primitive mantle-normalized spidergram (Fig. 11B). Sr/Y ratio is high (~47). The rare earth elements (REE) are fractionated and characterized by low HREE abundances (Yb = 1.48 ppm) and a high (La/Yb)_N ratio (~13; N indicates chondrite normalization after Sun et McDonough, 1995). However, fractionation among the HREE is mild, as is indicated by the Y/Yb ratio of ~11 and the flat HREE patterns (Fig. 11C). It is important to note that this sample shares the geochemical characteristics of adakites as defined by Drummond and Defant (1990) and Martin et al. (2005).

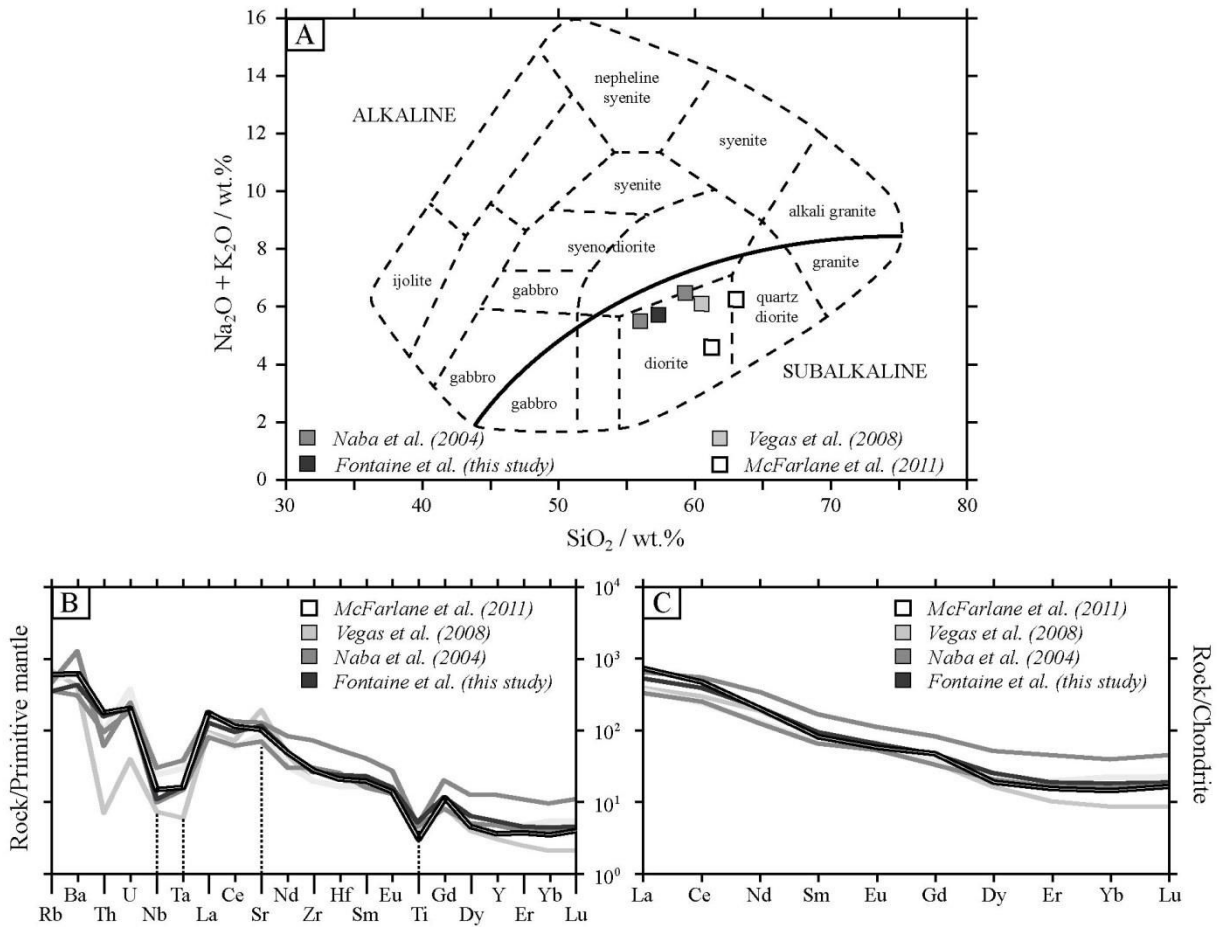


Figure 11: Total alkalis vs. SiO₂ diagram (A) from Cox et al., 1979, spider diagram (B; primitive mantle normalizing values from McDonough and Sun, 1995) and selected REE plot (C; chondritic normalizing values from Sun and McDonough, 1995) for the diorite KDH337- 44.1 (Fig. 5F and Fig. 10F) showing similarities with the Tenkodogo-Yamba batholith samples T15 and DD17 (Naba et al., 2014), the sample FC97 (described as tonalitic basement) of Vegas et al., 2008 and the Morila diorites MANU-125 and MANU-126 (McFarlane et al., 2011).

Caractérisation et datation de gisements d'or du craton ouest-africain

Location Sample Rock type	The Kiaka deposit				Tenkodogo		Fada-N'Gourma	Morila	
	KDH291-56.2 volcanic rock	KDH75-64.9 schist	KDH348-44.5 metagreywacke	KDH337-44.1 diorite	T15 granitoid	DD17 granitoid	FC97 granitoid	MANU-125 diorite	MANU-126 diorite
Oxides / wt. %									
SiO ₂	34.88	78.01	71.66	57.32	59.21	55.96	60.49	57.70	61.30
TiO ₂	0.84	0.03	0.53	0.75	0.69	0.68	0.63	0.64	0.50
Al ₂ O ₃	16.62	13.55	15.14	16.59	16.14	17.54	17.98	15.80	16.40
Fe ₂ O ₃	15.30	0.98	3.66	7.38	5.99	7.04	5.29	7.97	6.86
MnO	0.26	0.03	0.03	0.11	0.08	0.08	0.07	0.13	0.12
MgO	10.46	<L.D.	0.97	3.90	3.41	4.36	2.75	5.18	4.01
CaO	9.55	0.56	0.77	6.57	5.59	7.27	5.69	6.64	5.16
Na ₂ O	0.73	4.84	1.76	3.75	4.36	4.03	4.68	2.31	1.87
K ₂ O	3.61	1.41	1.85	1.97	2.11	1.48	1.38	2.16	2.72
P ₂ O ₅	0.19	<L.D.	0.14	0.27	0.34	0.29	0.28	0.38	0.19
LOI	6.12	0.86	2.74	1.53	1.00	1.02	0.69	-	-
Total	98.56	100.27	99.24	100.14	98.92	99.75	99.93	98.91	99.13
K ₂ O/Na ₂ O	4.93	0.29	1.05	0.53	0.48	0.37	0.29	0.94	1.45
A/CNK	1.20	1.99	3.46	0.82	0.82	0.82	1.53	1.42	1.68
Mg#	0.41	-	0.21	0.55	0.57	0.59	0.34	0.39	0.37
Trace elements / ppm									
Rb	107.90	48.34	44.58	51.70	66.00	52.00	84.20	5.20	5.20
Ba	1206.00	29.20	464.20	665.00	1512.00	521.00	649.00	1.00	864.00
Nb	1.39	20.32	4.16	4.29	9.15	4.01	3.14	14.30	5.34
Ta	0.10	2.09	0.41	0.33	0.63	0.31	0.155	0.20	0.33
Sr	472.80	92.33	243.70	748.00	817.00	510.00	1102.00	1102.00	687.00
Zr	56.46	104.40	117.50	129.00	275.00	144.00	103.00	2.60	135.00
Y	25.83	117.20	12.57	16.00	30.30	14.50	10.40	69.80	11.90
Hf	1.59	6.89	3.54	3.30	6.00	3.50	2.50	1.50	3.00
Ni	95.87	<L.D.	21.53	25.20	51.00	101.00	22.50	262.00	46.60
Cr	222.00	7.78	45.77	96.10	106.00	246.00	30.30	223.00	209.00
V	268.00	<L.D.	89.47	140.00	114.00	136.00	96.10	3836.00	189.00
U	0.38	5.70	1.24	1.15	1.30	1.07	0.33	0.24	1.13
Th	0.62	10.37	2.60	3.83	1.88	2.59	0.36	12.50	4.09
La	10.65	3.90	14.72	26.20	30.70	18.40	20.70	3.60	33.30
Ce	28.74	12.56	31.87	54.50	69.90	39.00	44.10	991.00	61.30
Nd	18.69	11.45	15.76	25.30	37.30	17.60	23.40	56.5	25.00
Sm	3.86	11.45	3.16	4.63	7.17	3.55	4.25	6.90	4.11
Eu	1.12	0.12	0.85	1.34	2.01	1.15	1.36	28.60	1.20
Gd	3.81	11.76	2.62	3.72	5.65	2.87	2.98	5.30	3.67
Dy	4.14	17.20	2.32	2.91	4.90	2.49	2.06	4.60	2.32
Er	2.72	10.86	1.30	1.48	2.85	1.34	0.94	0.50	1.28
Yb	3.02	11.17	1.36	1.48	2.67	1.35	0.86	2.80	1.27
Lu	0.49	1.66	0.22	0.23	0.44	0.21	0.12	1.50	0.21
Sr/Y	18.3	0.79	19.39	47.00	27.00	35.00	106.00	15.79	57.73
La/Yb	3.52	0.35	10.82	18.00	12.00	14.00	24.00	1.00	26.00
Y/Yb	8.54	10.49	9.24	11.00	11.00	11.00	12.00	25.00	9.00
(La/Yb) _N	-	-	-	13.00	8.00	10.00	35.00	1.00	18.00

Table 1: Major element composition of whole-rock samples analyzed by ICP-OES. N: Normalization to chondritic values of McDonough and Sun, 1995. Samples from the Tenkodogo-Yamba batholith (T15, DD17) were analyzed by Naba et al., 2003 while basement sample (FC97) is from Vegas et al., 2008. Morila diorite samples are from McFarlane et al., 2011.

Geothermobarometry

Chemical composition analyses of mineral were performed as well as metamorphic modelling by *Perple_X* (Connolly et al., 1990) in order to decipher the metamorphic evolution of the Manga-Fada-N'Gourma volcano-sedimentary and plutonic belt.

Conventional geothermobarometry

Chlorite temperatures (Table 2) were calculated using the thermodynamic modelling program of Lanari et al. (2014). Chlorite inclusions (Ch11; Fig. 7) in tourmaline porphyroblasts from the metabasic sample KDH29-56.2 yielded the lowest temperatures ranging from 269 to 306 °C, corresponding to a mean temperature of $285 \pm 15^\circ\text{C}$ (with a RSD of 5 % for n=4; Table 2). The massive chloritization stage (Ch12; Fig. 7) observed in the matrix of the metabasic rock occurred at temperatures ranging from 371 to 413 °C, corresponding to a mean temperature of $383 \pm 13^\circ\text{C}$ (with a RSD of 4% for n=7; Table 2).

Sample	KDH291-56.2										
Analyses	c1-2a	c1-2b	c1-2c	c1-2d	c3-1a	c3-1b	c3-1c	ZM-10-24b	ZM-10-24b	ZM-10-24b	ZM-10-24b
Mineral	Chl2	Chl2	Chl2	Chl2	Chl2	Chl2	Chl2	Chl1	Chl1	Chl1	Chl1
Location	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix	Inc. tur	Inc. tur	Inc. tur	Inc. tur
Oxides (wt.%)											
SiO ₂	26.66	26.35	26.69	26.77	26.34	25.78	26.49	27.71	25.76	26.75	26.10
TiO ₂	0.04	0.02	0.04	0.01	0.00	0.03	0.05	0.06	0.01	0.04	0.13
Al ₂ O ₃	21.68	21.72	21.41	21.38	21.66	20.35	21.93	18.83	18.34	18.20	19.12
FeO	20.71	20.02	20.72	20.58	20.28	20.34	20.81	24.83	24.58	24.64	25.26
MnO	0.41	0.35	0.42	0.42	0.36	0.41	0.33	0.58	0.55	0.35	0.62
MgO	18.62	18.63	19.13	18.81	18.27	18.08	18.93	14.91	15.10	15.76	14.29
CaO	0.05	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.13	0.35	0.06	0.20
Na ₂ O	0.04	0.09	0.00	0.03	0.03	0.00	0.01	0.02	0.09	0.07	0.03
K ₂ O	0.00	0.07	0.13	0.09	0.03	0.08	0.07	0.66	0.08	0.11	0.00
Σ	88.21	87.29	88.54	88.09	87.00	85.07	88.67	87.73	84.86	85.98	85.75
nOx	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14
Si	2.703	2.694	2.691	2.718	2.703	2.709	2.665	2.886	2.730	2.785	2.745
Al ^{IV}	1.294	1.305	1.306	1.282	1.297	1.288	1.331	1.109	1.269	1.212	1.244
Al ^{VI}	1.296	1.312	1.237	1.276	1.324	1.232	1.270	1.202	1.021	1.022	1.126
Ti	0.003	0.002	0.003	0.001	0.000	0.002	0.004	0.005	0.001	0.003	0.010
Fe ²⁺	1.580	1.541	1.485	1.573	1.567	1.520	1.489	1.838	1.307	1.287	1.445
Fe ³⁺	0.176	0.171	0.262	0.175	0.174	0.268	0.263	0.324	0.871	0.858	0.778
Mn	0.035	0.030	0.036	0.036	0.031	0.036	0.028	0.051	0.049	0.031	0.055
Mg	2.814	2.839	2.875	2.847	2.795	2.832	2.839	2.315	2.385	2.446	2.241
Ca	0.005	0.004	0.000	0.000	0.003	0.000	0.005	0.015	0.040	0.007	0.023
Na	0.008	0.018	0.000	0.006	0.006	0.000	0.002	0.004	0.018	0.014	0.006
K	0.000	0.009	0.017	0.012	0.004	0.011	0.009	0.088	0.011	0.015	0.000
X _{Mg}	0.64	0.65	0.66	0.64	0.64	0.65	0.66	0.56	0.65	0.66	0.61
T / °C	382	387	413	374	371	381	375	269	306	285	280

Table 2: Representative chemical compositions of chlorite generations, obtained by electron microprobe analysis, and corresponding temperatures of the ore zones and host rocks calculated using the thermodynamic modelling program of Lanari et al. (2014).

Major element compositions were analyzed in biotites from metapelites KDH29-311.8 and KDH300-394.5 (Table 3). The Ti-in-biotite thermometer (Henry et al., 2005) applied to biotite found in the matrix yielded temperatures ranging from 528 to 630 °C corresponding to a mean temperature of 568 °C (with a RSD of 5% for n=9; Table 3).

Sample Number	KDH291-56.2										KDH29-311.8				KDH300-394.5			
	c1-2	c1-4	c1-8	c1-10	6	9	14	19	4	17	8	10	c6.1	c3.1	Bt1	Bt2	Bt3	Véin
Mineral Location	Bt	Bt	Bt	Bt	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix
Oxides (wt.%)																		
SiO ₂	36.93	37.03	34.86	36.39	36.54	35.10	35.09	35.77	35.67	35.29	34.84	35.70	34.31	37.41				
TiO ₂	1.10	1.35	0.88	1.13	1.36	1.28	1.45	1.51	1.38	1.33	1.36	1.68	2.40	0.93				
Al ₂ O ₃	17.98	17.51	17.83	17.69	18.00	19.28	18.71	18.19	18.65	18.34	18.72	17.89	17.67	17.59				
FeO	16.42	15.39	17.63	16.62	16.57	16.98	17.00	17.18	16.60	18.31	16.37	15.82	22.55	12.72				
MnO	0.17	0.18	0.26	0.19	0.19	0.31	0.27	0.17	0.32	0.28	0.23	0.18	0.43	0.93				
MgO	13.60	13.70	14.42	13.66	13.01	12.18	12.06	12.20	12.05	12.19	12.50	12.52	7.46	15.85				
CaO	0.04	1.83	0.02	0.09	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00				
Na ₂ O	0.09	0.10	0.06	0.09	0.06	0.08	0.13	0.17	0.10	0.06	0.14	0.08	0.00	0.00				
K ₂ O	9.38	8.88	7.34	9.07	8.97	8.59	8.82	8.99	8.70	8.58	9.18	8.76	10.03	9.67				
Σ	95.71	95.97	93.30	94.93	94.69	93.82	93.54	94.19	93.48	94.36	93.36	92.66	93.97	95.14				
nOx	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22				
Si	5.51	5.50	5.33	5.48	5.50	5.34	5.375	5.443	5.444	5.382	5.346	5.480	5.51	5.36				
Al ^{IV}	2.49	2.50	2.67	2.52	2.49	2.65	2.625	2.557	2.556	2.618	2.654	2.520	2.10	2.45				
Al ^{VI}	0.67	0.56	0.55	0.62	0.69	0.81	0.754	0.706	0.799	0.679	0.733	0.718	1.14	0.59				
Ti	0.12	0.15	0.10	0.13	0.15	0.14	0.167	0.173	0.158	0.153	0.157	0.194	0.28	0.10				
Fe	2.05	1.91	2.26	2.09	2.08	2.16	2.178	2.186	2.119	2.335	2.101	2.031	2.95	1.58				
Mn	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.035	0.022	0.041	0.036	0.030	0.023	0.05	0.10				
Mg	3.02	3.03	3.29	3.07	2.92	2.765	2.753	2.767	2.741	2.770	2.859	2.864	1.74	3.48				
Ca	0.01	0.29	0.00	0.01	0.00	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000	0.005	0.007	0.00	0.00				
Na	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.024	0.039	0.050	0.030	0.018	0.042	0.024	0.00	0.00				
K	1.78	1.68	1.43	1.74	1.72	1.670	1.724	1.745	1.694	1.669	1.797	1.716	2.00	1.81				
X _{Mg}	0.60	0.61	0.59	0.59	0.58	0.56	0.56	0.56	0.56	0.54	0.58	0.59	0.37	0.69				
T / °C	-	-	-	-	553	528	560	576	557	542	563	610	630	-				

Table 3: Representative chemical compositions of biotite generations from the ore zones and host rocks obtained by electron microprobe analysis.

Major element compositions of calcic-amphibole from the diorites collected in drillhole KDH337 were analyzed in order to define a pressure of emplacement. Those from the cores of porphyroblasts associated with biotite (Fig. 10F) are mainly actinolite, but Mg-hornblende was also found (Table 5). We interpreted the latter as relicts of magmatic amphibole that were preserved from decompression and potential coeval hydrothermalism. Four different geobarometers were applied to each of the three Mg-hornblendes tested and the results were in good agreement. Pressure estimations (see Table 5, for details and for references of the different geobarometers applied) ranged from 0.92 to 5.65 kbars (± 1.5 kbars, Ague et al., 1997) indicating extensive but variable degrees of strong reequilibration during retrogression.

Arsenic content of arsenopyrites in contact with pyrrhotite and löllingite in metagreywacke is 35.44 (%atm) that yield a temperature of 450°C using the geothermometer of Kretschmar and Scott, 1976. Those are cogenetic with tourmaline and clinozoisite hydrothermal minerals.

Sample Analyses Mineral Location	KDH29-56.2				KDH 311.8		
	c1.17	c2.3	c3.12	c3.24	c1.1	c1.2	c1.5
	tur core	tur core	tur core	tur core	tur core	tur core	tur core
Oxides (wt%)							
SiO ₂	35.88	36.00	35.24	35.7	36.15	36.01	35.73
Al ₂ O ₃	31.16	30.54	31.81	32.48	34.69	32.03	33.89
TiO ₂	0.99	1.09	0.31	0.17	0.21	0.78	0.34
FeO(T)	5.04	5.6	4.79	5.13	4.63	5.52	4.9
MgO	9.31	9.31	8.84	8.48	7.58	8.47	7.74
CaO	1.63	1.48	0.83	0.53	1.22	1.65	1.24
Na ₂ O	1.96	1.91	2.16	2.08	1.59	1.5	1.57
LiO ₂ *	0.129	0.111	0.09	0.099	0.18	0.02	0.15
B ₂ O ₃ *	10.311	10.446	10.074	10.259	10.49	10.41	10.23
H ₂ O*	3.18	3.315	3.221	3.278	3.17	3.16	3.1
Σ	95.62	97.872	93.386	95.636	96.84	96.58	94.47
nOx	24.5	24.5	24.5	24.5	24.5	24.5	24.5
Si ^T	6.06	5.99	6.04	5.93	5.96	6.01	5.95
Al ^T	0.00	0.01	0.00	0.07	0.04	0.00	0.05
T Total	6.068	6.00	6.038	6.00	6.00	6.01	6.00
Al ^Z	5.96	5.873	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Mg ^Z	0.04	0.127	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ^{3+Z}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Z total	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Al ^Y	0.00	0.00	0.303	0.319	0.6	0.3	0.56
Ti ^Y	0.127	0.125	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ^{2+Y}	0.564	0.696	0.577	0.708	0.55	0.7	0.57
Fe ^{3+Y}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg ^Y	2.222	2.105	2.057	2.02	1.73	1.99	1.77
Li ^Y	0.088	0.074	0.062	0.00	0.12	0.01	0.1
Y total	3.00	3.00	3.00	3.047	3.00	3.00	3.00
Ca ^X	0.181	0.357	0.00	0.00	0.18	0.18	0.18
Na ^X	0.327	0.323	0.669	0.657	0.32	0.32	0.33
X total	0.507	0.679	0.669	0.657	0.5	0.5	0.51
X vacancy	0.493	0.321	0.331	0.657	0.5	0.5	0.49
Na/(Na+Ca)	0.644	0.475	1.00	1.00	0.64	0.64	0.64
Fe/(Fe+Mg)	0.20	0.725	0.219	0.26	0.24	0.26	0.24
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Σ cations	18.576	18.679	18.707	18.704	18.5	18.51	18.51
Tourmaline name	Mg-Foite	Uvite	Dravite	Dravite	Mg-Foite	Mg-Foite	Mg-Foite

Table 4: Representative chemical compositions of tourmaline associated with the early mineralization phase in sedimentary and volcanic protoliths. Note that stoichiometry is calculated using the WinClastour software (Yavuz et al., 2006); calculated from the normalization schemes used by the program; T, Z, Y and W refer to site positions.

Sample Analysis Minerals Location	KDH337 (44.1 and 69.6)																				
	Phlogiase (n: 5) core		c3-1 Mg-hornblende core		c4-3 Cannilloite core		c4-4 Mg-hornblende core		c3-3 Mg-hornblende core		c1-3 Mg-hornblende core		c3-2 Mg-hornblende core		c2-5 Mg-hornblende core		c5-1 Mg-hornblende core		Actinolite (n: 15) rim		
Oxides (wt.%)																					
SiO ₂	61.57	49.22	53.01	49.60	48.90	53.97	49.40	44.18	44.18	44.18	44.18	44.18	44.18	44.18	44.18	44.18	46.79	46.79	51.82	51.82	
TiO ₂	0.01	0.45	0.19	0.31	0.23	0.09	0.40	1.29	1.29	1.29	1.29	1.29	1.29	1.29	1.29	1.29	0.50	0.50	0.21	0.21	
Al ₂ O ₃	24.45	6.18	2.19	6.25	6.77	2.00	6.53	10.32	10.32	10.32	10.32	10.32	10.32	10.32	10.32	10.32	8.84	8.84	3.62	3.62	
Cr ₂ O ₃	-	0.00	0.61	0.00	0.05	0.034	0.02	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.04	0.04	0.13	0.13	
MgO	-	11.69	13.81	11.92	11.47	18.1	13.82	9.06	9.06	9.06	9.06	9.06	9.06	9.06	9.06	9.06	10.23	10.23	13.31	13.31	
CaO	5.76	12.28	18.51	12.57	12.56	12.43	12.34	12.04	12.04	12.04	12.04	12.04	12.04	12.04	12.04	12.04	12.44	12.44	12.88	12.88	
MnO	0.01	0.41	0.33	0.32	0.39	0.42	0.34	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.35	0.35	0.37	0.37	
FeO	0.02	16.52	10.58	15.94	15.89	14.64	16.29	17.62	17.62	17.62	17.62	17.62	17.62	17.62	17.62	17.62	17.04	17.04	15.06	15.06	
Na ₂ O	8.41	0.66	0.28	0.49	0.61	0.29	0.63	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.71	0.71	0.38	0.38	
K ₂ O	0.11	0.54	0.13	0.41	0.58	0.14	0.53	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07	0.78	0.78	0.26	0.26	
H ₂ O	-	1.90	2.08	1.98	1.99	2.06	2.08	1.96	1.96	1.96	1.96	1.96	1.96	1.96	1.96	1.96	1.93	1.93	2.01	2.01	
F	-	0.27	0.02	0.12	0.07	0.19	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.14	0.14	0.09	0.09	
Cl	-	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	
Σ	100.62	100.18	101.83	99.98	99.54	104.43	102.42	98.95	98.95	98.95	98.95	98.95	98.95	98.95	98.95	98.95	99.92	99.92	100.13	100.13	
nOx																					
Si	2.60	7.44	7.76	7.493	7.42	7.33	7.171	6.79	6.79	6.79	6.79	6.79	6.79	6.79	6.79	6.79	7.08	7.08	7.72	7.72	
Al ^{IV}	1.21	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ^{IV}	-	0.55	0.23	0.51	0.57	0.32	0.83	1.20	1.20	1.20	1.20	1.20	1.20	1.20	1.20	1.20	0.91	0.91	0.28	0.28	
Al ^{VI}	-	0.52	0.11	0.57	0.52	0.00	0.20	0.61	0.61	0.61	0.61	0.61	0.61	0.61	0.61	0.61	0.53	0.53	0.28	0.28	
Fe ³⁺	-	0.03	0.12	0.00	0.07	1.44	0.86	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.38	0.38	0.13	0.13	
Fe ²⁺	-	1.95	1.1	1.92	1.87	0.00	1.09	2.01	2.01	2.01	2.01	2.01	2.01	2.01	2.01	2.01	1.79	1.79	1.69	1.69	
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	2.49	2.83	2.51	2.53	3.56	2.83	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.29	2.29	2.85	2.85	
Ca	0.26	1.95	2.00	1.96	1.99	1.66	1.88	1.98	1.98	1.98	1.98	1.98	1.98	1.98	1.98	1.98	1.98	1.98	1.94	1.94	
Na	0.68	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
OH	-	1.01	1.956	1.02	1.03	1.85	1.95	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.64	1.64	
X _{Mg}	-	0.55	0.721	0.56	0.57	0.95	0.72	0.51	0.51	0.51	0.51	0.51	0.51	0.51	0.51	0.51	0.56	0.56	0.63	0.63	
An	0.27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ab	0.72	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Table 5: Representative mineral compositions of plagioclase and calcic-amphibole of the Kiaka diorite (KDH337 44.1 and KDH337 69.6) by electron microprobe analyses; P1, P2, P3 and P4 refer to four geobarometers (Hammarstrom and 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989 and Schmidt, 1992).

Metamorphic modelling

The pseudosection (Fig. 12) was calculated using the whole-rock compositions of the sample KDH300-470 (Fig. 10, E and Table 6). Our schist sample (KDH300-470), located in the 5800 NW-trending section (Fig. 4A), which has been variably affected by the D2_{Ki} event, is characterized by a homogeneous distribution of zoned minerals, such as garnet and orthopyroxene that are unlikely to have modified the bulk rock composition during their growth. The observed mineral assemblage, i.e. garnet-biotite-chlorite-plagioclase-orthopyroxene and orthoamphibole whose stability domains have been contoured in figure 10, with the inferred presence of ilmenite, ± K-feldspar and ± quartz is bivariant and stable over a narrow P–T range at 7.5 – ~4 kbar and 550 - 400 °C. Perple_X modelling using the compositions of biotite observed as inclusions within the rim of garnets allows the refinement of the inferred peak of metamorphism at P=7.5 kbar and T=550 °C (red star in Figure 10). At this calculated peak, mineral phases are orthopyroxene (6.00 vol%), biotite (3.10%), chlorite (6.71 vol%), plagioclase (65.32 vol%), k-feldspar (6.01 vol%), garnet (2.67 vol%), ilmenite (0.84 vol%), quartz (0.09 vol%) and orthoamphibole (9.25 vol%). These conditions are regarded as coeval with the D2_{Ki} deformation.

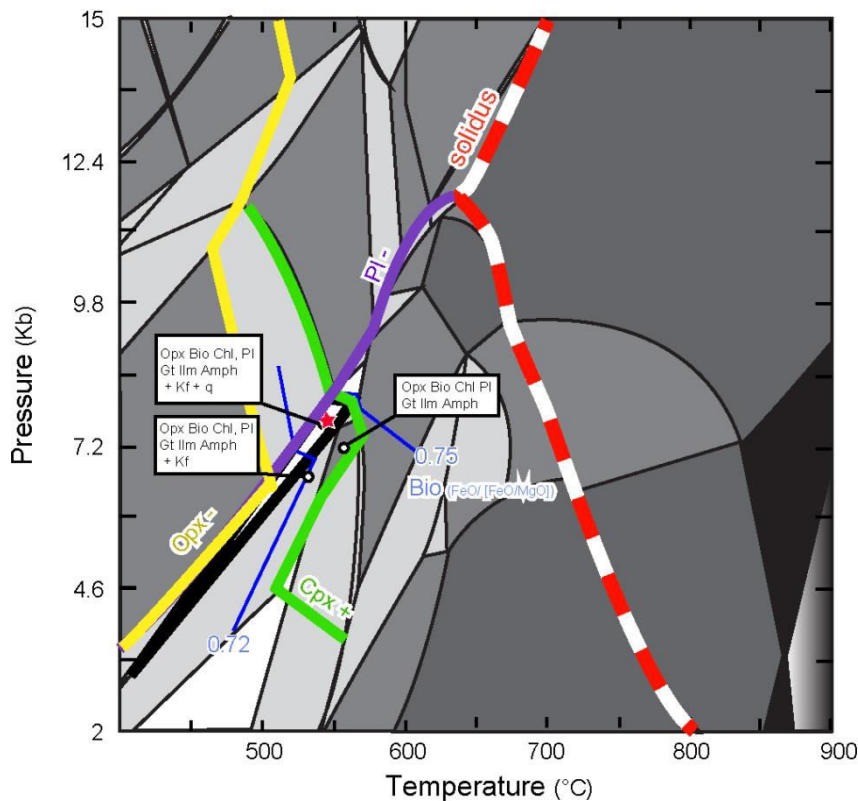


Figure 12: PerpleX pseudosection of the garnet-orthopyroxene-bearing schist (KDH300-470).

Sample Mineral Location	KDH300 - 470					
	grt (n : 51) rim-core	pl (n : 10) core	opx (n : 16) core	amp core	bt (n : 17) core	chl (n : 21) core
Oxides (wt.%)						
SiO ₂	38.47	63.43	51.84	43.26	35.69	25.39
TiO ₂	0.05	0.02	0.05	0.10	1.84	0.04
Al ₂ O ₃	20.42	23.88	1.306	12.75	16.13	20.73
FeO	32.77	0.13	31.12	22.17	25.19	31.52
MnO	2.60	0.03	0.92	0.30	0.13	0.34
MgO	2.41	0.00	12.12	6.31	7.94	10.82
CaO	4.44	4.64	0.53	11.21	0.16	0.05
Na ₂ O	0,00	9.45	0.10	1.36	0.01	0,00
K ₂ O	0,00	0.03	0.00	0.35	8.46	0.11
Σ	101.21	101.64	98.04	97.86	95.61	89.03
nOx	12	8	6	23	22	28
Si	3.05	2.11	2.05	6.59	5.55	5.43
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.21	0.01
Al	1.91	1.18	0.06	2.29	2.96	5.22
Fe _{tot}	2.17	0.00	1.03	2.82	3.28	5.64
Mn	0.17	0.00	0.03	0.04	0.02	0.06
Mg	0.29	0.00	0.71	1.43	1.84	3.45
Ca	0.38	0.21	0.02	1.83	0.03	0.01
Na	0.00	0.77	0.01	0.40	0.00	0.00
K	-	0.00	0.00	0.40	1.68	0.06
Σ	7.98	5.12	3.92	15.49	15.58	35.94
X _{alm}	0.72		Al ^{IV}		2.44	2.56
X _{prp}	0.09		Al ^{VI}		0.52	2.66
X _{grs}	0.13		X _{Fe}		0.64	0.62
X _{sps}	0.06		X _{Mg}		0.36	0.38
An		0.21				
Ab		0.78				
Or		0.01				

Table 6: Representative chemical compositions of the phases of the metamorphic assemblage of the opx-grt-bearing schists obtained by electron microprobe analysis.

Geochronology

U-Pb dating of the KDH337 diorite

More than 50 zircon grains were separated for LA-ICPMS U-Pb dating. They are characterized by subeuhedral shapes with some well-developed growth zoning, and sizes ranging from 100 to 200 μm (Fig. 13). Twenty-two spots were analyzed (Table 7) and 15 of them are concordant within error (Fig. 13) and yield a concordia date of 2140.4 ± 7.2 Ma (MSWD = 2) that we interpret as the emplacement age for this diorite. If all the data are taken into account, we end up with a similar upper intercept age of 2149.6 ± 8 Ma (MSWD = 2.6).

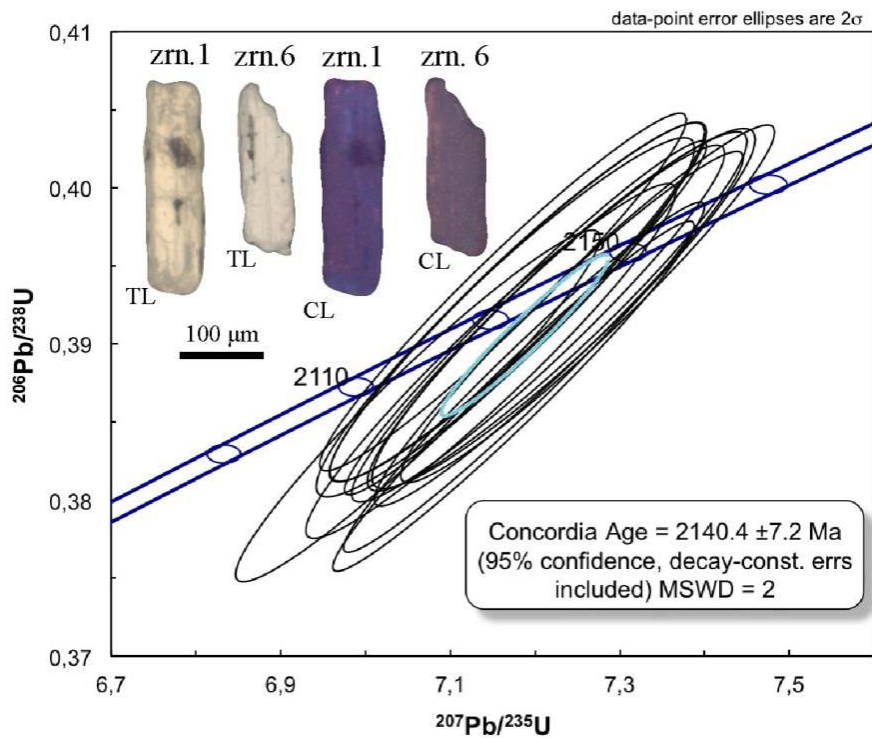


Figure 13: Zircon U-Pb Concordia plot of the sample KDH337 – 105.5 m with examples of subeuhedral zircons within the diorite suggesting a syn- to late regional metamorphism (M2a) emplacement. See Table 8 for details. TL, transmitted light; CL, cathodoluminescence.

Spot	Radiogenic ratios				Ages (in Ma)			
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
1	7.1871	0.0870	0.0046	0.1344	2156	2113	21	2135
2	6.2539	0.0757	0.0041	0.1314	2117	1912	20	2012
3	7.1888	0.0873	0.0046	0.1331	2140	2131	21	2135
4	7.1747	0.0871	0.0046	0.1346	2159	2107	21	2133
5	6.8155	0.0830	0.0044	0.1330	2138	2038	21	2088
6	6.9958	0.0853	0.0045	0.1335	2144	2077	21	2111
7	7.2281	0.0889	0.0046	0.1341	2152	2127	22	2140
8	6.8509	0.0845	0.0045	0.1317	2121	2063	21	2092
9	7.1623	0.0884	0.0047	0.1321	2126	2138	22	2132
10	7.0208	0.0868	0.0045	0.1336	2145	2082	21	2114
11	7.2622	0.0901	0.0047	0.1342	2153	2135	22	2144
12	7.0616	0.0878	0.0046	0.1327	2134	2104	21	2119
13	7.1479	0.0892	0.0046	0.1333	2142	2118	22	2130
14	7.2038	0.0900	0.0047	0.1335	2145	2129	22	2137
15	7.1787	0.0905	0.0047	0.1326	2133	2135	22	2134
16	7.1801	0.0908	0.0047	0.1326	2133	2135	22	2134
17	2.2262	0.0915	0.0047	0.1337	2147	2133	22	2140
18	7.0293	0.0891	0.0046	0.1343	2155	2075	21	2115
19	7.1652	0.0912	0.0047	0.1327	2134	2131	22	2132
20	7.2337	0.0924	0.0047	0.1338	2148	2133	22	2141
21	6.6133	0.0846	0.0044	0.1317	2120	2003	21	2061
22	7.1474	0.0921	0.0047	0.1330	2138	2122	22	2130

¹ Errors are listed at 1σ

Table 7: U-Pb LA-ICP-MS data for the diorite KDH337-105.5 m.

Re-Os dating of pyrrhotite

In order to provide geochronological constraints on the mineralizing events, pyrrhotite crystals were selected for Re-Os dating. Pyrrhotite, chalcopyrite ± pyrite (80%) and arsenopyrite ± lollingite (20%) are the main sulfide mineral assemblage in the high-grade ore zone of the Kiaka deposit. However, close association between gold, pyrrhotite and other sulfides (chalcopyrite, arsenopyrite) in zones presenting evidences of reconcentration (Fig. 9, E and F) prevented us from separating all the minerals perfectly. This might have some impact on the accuracy of the dates obtained for this type of mineralization. Pyrrhotite grains associated with low-grade gold mineralization, found within the D2_{Ki} schistosity in metagreywackes were selected in order to constrain the age of the early gold mineralization event. We made the assumption that the sampled minerals are cogenetic and formed during the same hydrothermal event during the late-D2_{Ki} or D3_{Ki} event.

Results of the Re-Os dating of pyrrhotite grains are given in Table 8. The Re contents of the analyzed pyrrhotites are around 2.4 ppb, while ¹⁸⁷Os varies from 54 to 58 ppt. In all cases, more than 99% of the measured ¹⁸⁷Os is radiogenic in nature, based on the measured ¹⁸⁸Os content and assuming a common ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os ratio of 0.5±0.4. As it was impossible to constrain the initial ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os ratio directly from the data, this value was chosen to include potential common Os compositions ranging from mantle to crustal values at 2 Ga. As nearly all of the Os is radiogenic in nature, Re-Os ages can be calculated from individual samples. Three replicates yield reproducible dates comprised between 2160 and 2142 Ma, and provide a weighted average date of 2149 ± 36 Ma.

Samples	Minerals	Sample mass (g)	[Re] (ppb) ¹	¹⁸⁷ Re (ppb) ^{1,2,3}	Total ¹⁸⁸ Os (ppt) ⁴	% ¹⁸⁸ Os from blank	Total ¹⁸⁷ Os (ppt)	% ¹⁸⁷ Os * ⁵	¹⁸⁷ Os * (ppt) ^{2,5}	¹⁸⁷ Os*/ ¹⁸⁷ Re ^{1,2,5}	Age (Ma) ^{2,6}
KDH280-101b	Po	0.30387	2.33	1.46 ± 0.007	1.51	3.7	54.08	99.7	53.92 ± 1.50	0.0368 ± 0.0012	2143 ± 65
KDH280-101c	Po	0.30696	2.50	1.56 ± 0.007	1.51	3.6	58.14	99.7	57.98 ± 1.50	0.0371 ± 0.0011	2160 ± 61
KDH280-101d	Po	0.30047	2.38	1.49 ± 0.008	1.50	3.7	55.12	99.7	54.95 ± 1.50	0.0368 ± 0.0012	2142 ± 65

¹ Re data are blank corrected.

² All listed uncertainties are 2σ.

³ Uncertainty on ¹⁸⁷Re includes measurement precision, blank uncertainty, weighing errors and uncertainty on spikes calibration.

⁴ Includes both common osmium contained in the sample and the contribution from the blank.

⁵ ¹⁸⁷Os* = ¹⁸⁷Os radiogenic only, calculated assuming a natural osmium ratio of ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os = 0.5 ± 0.4. Uncertainty on ¹⁸⁷Os* includes the uncertainty on this ratio, measurement precision, weighing errors, uncertainty on spikes calibration and uncertainty on standard measurements.

⁶ Assuming λ_{187Re} = 1.666 × 10⁻¹¹ yr⁻¹ (Smoliar et al., 1996).

Table 8: Re-Os data for pyrrhotites from assemblages in metagreywackes.

Discussion

Constraints on the tectono-metamorphic evolution of the Manga-Fada N'Gourma greenstone belt

The D1_{Ki} event, observed as relict folds, was probably an early, pre-Eburnean phase of deformation, related to the D₁ deformation defined for the West African Craton by the WAXI project (this volume; between 2170 and 2120 Ma; Hein et al., 2010; Baratoux et al., 2011). This deformation is described as a NE-SW compression illustrated by early thrusts with a dextral component in the MSZ (Tshibubudze et al. 2009 and Tshibubudze and Hein, 2013). This event is interpreted as related to an arc accretion and to potential subduction processes in the WAC (between ca. 2.2 and 2.16 Ga: Baratoux et al., 2011; Ganne et al., 2011). The SK₂ axial planar schistosity is associated with NW-SE shortening during sinistral-reverse displacement along the MSZ and D2-related shearzones (Fig. 1, Fig. 2, Fig. 3 and Fig. 4). This D2 deformation characterized the onset of Eburnean orogeny with NW-SE compression, as defined for West African Craton by the WAXI project (this volume). The gold-bearing sulfide assemblages are structurally controlled by the latter, a common feature in the WAC (Milési et al., 1989; Castaing et al., 2003). The D3-D4_{Ki} brittle-ductile structures are probably related to late reactivation along D2-related shearzones.

Microstructures highlight the metamorphic assemblage associated with the D2_{Ki} deformation. The SK₂ metamorphic planar schistosity marked by fibrous silimanite and muscovite is wrapped around rare kyanite or andalousite pseudomorphs (Fig. 10B). This SK₂ schistosity is therefore linked to the M2 HT-MP metamorphic event (Ganne et al., 2011), which postdated the M1 LT-HP metamorphic event (Ganne et al., 2011). The orthopyroxene-garnet-biotite-amphibole assemblage is interpreted as regional metamorphism and concomitant contact metamorphism, at 550°C and 7.5 kbars, illustrated by the emplacement of the diorite. This P-T estimation is similar to the M2a “regional” contact metamorphism under moderate geothermal gradient at about 25 °C.km⁻¹ (Ganne et al., 2011). Massive chloritization (Fig. 7) and D3-D4_{Ki} is probably related to the M2b metamorphic event (refers to retrogression during a period of exhumation from 2kbar to < 1kbar with elevated geothermal gradients; Ganne et al., 2011) associated with hydrothermal activity during reactivation of D₂-related shear zones at about 383°C. This event is also recorded in the diorite as noticed by i) high-strain zones with biotite preferred orientation, ii) actinolite,

calcite, sulfides and iii) relic of Mg-hornblende recording various pressures (from 0.92 to 5.65 kbars; Table 5).

Magmatic activity in the Manga-Fada N’Gourma greenstone belt

The Manga-Fada-N’Gourma area is affected by shearing during D1 with long-lived reactivations during D₂, probably concomitant with the emplacement of syn- to late orogenic intrusions (Vegas et al., 2008; Naba et al., 2004 and this study). Geochemical characteristics of the foliated amphibole-bearing diorite, dated at 2140 ± 7 Ma (U-Pb concordant age on zircon, this study), show strong similarities with some samples described by Naba et al. (2004; samples T15 & DD17) and Vegas et al. (2008; sample FC97) in the Fada N’Gourma area (Fig. 11). Indeed, these authors have sampled different foliated granitoids described as the tonalitic “basement” intruded by younger and unfoliated biotite-bearing granite. Tonalitic orthogneisses described as the tonalitic “basement” have not been dated but U-Pb-Th ages have been obtained on these late intrusive unfoliated granitoids, known as the Tenkodogo-Yamba batholith, the Kaouré granite and the Ouargaye granite and dated at 2117 ± 6 Ma (Pb-Pb on zircon, Castaing et al. 2003), 2128 ± 6 Ma (Pb-Pb on zircon, Castaing et al., 2003) and 2135 ± 11 (U-Th-Pb on monazite, Castaing et al., 2003), respectively. The same authors described the “basement” as composed of foliated TTG suites and compared these suites to a granodiorite batholith in Niger (Pons et al., 1995) dated at 2115 ± 5 Ma (Rb-Sr age; Cheilletz et al., 1994) and to the sodic calc-alkaline granitoids in Ivory Coast dated between ca. 2123 and 2108 Ma (Pb-Pb ages on zircon; Doumbia et al., 1998). However, our chemical investigations and the comparison with the tonalitic “basement” rocks described in the Fada N’Gourma belt are not in agreement with this conclusion. First, in the Q-A-P normative classification diagram, these foliated granitoids plot in the field of quartz diorite and not in the TTG suite. Second, geochemical characteristics of these samples ($\text{SiO}_2 < 64$ wt.%, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 > 5$ wt.%) do not match all the features described by Moyen and Martin (2012) for the TTG and thus, these rocks should not be described as TTG. On the other hand, several geochemical characteristics of the foliated CaO-rich diorites described in this study, by Naba et al. (2004) and by Vegas et al. (2008) match better the field of adakites ($\text{SiO}_2 > 56$ wt.%, $3.5 \leq \text{Na}_2\text{O} \leq 7.5$ wt.%, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 \sim 7$ wt.%, $\text{Sr} > 400$ ppm, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} > 10$).

Adakite formation involves specific geodynamic conditions such as those found in an active subduction zone. Indeed, classic calc-alkaline magmatism results from the melting of a

peridotite that has been metasomatised by dehydration fluids from the underlying slab (Martin et al., 2005). Ganne et al. (2012, 2014) proposed a similar subduction environment, identified by a HP-LT metamorphism (M1: 10-15 °C/km) associated with crustal growth in an accretionary orogen (Cawood et al., 2009) during the early stages of the Eburnean orogeny (2.20-2.15 Ga). The transition from a volcanic-arc setting to the subsequent arc-collision is likely to have culminated at ca. 2.10 Ga (Abouchami and Boher, 1990). In our context, we propose that subduction processes were active until ca. 2.14 Ga with the emplacement of amphibole-bearing and CaO-rich granitoids (diorite) and that arc-collision occurred from 2.13 to 2.11 Ga (Castaing et al. 2003) with the emplacement of biotite-bearing granitoids (e.g. Kaouré granite) produced by the remelting of the CaO-rich granitoids (Naba et al., 2004; Vegas et al., 2008).

The diorites from the Morila deposit (McFarlane et al., 2011) share similarities with the Kiaka diorite (Fig. 11) but their ages are different, respectively 2098-2091 Ma and 2140 Ma illustrating the diachronism between arc volcanism and crustal growth (Hirdes et al., 1996) between the eastern and the western part of the Baoulé Mossi domain.

Styles of the gold mineralization and chronology within the geodynamic evolution of the Manga-Fada N’Gourma greenstone belt

Several interpretations could be proposed to explain the diversity of the mineralization styles from the pyrrhotite, biotite early assemblage to the quartz-carbonate-phlogopite vein network. The Kiaka gold deposit presents strong similarities with sediment-hosted gold deposits worldwide, especially the fact that they are potentially distal replacement products of magmatic-hydrothermal systems (Sillitoe and Bonham, 1990). We could conclude that the Kiaka deposit results (i) of an early mineralization stage ca. 2.15-2.14 Ga related to the intrusions responsible for the M2a contact metamorphic event, overprinted by a shear-hosted vein network associated with NE-SW sinistral D2- or D3-related shear zones formed during the M2b metamorphic event (two different hydrothermal events) or (ii) of an intrusion-related hydrothermal system (one hydrothermal event) associated with the diorite emplacement that affected several hosts rocks leading to a variety of mineralization styles (Thompson et Newberry, 2000; Lang et Baker, 2001; Hart, 2007). This latter could be supported by several observations: i) biotite is widely represented in the ore zone suggesting a potassic proximal alteration (Fig. 5D; Fig. 7, Fig. 8A and Fig. 10A, C and D) ii) the Cu-Au assemblage together with chalcopyrite and pyrrhotite (Fig. 9B), iii) the Co zoning found in the arsenopyrite shows

spatial association with electrum (Fig. 9E) and iv) a Au-As-B-Sb-Bi-Te metallic signature associated with the high-grade ore zones (Fig. 8 and Fig. 9). Also, those features are similar with the Morila deposit in terms of depth of emplacement (5 to 8 kbars for Morila), metallic signature (Au-As-Bi-Te) and contemporaneous calc-alkaline magmatism. Additional work is needed to investigate the metallogenic implications of dioritic magmatism (oxidation state, petrogenetic processes) and the characteristics of potential magmatic and/or hydrothermal fluids involved (fluid inclusions on vein stage, bore isotopes on tourmaline) in order to support an intrusion-related gold system.

Re-Os dating of primary pyrrhotite (possibly mixed with some chalcopyrite and arsenopyrite) yields an average date of 2149 ± 36 Ma. Petrographic observations suggest that pyrrhotite, together with biotite, are associated with the primary gold mineralization. Thus, this date also provides a minimum constraint on the age of the early mineralizing event at ca. 450°C (presence of pyrrhotite, arsenopyrite and löllingite in equilibrium). However, Re-Os data on pyrrhotite grains have to be interpreted with caution because of the low closing temperature for this mineral (400 – 300 °C, Brenan et al., 2000). Therefore, these dating should be considered as cooling ages beneath 300°C.

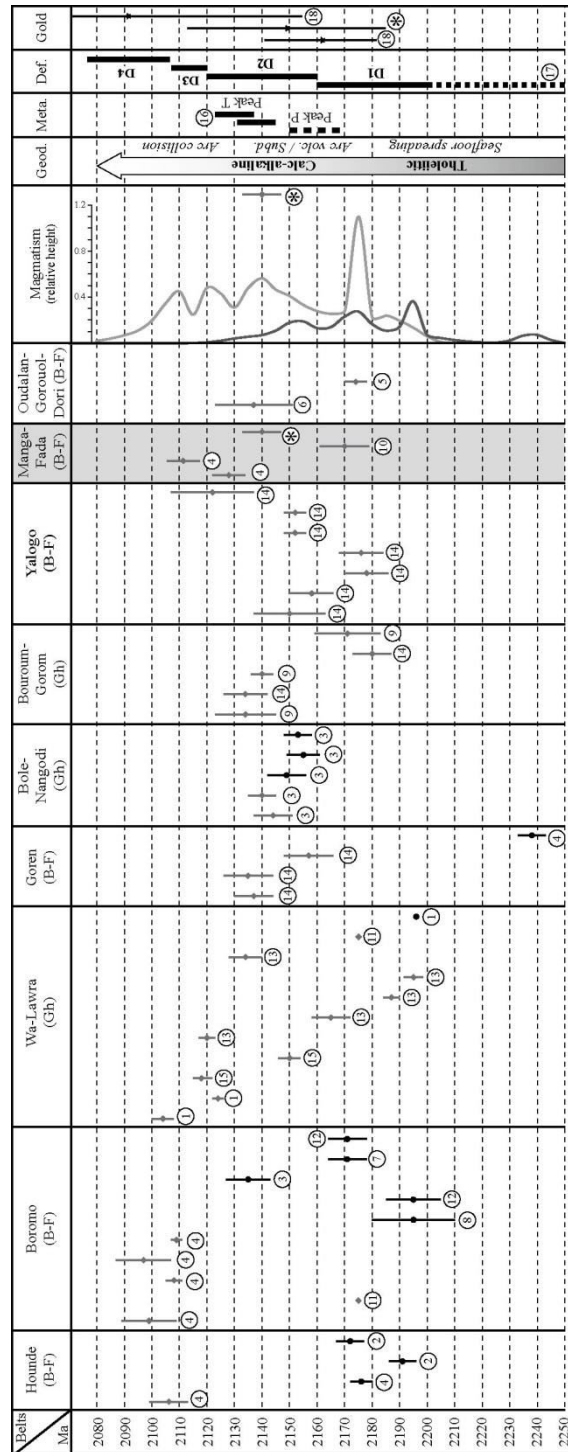


Figure 14: Compilation of the geochronological data for plutonic (light gray symbols) and volcanic (dark gray symbols) magmatic rocks including gold mineralizing events of the NE part of the Baoulé-Mossi domain placed within the framework of the tectono-metamorphic evolution and magmatic activity of the region. Dark and light gray lines refer to age uncertainties. Age references: (1) Agyei Duodu et al., 2009; (2) Baratoux and Brugier, 2013, unpublished data; (3) Brugier et al., 2013, unpublished data; (4) Castaing et al., 2003; (5) Ennih and Liégeois, 2008; (6) Klocjner, 1991; (7) Le Métour et al., 2003; (8) Lompo, 1991; (9) Mc Cuaig et al., 2014, unpublished data ; (10) Ama Salah et al., 1996; (11) Schwartz, 2003; (12) Simeon et al., 1992; (13) Siegfried et al., 2009; (14) Tapsoba et al., 2013; (15) Thomas et al., 2009; (16) Block et al., submitted; (17) Miller et al., 2014, unpublished data; (18) Le Mignot et al. 2015a submitted and this study (*). Geod., Meta. And Def., respectively, refers to Geodynamic, Metamorphism and Deformation.

Conclusion

The Kiaka gold deposit, a relatively recent discovery in Burkina Faso (5 Moz Au), is located in the Manga-Fada-N'Gourma volcano-sedimentary and plutonic belt. Its proximity with the Markoye structure, that hosts several gold deposits (e.g. Essakhane, Taparko, Gangaol), suggests a structural control for the gold endowment in the area. Disseminated and vein stages differ in terms of gold content, sulfides, alteration assemblage and metallic signature. We obtained a minimum Re-Os age of 2149 ± 36 Ma for the early, disseminated stage (mainly pyrrhotite, which represents the first sulfide age obtained in the area). We associate this date with the age of a primary gold input, which was concomitant with the development of the S_2 metamorphic foliation in the sillimanite stability field. The proposed high temperature of this event is supported by Ti-in-biotite thermometry, and Perple_X pseudosection (550°C). Thus, the early-stage of the gold mineralization (disseminated stage) appeared during cooling after the M2a contact metamorphism. Thermobarometric calculations based on mineral compositions on garnet-orthopyroxene schist yielded a temperature estimate of 550°C corresponding to a pressure of 7.5 kbars. We linked these metamorphic conditions to M2a regional metamorphism associated with dioritic magmatism. An age of 2140.4 ± 7.2 Ma was obtained on a diorite, interpreted as part of the ME1 magmatic event. We also associated this diorite with a TTG suite that was emplaced during a transition period between early arc accretion associated with a cold geothermal gradient and arc collision associated with a warmer gradient. In this context of transition from arc collision to continental collision at circa 2.15 Ga, the deposit was emplaced in a critical period of the geodynamic evolution of the juvenile paleoproterozoic crust, an important exploration criterion for gold exploration in the area.

Acknowledgements

We are grateful to Didier Kaboré, Michael Baddy Wanye and geologists from Volta Resources (now B2Gold Corp.) for logistic aid and organization that provided us with optimal conditions for fieldwork. Discussions of Burkina Faso geology with Didier Béziat, Luc Siebenaller and Seta Naba greatly improved the manuscript. Lenka Baratoux (IRD in Dakar) is deeply thanked for sharing its understanding of the geology associated and metamorphic events during the Eburnean orogeny. Re-Os manipulations wouldn't have been possible without the technical support of Catherine Zimmerman and Christiane Parmentier. Staffs from the lithopreparation lab (Cedric Demeurie and Alexandre Flammang) and SCMEM (Service Commun de Microscopies Electroniques et de Microanalyses, GeoRessources) are thanked for respectively thin sections and imagery using the electron microprobe and SEM. The senior author would like to thank Alain Cheilletz for precious advice and suggestions for this study. Finally, we are grateful to AMIRA International and industry sponsors, including AusAid and the ARC Linkage Project LP110100667, for their support on the WAXI project (P934A). This study is part of the WAXI 2 program (<http://waxi2.org/>).

References

- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A., and Albarède, F. (1990). A major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West-Africa ; an early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research* 95, 17605–17609.
- Ague, J.J. (1997). Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implications for the aluminum-in-hornblende barometer. *Geology* 25, 563–566.
- Agyei Duodu, J., Loh, G.K., Hirdes, W., Boamah, K.O., Baba, M., Anokwa, Y.M., Asare, C., Brakohiapa, E., Mensah, R.B., Okla, R., Toloczyki, M., Davis, D.W., Glück, S. (2009). Geological Map of Ghana 1:1,000,000. BGS/GGS, Accra, Ghana/Hannover, Germany.
- Allibone, A., Teasdale, J., Cameron, G., Etheridge, M., Uttley, P., Soboh, A., Appiah- Kubi, J., Adanu, A., Arthur, R., Mamphey, J., Odoom, B., Zuta, J., Tsikata, A., Pataye, F., Famiyeh, S., Lamb, E. (2002). Timing and structural controls on gold mineralization at the Bogoso gold mine, Ghana, West Africa. *Economic Geology* 97, p. 949–969.
- Allibone, A., Hayden, P., Cameron, G., Duku, F. (2004). Paleoproterozoic gold deposits hosted by albite- and carbonate-altered tonalite in the Chirano district, Ghana, West Africa. *Economic Geology* 99, p. 479-497.
- Ama Salah, I., Liegeois, J.-P., Pouclet, A. (1996). Evolution d'un arc insulaire océanique birimien précoce au Liptako nigérien (Sirba): géologie, géochronologie et géochimie. *Journal of African Earth Sciences* 22, p. 235–254.
- André-Mayer, A.S., Ramiandrisoa, N., Vanderhaeghe, O., Reisberg, L., Rabeandrasana, S., and Zimmermann, C. (2014). Re–Os geochronological constraints on the Dabolava mesothermal gold occurrence, Madagascar: Implications for the Ikalamavony sub-domain deposition age. *Journal of African Earth Sciences* 94, 119–127.
- B2Gold Corp. (2013). Joint News release B2Gold Corp. agrees to acquire Volta Resources Inc. (<http://b2gold.mwnewsroom.com/Files/9b/9b6b423f-7a7f-4b95-a1ba-384247c09540.pdf>)
- Baker, T., and Lang, J.R. (2001). Fluid inclusion characteristics of intrusion-related gold mineralization, tombstone-Tungsten magmatic belt, Yukon Territory, Canada. *Mineralium Deposita* 36, p. 563–582.
- Ballouard, C., Boulvais, P., Poujol, M., Gapais, D., Yamato, P., Tartèse, R., Cuney, M. (2015). Tectonic record, magmatic history and hydrothermal alteration in the Hercynian Guérande leucogranite, Armorican Massif, France. *Lithos*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.01.027>
- 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.
- Béziat, D., Bourges, F., Debat, P., Lompo, M., Martin, F., Tollon, F. (2000). A Palaeoproterozoic 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 Research* 101, p. 25–47.
- Béziat, D., Dubois, M., Debat, P., Nikiéma, S., Salvi, S., Tollon, F. (2008). Gold metallogeny in the Birimian craton of Burkina Faso (West Africa). *Journal of African Earth Sciences* 50, p. 215–233.
- Birck, J.-L., Roy Barman, M., and Capmas, F. (1997). Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples. *Geostandards Newsletter* 20, 19–27.

- Blevin, P.L. (2004). Redox and compositional parameters of interpreting the granitoids metallogeny of eastern Australia: Implications for gold-rich ore systems. *Resource Geology* 54, p. 241–252.
- Block, S., Ganne, J., Baratoux, L., Zeh, A., Parra, L. A., Jessel, M., Ailleres L., Siebenaller L., Mensah E. (submitted). Petrological and geochronological constraints on lower crust exhumation during Paleoproterozoic (Eburnean) orogeny, NW Ghana, West African craton.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarède, F., and Arndt, N.T. (1992). Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research* 97, 345–369.
- Bohlke, J.K. (1982). Orogenic metamorphic-hosted gold-quartz veins. *U. S. Geological Survey* 70–76.
- Bonhomme, M. (1962). Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain. Unpublished PhD thesis, Clermont-Ferrand., France, University of Clermont-Ferrand, 62 p.
- Bossière, G., Bonkougou, I., Peucat, J.-J., and Pupin, J.-P. (1996). Origin and age of Paleoproterozoic conglomerates and sandstones of the Tarkwaian Group in Burkina Faso, West Africa. *Precambrian Research* 80, 153–172.
- Brenan, J.M., Cherniak, D.J., and Rose, L.A. (2000). Diffusion of osmium in pyrrhotite and pyrite: implications for closure of the Re-Os isotopic system. *Earth and Planetary Science Letters* 180, 399–413.
- Brugier, O., Bosch, D., Caby, R. and Monié, P. (2013). Timing of Paleoproterozoic events in the Birimian of the West African Craton. Unpublished report, Module 1.5, Final Report P934A- West African Exploration Initiative-Stage 2, 924 p.
- Cardon, O., Reisberg, L., André-Mayer, A.-S., Leroy, J., Milu, V., and Zimmermann, C. (2008). Re-Os systematics of pyrite from the Bolcana porphyry copper deposit, Apuseni Mountains, Romania. *Economic Geology* 103, 1695–1702.
- Carignan, J., Hild, P., Mévelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D. (2001). Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter* 25, 187–198.
- Cassidy, K.F., Champion, D.C., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., Whitaker, A., Bastrakova, I., Budd, A.R. (2002). Characterization and metallogenic significance of Archaean granitoids of the Yilgarn Craton, Western Australia. *Minerals and Energy Research Institute of Western Australia Report* 222.
- Champion, D.C., & Sheraton, J.W. (1997). Geochemistry and Nd isotope systematics of Archaean granites of the Eastern goldfields, Yilgarn Craton: Implications for crustal growth processes. *Precambrian Research* 83, 109–132.
- Cheilletz, A., Barbey, P., Lama, C., Pons, J.L., Zimmermann, D. (1994). Âge de refroidissement de la croûte juvénile birimienne d'Afrique de l'Ouest, Données U/Pb et K-Ar sur les formations à 2.1 Ga du SW du Niger. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Serie II*, v. 319, p. 435–442.
- Colvine, A.C. (1989). An empirical model for the formation of Archean gold deposits: Products of final cratonization of the Superior Province, Canada. *Economic Geology Monograph* 37–53.
- Connolly, J. A. D. (1990). Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science* 290, 666–718.
- Cox, K.G., Bell, J.D., and Pankhurst, R.J. (1979). *The interpretation of igneous rocks*, Allen & Unwin, 464 p.

- Craw, D., and Koons, P.O. (1989). Tectonically induced hydrothermal activity and gold mineralization adjacent to major fault zones. *The Geology of Gold Deposits / Keays, R. (ed.), Groves, D. (ed.)*.
- Creaser, R.A., Papanastassiou, D.A., and Wasserburg, G.J. (1991). Negative thermal ion mass spectrometry of osmium, rhenium and iridium. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 397–401.
- Davis, D.W., Hirdes, W., Schaltegger, E., Nunoo, E.A. (1994). U/Pb age constraints on deposition and provenance of Birimian and goldbearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa. *Precambrian Research* 67, 89–107.
- 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.
- Dioh, E., Béziat, D., Debat, P., Grégoire, M., Ngom, P. M. (2005). Diversity of the Palaeoproterozoic granitoids of the Kédougou inlier (Eastern Sénégal): Petrographical and geochemical constraints. *Journal of African Earth Sciences* 44, 351–371.
- Doublier, M.P., et al. (2014). Structure and timing of Neoproterozoic gold mineralization in the Southern Cross district (Yilgarn Craton, Western Australia) suggest leading role of late Low-Ca I-type granite intrusions. *Journal of Structural Geology* 67, Part B, p. 205–221.
- Doumbia, S., Pouclet, A., Kouamelan, A., Peucat, J.J., Vidal, M., and Delor, C. (1998). Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Cote-d'Ivoire, West Africa: Geochemistry and geochronology. *Precambrian Research* 87, 33–63.
- Drummond, M.S. and Defant, M.J. (1990). A Model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crystal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research* 95, 503–521.
- Egal, E., Thiéblemont, D., Lahondère, D., Guerrot, C., Costea, C.A., Iliescu, D., Delor, C., Goujou, J.-C., Lafon, J.M., Tegye, M. (2002). Late Eburnean granitization and tectonics along the western and northwestern margin of the Archean Kenema- Man domain (Guinea West African Craton). *Precambrian Research* 117, 57–84.
- Ennih, N. & Liegeois, J.P. (2008). The boundaries of the west-African craton with special reference to the basement of the Moroccan metacratonic Anti-Atlas belt. *The Geological Society of London, Special Publication* 297, 1–17.
- Feybesse, J.-L., Billa, M., Guerrot, C., Duguey, E., Lescuyer, J.-L., Milesi, 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 Archean/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 Archean cratons? *Precambrian Research* 69, 199–227.
- Fu, B., Touret J.L.R. (2014). From granulite fluids to quartz-carbonate megashear zones: The gold rush. *Geoscience Frontiers* 5, 747–758.
- Ganne, J., De Andrade, V., Weinberg, R.F., Vidal, O., Dubacq, B., Kagambega, N., Naba, S., Baratoux, L., Jessell, M., and Allibon, J. (2012). Modern-style plate subduction preserved in the Palaeoproterozoic West African craton. *Nature Geoscience* 5, 60–65.

- Ganne, J., Gerbault, M., and Block, S. (2014). Thermo-mechanical modeling of lower crust exhumation—Constraints from the metamorphic record of the Palaeoproterozoic 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 Palaeoproterozoic of West Africa. *Precambrian Research* 127, 329 – 35.
- Goldfarb, R.J., Hart, C.J.R., Miller, M., Miller, L., Farmer, G.L. & Groves, D.I. (2000). The Tintina Gold Belt: A global perspective. *British Columbia and Yukon Chamber of Mines, Special Volume 2*, 5- 34.
- Goldfarb, R., Baker, T., Dube, 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*, 407–450.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I., and Gardoll, S. (2001). Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews* 18, 1–75.
- Griffin, W.L., Powell, W.J., Pearson, N.J., and O'Reilly, S.Y. (2008). Data reduction software for laser ablation ICP-MS, in, *Laser Ablation-ICP-Mass Spectrometry in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues* (Sylvester, P., Ed.), Mineralogical Association of Canada (MAC) Short Course Series, v. 40, p. 308-311.
- Groves, D.I. (1993). The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineralium Deposita* 28, 366–374.
- Groves, D.I., and Phillips, G.N. (1987). The genesis and tectonic control on archaean gold deposits of the Western Australian Shield — A metamorphic replacement model. *Ore Geology Reviews* 2, 287–322.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., and Robert, F. (1998). Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews* 13, 7–27.
- Hammarstrom, J.M., and Zen, E.-A. (1986). Aluminum in hornblende; an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71, 1297–1313.
- Hammond, N.Q., Robb, L., Foya, S., Ishiyama, D. (2011). Mineralogical, fluid inclusion and stable isotope characteristics of Birimian orogenic gold mineralization at the Morila Mine, Mali, West Africa. *Ore Geology Reviews* 39, 218-229.
- Hart, C.J.R. (2007). Reduced intrusion-related gold systems, in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 95-112.
- Hein, K.A.A. (2010). Succession of structural events in the Goren greenstone belt (Burkina Faso): implications for West African tectonics. *Journal of African Earth Sciences* 56, 83–94.
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist* 90, 316-328.
- Hirdes, W., Davis, D.W., Eisenlohr, B.N. (1992). Reassessment of Proterozoic granitoid ages in Ghana on the basis of U/Pb zircon and monazite dating. *Precambrian Research* 56, 89–96.

- Hirdes, W., Davis, D.W., Lüdtke, 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, 173–191.
- Hirdes, W., Davis, D.W. (1998). First U-Pb zircon age of extrusive volcanism in the Birimian Supergroup of Ghana/West Africa. *Journal of African Earth Sciences* 27, 291–294.
- Hollister, L.S., Grisson, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72 (34), 231-239.
- Hottin, G., Ouedraogo, O.F. (1976). Carte géologique de la République de Haute-Volta, Direction de la Géologie et des Mines, Ouagadougou, 1 feuille, notice 58 p., 1976.
- Hottin, G., Ouedraogo, O.F. (1992). Carte géologique du Burkina Faso, BRGM/Bureau des Mines et de la Géologie du Burkina, Ouagadougou, 1 feuille, notice 58 p. Kerrich, R., Goldfarb, R., Groves, D., and Garwin, D., 2000, The geodynamic of world-class gold deposits: characteristics, space-time distribution and origins, in Hagemann, S.G., and Brown, P.E., eds., *Gold in 2000: Society of Economic Geologists, Reviews in ECONOMIC GEOLOGY*, v. 13, p. 501-551.
- King, K. (2012). Geological, structural and mineralogical constraints on the evolution of the Morila gold deposit, South Mali, West Africa. M.Sc. Thesis, Kingston University, Kingston-upon-Thames, United Kingdom.
- Kisters, A.F.M., Kolb, J., Meyer, F.M., Hoernes, S. (2000). Hydrologic segmentation of high temperature shear zones; structural, geochemical and isotopic evidence from auriferous mylonites of the Renco Mine, Zimbabwe. *Journal of Structural Geology* 22, 811–829.
- Kolb, J., Meyer, F.M. (2002). Fluid inclusion record of the hypozonal orogenic Renco gold deposit (Zimbabwe) during retrograde P–T evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 495–509.
- Koons, P.O. & Craw, D. (1991) Gold mineralization as a consequence of continental collision: an example from the Southern Alps, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters* 103, 1-9.
- Kouamelan, A., Delor, C., and 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, 177–190.
- Kretschmar, U. and Scott, S.D. (1976). Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *The Canadian Mineralogist* 14.
- Lanari, P., Wagner, T., and Vidal, O. (2014). A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO–FeO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O: applications to P–T sections and geothermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 167, 1–19.
- Lang, J.R., Baker, T., Hart, C.J.R., and Mortensen, J.K. (2000). An exploration model for intrusion-related gold systems. *Society of Economic Geology Newsletter* 40, 6–15.
- Lang, J.R., and Baker, T. (2001). Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita* 36, 477–489.
- 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.
- Lawrence, D., M., Treolar, P.J., Rankin, A.H., Harbidge, P., 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 Métour, J., Chèvremont, P., Donzeau, M.E., Thiéblemont, E., Tegey, D., Guerrot, M.C.M., Itard, B., Castaing, Y., Delpont, C., Ki, G., Zunino, J.C.C. (2003). Notice explicative de la Carte géologique du Burkina Faso à 1/200,000. Feuille Houndé, 82p.
- Le Mignot, E., Siebenaller, L., Béziat, D., André-Mayer, A.-S., Reisberg, L., Salvi, S., Velásquez, G., Zimmermann, C., Naré, A., and Franceschi, G. (In revision). The Paleoproterozoic copper-gold deposit of Gaoua, Burkina Faso: Evidence for a superimposition of a porphyry copper with an orogenic gold deposit. *Economic Geology Special Issue article - West Africa*.
- Le Mignot, E., Reisberg, L., André-Mayer, A.-S., Miller, J., and Bourassa, Y. (In preparation). Re-Os geochronological evidence for multiple Paleoproterozoic gold events at the scale of the West African craton. *Economic Geology Special Issue article - West Africa*.
- Leube, A., Hirdes, W., Mauer, R., Kesse, G.O. (1990). The early proterozoic birimian supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. *Precambrian Research* 46, 139-165.
- Lindgren, W. (1933). *Mineral deposits* (New York, London, McGraw-Hill Book Company, inc.).
- Lompo, M. (1991). Etude structurale et géologique des séries birimiennes de la région de Kwademen, Burkina Faso, Afrique de l'Ouest. In: *Evolution et contrôle structural des minéralisations sulfurées et aurifères pendant l'Eburnéen*. Université de Clermont Ferrand, France, 192 p.
- Lompo, M. (2009). A model of subsidence of an oceanic plateau magmatic rocks in the Man-Leo Shield of the West African Craton Geodynamic evolution of the 2.25–2.0 Ga Palaeoproterozoic. In: Reddy, S.M., Mazumder, R., Evans, D.A.D., Collins, A.S. (Eds.), *Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution: Geological Society, London*, 231–254.
- Lü, L., Mao, J., Li, H., Pirajno, F., Zhang, Z., and Zhou, Z. (2011). Pyrrhotite Re–Os and SHRIMP zircon U–Pb dating of the Hongqiling Ni–Cu sulfide deposits in Northeast China. *Ore Geology Reviews* 43, 106–119.
- Lüdtke, G., Hirdes, W., Konan, G., Kone, Y., Yao, C., Diarra, S., Zamble, Z. (1998). Géologie de la région Haute Comoé Nord avec carte géologique 1/100,000. Feuilles Kong. 4B, 4d, et Tehini-Bouna 3a–3d. *Bulletin. No. 1 DG Abidjan*, 178 p.
- Lüdtke, G., Hirdes W., Konan G., Koné Y., N'Da D., Traoré Y. and Zamblé Z.B. (1999). Géologie de la région haute comoé sud, carte géologique à 1/100000, feuilles dabakala 2b,d et 4b,d - 1ère édition. *Projet de coopération géologique ivoiro-allemande cgia (1995-1996)*. Ministère des Ressources Minières et Pétrolières, Direction de la Géologie, *Bulletin n°2*.
- Markey, R., Stein H.J., Hannah, J.L., Zimmerman A., Selby D., Creaser R.A. (2007). Standardizing Re-Os geochronology: a new molybdenite Reference Material (Henderson, USA) and the stoichiometry of Os salts. *Chemical Geology* 244, 74-87.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, S., Moyen J.-F., Champion D. (2005). An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1-24.
- Mathur, R., Titley, S., Ruiz, J., Gibbins, S., and Frieauf, K. (2005). A Re–Os isotope study of sedimentary rocks and copper–gold ores from the Ertsberg District, West Papua, Indonesia. *Ore Geology Reviews* 26, 207–226.
- McCuaig, C., Miller, J., Parra, L., Hein K., Jessel M., Davis, J. (Submitted). Craton scale controls on mineral systems. *Precambrian Research*.
- McDonough, W.F., Sun, S.-S. (1995). The Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.

- McFarlane, C.R.M., Mavrogenes, J., Lentz, D., King, K., Allibone, A., Holcombe R. (2011). Geology and Intrusion-Related Affinity of the Morila Gold Mine, Southeast Mali. *Economic Geology* 106, 727-750.
- Metelka, V., Baratoux, L., Naba, S., and Jessell, M.W. (2011). A geophysically constrained litho-structural analysis of the Eburnean greenstone belts and associated granitoid domains, Burkina Faso, West Africa. *Precambrian Research* 190, 48–69.
- Milési, J.P., Feybesse, J.L., Ledru, P., Dommanget, A., Ouedraogo, M.F., Marcoux, E., Prost, A., Vinchon, C., Sylvain, J.P., Johan, V., Teygey, M., Calvez, J.Y., Lagny, P. (1989). West African gold deposits in their lower Proterozoic lithostructural setting. *Chronique de la Recherche Minière* 497, 3–98.
- Milési, J.-P., Ledru, P., Feybesse, J.-L., Dommanget, A., and Marcoux, E. (1992). Early proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Research* 58, 305–344.
- Milési, J.P., Feybesse, J.-L., Pinna, P., Deschamps, Y., Kampunzu, H., Muhongo, S., Lescuyer, J.-L., Le Goff, E., Delor, C., Billa, M., et al. (2004). Geological map of Africa 1:10 000 000. SIGAfrique project, BRGM Orléans.
- Miller J., Mc Cuaig, Hein K., Jessel, Davis, J. (submitted), Craton scale variations and correlations of the gold systems in Africa. *Economic Geology Special Issue article – West Africa*.
- Moyen, J.-F., Martin, H. (2012). Forty years of TTG research. *Lithos* 148, 312-336.
- Naba, S., Lompo, M., Debat, 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.
- Nesbitt, B.E., Murowchick, J.B., and Muehlenbachs, K. (1986). Dual origins of lode gold deposits in the Canadian Cordillera. *Geology* 14, 506–509.
- Neumayr, P., Ridley, J.R., McNaughton, N.J., Kinny, P.D., Barley, M.E., and Groves, D.I. (1998). Timing of gold mineralization in the Mt York district, Pilgangoora greenstone belt, and implications for the tectonic and metamorphic evolution of an area linking the western and eastern Pilbara Craton. *Precambrian Research* 88, 249–265.
- Oberthür, T., Vetter, U., Davis, D.W., Amanor, J.A. (1998). Age constraints on gold mineralization and Paleoproterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of southern Ghana. *Precambrian Research* 89, 129-143.
- Olson, S.F., Diakit, K., Ott, L., Guindo, A., Ford, C.R.B., Winer, N., Hanssen, E., Lay, N., Bradley R., Pohl, D. (1992). Regional setting, structure and descriptive geology of the Middle Proterozoic Syama gold deposit, Mali, West Africa. *Economic Geology* 87, 310-331.
- Perrouy, S., Aillères, L., Jessel, M.W., Baratoux, L., Bourassa, Y., Crawford (2012). Revised Eburnean geodynamic evolution of the gold-rich southern Ashanti Belt, Ghana, with new field and geophysical evidence of pre-Tarkwaian deformation. *Precambrian Research* 204-205, 12-39.
- Phillips, G.N., and Powell, R. (2009). Formation of gold deposits: Review and evaluation of the continuum model. *Earth-Science Reviews* 94, 1–21.
- Pigois, J.-P., Groves, D.I., Fletcher, I.R., McNaughton, N.J., and Snee, L.W. (2003). Age constraints on Tarkwaian palaeoplacer and lode-gold formation in the Tarkwa-Damang district, SW Ghana. *Mineralium Deposita* 38, 695–714.
- Pitcairn I.K., Craw D., Teagle D.A.H. (2014). Metabasalts as sources of metals in orogenic gold deposits. *Mineralium Deposita* 1-18.

- 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 south western Niger. *Precambrian Research* 70, 281–301.
- Ravenelle, J.-F., Dubé, B., Malo, M., McNicoll, V., Nadeau, L., and Simoneau, J. (2010). Insights on the geology of the world-class Roberto Gold Deposit, Eleonore Property, James Bay, Quebec. Geological Survey of Canada.
- Reisberg, L. and Miesel, T. (2002). The Re – Os isotopic system: A review of analytical techniques. *Geostandards Newsletter* 26, 249-267.
- Schmidt, M.W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 110, 304–310.
- Schwartz, M.O., Melcher, F. (2003). The Perkoa Zinc Deposit, Burkina Faso. *Economic Geology* 98, 1463-1485.
- Selby D., Creaser R.A. (2004). Macroscale NTIMS and microscale LA-MC-ICP-MS Re-Os isotopic analysis of molybdenite: Testing spatial restrictions for reliable Re-Os age determinations, and implications for the decoupling of Re and Os within molybdenite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, No. 19, 3897-3908.
- Sibson, R.H., Robert, F., Poulsen, K.H. (1988). High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology* 16, 551-555.
- 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.
- Sillitoe, R.H., Bonham, H.F. (1990). Sediment-hosted gold deposits: Distal products of magmatic hydrothermal systems. *Geology* 16, 157-161.
- Stein, H.J., Morgan, J.W., and Scherstén, A. (2000). Re-Os Dating of Low-Level Highly Radiogenic (LLHR) Sulfides: The Harnäs Gold Deposit, Southwest Sweden, Records Continental-Scale Tectonic Events. *Economic Geology* 95, 1657–1671.
- Stüwe, K. (1998). Tectonic constraints on the timing relationships of metamorphism, fluid production and gold-bearing quartz vein emplacement. *Ore Geology Reviews* 13, 219–228.
- Tapsoba, B., Lo, C.-H., Jahn, B.-M., Chung, S.-L., Wenmenga, U., Iizuka, Y. (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.
- Taylor, P.N., Moorbath, S., Leube, A., Hirdes, W. (1992). Early Proterozoic crustal evolution in the birimian of Ghana: constraints from geochronology and isotope geochemistry. *Precambrian Research* 56, 97–111.
- Thomas, E., De Kock, G.S., Baglow, N., Viljoen, J. & Siaka, Z. (2009). Geological map explanation—map sheet 0903D (1:100,000). CGS/BRGM/Geoman. Geological Survey Department of Ghana (GSD).
- Thompson, J.F.H., and Newberry, R.J. (2000). Gold deposits related to reduced granitic intrusions. *Society of Economic Geologists, Reviews* 13, 377–400.
- Thompson, J.F.H., Sillitoe, R.H., Baker, T., Lang, J.R., and Mortensen, J.K. (1999). Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita* 34, 323–334.
- Tomkins, A.G. (2010). Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: Implications for gold deposit genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 3246–3259.

- Tomkins, A.G., and Mavrogenes, J.A. (2002). Mobilization of Gold as a Polymetallic Melt during Pelite Anatexis at the Challenger Deposit, South Australia: A Metamorphosed Archean Gold Deposit. *Economic Geology* 97, 1249–1271.
- 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.
- Tunks, A.J., Selley, D., Rogers, J.R., Brabham, G. (2004). Vein mineralization at the Damang Gold Mine, Ghana: controls on mineralization. *Journal of Structural Geology* 26, 1257–1273.
- Vegas, N., Naba, S., Bouchez, J.L., and Jessell, M. (2008). Structure and emplacement of granite plutons in the Paleoproterozoic crust of Eastern Burkina Faso: rheological implications. *International Journal of Earth Sciences* 97, 1165–1180.
- Vidal, M., Delor, C., Pouclet, A., Siméon, Y., Alric, G. (1996). Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2,2 Ga et 2 Ga: le style "archéen" des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte-d'Ivoire. *Bulletin de la Société Géologique de France* 167 (3), 307–319.
- Vidal, M., Gumiaux, C., Cagnard, F., Pouclet, A., Ouattara, G., Pichon, M. (2009). Evolution of a Paleoproterozoic "weak type" orogeny in the West African Craton (Ivory Coast). *Tectonophysics* 477, 145–159.
- Völkening, J., Walczyk, T., and Heumann, K.G. (1991). Osmium isotope determinations by negative thermal ionization mass spectrometry. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Physics* 105, 147–159.
- Yang, X-M., Lentz D.R., Chi G., Thorne K.G. (2008). Geochemical characteristics of gold-related granitoids in southwestern New Brunswick, Canada. *Lithos* 104, 355-377.
- Yavuz, F. Yavuz V., Sasmaz A. (2006). WinClastour-a Visual Basic program for tourmaline formula calculation and classification: *Computers & Geosciences*, v. 32, p. 1156-1168.
- Yeats, C.J., McNaughton, N.J., Ruetger, D., Bateman, R., Groves, D.I., Harris, J.L., and Kohler, E. (1999). Evidence for diachronous Archean lode gold mineralization in the Yilgarn Craton, Western Australia; a SHRIMP U-Pb study of intrusive rocks. *Economic Geology* 94, 1259–1276.

4. Le gisement de Wassa (Ghana)

Les trois gisements qui sont présentés ci-dessous sont situés au niveau de la ceinture d'Ashanti, dans le Sud-Ouest du Ghana (Figure 26). Cette région héberge les gisements d'or les plus importants du craton ouest-africain, permettant au Ghana de dominer la production d'or en Afrique de l'Ouest, devant le Burkina Faso et le Mali.

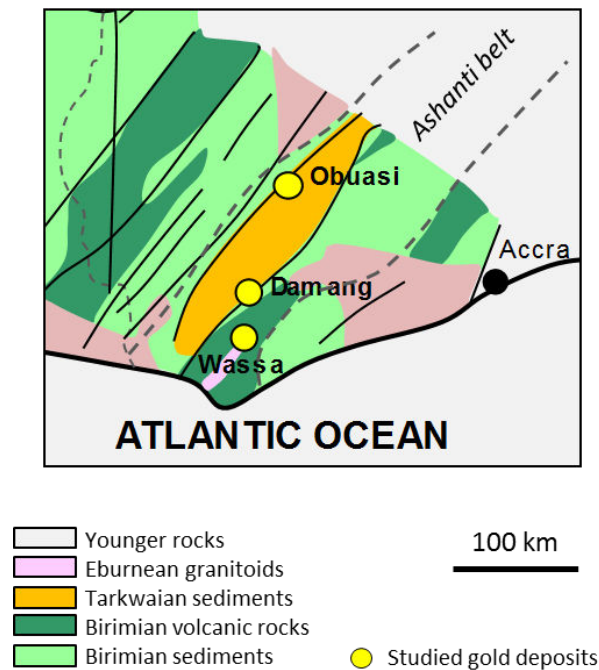


Figure 26 : Carte géologique du Sud-Ouest du Ghana indiquant l'emplacement des gisements d'or étudiés

4.1. Contexte géologique

Le gisement de Wassa est un gisement de plusieurs millions d'onces d'or, situé sur la bordure Est de la ceinture d'Ashanti. La minéralisation est encaissée dans des roches volcaniques mafiques à felsiques, des roches volcanoclastiques, des grauwackes et de rares black shales, qui sont intrudés par des corps dioritiques et felsiques.

Le gisement de Wassa a connu plusieurs épisodes de déformation qui ont fortement affecté toutes les lithologies, y compris les intrusifs. Trois événements majeurs peuvent être distingués. La première phase de déformation, qualifiée de $D1_{Wa}$ est responsable d'une foliation $S1_{Wa}$ parallèle aux contacts stratigraphiques qui est le résultat d'un cisaillement à

grande échelle. Cette foliation primaire contient une première génération de veines de quartz qui sont boudinées. Elle est plissée par une deuxième phase de déformation ($D2_{wa}$) qui s'accompagne d'un clivage orienté NE. Enfin, l'ensemble du gisement est affecté par le clivage de crénulation $S3_{wa}$ dans lequel s'insère une deuxième génération de veines de quartz. Si l'on se réfère à l'évolution géodynamique globale présentée dans la partie 2 de ce manuscrit, la phase $D3_{wa}$ correspond à la transpression globale $D4$, tandis que la phase $D2_{wa}$ est facilement attribuée à $D3$ qui marque le début de l'accrétion tectonique éburnéenne. En revanche, nous manquons d'informations permettant de replacer la phase locale $D1_{wa}$ dans le scénario global du craton. Cette phase peut raisonnablement être attribuée aux phases $D1$ ou $D2$ mais, jusqu'à maintenant, aucun argument ne permet de trancher entre ces deux possibilités.

4.2. Deux phases de minéralisation

La minéralisation aurifère de Wassa est polyphasée, chacun des deux épisodes minéralisateurs étant associé à une génération de veines de quartz sous la forme d'or visible. La minéralisation primaire est associée aux veines de quartz boudinées dans la foliation $S1_{wa}$ et s'accompagne d'une altération à séricite, dolomite, pyrite et, plus rarement, tourmaline de part et d'autre de ces veines. Les veines sont constituées de quartz fumé à translucide. Localement, les roches peuvent montrer une pyritisation intense au voisinage de ces veines de quartz. Les pyrites liées à ce premier stade de minéralisation sont facilement reconnaissables puisqu'elles sont très finement grenues et étirées le long de la foliation (Figure 27). Cette déformation des pyrites atteste d'une cristallisation pré- à syn- $D1_{wa}$.

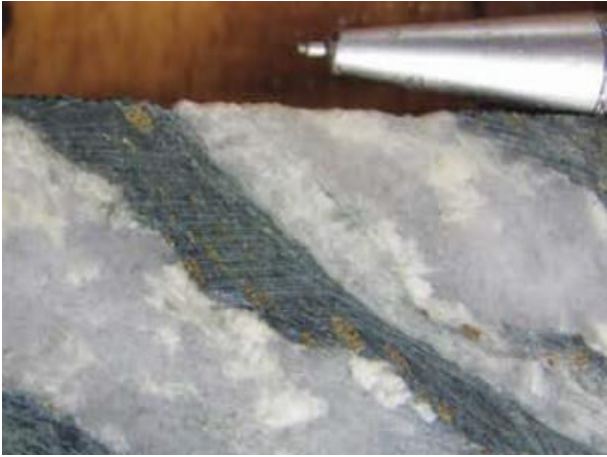


Figure 27 : Veines de quartz de première génération associées à des pyrites étirées dans la foliation S1_{wa}



Figure 28 : Pyrites de deuxième génération disséminées dans la roche encaissante au contact des veines de quartz de deuxième génération

Le deuxième stade de minéralisation est associé à la deuxième génération de veines de quartz qui s'est mise en place lors de la phase D3_{wa}. Ces veines, qui recoupent le clivage S1_{wa}, sont associées à des assemblages d'altération dolomitique, chloritique et potassique, et présentent un quartz laiteux à rosé. Les pyrites associées à cette génération de veines sont des pyrites recristallisées qui ne sont pas recoupées par les déformations antérieures (Figure 28).

4.3. Datation Re-Os des deux événements aurifères

Deux échantillons ont été sélectionnés pour dater les deux types de pyrite observés : l'échantillon JM-11 qui contient uniquement des pyrites étirées dans la foliation S1_{wa} et l'échantillon GSR025 qui contient uniquement des pyrites de deuxième génération non-déformées.

Les pyrites primaires de l'échantillon JM-11 ont une teneur en Re de 8 ppb et une teneur en ¹⁸⁷Os de 177 ppt, avec une composition très radiogénique puisque l'osmium radiogénique représente plus de 99% de l'¹⁸⁷Os (Tableau 13). L'âge de 2164 ± 22 Ma qui a été obtenu indique une cristallisation précoce de ces pyrites, et donc une mise en place de la première minéralisation aurifère très tôt dans l'histoire géologique du craton, en accord avec les conclusions des observations pétrographiques et structurales. Cet âge suggère que le premier épisode minéralisateur de Wassa, et par conséquent la déformation D1_{wa}, est contemporaine de la phase D1 de l'orogénèse éburnéenne.

Le timing de la deuxième génération de pyrite a été contraint par l'analyse de deux répliqués de l'échantillon GSR025 qui ont donné deux âges absolus reproductibles de 2049 ± 15 Ma et 2061 ± 17 Ma, soit un âge moyen de 2054 ± 11 Ma. La composition de ces pyrites est remarquable par la quasi-absence d' ^{187}Os commun (Tableau 13). L'âge obtenu permet également d'apporter une nouvelle contrainte de temps à la phase D4 responsable de ce second épisode de minéralisation. Par ailleurs, l'ensemble des résultats rapportés ici permet d'estimer de manière absolue le laps de temps séparant la mise en place des deux minéralisations à Wassa à environ 100 Ma.

Tableau 13 : Données Re-Os des deux générations de pyrite du gisement de Wassa

Echantillons	Minéraux	Masse échantillon (g)	[Re] (ppb) ¹	¹⁸⁷ Re (ppb) ^{1,2,3}	¹⁸⁸ Os total (ppt) ⁴	% ¹⁸⁸ Os blanc	¹⁸⁷ Os total (ppt)	% ¹⁸⁷ Os ⁵	¹⁸⁷ Os* (ppt) ^{2,5}	¹⁸⁷ Os*/ ¹⁸⁷ Re ^{1,2,5}	Age (Ma) ^{2,6}
JM-11	Py	0,3032	7,64	4,80 ± 0,023	0,88	5,2	176,81	99,9	176,72 ± 1,02	0,0368 ± 0,0004	2164 ± 22
GSR025	Py	0,3015	6,43	4,04 ± 0,016	0,19	23,9	140,38	100,0	140,35 ± 0,52	0,0347 ± 0,0003	2049 ± 15
GSR025b	Py	0,3020	6,31	3,96 ± 0,018	0,27	17,3	138,64	100,0	138,61 ± 0,54	0,0350 ± 0,0003	2061 ± 17

Notes:

¹ Les concentrations en rhénium sont corrigées du blanc.

² Toutes les incertitudes sont en 2 σ .

³ L'incertitude sur ¹⁸⁷Re inclut la précision des mesures, l'incertitude sur le blanc, les erreurs de pesée et l'incertitude sur la calibration des spikes.

⁴ Inclut à la fois l'Os commun contenu dans l'échantillon et la contribution du blanc.

⁵ ¹⁸⁷Os* = ¹⁸⁷Os radiogénique uniquement, calculé en assumant un rapport naturel d'osmium ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os = 0,5 ± 0,4. L'incertitude sur ¹⁸⁷Os* inclut l'incertitude sur ce rapport, la précision des mesures, les erreurs de pesée, l'incertitude sur la calibration des spikes et l'incertitude sur les mesures de standards.

⁶ En supposant $\lambda^{187}\text{Re} = 1.666 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$ (Smoliar et al., 1996).

5. Le gisement d'Obuasi (Ghana)

Le gisement d'Obuasi est le plus grand gisement d'or découvert dans les terrains birimiens du craton ouest-africain. Pour expliquer la taille exceptionnelle de ce gisement orogénique, de nombreux auteurs font appel à un modèle de minéralisation polyphasée qui permet un enrichissement progressif en or au fur et à mesure des épisodes métallogéniques. Actuellement, deux modèles s'opposent concernant le timing de la minéralisation. Un premier modèle différencie deux styles de minéralisation qui se mettent en place progressivement au cours d'un même événement évoluant d'une déformation ductile à fragile (Blenkinsop et al., 1994; Oberthür et al., 1994). Le deuxième modèle évoque une déformation polyphasée mais attribue l'essentiel de la minéralisation aurifère au dernier stade de réactivation de la faille d'Ashanti (Allibone et al., 2002). Le polyphasage de la minéralisation à Obuasi semble donc faire consensus. Cependant, le timing de celle-ci est encore sujet à débat, qui est favorisé par l'absence de datation absolue de la minéralisation.

5.1. Contexte géologique

Le gisement d'Obuasi est encaissé dans les formations volcano-sédimentaires birimiennes du Kumasi group qui ont été datées à 2155 ± 2 Ma (U-Pb sur zircons ; Davis et al., 1994; Oberthür et al., 1998), au contact de la ceinture de roches vertes d'Ashanti. Le district aurifère est situé à proximité de l'intersection de deux failles chevauchantes majeures : la faille d'Ashanti et la faille d'Akropong (Perrouy et al., 2012). Les roches encaissantes de la minéralisation sont des métasédiments carbonatés ou graphitiques qui représentent une séquence turbiditique metamorphisée (Fougerouse et al., In preparation). Au niveau du gisement d'Obuasi, la faille d'Ashanti renferme des fissures très minéralisées qui consistent en des shear-zones riches en graphite.

De multiples épisodes de déformation, ainsi que plusieurs générations de veines, sont observables au niveau de la mine d'or d'Obuasi. Les observations permettent de distinguer trois foliations principales. La S1 est très peu préservée et recoupée par la S2 beaucoup plus marquée, orientée NO. Cette dernière est associée au boudinage de veines de quartz et de dykes granitiques, ainsi qu'à la formation d'ombres de pression comblées par du quartz autour de certains porphyroblastes (Fougerouse et al., In preparation). Ce clivage S2 est interprété comme étant le résultat du raccourcissement NO-SE se déroulant pendant la phase de

déformation D3 de l'orogénèse éburnéenne (qualifiée de D2_{Ob} dans la région d'Obuasi). Les fabriques S2 sont reprises par un clivage de crénulation S3 orienté N-NO qui correspond à l'expression du raccourcissement globalement N-S de la phase D4 de l'orogène.

5.2. Une minéralisation aurifère polyphasée

Deux styles de minéralisation co-existent dans le gisement d'Obuasi : des arsénopyrites aurifères disséminées dans les métasédiments qui représentent environ 60% de la production aurifère du gisement, et de l'or natif contenu dans des veines de quartz (Oberthür et al., 1994).

Les arsénopyrites sont concentrées le long des cisaillements graphitiques et des veines de quartz dans les métasédiments (Figure 29). Les cristaux sont zonés, présentant typiquement des zones de surcroissance enrichies en or (où la concentration peut atteindre 800 ppm) et un cœur appauvri (Figure 30 ; Fougereuse et al., In preparation). Cependant, aucune particule d'or natif n'a pu être observée à l'échelle du micron. Des études microstructurales montrent que les arsénopyrites aurifères s'alignent le long des fabriques S2 et que certaines d'entre elles présentent des ombres de pression parallèles à S2 et recoupées par la crénulation S3 (Figure 31), ce qui évoque une cristallisation des arsénopyrites synchrone de la déformation D2_{Ob}. Cependant, seule une partie des sulfures présente ces ombres de pression. Pour les autres, il n'existe pas d'indication permettant de les replacer par rapports aux déformations locales. Cependant, Allibone et al. (2002) observent que des aiguilles d'arsénopyrite se superposent au clivage S3, ce qui indiquerait une cristallisation plus tardive et que, par conséquent, toutes les arsénopyrites n'appartiennent pas à la même génération.



Figure 29 : Veine de quartz bordée par des arsénopyrites disséminées dans les métasédiments (photo D. Fougrouse)

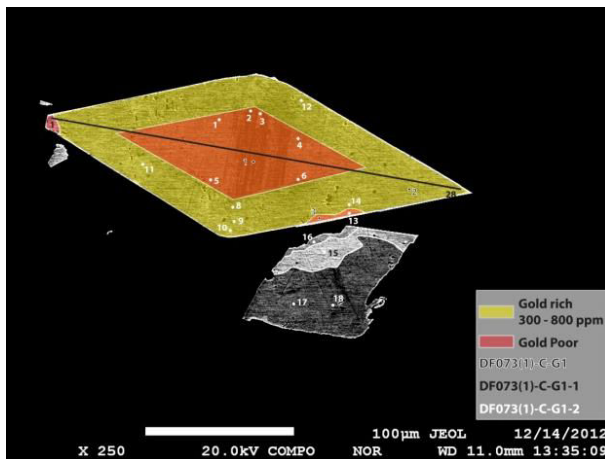


Figure 30 : Photographie prise au microscope électronique à balayage montrant la zonation en or au sein d'un cristal d'arsénopyrite avec un coeur pauvre en or et des surcroissances enrichies (jusqu'à 800 ppm d'or, photo D. Fougrouse)

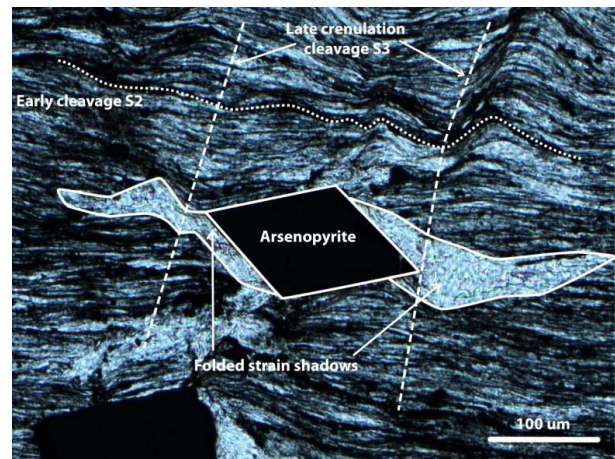


Figure 31 : Ombres de pression de part et d'autre d'un cristal d'arsénopyrite, parallèles à la foliation et reprises par le clivage S3 (photo prise au microscope optique, D. Fougrouse)

Les veines de quartz minéralisées présentent des teneurs en or très élevées (jusqu'à plus de 1500 ppm d'or) sous forme d'or visible. Ces veines sont boudinées et parallèles à la foliation S2, ce qui indique qu'elles sont pré- à syn-D3 (Fougrouse et al., In preparation). Des analyses microscopiques indiquent que l'or est distribué le long de plans de fracture affectant les veines de quartz plutôt que disséminé dans l'ensemble de la veine. L'or est observé en association principalement avec de la muscovite et du graphite, mais aussi avec de la galène, de la chalcopryrite, de la sphalérite, de la bournonite ($PbCuSbS_3$), de la boulangérite

($Pb_5Sb_4S_{11}$) et de l'aurostibine ($AuSb_2$) (Figure 32 ; Oberthür et al., 1994; Fougrouse et al., In preparation).

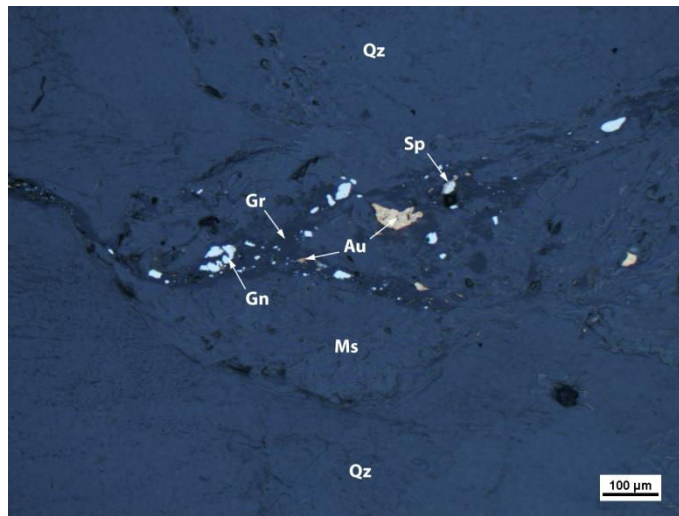


Figure 32 : Paragenèse minérale associée à l'or dans les fractures des veines de quartz (microscope optique, lumière réfléchie ; Qz : quartz, Ms : muscovite, Gn : galène, Gr : graphite, Sp : sphalérite)

L'histoire métallogénique du gisement d'Obuasi s'est donc déroulée en deux temps. Tout d'abord, des arsénopyrites enrichies en or ont cristallisé de façon contemporaine aux veines de quartz pré- à syn-D2_{Ob}. Puis, les veines de quartz ont été étirées et du quartz a précipité dans les ombres de pression autour des sulfures pendant la déformation D2_{Ob}. Et enfin, un deuxième épisode aurifère se produit au cours de la déformation D3_{Ob}, à l'origine des très hautes teneurs en or mesurées dans les veines de quartz (Fougrouse et al., In preparation).

5.3. Datation Re-Os des arsénopyrites aurifères

Les arsénopyrites ont été sélectionnées pour datation, pour tenter d'apporter des contraintes géochronologiques sur le premier épisode aurifère. Trois répliquats ont été analysés pour la datation Re-Os (Tableau 14). Les arsénopyrites sont relativement pauvres en rhénium et en osmium : les concentrations sont de l'ordre de 3 ppb et 60 ppt respectivement, mais ont une composition en osmium très radiogénique, ce qui a permis l'obtention de trois âges. Ces âges s'accompagnent d'une incertitude non-négligeable de l'ordre de ± 60 Ma et permettent d'obtenir un âge moyen de 2040 ± 87 Ma (MSWD = 1,4).

Tableau 14 : Données Re-Os des arsénopyrites aurifères du gisement d'Obuasi

Echantillons	Minéraux échantillon	Masse échantillon (g)	[Re] (ppb) ¹	¹⁸⁷ Re (ppb) ^{1,2,3}	¹⁸⁸ Os total (ppt) ⁴	% ¹⁸⁸ Os blanc	¹⁸⁷ Os total (ppt)	% ¹⁸⁷ Os ⁵	¹⁸⁷ Os* (ppt) ^{2,5}	¹⁸⁷ Os*/ ¹⁸⁷ Re ^{1,2,5}	Age (Ma) ^{2,6}
DF073	Apy	0,3057	2,62	1,65 ± 0,031	1,89	3,2	58,05	98,3	57,07 ± 1,59	0,0347 ± 0,0012	2046 ± 69
DF073b	Apy	0,3011	3,02	1,90 ± 0,031	1,77	3,4	65,46	98,7	64,62 ± 1,34	0,0340 ± 0,0009	2008 ± 53
DF073c	Apy	0,3009	2,93	1,84 ± 0,033	1,92	3,2	64,38	98,6	63,47 ± 1,45	0,0345 ± 0,0010	2075 ± 60

Notes:

¹ Les concentrations en rhénium sont corrigées du blanc.

² Toutes les incertitudes sont en 2 σ .

³ L'incertitude sur ¹⁸⁷Re inclut la précision des mesures, l'incertitude sur le blanc, les erreurs de pesée et l'incertitude sur la calibration des spikes.

⁴ Inclut à la fois l'Os commun contenu dans l'échantillon et la contribution du blanc.

⁵ ¹⁸⁷Os* = ¹⁸⁷Os radiogénique uniquement, calculé en assumant un rapport naturel d'osmium ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os = 0,5 ± 0,4. L'incertitude sur ¹⁸⁷Os* inclut l'incertitude sur ce rapport, la précision des mesures, les erreurs de pesée, l'incertitude sur la calibration des spikes et l'incertitude sur les mesures de standards.

⁶ En supposant $\lambda^{187}\text{Re} = 1.666 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$ (Smoliar et al., 1996).

En dépit d'une large incertitude qui rend son interprétation délicate, l'âge moyen de 2040 Ma semble trop récent pour correspondre au premier événement minéralisateur que les observations structurales ont attribué à la phase D3 de l'orogénèse éburnéenne (D2_{Ob}). Par ailleurs, il a été impossible de distinguer, lors de la séparation des minéraux préalables à la datation, les arsénopyrites présentant des ombres de pression et dont le positionnement au sein de l'histoire structurale ne fait pas de doute, des arsénopyrites dépourvues de ces ombres et dont le timing par rapport aux autres événements est beaucoup plus hasardeux. Par conséquent, étant donné que l'âge de ~2040 Ma obtenu correspond plutôt aux dernières déformations observées à Obuasi, il est envisageable que les arsénopyrites qui ont été datées correspondent à une deuxième génération plus tardive qui aurait cristallisé pendant le deuxième événement aurifère, ou à un mélange des deux populations.

Pour confirmer cette hypothèse, une datation de l'or natif contenu dans les veines de quartz a été envisagée. Cependant, le caractère non-radiogénique des échantillons a empêché le calcul d'âges fiables et la quantité limitée d'échantillons à notre disposition n'a pas permis de réaliser suffisamment d'analyses pour établir une isochrone.

6. Le gisement de Damang (Ghana)

Le gisement d'or de Damang est situé à l'extrémité sud de la ceinture d'Ashanti (Figure 26) à seulement quelques kilomètres du paléoplacer de Tarkwa, au niveau de la charnière d'un anticlinal formé par les sédiments tarkwaïens. Ce gisement a fait l'objet de nombreuses études ces dernières années et son histoire métallogénique est bien comprise. Cependant, le timing de la minéralisation n'est, à ce jour, pas contrainte de façon absolue.

6.1. Contexte géologique

Le gisement de Damang est situé sur une faille orientée NE appelée la faille de Damang. Dans ce gisement, la minéralisation aurifère est encaissée à la fois dans des intrusions microdioritiques et dans des conglomérats à galets de quartz. Les conglomérats appartiennent à la série de Banket, une sous-unité du système tarkwaïen, et sont essentiellement constitués de clastes de quartz et de quartzite avec quelques clastes provenant des unités volcaniques birimiennes (Tunks et al., 2004). La matrice des conglomérats est très riche en minéraux

denses tels que l'hématite, la magnétite, le zircon ou l'or. Des zircons contenus dans ces roches ont été datés à 2133 ± 4 Ma (Pigois et al., 2003), fournissant ainsi un âge maximum pour la sédimentation tarkwaïenne.

Les microdiorites riches en biotite sont recoupées par des veines de quartz qui s'accompagnent du développement de carbonates et de pyrites automorphes aux épontes de celles-ci (Figure 33). White et al. (2014) ont daté des zircons (datation U-Pb) contenus dans ces microdiorites à 2165 ± 8 Ma.



Figure 33 : Photographie de deux carottes de sondage illustrant les deux roches encaissantes de la minéralisation de Damang. En haut : Conglomérat à galets de quartz. En bas : Microdiorite recoupée par des veines de quartz qui s'accompagnent d'une altération de la roche encaissante et de la formation de macrocristaux de pyrite (rapport final WAXI)

6.2. Superposition de deux types de gisement

Damang est le seul gisement connu au Ghana à présenter deux styles de minéralisations aurifères différents : une minéralisation primaire de type paléoplacer encaissée dans l'horizon de conglomérats à galets de quartz, à laquelle se superpose une deuxième minéralisation de type orogénique contenue dans une série de veines de quartz (Pigois et al., 2003; Tunks et al., 2004; White et al., 2014).

Au sein du paléoplacer, l'or se trouve dans la matrice des conglomérats, en association avec l'hématite, la magnétite, le rutile et le zircon. L'or se présente sous la forme de grains de 1 à 40 μm de diamètre en moyenne qui sont préférentiellement localisés dans de fines fractures, aux limites des galets de quartz et dans le quartz recristallisé entre les galets (Pigois et al., 2003). L'âge de 2133 Ma obtenu par Pigois et al. (2003) pour la sédimentation

tarkwaïenne fournit l'âge maximum de cette minéralisation. L'or contenu dans le paléoplacer représente environ 20% des ressources totales du gisement de Damang (Tunks et al., 2004).

La majorité de l'or se trouve associée à des veines de quartz hydrothermales sub-horizontales qui recoupent à la fois les sédiments tarkwaïens et les microdiorites. Ces veines sont associées à une intense altération des roches encaissantes qui se traduit par l'apparition de séricite, de biotite et de pyrites disséminées. Les pyrites constituent la grande majorité des sulfures présents dans le gisement avec de la pyrrhotite minoritaire qui se trouve disséminée dans la microdiorite ou autour des grains de pyrite. Les études structurales indiquent que les veines de quartz aurifères se sont formées lors d'un raccourcissement NE-SO à ENE-WSW, soit la phase D5 de l'orogénèse éburnéenne. Les paragenèses minérales suggèrent que la minéralisation hydrothermale est clairement postérieure au pic métamorphique (Pigois et al., 2003). L'âge de cette minéralisation secondaire a été estimé à 2063 ± 9 Ma par Pigois et al. (2003) en datant du xénotime hydrothermal (U-Pb) situé dans les zones d'altération entourant les veines de quartz. Plus récemment, le pic métamorphique du faciès amphibolite a été daté à 2005 ± 26 Ma par le biais de la datation U-Th-Pb de monazites (White et al., 2014). Au cours de la même étude, la biotite, qui est une phase majeure des halos d'altération des veines de quartz aurifères, a produit des âges Ar-Ar compris entre 1980 ± 9 Ma et 1898 ± 11 Ma. Etant donné que la température de clôture de l'argon dans la biotite est de 300°C et que les conditions de température au moment de la minéralisation aurifère ont été estimées à $375\text{-}425^\circ\text{C}$ (White et al., 2013), ces âges constituent donc l'âge minimum de la minéralisation. White et al. (2014) ont donc proposé un âge de la minéralisation hydrothermale plus récent que Pigois et al. (2003) entre 2030 (âge maximum du pic métamorphique) et 1980 Ma (âge des biotites). Cependant, dans aucun de ces cas la minéralisation n'a pu être datée directement. Des analyses Re-Os des pyrites et pyrrhotites ont été entreprises (White et al., 2014) mais celles-ci n'ont pas produit d'âge significatif.

6.3. Datation de la phase or orogénique

Des grains de pyrite automorphes encaissés dans la microdiorite ont été choisis afin de contraindre l'âge de la minéralisation hydrothermale tardive de Damang. Au total, quatre répliqués du même échantillon ont été analysés, fournissant des âges variant entre 2005 et 2095 Ma et s'accompagnant de barres d'erreur très importantes (Tableau 15). Ces larges

incertitudes sont dues à des teneurs en rhénium et en osmium très faibles (0,35 ppb et 8 ppt respectivement) ainsi qu'à une proportion limitée d'osmium radiogénique. Cependant, la multiplication des mesures a permis d'obtenir un âge moyen mieux légèrement contraint de 2039 ± 120 Ma (MSWD=0,12 ; Figure 34).

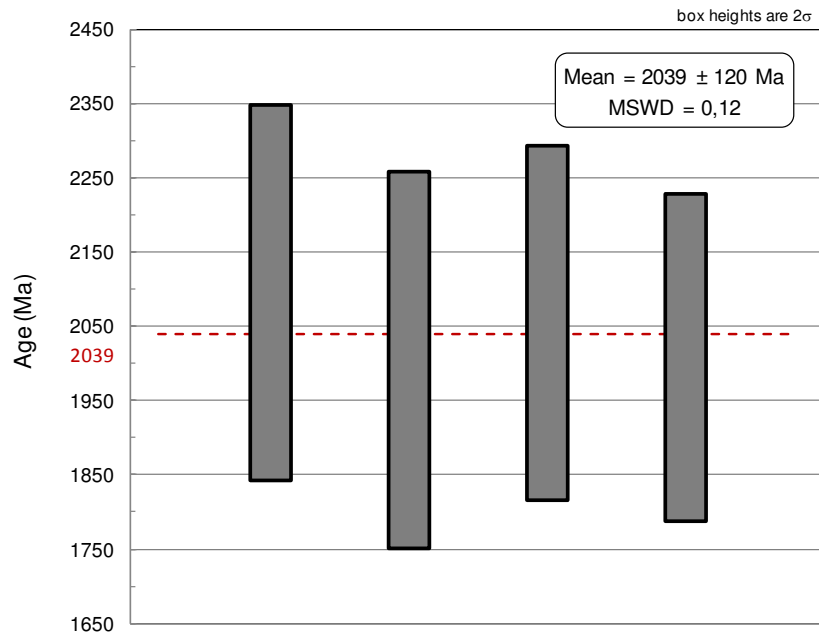


Figure 34 : Age moyen des pyrites de Damang (Isoplot, Ludwig, 2008)

Tableau 15: Données Re-Os des pyrites associées à la minéralisation aurifère hydrothermale de Damang

Echantillons	Minéraux	Masse échantillon (g)	[Re] (ppb) ¹	¹⁸⁷ Re (ppb) ^{1,2,3}	¹⁸⁸ Os total (ppt) ⁴	% ¹⁸⁸ Os blanc	¹⁸⁷ Os total (ppt)	% ¹⁸⁷ Os * ⁵	¹⁸⁷ Os * (ppt) ^{2,5}	¹⁸⁷ Os*/ ¹⁸⁷ Re ^{1,2,5}	Age (Ma) ^{2,6}
D396II	Py	0,4009	0,36	0,23 ± 0,017	0,73	7,3	8,57	94,5	8,10 ± 0,78	0,0355 ± 0,0043	2095 ± 253
D396a	Py	0,4150	0,33	0,21 ± 0,017	0,61	8,8	7,39	94,5	6,98 ± 0,68	0,0340 ± 0,0043	2005 ± 253
D396b	Py	0,5035	0,34	0,21 ± 0,017	0,60	8,8	7,82	95,1	7,44 ± 0,64	0,0348 ± 0,0040	2055 ± 239
D396c	Py	0,4014	0,39	0,24 ± 0,017	0,64	8,3	8,70	95,1	8,28 ± 0,71	0,0340 ± 0,0037	2009 ± 221

Notes:

¹ Les concentrations en rhénium sont corrigées du blanc.

² Toutes les incertitudes sont en 2 σ .

³ L'incertitude sur ¹⁸⁷Re inclut la précision des mesures, l'incertitude sur le blanc, les erreurs de pesée et l'incertitude sur la calibration des spikes.

⁴ Inclut à la fois l'Os commun contenu dans l'échantillon et la contribution du blanc.

⁵ ¹⁸⁷Os* = ¹⁸⁷Os radiogénique uniquement, calculé en assumant un rapport naturel d'osmium ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os = 0,5 ± 0,4. L'incertitude sur ¹⁸⁷Os* inclut l'incertitude sur ce rapport, la précision des mesures, les erreurs de pesée, l'incertitude sur la calibration des spikes et l'incertitude sur les mesures de standards.

⁶ En supposant $\lambda^{187}\text{Re} = 1.666 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$ (Smoliar et al., 1996).

Partie 5 :

DATATIONS **Re-Os** : PREUVES POUR DES EVENEMENTS AURIFERES MULTIPLES AU **P**ALEOPROTEROZOIQUE DANS LE CRATON OUEST-AFRICAIN

Partie 5 : Datations Re-Os : Preuves pour des événements aurifères multiples au Paléoprotérozoïque dans le craton ouest-africain

Partie 5 : Datations Re-Os : Preuves pour des événements aurifères multiples au Paléoprotérozoïque dans le craton ouest-africain..... 239

Résumé	241
Une minéralisation aurifère polyphasée	241
Une distinction entre gisements précoces et gisements tardifs	242
De possibles implications pour la source de l'or des paléoplacers tarkwaïens ..	243
Abstract	245
Introduction	246
Geological setting.....	251
Re-Os method.....	257
Re-Os geochronological constraints on West African craton orogenic gold deposits	260
The Gaoua copper-gold mining district, Burkina Faso	260
Dienemera, Gongondy and Mont Biri copper-gold occurrences.....	260
Nassara gold occurrence.....	260
Succession of two distinct mineralizing events	262
The Kiaka gold deposit, Burkina Faso	262
Re-Os dating of the early stage of mineralization	263
Gold in the Ashanti belt, Ghana: Wassa, Damang and Obuasi deposits.....	264
Wassa deposit	264
Damang deposit.....	265
Obuasi deposit	266
Discussion	270
Evidence for a multi-stage gold mineralization in the Leo-Man craton.....	270
Early-orogenic deposits vs tardi-orogenic deposits	272

Possible gold sources for Tarkwaian paleoplacers.....	273
Conclusion.....	274
References	276

Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article en préparation pour publication dans la revue « *Economic Geology* » sous le titre « *Re-Os geochronological evidence for multiple Paleoproterozoic gold events at the scale of the West African craton* ».

Résumé

L'étude géologique et géochronologique de six gisements d'or situés dans le domaine birimien de Baoulé-Mossi, dans le Sud du craton ouest-africain, met en évidence différents aspects des minéralisations aurifères de cette région. Les six localités étudiées ici mettent en évidence la prépondérance des gisements d'or de type orogénique dans le craton ouest-africain mais ils fournissent également des exemples de gisements plus rares dans cette région. Ainsi, le gisement de Damang, situé dans la ceinture d'Ashanti au Ghana, est connu pour être le seul gisement du craton à présenter une minéralisation primaire de type paléoplacer tarkwaïen recoupée par une minéralisation aurifère orogénique. Même s'ils constituent une minorité de gisements, les paléoplacers aurifères sont bien connus dans le craton ouest-africain et représentent une grande part de la production d'or, notamment grâce au paléoplacer de Tarkwa. En revanche, cette étude a également démontré l'existence d'un type de gisement qui n'avait pas encore été observé dans le craton ouest-africain. Il s'agit du porphyre cuprifère de Gaoua, au Burkina Faso.

Une minéralisation aurifère polyphasée

Sur les six gisements étudiés, cinq présentent une minéralisation polyphasée. En effet, seul le gisement de Nassara ne présente qu'une phase de minéralisation. Dans tous les autres cas, on observe une première minéralisation qui est disséminée et à faible teneur en or. A Gaoua, celle-ci se trouve sous la forme d'or invisible contenu dans les chalcopyrites de la phase porphyre et représente une minéralisation très minoritaire par rapport au cuivre. A Kiaka, la première phase aurifère est contemporaine du pic métamorphique dans le facies des schistes verts et est associée à des assemblages biotite-pyrrhotite également sous la forme d'or invisible contenu dans les sulfures. A Wassara, le premier événement minéralisateur est lié à des circulations hydrothermales qui ont engendré la formation d'une première génération de veines de quartz. Mais les veines sont stériles et l'or est observé en fines inclusions dans les pyrites qui se trouvent aux épontes de ces veines. La première phase aurifère de Damang est

représentée par le paléoplacer dans lequel l'or, sous la forme de particules de 1 à 40 μm , est encaissé dans des conglomérats à galets de quartz. Enfin, le gisement d'Obuasi présente une première minéralisation sous la forme d'arsénopyrites aurifères. Cette première phase est très disséminée et de faible teneur, pourtant, du fait de sa large distribution, elle contribue à plus de 60% de la production d'or de ce gisement.

Au contraire, la deuxième phase aurifère observée dans l'ensemble de ces gisements est sous contrôle structural et atteint les teneurs en or les plus importantes. Cette minéralisation est caractérisée par de l'or visible qui se trouve le plus souvent dans des veines de quartz tardives, comme à Kiaka, Wassa, Damang ou Obuasi. A Gaoua et Nassara, cet or visible est plutôt localisé au niveau de zones de cisaillement, en association avec des pyrites.

Une distinction entre gisements précoces et gisements tardifs

Les datations Re-Os réalisées sur des sulfures associés aux phases aurifères permettent d'identifier deux populations de gisements en fonction de leur période de formation. Les premières phases de minéralisation de Kiaka et de Wassa, ainsi que le porphyre Cu (\pm Au) de Gaoua se sont tous formés vers 2160-2150 Ma. Ces gisements sont donc des gisements précoces qui se sont formés lors des phases D1 et D2 de l'orogénèse éburnéenne. Les incertitudes sur les âges obtenus ne permettent pas de distinguer ces deux phases. Cependant, il est probable que le porphyre de Gaoua se soit formé lors de la phase d'accrétion magmatique D1 qui voit la mise en place de nombreuses zones de subduction, tandis que le caractère orogénique des minéralisations de Kiaka et Wassa suggèrent plutôt une mise en place plus tardive au cours de la D2.

Les minéralisations secondaires de Wassa, Damang et Obuasi, ainsi que le gisement de Nassara, ont fourni des âges compris entre 2100 et 2040 Ma. Ces gisements sont donc clairement syn-orogéniques et se sont mis en place lors des dernières phases de l'orogénèse éburnéenne (D3, D4 et D5). Cette période tardi-orogénique semble donc avoir été prolifique pour la production en or puisqu'elle a permis la mise en place des minéralisations de plus forte teneur.

Les six gisements présentés ici permettent donc d'illustrer une évolution du style de la minéralisation aurifère pendant le Paléoprotérozoïque dans le craton ouest-africain. Ainsi, des minéralisations aurifères précoces disséminées se sont mises en place au début de l'orogénèse

éburnéenne. Puis des minéralisations beaucoup plus localisées et concentrées se forment lors des stades cassants D3, D4 et D5. Bien qu'il n'existe encore aucune preuve pour confirmer cette hypothèse, il peut être envisagé que les minéralisations précoces constituent une pré-concentration en or qui a pu être en partie remobilisée lors des circulations hydrothermales tardives (en D3, D4 ou D5) et déposée localement pour constituer les minéralisations tardi-orogéniques.

De possibles implications pour la source de l'or des paléoplacers tarkwaïens

Pour la première fois, l'existence de gisements d'or précoces dans l'orogénèse éburnéenne est clairement démontrée par la datation de la minéralisation. De plus, les trois gisements précoces de cette étude (porphyre de Gaoua, Kiaka 1 et Wassa 1) sont plus vieux que l'âge maximum des paléoplacers tarkwaïens estimé à 2133 ± 4 Ma par Pigois et al. (2003). Or, bien que ce type de gisement, et notamment celui de Tarkwa au Ghana, soit très bien documenté dans la littérature, une incertitude subsiste quant à la source de l'or de ces paléoplacers ouest-africains qui n'a jamais été identifiée. Par conséquent, les trois gisements précoces de cette étude et des gisements similaires, peuvent être considérés comme une source potentielle de l'or re-sédimenté dans les bassins sédimentaires tarkwaïens.

Par ailleurs, la rareté des minéralisations précoces documentées à ce jour dans le craton ouest-africain est possiblement due au stade encore peu avancé de l'exploration minière dans cette région comparé à d'autres provinces métallogéniques mieux connues (Canada ou Australie, par exemple). Par conséquent, l'étude et la recherche de ces minéralisations précoces, qui peuvent recéler des ressources en or non-négligeables, comme à Obuasi par exemple, pourraient constituer une part importante de l'exploration en Afrique de l'Ouest dans les années à venir.

Re-Os geochronological evidence for multiple Paleoproterozoic gold events at the scale of the West African craton

LE MIGNOT Elodie ^{a,b}, REISBERG Laurie ^b, ANDRE-MAYER Anne-Sylvie ^a, BOURASSA Yan ^c and MILLER John ^d

^a GeoRessources, Université de Lorraine-CNRS-CREGU, BP 70239, F-54506 Vandœuvre-lès-Nancy cedex, France

^b Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG), CNRS-Université de Lorraine, 15 rue Notre-Dame des Pauvres, F-54501 Vandœuvre-lès Nancy, France

^c Golden Star Resources, 150 King Street West, Sunlife Financial Tower, Toronto, Canada

^d Center for Exploration Targeting, School of Earth and Environment, The University of Western Australia, 6009 Australia

Keywords: Gold deposits, West African craton, Re-Os geochronology

Abstract

The West African Craton (WAC) hosts numerous gold deposits in Birimian (i.e. Paleoproterozoic) terrains. These terrains formed during the Eburnean orogeny which took place between 2250 and 1980 Ma and included a succession of several deformation events. The structural history is currently well established for most gold deposits, but absolute dating and timing of the mineralization is lacking. This study describes six gold deposits of the Baoulé-Mossi domain (Gaoua, Nassara, Kiaka, Wassa, Damang and Obuasi) located in the southwestern part of the WAC. For each deposit, mineralization was structurally characterized and dated by the Re-Os geochronometer. Re-Os dating was performed on sulfides (pyrite, pyrrhotite and arsenopyrite) directly linked to gold mineralization in order to place the auriferous mineralizing events within the revised geodynamic scenario recently proposed by the WAXI project (West African Exploration Initiative) for the Eburnean orogeny. The six deposits selected for this study illustrate the predominance of orogenic gold deposits in the WAC, but also provide examples of common minor types of deposits found in the region such as the Gaoua porphyry (Burkina Faso) and the Damang paleoplacer (Ghana). Re-Os dating provided data that allowed two groups of deposits to be distinguished: (1) early-orogenic deposits, which formed during the early D1-D2 stages of the Eburnean orogeny, and (2) tardi-orogenic deposits, characterized by brittle structures, which formed during the Eburnean tectonic accretion (D3, D4 and D5 events). Observation of the mineralization highlighted the polyphased character of gold in nearly all of the studied deposits. In these cases, primary mineralization is disseminated and characterized by low gold contents, whereas secondary episodes are marked by a structurally controlled mineralization localized in veins, breccias or shear zones, resulting in higher gold contents concentrated within these features. Evidence for the existence of early-orogenic gold deposits can potentially have implications for the understanding of other types of gold deposits, as they constitute a possible source for the gold concentrated in paleoplacers, such as the giant Tarkwa deposit located in the Ashanti belt in Ghana.

Introduction

The West African craton (WAC) has played a major role in the world's gold production since Antiquity, thanks especially to the significant gold production of Ghana (Figure 1C), formerly named the Gold Coast. In fact, Ghana was the main gold producing region in Africa before the discovery of the Witwatersrand goldfields in South Africa at the end of the 19th century. Since then, production decreased, remaining active only in the most important mines of the region until the 1980s. At that time, gold prices rose and the Ghana government reopened the market, which had been nationalized since independence, to foreign companies, sparking a renewal of the gold exploration program. Figure 1 and Table 1 illustrate and summarize the present state of both operating gold mines and exploration programs within the WAC (*October 2014, database established from mining company websites and December 2013 annual reports*).

Motivated by the increased interest in mining, reassessment of the geology in the WAC during the last two decades has provided new comprehensive geologic and geodynamic models from cratonic to regional scales (e.g. Pigois et al., 2003; Feybesse et al., 2006; Baratoux et al., 2011; Metelka et al., 2011; Perrouy et al., 2012), notably as a result of the AMIRA-WAXI program (2006-2013). Access to open pit and underground mines, as well as trenches and drill cores has also reinvigorated metallogenic studies of various gold deposits within the WAC.

Most of the gold mines and occurrences of the West African craton are hosted in Birimian rocks of Paleoproterozoic age, even if exploration is ongoing in some Archean regions of Liberia, Sierra Leone and Guinea (Figure 1A). All gold mines and gold occurrences are proximal to major first order structures with protracted tectonic histories (Figure 1A). However, as these gold deposits are poorly constrained in time by absolute dating, their correlation with specific geodynamic settings and Paleoproterozoic geologic events is still hypothetical and highly debated. Milési et al. (1992) described three main types of gold deposits in relation to regional tectonic events in the Man shield of the WAC: (1) "Pre-orogenic deposits" linked to early extensional zones responsible for the formation of stratiform deposits such as auriferous tourmalinites (e.g. Loulo, Mali); (2) "Syn-orogenic deposits" represented by disseminated gold-sulfide mineralization (e.g. Syama, Mali) and modified paleoplacers in Tarkwaian conglomerates, (e.g. Tarkwa, Ghana); and (3) "Late-orogenic deposits" ranging from a "disseminated gold-bearing arsenopyrite and Au-quartz

lode” type to a “quartz-vein” type with native gold, which represent the highest grade gold reserves of the West African craton (Milési, 2001; Feybesse et al., 2006).

Geochronological constraints currently available for gold deposits in the WAC are deduced from isotopic dating of host rocks which include volcanic or plutonic rocks, sedimentary rocks hosting the mineralization and hydrothermal alteration phases. However, few constraints have been obtained directly from mineralized zones (Mc Farlane et al. 2011). In this study, we present Re-Os ages of sulfides (pyrite, pyrrhotite and arsenopyrite) directly associated with gold mineralization. Because of the chalcophile and siderophile geochemical character of rhenium and osmium, the Re-Os couple is the most suitable isotopic tool for dating sulfides (Stein et al., 1997; Brenan et al., 2000; Stein et al., 2001; Selby et al., 2007; Stein, 2014), which are common ore minerals associated with gold and base metal mineralization. The Re-Os radiometric system has been successfully used during recent years to date various types of ore deposits, including many orogenic gold deposits (Frei et al., 1998; Stein et al., 2000; Bierlein et al., 2006; Scherstén et al., 2012; André-Mayer et al., 2014; Yakubchuk et al., 2014). Molybdenite is the mineral that provides the most reliable results (Stein et al., 1998, 2001; Selby and Creaser, 2004; Takahashi et al., 2007) because it incorporates a high quantity of rhenium in its structure, but the Re-Os geochronometer can also be applied to other sulfides such as pyrite, arsenopyrite, pyrrhotite or chalcopyrite with some adaptations of the methodology (Stein et al., 2000; Arne et al., 2001; Barra et al., 2003; Morelli and Creaser, 2006; Ruiz et al., 2006; Cardon et al., 2008).

This paper presents new Re-Os chronological constraints on the formation of several gold deposits from Ghana and Burkina Faso. These allow us to propose a broad temporal scenario for gold mineralizing events in the southern part of the West African craton within the geodynamic framework of the Eburnean orogeny.

Datations Re-Os : Preuves pour des événements aurifères multiples au Paléoprotérozoïque dans le craton ouest-africain

Country	De posit	Mining Cie	State	Mineral Resources Measured and Indicated (excluding already mined)	Grade (g/t)	References
Burkina Faso	Essakane	Iangold	Production	~ 5.06 Moz	1.10	http://www.iamgold.com/English/Operations/Operating-Mines/Essakane/default.aspx
	Inata	A vocet Mining	Production	~ 5.6 Moz	1.44	http://www.avocet.co.uk/op_restres.html
	Taparko	Nordgold	Production	~ 1.14 Moz	2.17	http://www.nordgold.com/operations/production/taparko/
	Bissa	Nordgold	Production	~ 3.03 Moz	1.23	http://www.nordgold.com/operations/production/bissa/
	Mana	Semafo	Production	~ 2.10 Moz	2.34	http://www.semafo.com/operations-burkina-faso.php
	Youga	Endeavour Mining	Production	~ 0.8 Moz	1.60	http://www.endeavourmining.com/s/Youga.asp
	Banfora	Gryphon Minerals Limited	Exploration	~ 0.80 Moz	1.44	http://www.gryphonminerals.com.au/index.php/en/projects-en/burkina-faso/banfora-gold-project
	Kalsaka/Sega	Amara Mining PLC	End of production - 2014	~ 0.64 Moz	1.60	http://www.amaramining.com/Operations/Kalsaka
	Kiaka	b2Gold	Feasibility & Development	~ 4.86 Moz	1.52	http://www.b2gold.com/projects/burkina-faso/kiaka-project.html
	Yaramoko	RoxGold	Feasibility	~ 0.80 Moz	15.8	http://www.roxgold.com/s/Yaramoko.asp
	Karma	trugold	Feasibility	~ 0.825 Moz	0.89	http://www.truegoldmining.com/our-projects/karma-project
	Gaoua/Nassara	b2Gold	Exploration	-	-	http://www.b2gold.com/
	Nabanga	Orbis Gold	Exploration	~ 0.60 Moz	6.50	http://www.orbisgold.com/projects/burkina-faso/nabanga-gold-project/
	Bombore	Bomboré	Exploration	~ 4.56 Moz	1.03	http://www.orezone.com/projects/bombore
	Natougou	Orbis Gold	Exploration	~ 0.20 Moz	5.20	http://www.orbisgold.com/projects/burkina-faso/natougou-gold-project/
	Tanlouka	West African Resources	Exploration	~ 0.44 Moz	1.30	http://www.westafricanresources.com/projects/tanlouka_gold_project/
	Houende	Endeavour Mining	Exploration	~ 0.80 Moz	1.95	http://www.endeavourmining.com/s/Houende.asp
	Batie West	Ampeila Mining	Exploration	~ 1.92 Moz	1.8	http://www.ampeila.com.au/projects/default.aspx?id=1
	Bodly	Nordgold	Exploration	~ 0.245 Moz	-	http://www.nordgold.com/operations/development-projects/bodly/
	Wayin	Nordgold	Exploration	-	-	http://www.nordgold.com/operations/development-projects/wayin/
Ghana	Obuasi	AngloGold Ashanti	Production	27.39	5.39	http://www.aga-reports.com/13/co
	Damang	Goldfields	Production	~ 5.55 Moz	2.05	https://www.goldfields.co.za/reports/annual_report_2013/minerals/reg-west-damang-resources.php
	Tarkwa	Goldfields	Production	~ 9.32 Moz	1.31	https://www.goldfields.co.za/reports/annual_report_2013/minerals/reg-west-tarkwa-resources.php
	Iduapriem/Teberebie	AngloGold Ashanti	Production	~ 6.34 Moz	0.84	http://www.aga-reports.com/13/co
	Akyem	Newmont	Production	~ 7.40 Moz	0.56	http://www.newmont.com/sites/default/files/u110/2013%20Resources%20and%20Final2.pdf
	Edikan	Persus Mining Limited	Production	~ 5.07 Moz	1.70	http://www.persusmining.com/edikan_central_ashanti_gold_project_33.html
	Ahafo	Newmont	Production	~ 2.41 Moz	1.18	http://www.newmont.com/sites/default/files/u110/2013%20Resources%20and%20Final2.pdf
	Bibiani	Noble Mineral resources	Production	~ 1.19 Moz	1.86	http://www.nobleminres.com.au/bibiani.html
	Chirano	Kinross	Production	~ 0.62 Moz	2.42	http://www.kinross.com/operations/operation-chirano-ghana.aspx
	Bogoso/Prestea	Goldenstar	Production	~ 1.98 Moz	3.17	http://www.gsr.com/operations/reserves-and-resources/default.aspx
	Wassa	Goldenstar	Production	~ 1.97 Moz	1.75	http://www.gsr.com/operations/reserves-and-resources/default.aspx
	Nzema	Endeavour Mining	Production	~ 2.00 Moz	1.30	http://www.endeavourmining.com/s/Nzema.asp
	Wa-Lawra	Azamah Resources Limited	Feasibility & Development	~ 1.32 Moz	1.17	http://www.asanko.com/pdf/PMI/Financials/2013-AIF.pdf
	Kubi	Asanko Gold	Feasibility & Development	~ 0.23 Moz	5.30	http://www.asanko.com/s/Asanko_Gold_Mine.asp
	Obotan	Asanko Gold	Feasibility & Development	~ 7.50 Moz	-	http://www.asanko.com/s/NewsReleases.asp?ReportID=603423
	Esaase	Asanko Gold	Feasibility	~ 4.41 Moz	1.45	http://www.ilonggoldcorp.com/operations/signature-metals/
	Komono	Liongold Corporation	Exploration	-	-	http://www.avocet.co.uk/op_restres.html
Guinea	Tri-K	A vocet Mining	Production	~ 3.02 Moz	1.41	http://www.nordgold.com/operations/production/lefa/
	Lefa	Nordgold	Production	~ 5.57 Moz	1.22	http://www.aga-reports.com/13/co
	Siguiré	AngloGold Ashanti	Production	~ 4.93 Moz	0.82	http://www.semafo.com/operations-guinea.php
	Kinero	Semafo	End of production 2013	-	-	http://www.bureygold.com/pages/mansouma-gold-project
	Mansouma	Burey Gold	Exploration	~ 1.294 Moz	0.8	http://www.cassidygold.com/s/KouroussaProject.asp?ReportID=105159
Kouroussa	Cassidy Gold Corp.	Exploration	-	-		

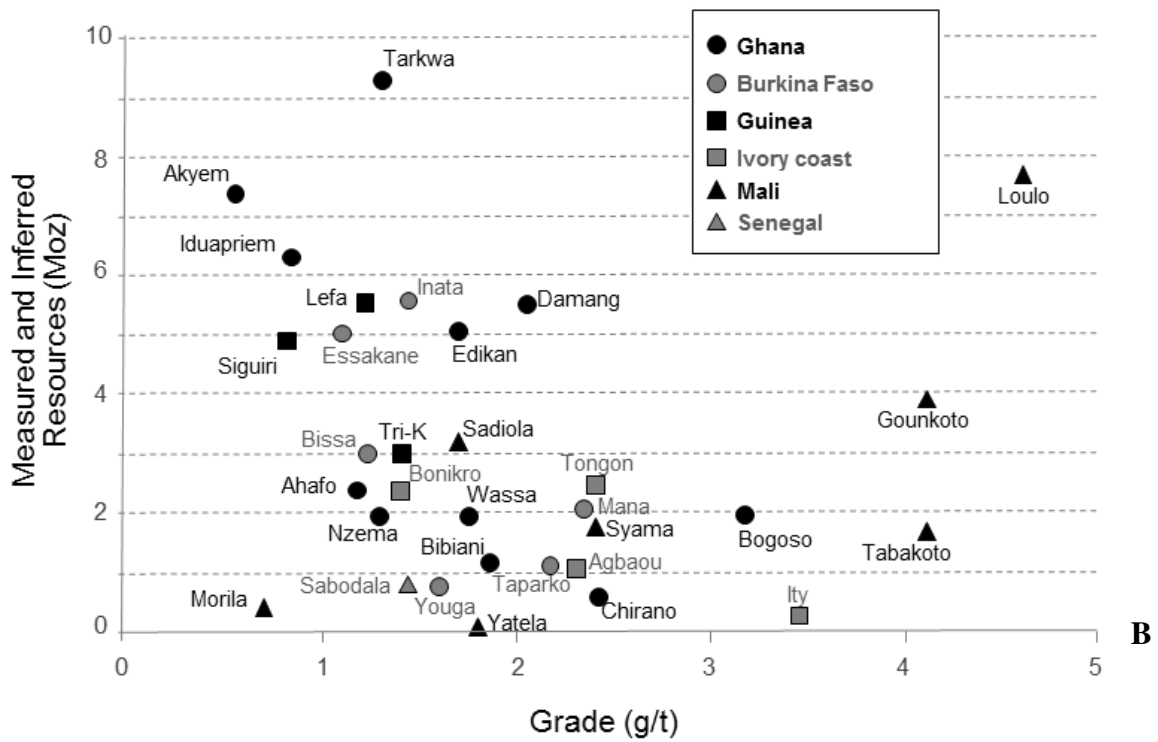
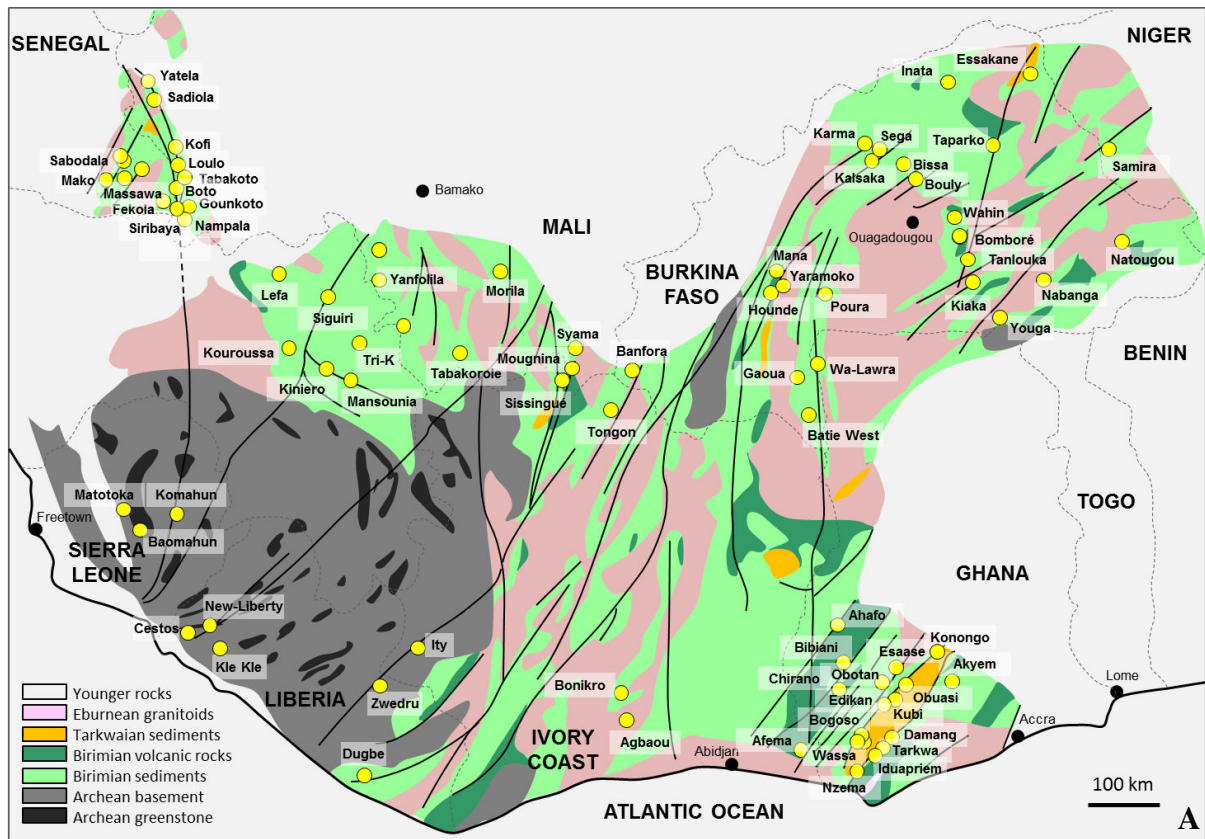
Table 1. Database established on October 2014 from mining company websites and 2013 annual reports - No information on the Poura Gold Mine, Burkina Faso

Datations Re-Os : Preuves pour des événements aurifères multiples au Paléoprotérozoïque dans le craton ouest-africain

Country	Deposit	Mining Cie	State	Mineral Resources Measured and Indicated (excluding already mined)	Grade (g/t)	References
Ivory coast	Tongon	Rangold	Production	~2.50 Moz	2.4	http://www.randgoldresources.com/randgold/content/en/randgold-tongon-mine
	Bonikro	Newcrest	Production	-2.40 Moz	1.4	http://www.newcrest.com.au/our-business/operations/bonikro/
	Ity	La Mancha	Production	-0.296 Moz	3.45	http://www.lamancha.ca/en/our-assets/cote-divoire/ity-mine
	Agbaou	Endeavour Mining	Production	~1.100Moz	2.3	http://www.endeavourmining.com/s/Agbaou.asp
	Alema	Taurus Gold	Feasibility & Development	-	-	http://www.amaramining.com/site/CLUF/Templates/General.aspx?pageid=102&c=GB
	Yaoure	Amara Mining plc	Feasibility & Development	-0.78 Moz	1.20	http://www.amaramining.com/site/CLUF/Templates/General.aspx?pageid=102&c=GB
Mali	Sissingué	Perseus Mining Limited	Exploration	-0.925 Moz	-	http://www.perseusmining.com/sissingué_gold_project.35.html
	Syama	Resolute Mining Ltd	Production	~ 1.75 Moz	2.4	http://www.resolute-ld.com.au/wp-content/uploads/2014/08/576-150814-Reserve-Resource-Statement-June-2014.pdf
	Morila	Rangold/AngloGold Ashanti	Production	-0.40 Moz	0.7	http://www.randgoldresources.com/randgold/content/en/randgold-morila-mine
	Tabakoto	Endeavour Mining	Production	~1.679 Moz	4.1	http://www.endeavourmining.com/s/Tabakoto.asp
	Loulo	Rangold	Production	~7.7 Moz	4.6	http://www.randgoldresources.com/randgold/content/en/randgold-loulo-goumkoto-complex
	Goumkoto	Rangold	Production	~3.9 Moz	4.1	http://www.randgoldresources.com/randgold/content/en/randgold-loulo-goumkoto-complex
	Sadkola	Rangold/AngloGold Ashanti	Production	~3.193 Moz	1.7	http://www.iangold.com/English/Operations/Operating-Mines/Sadkola-Gold-Mine/default.aspx
		Sadkola Exploration		-0.06 Moz		
	Yatela	Company Ltd/AngloGold Ashanti/Iangold	Production		1.8	http://www.iangold.com/English/Operations/Operating-Mines/Yatela-Gold-Mine/default.aspx
	Kofi	Endeavour Mining	Exploration	-0.50 Moz	2.25	http://www.endeavourmining.com/s/Kofi.asp
	Yanfollia/Komana	Hummingbird Resources Plc	Exploration	-0.87 Moz	3.30	http://www.hummingbirdresources.co.uk/development/maif/
	Diba	Legend Gold Corp.	Exploration	-0.275 Moz	1.35	http://www.legendgold.com/s/diba.asp
	Rangold JV Project	Legend Gold Corp.	Exploration	-	-	http://www.legendgold.com/s/randgold.asp
	Lakanfla	Legend Gold Corp.	Exploration	-	-	http://www.legendgold.com/s/lakanfla.asp
	Tabakorole	Legend Gold Corp.	Exploration	-0.241 Moz	0.94	http://www.legendgold.com/s/tabakorole.asp
	Moungina	Legend Gold Corp.	Exploration	-	-	http://www.legendgold.com/s/moungina.asp
	Pitangoma	Legend Gold Corp.	Exploration	-	-	http://www.legendgold.com/s/pitangoma.asp
	Boto	Iangold	Exploration	~1.142 Moz	1.62	http://www.iangold.com/English/News/News-Releases/News-Release-Details/2013/IAMGOLD-reports-first-mineral-resource-estimate-on-the-Boto-Gold-Project-in-Senegal/default.aspx
	Nampala	Robexgold	Exploration	-0.390 Moz	0.70	http://robexgold.com/
	Siribaya	Merrex Gold	Exploration	-0.303 Moz	2.34	http://www.merrexgold.com/s/Siribaya.asp?ReportID=420085
Fekola	b2Gold	Exploration	-5.15 Moz	2.35	http://www.b2gold.com/	
Massawa	Rangold	Exploration	-	-	http://www.randgoldresources.com/randgold/content/en/Massawa	
Liberia	New Liberty	Aureus Mining	Feasibility & Development	~1.143 Moz	3.63	http://aureus-mining.com/projects/liberia-2/new-liberty-gold-project
	Dugbe	Hummingbird Resources Plc	Exploration	~2.031 Moz	1.51	http://www.hummingbirdresources.co.uk/development/liberia
	Cestos	Amara Mining PLC	Exploration	-	-	http://www.amaramining.com/site/CLUF/Templates/General.aspx?pageid=123&c=GB
	Kle Kle	Amara Mining PLC	Exploration	-	-	http://www.amaramining.com/site/CLUF/Templates/General.aspx?pageid=123&c=GB
	Zwedru	Amara Mining PLC	Exploration	-	-	http://www.amaramining.com/site/CLUF/Templates/General.aspx?pageid=123&c=GB
	Nimini/Komahun	Nimini Holdings Ltd	Exploration	-0.55 Moz	2.4	http://www.pobresources.com/investments_nimini.htm
Senegal	Sabodala	Teranga Gold corporation	Production	~1.98 Moz	1.29	http://www.terangaGold.com/English/operations/operations/default.aspx
	Mako	Toro Gold	Pre-Feasibility	~14.383 Moz	1.76	http://www.torogold.com/en/projects/project?id=1
Sierra Leone	Baomahun	Amara Mining PLC	Exploration	~2.24 Moz	1.82	http://www.amaramining.com/Operations/Baomahun
	Matooka	Nimini Holdings Ltd	Exploration	-	-	http://www.pobresources.com/investments_nimini.htm
	Nimini/Komahun	Nimini Holdings Ltd	Exploration	-0.55 Moz	2.4	http://www.pobresources.com/investments_nimini.htm

Table 1 (continued). Database established on October 2014 from mining company websites and 2013 annual reports - No information on the Poura Gold Mine, Burkina Faso

Datations Re-Os : Preuves pour des événements aurifères multiples au Paléoprotérozoïque dans le craton ouest-africain



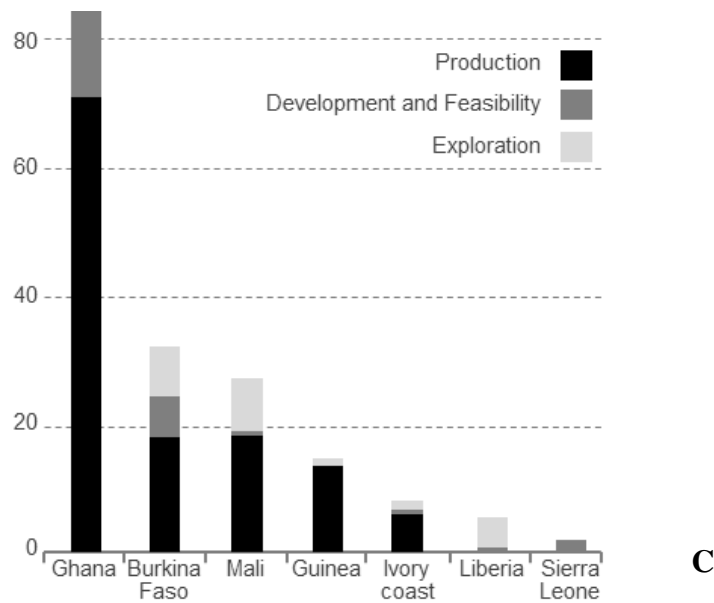


Figure 1. Inventory of known gold resources in West Africa. A: Simplified geological map of the West African craton with emplacement of main gold deposits. B: Resource size vs. gold grade of main gold deposits of WAC. C: Economic importance of current gold mining activities by country (October 2014, database established from mining company websites and December 2013 annual reports).

Geological setting

The southern part of the West African craton, known as the Leo-Man craton, comprises the Archean Kenema-Man domain in the West and the Paleoproterozoic Birimian Baoulé-Mossi domain in the East. Birimian terrains are composed of a succession of volcanic belts and volcano-sedimentary basins formed between 2250 and 1980 Ma (Feybesse et al., 2006) and intruded by several generations of granitoids (Hirdes et al., 1996; Doumbia et al., 1998; Gasquet et al., 2003; Dioh et al., 2006; Ganne et al., 2014). Birimian volcanic rocks are the result of a bimodal tholeiitic to calc-alkaline volcanism that occurred in an immature volcanic arc setting (Ama Salah et al., 1996; Béziat et al., 2000; Baratoux et al., 2011). These Birimian formations were accreted during the Eburnean orogeny (Bonhomme, 1962, Allibone et al., 2002, Perrouy et al. 2012, Metelka et al. 2012; Baratoux et al. 2012) which began around 2.15-2.10 Ga and lasted about 130 Ma (Abouchami et al., 1990; Boher et al., 1992; Feybesse et al., 2006). This orogeny was responsible for the major deformational episodes affecting the West African craton and for a regional greenschist facies metamorphism well represented at the craton scale. Locally, amphibolite facies conditions were reached, essentially in contact

aureoles of granitoid intrusions (Debat et al., 2003) or along some shear zones (e. g. Chèvremont et al., 2003).

The Eburnean tectonic accretion was predated by a magmatic accretion event between 2.25 and 2.15 Ga (Feybesse et al., 2006) which created a huge quantity of juvenile crustal material. Two main geodynamic settings have been proposed for this magmatism: a plume-and-plateau setting (Abouchami et al., 1990; Boher et al., 1992; Vidal et al., 1996) or an island arc setting (Ama Salah et al., 1996; Baratoux et al., 2011). This episode was accompanied by the deposition of Birimian sediments. A few TTG intrusions occurred at 2195-2172 Ma (U-Pb and Pb-Pb zircon ages, Hirdes et al., 1992; Oberthür et al., 1998) but the main plutonic activity took place later, during the Eburnean tectonic accretion between 2150 and 2070 Ma (Milési et al., 1992; Hirdes et al., 1996; Feybesse et al., 2006; Vidal et al., 2009).

Over the past ~20 years, several regional or local tectonic scenarios have been proposed for the WAC and are synthesized in Table 2 (Milési et al., 1989, 1992; Allibone et al., 2002; Tunks et al., 2004; Feybesse et al., 2006; Vidal et al., 2009; Hein, 2010; Baratoux et al., 2011; Perrouty et al., 2012). The first deformation event (D1) recognized in the Eburnean orogeny occurred between 2180 and 2160 Ma, and corresponded to a NE-SW to N-S shortening resulting in major folding of Birimian terrains. This deformation evolved into NW-SE compression (D2) lasting until 2120 Ma. The Tarkwaian detrital sediments were deposited contemporaneously to the late-D2 compression. During the following D3, D4 and D5 deformation phases, thought to be very close in age, regional tectonic constraints are characterized by transpressive movements with orientations ranging from NW-SE to SW-NE (WAXI report and publications).

Datations Re-Os : Preuves pour des événements aurifères multiples au Paléoprotérozoïque
dans le craton ouest-africain

WAXI	Perroy et al. (2012)	Baratoux et al. (2012)	Hein (2010)	Lompo (2009, 2010)	Vidal et al. (2009)	Feyhessé et al. (2006)	Tunks et al. (2004)	Alilbone et al. (2002)	Mikési et al. (1989, 1992)
Regional	Ashanti belt, Ghana	Western Burkina Faso	Goren greenstone belt, Burkina Faso	Regional	Ivory Coast	Ghana	Damang, Ghana	Obuasi-Bogoso, Ghana	Regional
D1 NE-SW to N-S shortening	D1 (Eoeburman) N-S shortening	D _{ext} Arc volcanism	D1 (Tangayan Event) NW to NNW thrusts	E I Tholeiitic volcanism	Birimian deposition	Pre-Eburman Magmatic accretion		Volcanism and granitoid intrusions	Birimian deposition
D2 NW-SE compression	D2 Extension phase	Early Eburman	D1 (Tangayan Event) NW to NNW thrusts	E II Subsidence, granitoid emplacement, vertical tectonics	D1 Dome and basin geometries	Transitional period between magmatic and tectonic accretion		D1 Flat-lying bedding parallel shearing	D1 Thrusting and crustal thickening
D3 NW-SE transpression	Late D1 Deposition of Tarkwaian sediments	D1 NNW-ESE compression	D2 NNE to NE regional folds	E III Transcurrent tectonics	D2 Dapiric movements and horizontal shortening	D1 NW thrust tectonism	D1 NW-SE shortening	D2 NW-SE shortening	D2-D3 Transcurrent tectonics, sinistral then dextral strike-slip faults
D4 N-S transpression	D2 NW-SE transpression	D3 N-S compression	Sinistral reverse shear zones			D2-D3 WNW sinistral strike-slip faults	D2 NNW-SSE shortening, ENE-striking thrust faults	D3 Folds	
D5 NE-SW transpression	Deposition of Tarkwaian sediments	D3 N-S compression	NW dextral strike-slip faults			D3 ESE-WNW shortening, low amplitude folds and brittle fractures	D3 ESE-WNW shortening, low amplitude folds and brittle fractures	D4 NNW-SSE shortening	
D6	D3 NW-SE shortening	D3 N-S compression	D3 (Wabo-Tampelse Event) WNW dextral reverse thrusts			D4 NW-SE brittle strike-slip faults	D4 NW-SE brittle strike-slip faults	D5 Sinistral strike-slip faults and shearing	

Table 2. Synthesis and comparison of tectonic events and evolution models proposed in the literature for the Paleoproterozoic of the West African craton. Based on WAXI project report (2014) and associated publications.

Six gold deposits from Burkina Faso and Ghana were selected for this study based on their interest for illustrating the different types of events leading to gold concentration in the West African craton (Table 3).

WAC	Gaoua	Nassara	Kiaka	Wassa	Damang	Obuasi
D6						
D5 NE-SW transpression		D3 _{Na} Fractures			Orogenic gold Veins + pyrite	D4 _{Ob} Veins + pyrite
D4 N-S transpression	S1 _{Ga} Shear bands - S2 _{Ga} Chlorite + quartz + Py2 + Au shear zones	D2 _{Na} Mylonitic bands S2 _{Na} veins + Py + Au	D4 _{Ki} Reconciliation zones : Au + Po + Apy + Cpy	D3 _{Wa} Au in S3 _{Wa} cleavages		D3 _{Ob} Au in S3 _{Ob} cleavages + arsenopyrite + pyrite
D3 NW-SE transpression			D3 _{Ki} Veins, shear zones	D2 _{Wa} S1 _{Wa} major folding	Major folding	D2 _{Ob} Auriferous arsenopyrite
D2 NW-SE compression - Tarkwaian sediments deposition	? Cu (Au) mineralization ? Py1 + Cpy1	D1 _{Na} S1 _{Na} schistosity	D2 _{Ki} S2 _{Ki} foliation, Po- Bt assemblage + Au (low grade)	? D1 _{Wa} ? S1 _{Wa} foliation, early Au + pyrite	Gold paleoplacer	D1 _{Ob} S1 _{Ob} foliation
D1 NE-SW to N-S shortening			D1 _{Ki} Folding, S1 _{Ki} foliation			

Table 3. Relation between geodynamic evolution of the West African craton (WAXI final report, 2013) and local deformation events observed in the six studied deposits; yellow squares indicate phases which are associated with a gold mineralizing event. In each area, the local terminology for the deformational events is presented. The table allows the locally defined events to be situated temporally within the broader regional tectonic framework proposed by the WAXI project.

The Gaoua mining district is situated at the southern extremity of the Boromo-Goren greenstone belt, Burkina Faso (Figure 2). It comprises three copper-gold occurrences (Dienemera, Gongondy and Mont Biri) in which gold mineralization is minor compared to that of copper, and the gold occurrence of Nassara which contains essentially no copper. Copper and gold mineralizations are hosted in dioritic-andesitic rocks which are strongly marked by greenschist facies metamorphism. The Kiaka orogenic gold deposit is situated at the intersection between the volcano-sedimentary Tenkodogo greenstone belt and the Markoye shear-zone, southeastern Burkina Faso (Figure 2). The Markoye shear-zone is a NNE-SSW structure which underwent at least two reactivation phases during the Eburnean orogeny (dextral-reverse and senestral-reverse, Tshibubudze et al., 2009). This major structure hosts several orogenic gold deposits including Essakane, the largest gold deposit in Burkina Faso in terms of production.

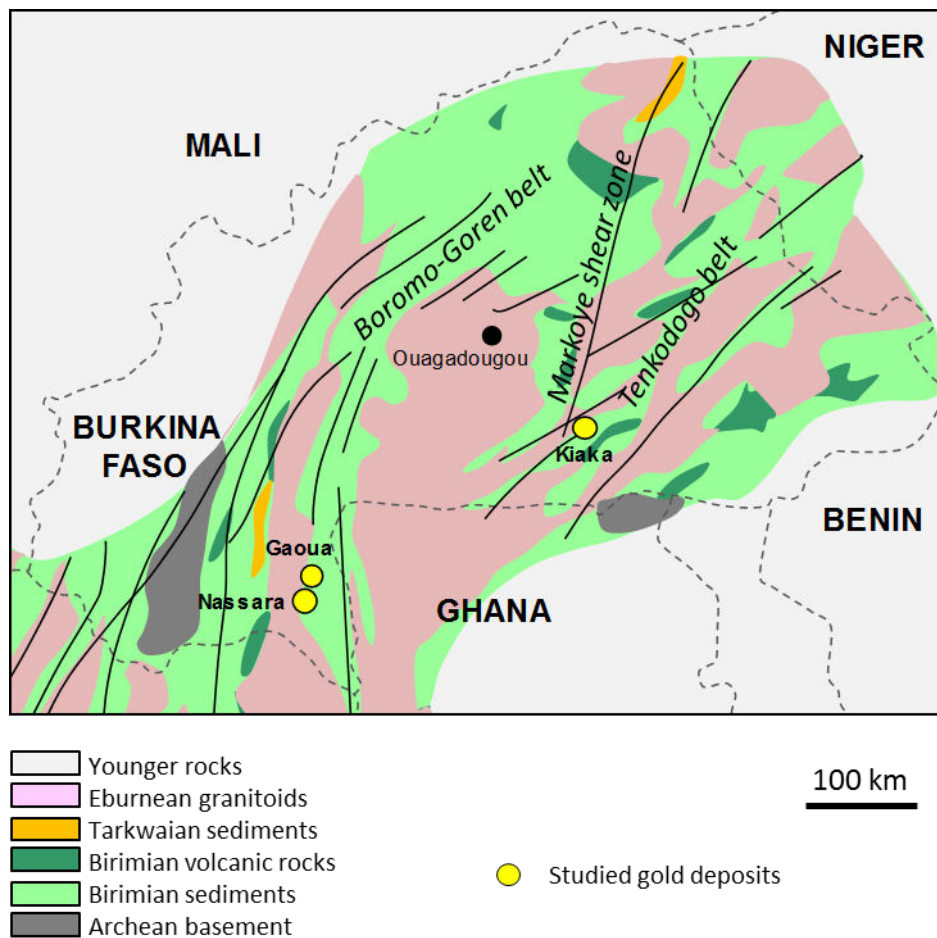


Figure 2. Geological map of Burkina Faso with emplacement of the studied deposits

The Wassa, Damang and Obuasi gold deposits are all hosted within the Ashanti greenstone belt in southwest Ghana (Figure 3). In the Ashanti belt, two main auriferous mineralizing events are described (Pigois et al., 2003): (1) a “pre-Tarkwaian” event supposed to be the source of the Tarkwaian paleoplacers, and (2) a Birimian event characterized by deformation related to the Eburnean orogeny, and which is responsible for the numerous orogenic gold occurrences forming the biggest gold reserves of the West African craton. It has been long considered that auriferous placers were derived from the remobilization of Birimian shear-zone gold. However structural studies (Milési et al., 1991) showed evidence of a deformation of both Birimian and Tarkwaian rocks during the Eburnean orogeny. This compressional deformation occurred during the D2 phase of Milési et al. (1992) and Feybesse et al. (2006), or the D3 phase of more recent studies (e.g. Perrouy et al., 2012) (see Table 2 for comparison) and was followed by hydrothermal circulation which deposited auriferous arsenopyrite and by the emplacement of gold-bearing fault filled quartz veins, which are evidence for the formation of orogenic mineralization during a late-orogenic stage (late-D2 or D5 depending on the authors). As Tarkwaian auriferous conglomerates present D2-D3 deformation (Milési et al., 1991; Oberthür et al., 1998), it is clear that the deposition of gold placers occurred prior to this stage and so, to the formation of Birimian gold-bearing shear-zones. Oberthür et al. (1998) dated detrital zircons from Birimian metasediments of the Ashanti (Obuasi) gold mine at 2155 ± 2 Ma. Later, U/Pb dating on zircons from Tarkwaian sediments yielded maximum deposition ages of 2132 ± 3 Ma (Davis et al., 1994) and 2133 ± 4 Ma (Pigois et al., 2003) which confirms this chronological succession. However, the source of the paleoplacers is still unknown. Two hypotheses are proposed by Pigois et al. (2003): orogenic gold lodes formed during an earlier compressional phase, or intrusion-related gold lodes formed around 2200-2100 Ma.

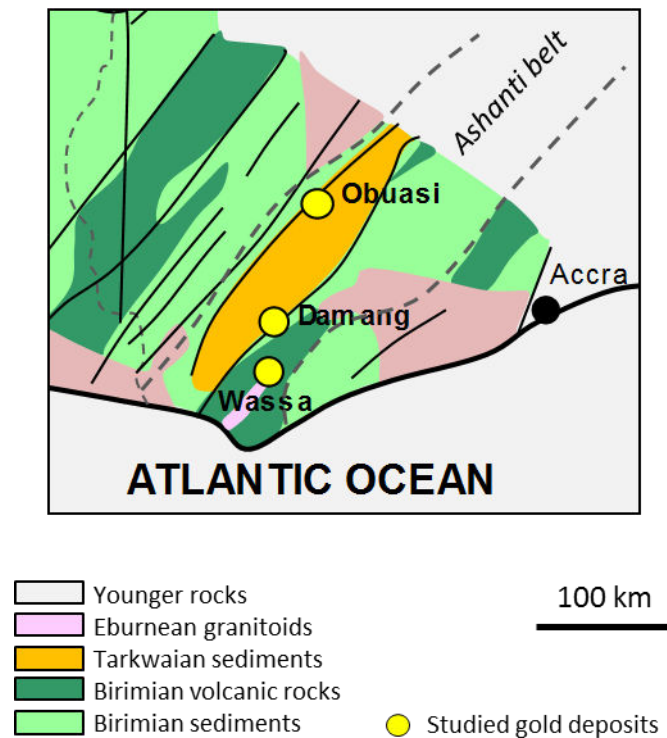


Figure 3. Geological map of southwest Ghana with emplacement of the studied gold deposits

Re-Os method

Selected rocks were crushed and sulfides were separated from the host rock by magnetic separation, heavy liquids and hand-picking. All Re-Os analyses were performed at the CRPG laboratory in Nancy, France. Analytical techniques applied in our study are modified after those described by Shirey and Walker (1995) for sample digestion (with a high pressure asher replacing the Carius tube technique) and Birck et al. (1997) for osmium extraction. For each sample, ~300 mg of sulfide (pyrite, pyrrhotite or arsenopyrite depending on the deposit considered) powder were digested with appropriate quantities of a mixed ^{185}Re - ^{190}Os spike, hydrochloric acid (2 mL), nitric acid (5 mL) and hydrogen peroxide (0.1 mL) in a high pressure asher (HPA-S Anton Paar) at 300°C during 3 hours, under a pressure of 100 bars. After sample digestion, Os was separated by liquid-liquid extraction into liquid bromine. The Br_2 was then evaporated and the osmium fraction was purified by microdistillation. Re was extracted from the residual acidic solution by anion exchange using chromatographic columns (AG1 X8 resin).

Re measurements were made using an inductively coupled plasma mass spectrometer (ICP-MS) (Neptune at the CRPG, Nancy). Instrumental mass fractionation was regularly monitored during measurements using a 0.3 ppb Re standard. Os samples were loaded on platinum filaments for analysis by negative thermal ionization mass spectrometry (N-TIMS; Creaser et al., 1991; Völkening et al., 1991) (Finnigan MAT 262 instrument at the CRPG). A drop of barium-sodium activator was added to the samples to maximize OsO_3^- emission in the instrument. Analyses were made by peak-jumping and ion counting on an ETP electron multiplier. Instrumental mass fractionation was corrected iteratively off-line by assuming that the true $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio of the sample loaded on the filament lay on a mixing line between the spike (5.00736) and natural (3.08271) values. The oxygen isotopic composition of Nier ($^{17}\text{O}/^{16}\text{O} = 0.0003708$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 0.002045$) was used to correct for isobaric interferences from heavy oxydes.

Total Os blanks linked to chemical preparation and mass spectrometry range from 0.15 to 1.32 pg (13 analyses). The ^{187}Os contents of these blanks are comprised between 0.005 and 0.150 pg and are insignificant compared to the quantities of radiogenic Os in the samples. Re blank values are higher and more variable, ranging between 2.8 and 33.5 pg. Uncertainties related to the blank characterization are included in the total uncertainties.

During the period of analysis, the $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio of our in-house standard was 0.1739 ± 0.0005 (2σ , $n=52$), which agrees with the value obtained for this standard over the past 10 years. In addition, Re-Os measurements performed in this study are validated by the analysis of eight replicates of the Henderson molybdenite standard, which yielded an average age of 27.75 ± 0.15 Ma (2σ -m; $n=8$), in agreement with the recommended value of Markey et al. (2007).

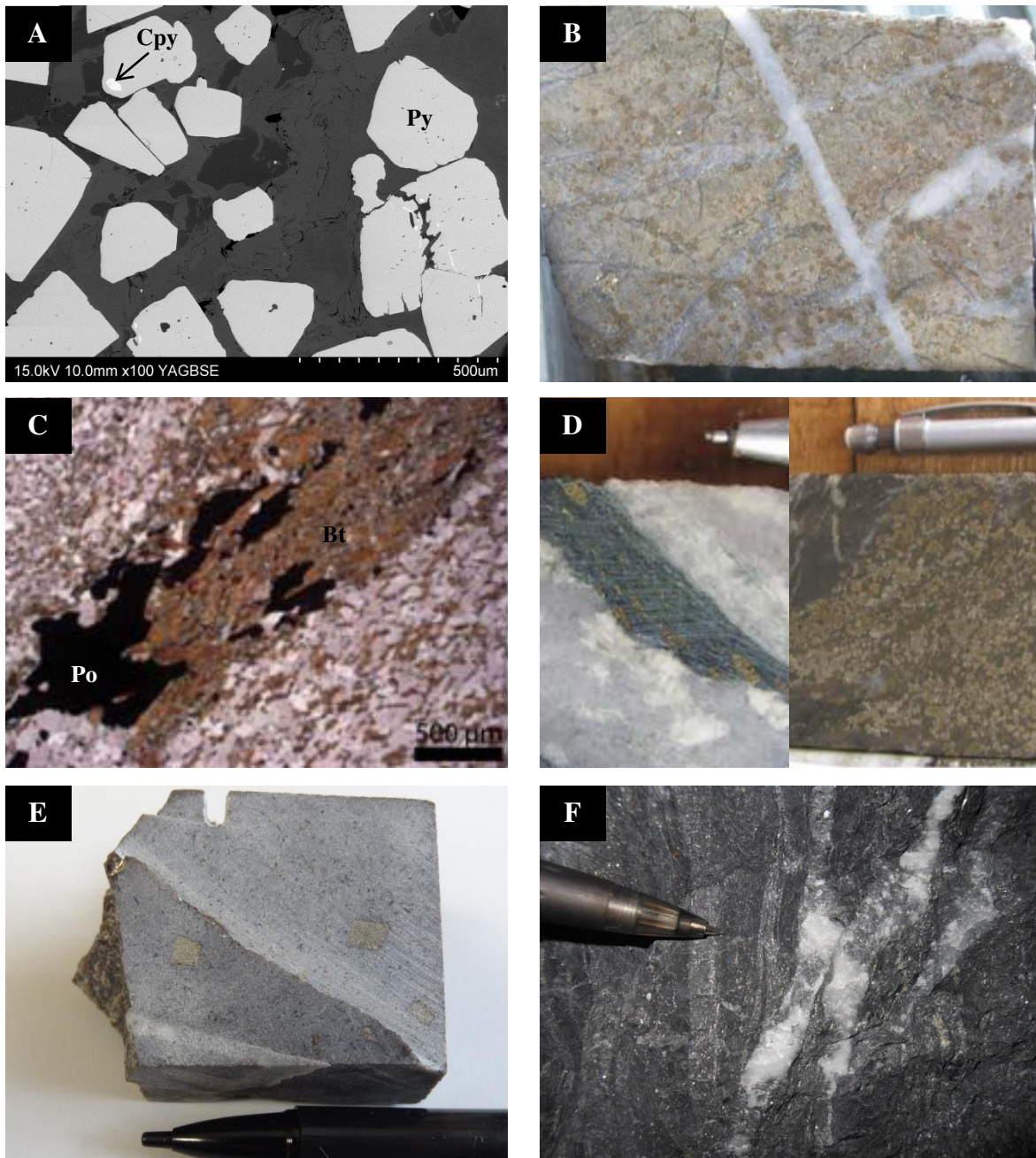


Figure 4. Sulfides selected for Re-Os dating. A. Gaoua deposit. Pyrites of first generation situated in the highly pyritized zone. B. Nassara deposit. Pyrites of second generation disseminated in altered andesite, in the vicinity of quartz veins. C. Kiaka deposit. Biotite-Pyrrhotite assemblage situated in the $S2_{Ki}$ schistosity. D. Wassa deposit. Pyrites of first generation stretched in the $S1_{Wa}$ foliation, associated with a first generation of quartz veins (left). Recrystallized pyrites disseminated in host magnetite-rich sedimentary horizons (right). E. Damang deposit. Late euhedral pyrites disseminated in host microdiorite. F. Obuasi deposit. Metasedimentary rock with arsenopyrite in the vicinity of a first generation of quartz vein.

Re-Os geochronological constraints on West African craton orogenic gold deposits

The Gaoua copper-gold mining district, Burkina Faso

Dienemera, Gongondy and Mont Biri copper-gold occurrences

The district of Gaoua was thought to be a porphyry copper-gold deposit until a recent study (Le Mignot et al., in revision for this volume) showed evidence for the superposition of an orogenic gold-type on an earlier porphyry copper deposit. In Dienemera, Gongondy and Mont Biri copper-gold occurrences, mineralizations are hosted in volcanic and plutonic rocks of andesitic composition whose geochemical signatures is typical of an arc tectonic setting. Copper mineralization is concentrated in brecciated facies, as chalcopyrite associated with carbonate, anhydrite and pyrite (Figure 4A). These pyrites were dated by Re-Os, yielding an isochron age of 2161 ± 23 Ma (MSWD=3.1). This ages is consistent with the estimated time period of magmatic accretion predating the Eburnean orogeny (Feybesse et al., 2006; Baratoux et al., 2011), which provided favorable conditions for the formation of a porphyry-type deposit. Gold as a trace element can be found in porphyric chalcopyrite, but the major gold mineralization is localized in sheared and fractured zones crosscutting the diorite and andesite host rocks. These sheared zones contain a second generation of pyrite which host inclusions of visible gold and are associated with neo-formed chlorite. The inclusions occur in fractures of sulfides of all generations or disseminated in host rocks in association with secondary chlorite. The specific chemical signature of the secondary pyrites, marked by enrichment in As, Cu and Au, suggests an orogenic origin for the gold mineralization. Unfortunately, the small size of these pyrites and their local mixing with primary porphyry pyrites prevented a separate sample of sufficient size for dating from being obtained.

Nassara gold occurrence

On the same mining property, the gold occurrence of Nassara is situated 10 kilometers to the west of the N-S corridor hosting Dienemera, Gongondy and Mont Biri (Figure 2). In contrast to these latter deposits, Nassara presents only gold mineralization. Two main lithologies are observed: an andesitic-dioritic suite similar to that observed in the other

localities, and highly deformed black shales. Diorites have locally undergone intense carbonation and albitisation which completely altered the primary mineralogy of the rocks. These altered zones are crosscut by late chlorite veins. Numerous micro-shear zones are observed in both lithologies with variable mineral filling: quartz, albite, carbonate, chlorite and pyrite.

The major mineral associated with gold mineralization is pyrite, for which two generations are distinguished. The first generation consists of anhedral pyrites disseminated in preserved diorite and andesite, which contain muscovite, chlorite, rutile and cobaltite inclusions. The second generation of pyrite is euhedral and is found inside veins or in the selvages (Figure 4B). Pyrites of this variety commonly present an anhedral core rich in ankerite and albite inclusions (\pm monazite, xenotime), with euhedral and inclusion-free overgrowth. This type of pyrite is mainly observed in black shales but also in strongly altered diorites, especially in diorites altered to albitites. The cores of these pyrites are rich in sulfide inclusions: pyrrhotite, galena, sphalerite, chalcopyrite and minor arsenopyrite. In albitite, gold grains (up to 50 μm) are observed as inclusions in secondary pyrite cores, in association with chalcopyrite and galena, and, locally, in association with chlorite, outside the pyrite. However, gold does not occur in less altered andesites/diorites, where pyrite is of the first generation. In black shale, gold is observed as inclusions in the otherwise inclusion-free rims of zoned pyrite crystals. These microscopic observations highlight a similarity between the two main generations of sulfides observed in the copper-gold occurrences of Gaoua and in Nassara. In both cases, the first generation is not associated with visible gold and the second one, which is gold-rich, is systematically linked to shear bands. Given this similarity and the geographical proximity between Nassara and the copper-gold occurrences, it is suggested that the mineralizing event responsible for gold in Nassara is the same as that at the origin of the orogenic gold in Dienemera, Gongondy and Mont Biri.

In order to constrain the timing of the orogenic gold event, four samples of pyrite of the second generation were analyzed and duplicated. Only pyrites from altered diorite were selected; black shale pyrites were avoided because this lithology is usually enriched in organophile elements including rhenium and osmium (e.g. Selby and Creaser, 2003, 2005), which can lead to contamination issues. Results are shown in Table 4. Despite the radiogenic composition of the osmium (radiogenic osmium represents more than 96% of total ^{187}Os),

uncertainties on model ages are quite large due in part to the very low contents in Re and ^{187}Os (around 1 ppb and between 15 and 40 ppt, respectively). The weighted average age of these six samples of pyrites gives an age of 2094 ± 58 Ma (MSWD=3.6). In addition to the low Re and Os contents, the poor reproducibility of the model ages might also be explained by the possible presence of pyrite grains of the first generation in the analyzed separates or by heterogeneity within the pyrite crystals. As described above, these pyrites have overgrowths and their cores contain numerous inclusions.

Succession of two distinct mineralizing events

The isochron age of 2161 ± 23 Ma obtained by Re-Os dating of pyrites linked to the Gaoua porphyry copper stage can be interpreted as the age of the porphyry formation (Le Mignot et al., in revision). This dating is consistent with ages obtained by Brownscombe (2008) on gabbroic intrusions and the hosting diorite in the Gaoua district 2171.6 ± 9.3 Ma and 2185.3 ± 12.0 Ma, respectively and with the dating of a rhyolite in the Boromo greenstone belt at 2171 ± 7 Ma (U-Pb on zircon; Castaing et al., 2003). This age is also in agreement with studies conducted on the magmatic accretion event predating the Eburnean orogeny which is dated, according to different authors, between 2250 and 2150 Ma (Feybesse et al., 2006; Baratoux et al., 2011).

For the reasons discussed above, the Re-Os dating of the secondary pyrites of Nassara is poorly constrained, with uncertainties on the individual model ages reaching up to 8% of the age. However, the calculated weighted average age of 2094 ± 58 Ma seems to correlate with the other observations, suggesting that the orogenic gold event postdates the porphyry copper episode, even if the high uncertainty on the age prevents estimation of the time interval between the two stages.

The Kiaka gold deposit, Burkina Faso

Kiaka host rocks are composed of metasediments, including metagreywackes, metapelites and conglomerates, intruded by microgabbro and diorite which are not mineralized. Gold mineralization is preferentially localized within the feldspathic porphyric metagreywackes, or at the contact between mafic intrusions and metapelitic units. The metal grade varies significantly, allowing three types of ore zones to be distinguished (Fontaine et al., this volume). (1) Low-grade zones (less than 1g/t), in which no visible gold is observed, are

characterized by the predominance of pyrrhotite-biotite (Po-Bt) assemblages but arsenopyrite, chalcopyrite and minor pyrite are also present. (2) High-grade zones with 1-3 g/t Au display the same features as the previous type but Po-Bt assemblages are more abundant and deformation is stronger. (3) Rare very high grade zones display gold contents of 50-60 g/t and occur in hydrothermal chlorite-calcite veinlets or in quartz-calcite-biotite veins. Gold is present as electrum in association with pyrrhotite, arsenopyrite and chalcopyrite. These exceptional high grade zones are the result of remobilization and reconcentration processes. Petrographic and structural observations suggest a polyphased mineralization. Pyrrhotite-biotite (\pm chalcopyrite) assemblages, largely represented in the Kiaka deposit, were interpreted to form during a primary event associated with invisible gold disseminated mineralization responsible for the 1-3 g/t grades (Fontaine et al., this volume). Formation of these assemblages is synchronous with the metamorphic peak which occurred during the D2 deformation phase. Subsequently, hydrothermal circulation led to extensive carbonation of host rocks and alteration halos in the vicinity of veins, associated with remobilization of primary mineralization and the deposition of gold in very high grade zones. Hydrothermalism was accompanied by the crystallization of secondary minerals such as biotite, chlorite, oxides (rutile, ilmenite) and pyrrhotite.

Re-Os dating of the early stage of mineralization

Re-Os dating of pyrrhotite from primary Po-Bt assemblages in metagreywackes (Figure 4C) yielded an average age of 2149 ± 36 Ma (Fontaine et al., this volume). This age can be interpreted as the age of the metamorphic peak which was synchronous with pyrrhotite crystallization. Moreover, these geochronological data also provide a constraint on the timing of the early mineralizing event which resulted in disseminated invisible gold mineralization.

Unfortunately, the close association of several sulfides (pyrrhotite, chalcopyrite and arsenopyrite) in reconcentration zones prevented the separation of these different minerals, and thus did not permit reliable Re-Os dating of the second mineralizing event.

Gold in the Ashanti belt, Ghana: Wassa, Damang and Obuasi deposits

Wassa deposit

The Wassa gold deposit is situated in the south-eastern part of the Ashanti belt (Figure 3), and is hosted by a wide variety of rocks, including mafic volcanic rocks, volcanoclastics, greywackes, narrow magnetite-rich sedimentary horizons and rare pyrite-rich black shale bands. These rocks are intruded by diorites and a plagioclase-rich felsic pluton which was dated by U/Pb at 2193 ± 5 Ma (Parra et al., 2013). All of these lithologies are highly deformed and hydrothermally altered. The Wassa deposit was affected by four main episodes of deformation, referred to as the $D1_{wa}$, $D2_{wa}$, $D3_{wa}$ and $D4_{wa}$ events. Although it seems evident that $D2_{wa}$ to $D4_{wa}$ correspond to the D3 to D5 regional events respectively (Table 3), an uncertainty remains on the timing of the first deformation observed at Wassa. This can reasonably be attributed to either the D1 or the D2 regional episodes. The gold grade distribution displayed by samples clearly shows that the mineralization is folded by the second, third and fourth episodes of deformation occurring during $D2_{wa}$ to $D4_{wa}$, and that much of the mineralization formed pre- or syn- $S1_{wa}$ foliation. The complex deformation makes structural assessment of the early $D1_{wa}$ event at Wassa, and its relationship to gold mineralization problematic. However, the deposit presents two main stages of quartz veining that are related to gold. The first generation, which is the dominant hydrothermal phase found at the mine scale, is represented by folded and boudinaged quartz-veins transposed along the primary $S1_{wa}$ foliation, associated with sericite-dolomite-pyrite alteration, with local silicification of the host rocks. Pyrites associated with these veins are finely grained and stretched along the foliation (Figure 4D), providing evidence for a pre- to syn- $D1_{wa}$ emplacement. Quartz-veins of the second generation, which are much less abundant than those of the first generation, crosscut the $S1_{wa}$ cleavage and are associated with dolomitic, chloritic and potassic alteration assemblages. They are generally associated with $S4_{wa}$ cleavage.

Primary pyrites of the mineralized zones are typically stretched and elongated within the $S1$ fabrics by ductile deformation as they show no evidence of fracturing. They are located in alteration halos in the vicinity of the first generation of quartz-veins, disseminated in the volcanic host rocks or within the veins along contact selvages. Gold is found as visible particles associated with or as inclusions in pyrites, sometimes associated with Ag, Te and Cu.

One sample of these pyrites dated by Re-Os yields an age of 2164 ± 22 Ma (Table 4), which is in agreement with the previous observations and can be considered as the age of the major part of gold mineralization of Wassa. This age also provides a time constraint on the $D1_{Wa}$ event and thus permits to answer the question of whether $D1_{Wa}$ is related to the D1 or the D2 regional event. The 2164 Ma age suggests that the first deformation affecting the Wassa deposit occurred during the D1 phase. Visible gold is also associated with the second generation of quartz-veins which clearly crosscut the dominant foliation and are accompanied by a recrystallization of pyrites (Figure 4D). These pyrites were dated at 2054 ± 11 Ma (mean age of two replicates, Table 4), providing a constraint on the minor late gold event occurring in Wassa during the D4 regional event which is a major phase of gold mineralization elsewhere in the Ashanti belt (also observed in Pampe, Obuasi and Bogoso). These data permit to estimate the interval between the two mineralizing events at ~ 100 Ma.

Damang deposit

Situated a few kilometers to the north of Tarkwa and Wassa, and hosted by Tarkwaian sedimentary rocks intruded by microdiorite (Figure 3), the Damang deposit displays two distinct types of gold mineralization. Indeed, Damang consists of a Tarkwaian-type gold paleoplacer overprinted by an epigenetic orogenic lode-gold system (Pigois et al., 2003; Tunks et al., 2004; White et al., 2014). It thus presents features of the two typical gold styles of the Ashanti belt. Sedimentary and magmatic host rocks both underwent metamorphism ranging from lower greenschist facies to amphibolite facies.

Primary gold mineralization in the Damang deposit is hosted in the quartz-pebble conglomerate horizons of the Banket Series as free gold in the matrix of the conglomerates in association with hematite and magnetite. This mineralization is interpreted to have formed as a paleoplacer (Hirdes and Nunoo, 1994; Pigois et al., 2003; Tunks et al., 2004), as is also the case for the neighboring Tarkwa deposit, and represents around 20% of the gold resource of the mine. U-Pb dating of zircons gave a maximum age of 2133 ± 4 Ma for the deposition of the Tarkwaian sedimentary rocks (Pigois et al., 2003), which means that the source for the placer gold is older than 2133 Ma.

The second and main style of gold mineralization at Damang is observed in close association with quartz veins, quartz-filled faults and associated alteration halos. These

hydrothermal veins and faults affect both the sedimentary rocks and the microdiorite intrusions. They are responsible for sericite + quartz + pyrite + chlorite ± gold ± pyrrhotite ± biotite ± calcite alteration halos that overprint the peak metamorphic assemblage of the host rocks. Structural observations show that these structures developed during the late structural history of Damang (most probably during the D5 regional event) and after the metamorphic peak. The orogenic gold mineralization in Damang is well documented and is temporally constrained both relatively by structural relationships and absolutely by radiometric dating of several phases. In a recent study, White et al. (2014) provide an age of 2178 ± 9 Ma for the volcanic activity at the origin of the formation of Birimian volcanoclastics (U/Pb on zircon) and a slightly younger age of 2165 ± 8 Ma for the intrusive diorite (U/Pb on zircon). Moreover, U/Th/Pb dating of metamorphic monazite from Tarkwaian phyllites permitted dating of the peak of amphibolite facies metamorphism at 2005 ± 26 Ma, which thus constitutes a maximum age for the gold mineralization which developed after the metamorphic peak. Finally, the local exhumation of host rocks during the ultimate stage of the Eburnean orogeny, synchronous with the hydrothermal gold mineralization, was estimated at 1980 ± 9 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on biotite). All these data limit the orogenic mineralization to between 2030 Ma and 1980 Ma, but, unfortunately, no reliable dating of sulfides associated with gold was obtained in the White et al. (2014) study. In the present study, Re-Os dating was performed on pyrites associated with this second gold event. Pyrites were selected from alteration halos of quartz veins in the microdiorite, where pyrite crystals are bigger than in the metasedimentary facies. Pyrites are euhedral centimeter-size grains (Figure 4E) and can contain gold inclusions in association with silver and tellurium. Re-Os analyses (Table 4) yield a poorly constrained mean age of 2039 ± 120 Ma obtained from the dating of four replicates. The high uncertainty is due to the very low content in Re (~0.35 ppb) and in ^{187}Os (~8 ppt) of the pyrites and to the resulting only moderately radiogenic osmium composition. The low proportion of radiogenic osmium leads to a high uncertainty related to the unknown initial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio which accounts for most of the total uncertainty. In addition the variability of the Re blank is an important source of uncertainty.

Obuasi deposit

Obuasi is currently the largest gold deposit of the West African craton with more than 60 Moz of gold production and reserves. Situated north of the Tarkwa-Damang district (Figure

3), this orogenic deposit is located at the contact between the Kumasi volcanosedimentary basin and the Ashanti greenstone belt. The gold deposit is hosted by turbiditic and volcanoclastic rocks crosscut by several local shear zones associated with quartz veining and the development of graphitic schists (Blenkinsop et al., 1994; Oberthür et al., 1994; Allibone et al., 2002). Four main deformation events are observed in the Obuasi area, among which D2_{Ob} and D3_{Ob} created major cleavages providing a relative chronology between mineralization and deformational events.

Two gold mineralization styles coexist at Obuasi. The first one, represented by auriferous arsenopyrites disseminated in metasediments, provides about 60% of the gold production at Obuasi (Milési et al., 1991). The second style of mineralization consists of visible gold hosted in micro-fractures of fault-filled quartz veins bordering the graphite-rich faults. This type of mineralization represents the highest gold grades of the deposit and of any deposits in the craton. Several studies (Milési et al., 1991; Allibone et al., 2002) concluded that both styles of mineralization were emplaced during the late D3_{Ob} deformation. According to these authors, the corresponding thrusting was followed by the formation of hydrothermal auriferous arsenopyrite, and then, by the development of gold-bearing quartz veins. A recent study (Fougerouse et al., In preparation) provides evidence for a different temporal relationship between the two mineralizing episodes. This work focuses on the observation of strain shadows around arsenopyrite crystals which developed along the S2_{Ob} cleavage and were then reworked by the S3_{Ob} crenulation cleavage. These data suggest that arsenopyrite crystallization is earlier than previously thought, pre- or syn-D2_{Ob}, and so is significantly older than the quartz vein mineralization. However, some arsenopyrite crystals do not display any strain shadows, preventing the establishment of their place in the structural history of the deposit. Thus, the possibility of multiple generations of arsenopyrite is strongly suspected.

The present study attempted to provide absolute dates for both the disseminated sulfide and the quartz vein mineralization. With this aim, an arsenopyrite sample (Figure 4F) was dated by the Re-Os method and duplicated (Table 4), providing an average age of 2040 ± 87 Ma. This age seems too young to correspond to the primary mineralization which is supposed to occur prior to or during the regional D3 event, although the high imprecision of this age makes its interpretation difficult. Nevertheless, assuming that a ~2040 Ma age corresponds to the late deformation stages in Obuasi and that multiple generations of arsenopyrite are

possible, it can be suggested that the analysis was performed on a second generation of arsenopyrite, which crystalized during the last stage of deformation. Indeed, this age is very close to those obtained for orogenic gold mineralization in the same area, as in Damang (~2040 Ma) and Wassa (2054 Ma). Pigois et al. (2003) considered that given the similar structural timing and the similar stress fields during the formation of the mineralization observed in different deposits of the same area (including Damang and Obuasi), it is plausible that mineralizations of these deposits were synchronous.

Re-Os dating of native gold hosted in quartz veins was attempted in order to constrain the second style of mineralization. However, the difficulty of obtaining a sufficient quantity of material to perform the analyses, together with the non-radiogenic osmium composition of the few analyzed samples, did not permit reliable results to be obtained.

Datations Re-Os : Preuves pour des événements aurifères multiples au Paléoprotérozoïque dans le craton ouest-africain

Deposits	Samples	Minerals	Sample mass (g)	[Re] (ppb) ¹	¹⁸⁷ Re (ppb) ^{1,2,3}	Total ¹⁸⁸ Os (ppt) ⁴	% ¹⁸⁸ Os from blank	Total ¹⁸⁷ Os (ppt)	% ¹⁸⁷ Os ⁵	¹⁸⁷ Os* (ppt) ^{2,5}	¹⁸⁷ Os*/ ¹⁸⁷ Re ^{1,2,5}	Age (Ma) ^{2,6}
Gaoua	S19G267c	Pv	0.30735	9.52	5.98 ± 0.023	0.46	12	218.8	99.3	217.3 ± 2.8	0.0363 ± 0.0006	2142 ± 36
	S19G267d	Pv	0.30179	10.79	6.78 ± 0.042	0.56	10	247.1	99.4	245.6 ± 3.1	0.0362 ± 0.0007	2136 ± 39
	S19G267e	Pv	0.32591	11.70	7.35 ± 0.029	0.55	10	265.7	99.5	264.2 ± 2.9	0.0359 ± 0.0005	2120 ± 31
	S44G116b	Pv	0.30095	69.50	43.68 ± 0.382	0.28	20	1615.3	99.9	1613.9 ± 13.1	0.0370 ± 0.0006	2178 ± 36
	S44G116d	Pv	0.31157	84.13	52.88 ± 0.223	0.39	14	1928.6	99.9	1927.2 ± 3.8	0.0364 ± 0.0002	2149 ± 13
	S47MB1182.7b	Pv	0.30138	48.33	30.37 ± 0.230	0.61	9	1121.7	99.9	1120.1 ± 3.4	0.0369 ± 0.0004	2174 ± 23
Nassara	S47MB1182.7c	Pv	0.30333	18.28	11.49 ± 0.042	1.15	5	423.1	99.6	421.3 ± 3.7	0.0367 ± 0.0005	2162 ± 26
	S02N71.9	Pv	0.30409	1.47	0.95 ± 0.011	0.81	8	31.6	98.1	31.0 ± 1.0	0.0335 ± 0.0013	1982 ± 71
	S02N71.9b	Pv	0.30107	1.46	0.94 ± 0.012	1.92	3	33.8	96.6	32.7 ± 1.9	0.0357 ± 0.0022	2076 ± 124
	S32N64.3	Pv	0.30278	1.76	1.13 ± 0.012	0.55	12	40.1	98.8	39.6 ± 0.9	0.0357 ± 0.0009	2110 ± 51
	S32N64.3b	Pv	0.30326	1.64	1.05 ± 0.012	0.46	14	38.8	98.9	38.4 ± 0.8	0.0372 ± 0.0009	2158 ± 50
	S32N64.3f	Pv	0.30223	1.91	1.22 ± 0.013	0.70	9	42.3	98.7	41.7 ± 1.0	0.0348 ± 0.0010	2053 ± 53
Kiaka	S32N64.5	Pv	0.32139	0.61	0.41 ± 0.012	0.76	9	14.1	96.0	13.5 ± 1.0	0.0349 ± 0.0028	2063 ± 160
	S32N145.6b	Pv	0.30209	0.67	0.44 ± 0.011	0.09	68	15.7	98.4	15.5 ± 0.5	0.0370 ± 0.0016	2154 ± 88
	KDH300-101b	Po	0.30387	2.33	1.46 ± 0.007	1.51	4	54.1	99.7	53.9 ± 1.5	0.0368 ± 0.0012	2143 ± 65
	KDH300-101c	Po	0.30696	2.50	1.56 ± 0.007	1.51	4	58.1	99.7	58.0 ± 1.5	0.0371 ± 0.0011	2160 ± 61
	KDH300-101d	Po	0.30047	2.38	1.49 ± 0.008	1.50	4	55.1	99.7	55.0 ± 1.5	0.0368 ± 0.0012	2142 ± 65
	Wassa	JM-11	Pv	0.30324	7.64	4.80 ± 0.023	0.88	5	176.8	99.9	176.7 ± 1.0	0.0368 ± 0.0004
GSR025		Pv	0.30145	6.43	4.04 ± 0.016	0.19	24	140.4	100.0	140.4 ± 0.5	0.0347 ± 0.0003	2049 ± 15
GSR025b		Pv	0.30198	6.31	3.96 ± 0.018	0.27	17	138.6	100.0	138.6 ± 0.5	0.0350 ± 0.0003	2061 ± 17
D396ll		Pv	0.40088	0.36	0.23 ± 0.017	0.73	7	8.6	99.1	8.1 ± 0.8	0.0355 ± 0.0043	2095 ± 253
Damang	D396a	Pv	0.41502	0.33	0.21 ± 0.017	0.61	9	7.4	99.1	7.0 ± 0.7	0.0340 ± 0.0043	2005 ± 253
	D396b	Pv	0.50354	0.34	0.21 ± 0.017	0.60	9	7.8	99.2	7.4 ± 0.6	0.0348 ± 0.0040	2055 ± 239
	D396c	Pv	0.40140	0.39	0.24 ± 0.017	0.64	8	8.7	99.2	8.3 ± 0.7	0.0340 ± 0.0037	2009 ± 221
Obuasi	DF073	Apy	0.30565	2.62	1.65 ± 0.031	1.89	3	58.1	98.3	57.1 ± 1.6	0.0347 ± 0.0012	2046 ± 69
	DF073b	Apy	0.30106	3.02	1.90 ± 0.031	1.77	3	65.5	98.7	64.6 ± 1.3	0.0340 ± 0.0009	2008 ± 53
	DF073c	Apy	0.30092	2.93	1.84 ± 0.033	1.92	3	64.4	98.6	63.5 ± 1.5	0.0345 ± 0.0010	2075 ± 60

Notes:

¹ Re data are blank corrected.

² All listed uncertainties are 2 σ.

³ Uncertainty on ¹⁸⁷Re includes measurement precision, blank uncertainty, weighing errors and uncertainty on spike calibration.

⁴ Includes both common osmium contained in the sample and the contribution from the blank.

⁵ ¹⁸⁷Os* = ¹⁸⁷Os radiogenic only, calculated assuming a natural osmium ratio of ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os = 0.5 ± 0.4. Uncertainty on ¹⁸⁷Os* includes the uncertainty on this ratio, measurement precision, weighing errors, uncertainty on spikes calibration and uncertainty on standard measurements.

⁶ Assuming λ¹⁸⁷Re = 1.666 × 10⁻¹¹ yr⁻¹ (Smoliar et al., 1996).

Table 4. Re-Os data (data from Le Mignot et al. (this volume), Fontaine et al. (this volume) and original data)

Discussion

Evidence for a multi-stage gold mineralization in the Leo-Man craton

This study of several deposits from Burkina Faso and Ghana highlights the polyphased character of most of the gold deposits/occurrences observed in the WAC. The most obvious example of this multiple mineralization is the Damang deposit which is the result of two distinct styles of gold mineralization occurring in the Ashanti belt: a gold paleoplacer (Tarkwaian-type) overprinted by a later orogenic gold deposit (Pigois et al., 2003; Tunks et al., 2004; White et al., 2014). Another example of the superimposition of two types of deposits is given by the Gaoua copper-gold occurrences. Though the primary porphyry mineralization cannot be considered as a gold deposit given the very low gold grades measured, it does contain gold disseminated in chalcopyrite as a trace element (Le Mignot et al., this volume). This primary gold could have been remobilized during the Eburnean orogeny, thus contributing to the second mineralization with much higher gold contents.

In the Morila deposit, south-east Mali, McFarlane et al. (2011) and King (2012) documented the polyphased character of the economic gold mineralization. Early gold mineralization is associated with the intrusion of the composite Doubalakoro pluton under prograde contact metamorphic conditions. This early intrusion-related gold system was overprinted by a younger post-D2 stage of hydrothermal alteration. This stage is recorded by sulfidation along a north-northeast-trending zone characterized by disseminated idioblastic arsenopyrite porphyroblasts that contain polygonal gold blebs. The presence of these blebs is spatially restricted to the northeast-trending high-grade axis of the Morila orebody where it overprints the earlier phase of mineralisation, contributing to the exceptional grades and ore thicknesses characteristic of Morila (McFarlane et al., 2011; King, 2012).

In addition to demonstrating the superposition of different styles of deposits, the studied deposits also suggest that the orogenic mineralizing event, which is responsible for the highest gold grades in the craton, is itself composed of several stages. Kiaka, Wassa and Obuasi, all considered as orogenic gold deposits, display a multi-stage mineralization (Fontaine et al., This volume; Fougrouse et al., In preparation; Miller et al., In preparation). In these deposits, the first mineralization is generally represented by gold disseminated in sulfides. These auriferous sulfides do not provide the highest gold grades due to the disseminated character of

the mineralization, but in the cases of Wassa and Obuasi, thanks to their widespread development, they represent the major part of the gold production. The second episode is linked to the emplacement of localized deformation-related structures such as vein networks or breccias and leads to very localized high gold grades. In Kiaka, this mineralization represents nearly all of the gold reserves. This polyphased character is observed elsewhere in the West African craton. In Western Mali, the Loulo gold district also shows evidence for two distinct styles of orogenic mineralization (Dommanget et al., 1993; Lawrence et al., 2013): a first mineralization, referred to as Gara-style mineralization by Lawrence et al. (2013), associated with ankerite-rich vein stockworks and disseminated sulfides (mainly pyrite) distributed along the Senegal-Mali shear zone in highly tourmalinized sedimentary host rocks; and a second mineralization, referred to as Yalea-style mineralization by Lawrence et al. (2013), where native gold occurs in quartz-carbonate vein lodes associated with arsenian sulfides. Pampe is another example of a polyphased gold deposit in the Ashanti belt, showing a complex metallogenic history with both auriferous sulfides (pyrite and arsenopyrite) and visible gold in fractures crosscutting sulfides of all generations (WAXI final report, 2013).

This polyphased character of orogenic gold mineralization is not restricted (i) to the WAC and (ii) to a single orogeny. Recently, Zhang et al. (2014) provided evidence for the hydrothermal Paleoproterozoic reactivation of a Neoproterozoic orogenic lode-gold deposit in the southern Abitibi subprovince, hypothesis previously suggested by Powell and Hodgson (1992) and Dubé and Gosselin (2007) but without geochronological constraints. In the Fennoscandian shield, Molnar et al. (2013) provides lead-isotopic evidence for an overprinting Proterozoic event on an Archaean orogenic gold deposit in the Pampalo gold mine, Eastern Finland.

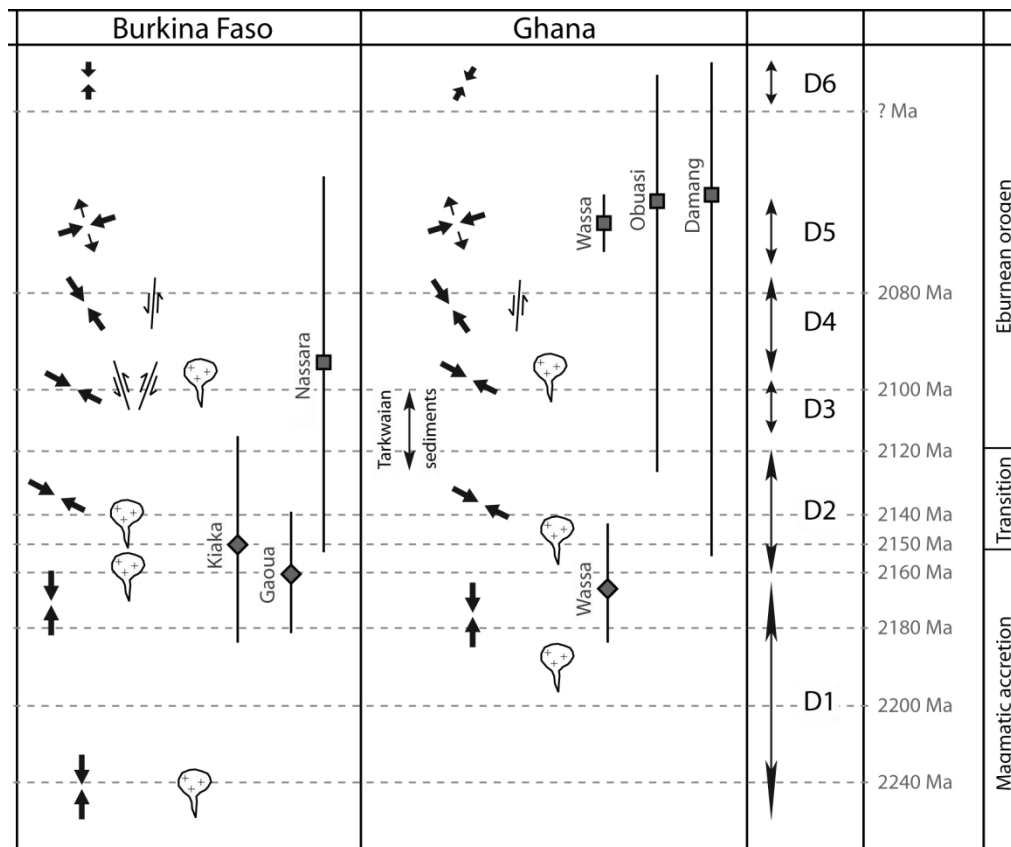


Figure 5. Correlation between ages of gold deposits obtained by Re-Os dating and the geodynamic evolution of the WAC in Burkina Faso and Ghana

Early-orogenic deposits vs tardi-orogenic deposits

Re-Os dating performed during this study permit two populations of deposits to be distinguished based on their period of formation. The first mineralizing episodes at Kiaka and Wassa, as well as the development of the porphyry copper of Gaoua all occurred around 2160-2150 Ma (Figure 5). This time period corresponds to the transition between magmatic accretion and tectonic accretion (Feybesse et al., 2006; Baratoux et al., 2011), i.e. the beginning of the Eburnean orogeny. In all probability, the Gaoua porphyry formed in a subduction arc setting during the magmatic accretion phase, whereas Kiaka and Wassa, given their orogenic-type features, most probably formed during the early tectonic stage of the Eburnean orogeny D2. Structural studies (Dommanget et al., 1993) permitted to identify the primary disseminated mineralization of Loulo (Mali) as an early-orogenic event as well. Although no absolute dating is available for the Loulo deposit, it is suggested that this

primary mineralization formed pre-D3 and so was probably contemporaneous with the primary disseminated mineralization of Kiaka and Wassa.

On the contrary, the four other mineralizing events studied in this paper (Nassara, Wassa 2, Obuasi and Damang) present ages that are clearly syn-orogenic, ranging between 2100 Ma and 2040 Ma, which corresponds to the last stages of the Eburnean orogeny (Figure 5). This period seems to have been the most prolific for gold deposition in the West African craton (Milési et al., 1992; Béziat et al., 2008; Tshibubudze and Hein, 2013). This late-orogenic timing of mineralization is also observed in the Guiana Shield which underwent globally the same tectonic events as the West African craton (Vanderhaeghe et al., 1998). In this craton, orogenic gold deposits are numerous (Voicu et al., 2001) and many formed during the late stages of the Transamazonian orogeny between 2030 Ma and 1955 Ma (Daoust et al., 2011).

Possible gold sources for Tarkwaian paleoplacers

An interesting point to note is that the three early deposits of this study (Gaoua porphyry, Kiaka 1 and Wassa 1) have dates older than the maximum age for the Tarkwaian sediments deposition of 2133 ± 4 Ma obtained by Pigois et al. (2003). Considering these data, it is suggested that these three deposits, or more generally other deposits of similar type, are a possible source for the paleoplacers found in the Ashanti belt. Hydrothermal circulation related to the early stages of the Eburnean orogeny could have remobilized gold from these disseminated deposits before concentrating it in adjacent sedimentary basins.

Indeed, gold paleoplacers are secondary deposits that only can form after release of gold from a primary source (Laznicka, 2006). Orogenic gold deposits are a source for many of the great placer districts, including in the Pacific Rim placers (Goldfarb et al., 1998), Russian Far East (Goryachev and Pirajno, 2014) and Victoria, Eastern Australia (Goldfarb et al., 2001). In these areas, the original orogenic gold deposits still exist, but it is not always the case, making the identification of the gold source difficult. The most famous gold paleoplacer is hosted in the late Archean Witwatersrand basin, South Africa, and represents the largest economic gold deposit in the world. In this case, Re-Os data strongly argue for a predominantly detrital (i.e. placer) source for the gold, though a minor hydrothermal input cannot be excluded (Kirk et al., 2001; Ruiz et al., 2006; Schaefer et al., 2010; Mathur et al., 2013). However, in the surrounding area, no significant gold deposits are known and the provenance of the detrital

gold is still uncertain. This implies that important Middle Archean orogenic gold deposits may have formed in South Africa but were totally eroded several hundred million years later, supplying the Witwatersrand sedimentary basin in gold (Goldfarb et al., 2001). Only a few Paleoproterozoic gold placers are described in the literature. Among these, the Jacobina gold-bearing conglomerates in Brazil are thought to result both from accumulation of detrital gold eroded from earlier hydrothermal deposits and epigenetic mineralization contemporaneous with the basin evolution (Milési et al., 2002). Jacobina is a foreland basin formed during the Transamazonian orogeny between 2080 Ma and 1900 Ma (Ledru et al., 1997; Milési et al., 2002) and so is potentially an equivalent to the Tarkwaian basins, but once again, the source of detrital gold has not been identified.

Conclusion

This paper presents a study of the mineralization and Re-Os geochronological data of six gold deposits situated in the Baoulé-Mossi Birimian domain, in Burkina Faso and Ghana. The results highlight the polyphased character of gold mineralization widespread in the West African craton, which is most often characterized by a primary disseminated mineralization and a secondary structure-controlled mineralization marked by visible gold and higher gold grades. For the first time, the existence of early-orogenic gold deposits is demonstrated by direct Re-Os dating of the mineralization. These deposits older than 2130 Ma can provide clues for the identification of the source of gold of the tarkwaian-type paleoplacers. Moreover, four tardi-orogenic gold events were also dated. Although the late stages of the Eburnean orogeny seem to have been a prolific period for the formation of high grade gold mineralization, less known early-orogenic gold deposits, which can contain high quantities of gold, will probably be key deposits for future mining exploration in the West African craton.

Acknowledgements

We thank the mining companies, Volta Resources (now B2Gold) for permitting us to collect numerous samples in Gaoua, especially Franco Ouedraogo who guided us during field works and whose geologic experience was very useful, and Athanase Naré, Raphael Zoungrana and G. Franseschi. We also thank Golden Star's management for allowing us access to the Wassa Mine and providing clearance for samples, especially to the Wassa team, Dan Apau and Emmanuel Otoo for their assistance.

Catherine Zimmermann, Christiane Parmentier and Alexandre Flammang are strongly thanked for their helpful analytical and technical interventions. We also thank Kone and Clare whose organization skills were very appreciated during our stay in Burkina Faso and all along the WAXI project.

This project was funded by WAXI (West African Exploration Initiative) program and received logistical support from IRD (Institut de Recherche pour le Développement) of Ouagadougou. We wish to gratefully acknowledge AMIRA International and the industry sponsors, including AusAid and the ARC Linkage Project LP110100667, for their support of the WAXI project (P934A). We are also appreciative of the contribution of the various Geological Surveys/Departments of Mines in West Africa as sponsors in kind of WAXI. Finally, we wish to recognize our WAXI research colleagues from the various Institutions from around the world.

References

- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A., and Albarède, F. (1990). A major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West-Africa ; an early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research* 95, 17605–17609.
- Allibone, A., McCuaig, C., Harris, D., Etheridge, M.A., Munroe, S., and Byrne, D. (2002). Structural controls on gold mineralization at the Ashanti gold deposit, Obuasi, Ghana. *Society of Economic Geologists Special publication* 9, 65–93.
- Ama Salah, I., Liegeois, J.-P., and Pouclet, A. (1996). Evolution d'un arc insulaire océanique birimien précoce au Liptako nigérien (Sirba): géologie, géochronologie et géochimie. *Journal of African Earth Sciences* 22, 235–254.
- André-Mayer, A.S., Ramiandrisoa, N., Vanderhaeghe, O., Reisberg, L., Rabeandrasana, S., and Zimmermann, C. (2014). Re–Os geochronological constraints on the Dabolava mesothermal gold occurrence, Madagascar: Implications for the Ikalamavony sub-domain deposition age. *Journal of African Earth Sciences* 94, 119–127.
- Arne, D.C., Bierlin, F.P., Morgan, J.W., and Stein, H.J. (2001). Re-Os dating of sulfides associated with gold mineralization in central Victoria, Australia. *Economic Geology* 96, 1455–1459.
- 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.
- Barra, F., Ruiz, J., Mathur, R., and Titley, S. (2003). A Re–Os study of sulfide minerals from the Bagdad porphyry Cu–Mo deposit, northern Arizona, USA. *Mineralium Deposita* 38, 585–596.
- Béziat, D., Bourges, F., Debat, P., Lompo, M., Martin, F., and 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 Research* 101, 25–47.
- Béziat, D., Dubois, M., Debat, P., Nikiéma, S., Salvi, S., and Tollon, F. (2008). Gold metallogeny in the Birimian craton of Burkina Faso (West Africa). *Journal of African Earth Sciences* 50, 215–233.
- Bierlein, F.P., Stein, H.J., Coira, B., and Reynolds, P. (2006). Timing of gold and crustal evolution of the Palaeozoic south central Andes, NW Argentina—implications for the endowment of orogenic belts. *Earth and Planetary Science Letters* 245, 702–721.

- Birck, J.-L., Roy Barman, M., and Capmas, F. (1997). Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples. *Geostandards Newsletter* 20, 19–27.
- Blenkinsop, T., Schmidt Mumm, A., Kumi, R., and Sangmor, S. (1994). Structural geology of the Ashanti gold mine. *Geologisches Jahrbuch* 131–153.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarède, F., and Arndt, N.T. (1992). Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research* 97, 345–369.
- Bonhomme, M. (1962). Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain. Thèse de doctorat. Université de Clermont-Ferrand. 62 p.
- Brenan, J.M., Cherniak, D.J., and Rose, L.A. (2000). Diffusion of osmium in pyrrhotite and pyrite: implications for closure of the Re-Os isotopic system. *Earth and Planetary Science Letters* 180, 399–413.
- Cardon, O., Reisberg, L., André-Mayer, A.-S., Leroy, J., Milu, V., and Zimmermann, C. (2008). Re-Os systematics of pyrite from the Bolcana porphyry copper deposit, Apuseni Mountains, Romania. *Economic Geology* 103, 1695–1702.
- Castaing, C., Billa, M., Milési, J.-P., Thiéblemont, D., Le Métour, J., Egal, E., Donzeau, M., Guerrot, C., Cocherie, A., Chèvremont, P., et al. (2003). Notice explicative de la carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1 000 000. (BRGM BUMIGEB).
- Chèvremont, P., Donzeau, M., Le Métour, J., Egal, E., Castaing, C., Thiéblemont, D., Tegye, M., Guerrot, C., Billa, M., Itard, Y., et al. (2003). Notice explicative de la carte géologique du Burkina Faso à 1/200 000. Feuille Koudougou.
- Creaser, R.A., Papanastassiou, D.A., and Wasserburg, G.J. (1991). Negative thermal ion mass spectrometry of osmium, rhenium and iridium. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 397–401.
- Daoust, C., Voicu, G., Brisson, H., and Gauthier, M. (2011). Geological setting of the Paleoproterozoic Rosebel gold district, Guiana Shield, Suriname. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 222–245.
- Davis, D.W., Hirdes, W., Schaltegger, U., and Nunoo, E.A. (1994). U-Pb age constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa. *Precambrian Research* 67, 89–107.
- 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.

- Dioh, E., Béziat, D., Debat, P., Grégoire, M., and Ngom, P.M. (2006). Diversity of the Palaeoproterozoic granitoids of the Kédougou inlier (eastern Sénégal): Petrographical and geochemical constraints. *Journal of African Earth Sciences* 44, 351–371.
- Dommanget, A., Milési, J.P., and Diallo, M. (1993). The Loulo gold and tourmaline-bearing deposit. *Mineralium Deposita* 28, 253–263.
- Doumbia, S., Pouclet, A., Kouamelan, A., Peucat, J.J., Vidal, M., and Delor, C. (1998). Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Côte-d’Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Research* 87, 33–63.
- Dubé, B., and Gosselin, P. (2007). Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. In *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, (Geological Association of Canada, Mineral deposits division), pp. 49–73.
- Feybesse, J.-L., Billa, M., Guerrot, C., Duguey, E., Lescuyer, J.-L., Milesi, J.-P., and Bouchot, V. (2006). The paleoproterozoic Ghanaian province: Geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling. *Precambrian Research* 149, 149–196.
- Fontaine, A., André-Mayer, A.-S., Eglinger, A., Reisberg, L., Le Mignot, E., and Koumangdiwe, A. (This volume). Polyphased gold deposition through metamorphic crustal evolution: example of the Kiaka Deposit, South Burkina Faso. *Economic Geology Special Issue article - West Africa*.
- Fougerouse, D., Micklethwaite, S., Ulrich, S., Miller, J., McCuaig, C., Godel, B., and Adams, D. (This volume). Evidence for Two Stages of Mineralization in West Africa’s Largest Gold Deposit: Obuasi, Ghana. *Economic Geology Special Issue article - West Africa*.
- Frei, R., Nägler, T.F., Schönberg, R., and Kramers, J.D. (1998). Re-Os, Sm-Nd, U-Pb, and stepwise lead leaching isotope systematics in shear-zone hosted gold mineralization: genetic tracing and age constraints of crustal hydrothermal activity. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 1925–1936.
- Ganne, J., Gerbault, M., and Block, S. (2014). Thermo-mechanical modeling of lower crust exhumation—Constraints from the metamorphic record of the Palaeoproterozoic Eburnean orogeny, West African Craton. *Precambrian Research* 243, 88–109.
- Gasquet, D., Barbey, P., Adou, M., and 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 Palaeoproterozoic of West Africa? *Precambrian Research* 127, 329–354.

- Goldfarb, R.J., Phillips, G.N., and Nokleberg, W.J. (1998). Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific Rim. *Ore Geology Reviews* 13, 185–218.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I., and Gardoll, S. (2001). Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews* 18, 1–75.
- Goryachev, N.A., and Pirajno, F. (2014). Gold deposits and gold metallogeny of Far East Russia. *Ore Geology Reviews* 59, 123–151.
- Hirdes, W., and Nunoo, B. (1994). The Proterozoic paleoplacers at Tarkwa gold mine, SW Ghana: Sedimentology, mineralogy, and precise age dating of the Main Reef and West Reef, and bearing of the investigations on source area aspects. *Geologisches Jahrbuch* 247–311.
- 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* 56, 89–96.
- Hirdes, W., Davis, D.W., Lüdtke, 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, 173–191.
- King, K. (2012). Geological, structural and mineralogical constraints on the evolution of the Morila gold deposit, South Mali, West Africa. Msc thesis. Kingston University.
- Kirk, J., Ruiz, J., Chesley, J., Titley, S., and Walshe, J. (2001). A detrital model for the origin of gold and sulfides in the Witwatersrand basin based on Re-Os isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 2149–2159.
- Lawrence, D.M., Treloar, P.J., Rankin, A.H., Harbidge, P., 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.
- Laznicka, P. (2006). *Giant Metallic Deposits - Future Sources of Industrial Metals* (Berlin: Springer). 732 p.
- Le Mignot, E., Siebenaller, L., Béziat, D., André-Mayer, A.-S., Reisberg, L., Salvi, S., Velásquez, G., Zimmermann, C., Naré, A., and Franceschi, G. (in revision). The Paleoproterozoic copper-gold deposit of Gaoua, Burkina Faso: Evidence for a superimposition of a porphyry copper with an orogenic gold deposit. *Economic Geology Special Issue article - West Africa*.
- Ledru, P., Milesi, J.-P., Johan, V., Sabaté, P., and Maluski, H. (1997). Foreland basins and gold-bearing conglomerates: a new model for the Jacobina Basin (São Francisco province, Brazil). *Precambrian Research* 86, 155–176.

- Markey, R., Stein, H.J., Hannah, J.L., Zimmerman, A., Selby, D., and Creaser, R.A. (2007). Standardizing Re–Os geochronology: A new molybdenite Reference Material (Henderson, USA) and the stoichiometry of Os salts. *Chemical Geology* 244, 74–87.
- Mathur, R., Gauert, C., Ruiz, J., and Linton, P. (2013). Evidence for mixing of Re–Os isotopes at < 2.7 Ga and support of a remobilized placer model in Witwatersrand sulfides and native Au. *Lithos* 164–167, 65–73.
- McFarlane, C.R.M., Mavrogenes, J., Lentz, D., King, K., Allibone, A., and Holcombe, R. (2011). Geology and Intrusion-Related Affinity of the Morila Gold Mine, Southeast Mali. *Economic Geology* 106, 727–750.
- Milési, J.-P. (2001). Métallogénie comparée des provinces métallifères paléoprotérozoïques : synthèses métallogéniques et potentiels métallifères. Habilitation à Diriger des Recherches. Université de Lyon I.
- Milési, J.P., Ledru, P., Ankrah, P., Johan, V., Marcoux, E., and Vinchon, C. (1991). The metallogenic relationship between Birimian and Tarkwaian gold deposits in Ghana. *Mineral. Deposita* 26, 228–238.
- 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 Research* 58, 305–344.
- Milési, J.P., Ledru, P., Marcoux, E., Mougeot, R., Johan, V., Lerouge, C., Sabaté, P., Bailly, L., Respaut, J.P., and Skipwith, P. (2002). The Jacobina Paleoproterozoic gold-bearing conglomerates, Bahia, Brazil: a “hydrothermal shear-reservoir” model. *Ore Geology Reviews* 19, 95–136.
- Miller, J., McCuaig, C., Hein, K., Jessell, M.W., and Davis, J. (This volume). Craton scale variations in gold systems in West Africa. *Economic Geology Special Issue article - West Africa*.
- Morelli, R.M., and Creaser, R.A. (2006). Re–Os geochronology of low-level sulfide minerals: Applications and limitations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, A429.
- Oberthür, T., Vetter, U., Schmidt Mumm, A., Weiser, T.W., Amanor, J., Gyapong, A., Kumi, R., and Blenkinsop, T. (1994). The Ashanti gold mine at Obuasi in Ghana: Mineralogical, geochemical, stable isotope and fluid inclusion studies on the metallogenesis of the deposit. *Geologisches Jahrbuch D* 100, 31–129.
- Oberthür, T., Vetter, U., Davis, D.W., and Amanor, J.A. (1998). Age constraints on gold mineralization and Paleoproterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of southern Ghana. *Precambrian Research* 89, 129–143.
- Parra, L.A., Fiorentini, M.L., Miller, J., McCuaig, C., Bourassa, Y., and Perrouy, S. (2013). Age constraints on host rocks for gold mineralisation in the Ashanti Belt, Ghana. Extended Abstract, 12th SGA Biennial Meeting, Uppsala, Sweden, 12-15 August 2013, 4 p.

- 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* 204–205, 12–39.
- Pigois, J.-P., Groves, D.I., Fletcher, I.R., McNaughton, N.J., and Snee, L.W. (2003). Age constraints on Tarkwaian palaeoplacer and lode-gold formation in the Tarkwa-Damang district, SW Ghana. *Mineralium Deposita* 38, 695–714.
- Powell, W.G., and Hodgson, C.J. (1992). Deformation of the Gowganda Formation, Matachewan area, Ontario, by post-Early Proterozoic reactivation of the Archean Larder Lake – Cadillac break, with implications for gold exploration. *Canadian Journal of Earth Sciences* 29, 1580–1589.
- Ruiz, J., Valencia, V.A., Chesley, J.T., Kirk, J., Gehrels, G., and Frimmel, H. (2006). The source of gold for the Witwatersrand from Re–Os and U–Pb detrital zircon geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, A543.
- Schaefer, B.F., Pearson, D.G., Rogers, N.W., and Barnicoat, A.C. (2010). Re–Os isotope and PGE constraints on the timing and origin of gold mineralisation in the Witwatersrand Basin. *Chemical Geology* 276, 88–94.
- Scherstén, A., Szilas, K., Creaser, R.A., Næraa, T., van Gool, J.A.M., and Østergaard, C. (2012). Re–Os and U–Pb constraints on gold mineralisation events in the Meso- to Neoproterozoic Storø greenstone belt, Storø, southern West Greenland. *Precambrian Research* 200–203, 149–162.
- Selby, D., and Creaser, R.A. (2003). Re–Os geochronology of organic rich sediments: an evaluation of organic matter analysis methods. *Chemical Geology* 200, 225–240.
- Selby, D., and Creaser, R.A. (2004). Macroscale NTIMS and microscale LA-MC-ICP-MS Re–Os isotopic analysis of molybdenite: Testing spatial restrictions for reliable Re–Os age determinations, and implications for the decoupling of Re and Os within molybdenite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 3897–3908.
- Selby, D., and Creaser, R.A. (2005). Direct radiometric dating of the Devonian–Mississippian time-scale boundary using the Re–Os black shale geochronometer. *Geology* 33, 545–548.
- Selby, D., Creaser, R.A., Stein, H.J., Markey, R.J., and Hannah, J.L. (2007). Assessment of the ^{187}Re decay constant by cross calibration of Re–Os molybdenite and U–Pb zircon chronometers in magmatic ore systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 1999–2013.
- Shirey, S.B., and Walker, R.J. (1995). Carius tube digestion for low-blank rhenium-osmium analysis. *Analytical Chemistry* 67, 2136–2141.

- Stein, H.J. (2014). Dating and tracing the history of ore formation. In *Treatise on Geochemistry*, (Oxford: Elsevier: Holland H.D. and Turekian K.K. (eds)), pp. 87–118.
- Stein, H.J., Markey, R.J., Morgan, J.W., Du, A., and Sun, Y. (1997). Highly precise and accurate Re-Os ages for molybdenite from the East Qinling molybdenum belt, Shaanxi Province, China. *Economic Geology* 92, 827–835.
- Stein, H.J., Morgan, J.W., Markey, R.J., and Hannah, J.L. (1998). An introduction to Re-Os: What's in it for the mineral industry? *SEG Newsletter* 32, 8–15.
- Stein, H.J., Morgan, J.W., and Scherstén, A. (2000). Re-Os Dating of Low-Level Highly Radiogenic (LLHR) Sulfides: The Harnäs Gold Deposit, Southwest Sweden, Records Continental-Scale Tectonic Events. *Economic Geology* 95, 1657–1671.
- Stein, H.J., Markey, R.J., Morgan, J.W., Hannah, J.L., and Scherstén, A. (2001). The remarkable Re–Os chronometer in molybdenite: how and why it works. *Terra Nova* 13, 479–486.
- Takahashi, Y., Uruga, T., Suzuki, K., Tanida, H., Terada, Y., and Hattori, K.H. (2007). An atomic level study of rhenium and radiogenic osmium in molybdenite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 5180–5190.
- 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. *Journal of African Earth Sciences* 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.
- Tunks, A.J., Selley, D., Rogers, J.R., and Brabham, G. (2004). Vein mineralization at the Damang Gold Mine, Ghana: controls on mineralization. *Journal of Structural Geology* 26, 1257–1273.
- Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Thiéblemont, D., Egal, E., Cocherie, A., Tegye, M., and Milési, J.-P. (1998). Contrasting mechanism of crustal growth: Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite–greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research* 92, 165–193.
- Vidal, M., Delor, C., Pouclet, A., Siméon, Y., and Alric, G. (1996). Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2,2 Ga et 2 Ga; le style "archéen" des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte d'Ivoire. *Bulletin de La Société Géologique de France* 307–319.
- 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.

- Voicu, G., Bardoux, M., and Stevenson, R. (2001). Lithostratigraphy, geochronology and gold metallogeny in the northern Guiana Shield, South America: a review. *Ore Geology Reviews* 18, 211–236.
- Völkening, J., Walczyk, T., and Heumann, K.G. (1991). Osmium isotope determinations by negative thermal ionization mass spectrometry. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Physics* 105, 147–159.
- White, A., Burgess, R., Charnley, N., Selby, D., Whitehouse, M., Robb, L., and Waters, D. (2014). Constraints on the timing of late-Eburnean metamorphism, gold mineralisation and regional exhumation at Damang mine, Ghana. *Precambrian Research* 243, 18–38.
- Yakubchuk, A., Stein, H., and Wilde, A. (2014). Results of pilot Re–Os dating of sulfides from the Sukhoi Log and Olympiada orogenic gold deposits, Russia. *Ore Geology Reviews* 59, 21–28.
- Zhang, J., Linnen, R., Lin, S., Davis, D., and Martin, R. (2014). Paleoproterozoic hydrothermal reactivation in a neoproterozoic orogenic lode-gold deposit of the southern Abitibi subprovince: U-Pb monazite geochronological evidence from the Young-Davidson mine, Ontario. *Precambrian Research* 249, 263–272.

CONCLUSION

Conclusion

L'objectif de cette thèse était d'améliorer la connaissance des processus aurifères se produisant au Paléoprotérozoïque dans le craton ouest-africain par le biais d'une étude détaillée de la minéralisation et d'une étude géochronologique d'un nombre restreint de gisements d'or. Ces études avaient pour but de déterminer si les nombreuses minéralisations aurifères ouest-africaines se sont formées durant le même événement minéralisateur au cours de l'orogénèse éburnéenne, ou si celles-ci sont polyphasées dans le temps, et d'identifier la (ou les) phase(s) géodynamique(s) responsable(s) de leur formation. Pour répondre à ces questions, six gisements ont été étudiés au cours de cette thèse : le gisement à Cu-Au de Gaoua, le gisement d'or de Nassara et le gisement d'or de Kiaka, situés au Burkina Faso, et les gisements d'or de Wassa, Damang et Obuasi, situés au Ghana.

Cette thèse avait également pour objectif une datation absolue des minéralisations étudiées grâce au géochronomètre Re-Os. Ce système isotopique est particulièrement efficace pour la datation de la molybdénite, mais il peut aussi être appliqué à d'autres sulfures moins riches en rhénium et en osmium, moyennant certaines adaptations. Ce travail s'est donc accompagné d'un développement de la technique de datation Re-Os appliquée à des *Low-Level Highly Radiogenic sulfides* (LLHR, Stein et al., 2000), des sulfures relativement pauvres en rhénium et en osmium, mais possédant une composition isotopique de l'osmium hautement radiogénique.

Caractérisation de la minéralisation des six gisements étudiés

Le choix des six gisements de cette étude a été réalisé en fonction de la chronologie relative établie en amont de ce travail entre les phases de minéralisation et les différentes phases de déformation observables sur le terrain. Les gisements ont été sélectionnés de manière à illustrer les différentes phases de l'orogénèse éburnéenne.

Parmi les six gisements étudiés, seuls les gisements de Damang et d'Obuasi, situés dans la ceinture d'Ashanti au Ghana, ont fait auparavant l'objet de publications scientifiques qui proposent un modèle métallogénique relativement bien contraint de leur formation. Les gisements de Nassara, Kiaka et Wassa ont été identifiés comme des gisements d'or

orogéniques et reflètent la prépondérance de ce type de gisement à l'échelle du craton ouest-africain. En revanche, l'étude du gisement de Gaoua a révélé une minéralisation différente et une histoire métallogénique relativement complexe. En effet, nos études ont démontré que Gaoua est le résultat de la superposition d'un gisement d'or orogénique sur un gisement de type porphyre cuprifère dans lequel l'or est très minoritaire. Ce gisement fait donc figure d'exception car il n'existe pas, à ce jour, d'autres porphyres décrits dans le craton ouest-africain. Etant donnée l'importance économique des gisements porphyriques, essentiellement pour le cuivre, mais aussi pour le molybdène et l'or, cette découverte pourrait influencer les futures campagnes d'exploration minière dans cette région.

Datation absolue des minéralisations aurifères

L'un des principaux résultats de ces travaux de thèse réside dans la datation absolue directe de la minéralisation de plusieurs gisements d'or ouest-africains. En effet, jusqu'à maintenant, les contraintes géochronologiques disponibles dans la littérature concernant les minéralisations de ce craton étaient indirectes et déduites de la datation d'événements géologiques successifs.

Les âges Re-Os obtenus à l'issue de ce travail sont récapitulés dans le tableau ci-dessous :

Gisement	Age (Ma)	Type d'âge	Minéraux analysés
<i>Gaoua</i>	2161 ± 23	Age isochrone (7 analyses)	Pyrite
<i>Nassara</i>	2095 ± 59	Age moyen (7 analyses)	Pyrite
<i>Kiaka</i>	2149 ± 36	Age moyen (3 analyses)	Pyrrhotite
<i>Wassa</i>	2164 ± 22	Age individuel	Pyrite
	2054 ± 11	Age moyen (2 analyses)	Pyrite
<i>Obuasi</i>	2039 ± 87	Age moyen (3 analyses)	Arsénopyrite
<i>Damang</i>	2033 ± 88	Age moyen (5 analyses)	Pyrite

Les incertitudes associées à ces âges sont variables et sont directement dépendantes des caractéristiques des minéraux analysés. En effet, plus les sulfures analysés sont riches en rhénium et, par conséquent, en osmium radiogénique, plus les mesures sont reproductibles et fiables, et meilleure est la précision des âges calculés. Enfin, l'homogénéité des cristaux joue

également un rôle important puisqu'une forte hétérogénéité empêche l'acquisition de résultats reproductibles d'une mesure à l'autre.

Développement analytique Re-Os

Pour obtenir des résultats de datation Re-Os fiables et justes, une part non-négligeable de cette thèse a été consacrée à un développement analytique de la méthode. Outre une attention particulière portée à l'obtention de faibles blancs de chimie, nécessaires lorsqu'il s'agit d'analyser des échantillons très peu enrichis en rhénium et en osmium, ce développement a essentiellement consisté en la réalisation d'une solution de spike mixte adaptée à l'analyse de nos échantillons. Les gammes de teneurs en rhénium et en osmium des échantillons ont d'abord été estimées à l'aide de spikes simples. Puis, un rapport Re/Os pour le spike compatible à la fois avec l'analyse de ces échantillons et avec celle du standard de référence Henderson a été calculé. La solution a été créée puis calibrée, et enfin, sa composition isotopique a été calculée.

Suite à ce développement, la mesure régulière du standard de molybdénite Henderson a permis de garantir la fiabilité de nos résultats.

Métallogénie de l'or à l'échelle du craton ouest-africain

L'ensemble des résultats présentés dans cette thèse permet d'esquisser une tendance générale pour les processus minéralisateurs en or à l'échelle du craton ouest-africain, tout au long de l'orogénèse éburnéenne. En effet, les six gisements étudiés illustrent une évolution métallogénique au cours du temps, depuis des minéralisations aurifères disséminées de faibles teneurs, qui se mettent en place durant la phase d'accrétion magmatique (D1) et la phase de transition (D2) de l'orogénèse, vers des minéralisations contrôlées par des structures telles que des veines ou des brèches, à plus hautes teneurs, qui se forment lors des stades cassants D3, D4 et D5. Il est donc possible d'identifier deux grandes périodes métallogéniques au sein de l'orogénèse éburnéenne.

Bien que n'ayant jamais été datées directement, les minéralisations aurifères tardi-orogéniques sont considérées comme étant les plus nombreuses dans le craton ouest-africain.

Les datations Re-Os permettent d'attribuer les minéralisations secondaires de Wassa, Obuasi, Damang ainsi que la minéralisation de Nassara aux phases d'accrétion tectonique de l'orogénèse éburnéenne. L'hétérogénéité des âges individuels obtenus pour Nassara rend difficile leur interprétation. En revanche, les trois autres gisements fournissent des âges reproductibles d'environ 2050-2040 Ma qui correspondent à la phase D5 de l'orogénèse. Il semble donc que cet événement tardif joue un rôle prépondérant dans le potentiel aurifère du craton ouest-africain.

Les minéralisations primaires des gisements de Gaoua (phase porphyre), Kiaka et Wassa, datées respectivement à 2161 ± 23 Ma, 2149 ± 36 Ma et 2164 ± 22 Ma, constituent, au contraire, des minéralisations précoces dans l'histoire paléoprotérozoïque du craton ouest-africain. Elles se sont, en effet, mises en place lors des phases D1 et D2 de l'orogénèse. Bien que les incertitudes associées aux âges ne permettent pas de distinguer laquelle de ces deux phases est liée aux minéralisations, les caractéristiques de chacun des gisements permettent d'attribuer la minéralisation porphyrique de Gaoua à l'accrétion magmatique D1, et les deux autres gisements à l'épisode D2. Ces âges absolus constituent les premières preuves de l'existence de gisements précoces dans le craton ouest-africain. Ces nouvelles données géochronologiques pourraient avoir une incidence sur l'étude et la compréhension des gisements de type paléoplacer, recensés notamment au Ghana, puisque les gisements précoces identifiés ici sont une source potentielle de l'or de ces gisements sédimentaires. Par ailleurs, nos études ont révélé la fréquence de ces minéralisations primaires au sein des gisements étudiés. Or, il se peut que ce type de minéralisation soit actuellement sous-exploré en Afrique de l'Ouest. Pourtant, même si celles-ci peuvent être très mineures, comme c'est le cas à Kiaka, les minéralisations primaires représentent parfois, de par leur tonnage important, les plus grosses réserves d'or du gisement, comme à Obuasi ou à Wassa. La recherche de ces minéralisations précoces pourrait donc constituer l'avenir de l'exploration minière en Afrique de l'Ouest.

Perspectives

La mise en évidence de minéralisations aurifères précoces (2160-2150 Ma) et tardives (2050-2040 Ma) dans le craton ouest-africain ouvre des perspectives intéressantes quant à l'investigation des liens génétiques entre ces deux types de minéralisation. En effet, il a déjà

été évoqué précédemment le lien potentiel entre les minéralisations aurifères précoces et les paléoplacers tarkwaïens. Cette hypothèse mériterait de faire l'objet d'études plus approfondies, notamment des études de traçage de la source de l'or, pour pouvoir être vérifiée. Par ailleurs, un lien peut également être envisagé entre les minéralisations précoces et les minéralisations tardives dont elles pourraient également être la source. En effet, la présente étude ne nous renseigne pas sur la source de l'or des minéralisations tardives. S'agit-il d'un nouvel apport d'or tardif au sein de la croûte ? De la remobilisation puis de la reconcentration de l'or des minéralisations précoces ? Ou de la combinaison de ces deux processus ? Là encore, des études de traçage isotopique (Re-Os sur l'or natif, par exemple) pourraient apporter des éléments de réponse et, peut-être, dévoiler l'importance, jusque-là sous-estimée, des minéralisations orogéniques précoces dans le bilan aurifère global du craton ouest-africain.

Dans le cadre de cette thèse, seuls des gisements provenant de deux pays ont pu être considérés. Pour compléter ce travail, il serait donc judicieux d'étendre les analyses à d'autres gisements, et notamment à d'autres zones géographiques du craton. Cet élargissement devrait concerner des gisements du domaine de Baoulé-Mossi, mais aussi de la dorsale de Réguibat afin de vérifier si l'histoire métallogénique aurifère est la même dans la partie Nord que dans la partie Sud du craton ouest-africain. De même, des minéralisations contenues dans les terrains archéens du craton devraient être étudiées pour déterminer si ces minéralisations épigénétiques se sont formées à l'Archéen, ou au Paléoproterozoïque lors de l'orogénèse éburnéenne.

Références bibliographiques

- A -

- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A., and Albarède, F. (1990). A major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West-Africa ; an early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research* 95, 17605–17609.
- Ague, J.J. (1997). Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implications for the aluminum-in-hornblende barometer. *Geology* 25, 563–566.
- Agyei Duodu, J., Loh, G.K., Hirdes, W., Boamah, K.O., Baba, M., Anokwa, Y.M., Asare, C., Brakohiapa, E., Mensah, R.B., Okla, R., Toloczyki, M., Davis, D.W., Glück, S. (2009). Geological Map of Ghana 1:1,000,000. BGS/GGS, Accra, Ghana/Hannover, Germany.
- Allibone, A., Hayden, P., Cameron, G., Duku, F. (2004). Paleoproterozoic gold deposits hosted by albite- and carbonate-altered tonalite in the Chirano district, Ghana, West Africa. *Economic Geology* 99, p. 479-497.
- Allibone, A., McCuaig, C., Harris, D., Etheridge, M.A., Munroe, S., and Byrne, D. (2002). Structural controls on gold mineralization at the Ashanti gold deposit, Obuasi, Ghana. *Society of Economic Geologists Special publication* 9, 65–93.
- Allibone, A., Teasdale, J., Cameron, G., Etheridge, M., Uttley, P., Soboh, A., Appiah- Kubi, J., Adanu, A., Arthur, R., Mamphey, J., Odoom, B., Zuta, J., Tsikata, A., Pataye, F., Famiyeh, S., Lamb, E. (2002). Timing and structural controls on gold mineralization at the Bogoso gold mine, Ghana, West Africa. *Economic Geology* 97, p. 949–969.
- Ama Salah, I., Liegeois, J.-P., and Pouclet, A. (1996). Evolution d'un arc insulaire océanique birimien précoce au Liptako nigérien (Sirba): géologie, géochronologie et géochimie. *Journal of African Earth Sciences* 22, 235–254.
- André-Mayer, A.S., Ramiandrisoa, N., Vanderhaeghe, O., Reisberg, L., Rabeandrasana, S., and Zimmermann, C. (2014). Re–Os geochronological constraints on the Dabolava mesothermal gold occurrence, Madagascar: Implications for the Ikalavavony sub-domain deposition age. *Journal of African Earth Sciences* 94, 119–127.
- Archambault, G., Guha, J., Tremblay, A., and Kanwar, R. (1984). Implication of the geomechanical interpretation of the Copper Rand deposit on the Dore Lake Shear Belt. In *Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization*, (Canadian Institute of Mining and Metallurgy: Guha, J., and Chown, E.H.), pp. 300–318.
- Arne, D.C., Bierlin, F.P., Morgan, J.W., and Stein, H.J. (2001). Re-Os dating of sulfides associated with gold mineralization in central Victoria, Australia. *Economic Geology* 96, 1455–1459.

Arribas, A. (1995). Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluids. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series: Magmatic, Fluids, and Ore Deposits* 23, 419–454.

Ayres, L.D., and Cerny, P. (1982). *Metallogeny of Granitoid Rocks in the Canadian Shield (Canadian mineralogist)*.

- B -

Baker, T., and Lang, J.R. (2001). Fluid inclusion characteristics of intrusion-related gold mineralization, Tombstone–Tungsten magmatic belt, Yukon Territory, Canada. *Mineralium Deposita* 36, 563–582.

Baker, T., Achterberg, E.V., Ryan, C.G., and Lang, J.R. (2004). Composition and evolution of ore fluids in a magmatic-hydrothermal skarn deposit. *Geology* 32, 117–120.

Ballouard, C., Boulvais, P., Poujol, M., Gapais, D., Yamato, P., Tartèse, R., Cuney, M. (2015). Tectonic record, magmatic history and hydrothermal alteration in the Hercynian Guérande leucogranite, Armorican Massif, France. *Lithos*.

Bamba, O., Beziat, D., Bourges, F., Debat, P., Lompo, M., Parizot, J.-C., and Tollon, F. (1997). Nouveau type de gisement aurifère dans les ceintures de roches vertes birimiennes du Burkina Faso: les albitites de Larafella. *Journal of African Earth Sciences* 25, 369–381.

Baratoux, L., Metelka, V., Naba, S., Jessell, M.W., Grégoire, M., and Ganne, J. (2011). Juvenile Paleoproterozoic crust evolution during the Eburnean orogeny (~2.2–2.0 Ga), western Burkina Faso. *Precambrian Research* 191, 18–45.

Barnicoat, A.C., Henderson, I.H.C., Knipe, R.J., Yardley, B.W.D., Napier, R.W., Fox, N.P.C., Kenyon, A.K., Muntingh, D.J., Strydom, D., Winkler, K.S., et al. (1997). Hydrothermal gold mineralization in the Witwatersrand basin. *Nature* 386, 820–824.

Barra, F., Ruiz, J., Mathur, R., and Titley, S. (2003). A Re–Os study of sulfide minerals from the Bagdad porphyry Cu–Mo deposit, northern Arizona, USA. *Miner Deposita* 38, 585–596.

Barth, M.G., Rudnick, R.L., Horn, I., McDonough, W.F., Spicuzza, M.J., Valley, J.W., and Haggerty, S.E. (2001). Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa, part I: A link between low MgO eclogites and Archean crust formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 1499–1527.

Barth, M.G., Rudnick, R.L., Carlson, R.W., Horn, I., and McDonough, W.F. (2002). Re–Os and U–Pb geochronological constraints on the eclogite–tonalite connection in the Archean Man Shield, West Africa. *Precambrian Research* 118, 267–283.

- Bell, A.S., Simon, A., and Guillong, M. (2009). Experimental constraints on Pt, Pd and Au partitioning and fractionation in silicate melt–sulfide–oxide–aqueous fluid systems at 800 °C, 150 MPa and variable sulfur fugacity. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 5778–5792.
- Bessoles, B. (1977). *Géologie de l’Afrique: le Craton ouest africain* (Éditions B.R.G.M.).
- Béziat, D., Bourges, F., Debat, P., Lompo, M., Tollon, F., and Zonou, S. (1998). Albitite et “listvenite”; sites de concentration aurifère inédits dans les ceintures de roches vertes birimiennes fortement hydrothermalisées du Burkina Faso. *Bulletin de La Société Géologique de France* 169, 563–571.
- Béziat, D., Bourges, F., Debat, P., Lompo, M., Martin, F., and 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 Research* 101, 25–47.
- Béziat, D., Dubois, M., Debat, P., Nikiéma, S., Salvi, S., and Tollon, F. (2008). Gold metallogeny in the Birimian craton of Burkina Faso (West Africa). *Journal of African Earth Sciences* 50, 215–233.
- Bierlein, F.P., Groves, D.I., Goldfarb, R.J., and Dubé, B. (2006a). Lithospheric controls on the formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits. *Miner Deposita* 40, 874–886.
- Bierlein, F.P., Stein, H.J., Coira, B., and Reynolds, P. (2006b). Timing of gold and crustal evolution of the Palaeozoic south central Andes, NW Argentina—implications for the endowment of orogenic belts. *Earth and Planetary Science Letters* 245, 702–721.
- Bierlein, F.P., Groves, D.I., and Cawood, P.A. (2009). Metallogeny of accretionary orogens — The connection between lithospheric processes and metal endowment. *Ore Geology Reviews* 36, 282–292.
- Birck, J.-L., Roy Barman, M., and Capmas, F. (1997). Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples. *Geostandards Newsletter* 20, 19–27.
- Blenkinsop, T., Schmidt Mumm, A., Kumi, R., and Sangmor, S. (1994). Structural geology of the Ashanti gold mine. *Geologisches Jahrbuch* 131–153.
- Blevin, P.L. (2004). Redox and compositional parameters of interpreting the granitoid metallogeny of eastern Australia: Implications for gold-rich ore systems. *Resource Geology* 54, p. 241–252.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarède, F., and Arndt, N.T. (1992). Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research* 97, 345–369.
- Bohlke, J.K. (1982). Orogenic metamorphic-hosted gold-quartz veins. *U. S. Geological Survey* 70–76.

- Bonhomme, M. (1962). Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain. Université de Clermont-Ferrand.
- Bossière, G., Bonkougou, I., Peucat, J.J., Pupin, J.P. (1996). Origin and age of Palaeoproterozoic conglomerates and sandstones of the Tarkwaian Group in Burkina Faso, West Africa. *Precambrian Research* 80, 153–172.
- Botcharnikov, R.E., Linnen, R.L., and Holtz, F. (2010). Solubility of Au in Cl- and S-bearing hydrous silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 2396–2411.
- Bouladon, J., Marcelin, J., and Papon, A. (1973). Les minéralisations en cuivre et molybdène liées aux porphyrites post-ophiolitiques du Birrimien. In *Les Roches Plutoniques Dans Leurs Rapports Avec Les Gîtes Minéraux*, (Paris: Morin, P.), pp. 291–296.
- Brandon, A.D., Norman, M.D., Walker, R.J., and Morgan, J.W. (1999). ^{186}Os – ^{187}Os systematics of Hawaiian picrites. *Earth and Planetary Science Letters* 174, 25–42.
- Brauns, C.M. (2001). A rapid, low-blank technique for the extraction of osmium from geological samples. *Chemical Geology* 176, 379–384.
- Brenan, J.M., and McDonough, W.F. (2009). Core formation and metal–silicate fractionation of osmium and iridium from gold. *Nature Geoscience* 2, 798–801.
- Brenan, J.M., Cherniak, D.J., and Rose, L.A. (2000). Diffusion of osmium in pyrrhotite and pyrite: implications for closure of the Re-Os isotopic system. *Earth and Planetary Science Letters* 180, 399–413.
- Brenan, J.M., McDonough, W.F., and Ash, R. (2005). An experimental study of the solubility and partitioning of iridium, osmium and gold between olivine and silicate melt. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 855–872.
- Bronner, G., Chauvel, J.-J., and Triboulet, C. (1990). Geochemistry and knowledge of banded iron-formations: the West African shield, an example. In *Ancient Banded Iron Formations (Regional Presentations)*, (Athens, Greece), pp. 135–156.
- Brownscombe, W. (2009). The Tinga Anomaly: A New Style of Gold Mineralization in Ghana? M.E.Sci research thesis. University of Oxford. 89 p.
- Brugier, O., Bosch, D., Caby, R. and Monié, P. (2013). Timing of Palaeoproterozoic events in the Birimian of the West African Craton. Unpublished report, Module 1.5, Final Report P934A- West African Exploration Initiative-Stage 2, 924 p.

- C -

Caen-Vachette, M. (1988). Le craton ouest-africain et le bouclier guyanais: un seul craton au Protérozoïque inférieur ? *Journal of African Earth Sciences* 7, 479–488.

- Cardon, O. (2007). Datation Re-Os sur pyrite et traçage des sources des métaux dans des gisements de type porphyre et épithermal neutre : Exemple des gisements de Bolcana, Troita et Magura, Monts Apuseni, Roumanie. Thèse de doctorat. Université Nancy I. 233 p.
- Cardon, O., Reisberg, L., André-Mayer, A.-S., Leroy, J., Milu, V., and Zimmermann, C. (2008). Re-Os systematics of pyrite from the Bolcana porphyry copper deposit, Apuseni Mountains, Romania. *Economic Geology* 103, 1695–1702.
- Carignan, J., Hild, P., Mévelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D. (2001). Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter* 25, 187-198.
- Cassidy, K.F., Champion, D.C., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., Whitaker, A., Bastrakova, I., Budd, A.R. (2002). Characterization and metallogenic significance of Archaean granitoids of the Yilgarn Craton, Western Australia. Minerals and Energy Research Institute of Western Australia Report 222.
- Castaing, C., Billa, M., Milési, J.-P., Thiéblemont, D., Le Métour, J., Egal, E., Donzeau, M., Guerrot, C., Cocherie, A., Chèvremont, P., et al. (2003). Notice explicative de la carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1 000 000. (BRGM BUMIGEB).
- Champion, D.C., Sheraton, J.W. (1997). Geochemistry and Nd isotope systematics of Archaean granites of the Eastern goldfields, Yilgarn Craton: Implications for crustal growth processes. *Precambrian Research* 83, 109-132.
- Cheilletz, A., Barbey, P., Lama, C., Pons, J.L., Zimmermann, D. (1994). Âge de refroidissement de la croûte juvénile birimienne d’Afrique de l’Ouest, Données U/Pb et K-Ar sur les formations à 2.1 Ga du SW du Niger. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences de Paris, Serie II*, v. 319, p. 435-442.
- Chen, Y.-J., Chen, H.-Y., Zaw, K., Pirajno, F., and Zhang, Z.-J. (2007). Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposits in China: An overview. *Ore Geology Reviews* 31, 139–169.
- Chèvremont, P., Donzeau, M., Le Métour, J., Egal, E., Castaing, C., Thiéblemont, D., Tegye, M., Guerrot, C., Billa, M., Itard, Y., et al. (2003). Notice explicative de la carte géologique du Burkina Faso à 1/200 000. Feuille Koudougou.
- Cloutier, J., Kyser, K., Olivo, G.R., and Brisbin, D. (2011). Geochemical, isotopic, and geochronologic constraints on the formation of the Eagle Point basement-hosted uranium deposit, Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada and recent remobilization of primary uraninite in secondary structures. *Mineralium Deposita* 46, 35–56.
- Cohen, A.S., and Waters, F.G. (1996). Separation of osmium from geological materials by solvent extraction for analysis by thermal ionisation mass spectrometry. *Analytica Chimica Acta* 332, 269–275.

- Colvine, A.C. (1989). An empirical model for the formation of Archean gold deposits: Products of final cratonization of the Superior Province, Canada. *Economic Geology Monograph* 37–53.
- Condie, K.C. (2000). Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics* 322, 153–162.
- Condie, K.C. (2005). High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos* 79, 491-504.
- Connolly, J. A. D. (1990). Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science* 290, 666-718.
- Craw, D., and Koons, P.O. (1989). Tectonically induced hydrothermal activity and gold mineralization adjacent to major fault zones. *The Geology of Gold Deposits / Keays, R. (ed.), Groves, D. (ed.)*.
- Creaser, R.A., Papanastassiou, D.A., and Wasserburg, G.J. (1991). Negative thermal ion mass spectrometry of osmium, rhenium and iridium. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 397–401.

- D -

- Dalstra, H.J., Bloem, E.J.M., and Ridley, J.R. (1997). Gold in amphibolite facies terrains and its relationship to metamorphism, exemplified by syn-peak metamorphic gold in the Transvaal deposit, Yilgarn Block, Western Australia. *Chroniques de La Recherche Minière*, 3–24.
- Dampare, S.B., Shibata, T., Asiedu, D.K., Osa, S., and 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.
- Daoust, C., Voicu, G., Brisson, H., and Gauthier, M. (2011). Geological setting of the Paleoproterozoic Rosebel gold district, Guiana Shield, Suriname. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 222–245.
- Davis, D.W., Hirdes, W., Schaltegger, U., and Nunoo, E.A. (1994). U-Pb age constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa. *Precambrian Research* 67, 89–107.
- De Kock, G.S., Armstrong, R.A., Siegfried, H.P., and 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.

- 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.
- Decrée, S., Deloule, É., De Putter, T., Dewaele, S., Mees, F., Yans, J., and Marignac, C. (2011). SIMS U–Pb dating of uranium mineralization in the Katanga Copperbelt: Constraints for the geodynamic context. *Ore Geology Reviews* 40, 81–89.
- Deditius, A.P., Reich, M., Kesler, S.E., Utsunomiya, S., Chryssoulis, S.L., Walshe, J., and Ewing, R.C. (2014). The coupled geochemistry of Au and As in pyrite from hydrothermal ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 140, 644–670.
- Dill, H.G. (2010). The “chessboard” classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth Science Reviews* 100, 1–420.
- Dioh, E., Béziat, D., Debat, P., Grégoire, M., and Ngom, P.M. (2006). Diversity of the Palaeoproterozoic granitoids of the Kédougou inlier (eastern Sénégal): Petrographical and geochemical constraints. *Journal of African Earth Sciences* 44, 351–371.
- Dommanget, A., Milési, J.P., and Diallo, M. (1993). The Loulo gold and tourmaline-bearing deposit. *Mineralium Deposita* 28, 253–263.
- Doublier, M.P., et al. Structure and timing of Neoproterozoic gold mineralization in the Southern Cross district (Yilgarn Craton, Western Australia) suggest leading role of late Low-Ca I-type granite intrusions. *Journal of Structural Geology* 67, Part B, p. 205–221.
- Doumbia, S., Pouclet, A., Kouamelan, A., Peucat, J.J., Vidal, M., and Delor, C. (1998). Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Côte-d’Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Research* 87, 33–63.
- Drummond, M.S., Defant, M.J. (1990). A Model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crystal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research* 95, 503–521.
- Dubé, B., and Gosselin, P. (2007). Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. In *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, (Geological Association of Canada, Mineral deposits division), pp. 49–73.
- Duuring, P., Cassidy, K.F., and Hagemann, S.G. (2007). Granitoid-associated orogenic, intrusion-related, and porphyry style metal deposits in the Archean Yilgarn Craton, Western Australia. *Ore Geology Reviews* 32, 157–186.

- E -

- Egal, E., Thiéblemont, D., Lahondère, D., Guerrot, C., Costea, C.A., Iliescu, D., Delor, C., Goujou, J.-C., Lafon, J.M., Tegye, M., et al. (2002). Late Eburnean granitization and tectonics along the western and northwestern margin of the Archean Kénéma–Man domain (Guinea, West African Craton). *Precambrian Research* 117, 57–84.
- Einaudi, M.T., and Burt, D.M. (1982). Introduction; terminology, classification, and composition of skarn deposits. *Economic Geology* 77, 745–754.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D., and Newberry, R.J. (1981). Skarn deposits. *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, 317–391.
- Emsbo, P., Groves, D.I., Hofstra, A.H., and Bierlein, F.P. (2006). The giant Carlin gold province: a protracted interplay of orogenic, basinal, and hydrothermal processes above a lithospheric boundary. *Mineralium Deposita* 41, 517–525.
- Ennih, N. & Liegeois, J.P. (2008). The boundaries of the west-African craton with special reference to the basement of the Moroccan metacratonic Anti-Atlas belt. *The Geological Society of London, Special Publication* 297, 1-17.

- F -

- Feng, C., Qu, W., Zhang, D., Dang, X., Du, A., Li, D., and She, H. (2009). Re–Os dating of pyrite from the Tuolugou stratabound Co(Au) deposit, eastern Kunlun Orogenic Belt, northwestern China. *Ore Geology Reviews* 36, 213–220.
- Feybesse, J.-L., Billa, M., Guerrot, C., Duguey, E., Lescuyer, J.-L., Milesi, 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 Archean/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 Archean cratons? *Precambrian Research* 69, 199–227.
- Fontaine, A., André-Mayer, A.-S., Eglinger, A., Reisberg, L., Le Mignot, E., and Koumangdiwe, A. (In preparation). Polyphased gold deposition through metamorphic crustal evolution: example of the Kiaka Deposit, South Burkina Faso. *Economic Geology Special Issue article - West Africa*.
- Fougerouse, D., Micklethwaite, S., Miller, J., McCuaig, C. and Ulrich, S. (2013). Multistage mineralization of the giant Obuasi gold deposit, Ghana. 12th SGA biennial meeting 2013 abstract.
- Fougerouse, D., Micklethwaite, S., Ulrich, S., Miller, J., McCuaig, C., Godel, B., and Adams, D. (In preparation). Evidence for Two Stages of Mineralization in West Africa's Largest Gold Deposit: Obuasi, Ghana. *Economic Geology Special Issue article - West Africa*.

- Franklin, J.M., Lydon, J.W., and Sangster, D.F. (1981). Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology 75th anniversary volume*, 483–627.
- Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R., and Galley, A.G. (2005). Volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 523–560.
- Fraser, R.J. (1993). The Lac Troilus gold-copper deposit, northwestern Quebec: A possible Archean porphyry system. *Economic Geology* 88, 1685-1699.
- Frei, R., Nägler, T.F., Schönberg, R., and Kramers, J.D. (1998). Re-Os, Sm-Nd, U-Pb, and stepwise lead leaching isotope systematics in shear-zone hosted gold mineralization: genetic tracing and age constraints of crustal hydrothermal activity. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 1925–1936.
- Frimmel, H.E. (2008). Earth's continental crustal gold endowment. *Earth and Planetary Science Letters* 267, 45–55.
- Frimmel, H.E., and Gartz, V.H. (1997). Witwatersrand gold particle chemistry matches model of metamorphosed, hydrothermally altered placer deposits. *Mineralium Deposita* 32, 523–530.
- Frimmel, H.E., Groves, D.I., Kirk, J., Ruiz, J., Chesley, J., and Minter, W.E.L. (2005). The formation and preservation of the Witwatersrand goldfields, the largest gold province in the world. In *Economic Geology One Hundreth Anniversary Volume*, (Society of Economic Geologists, Littleton: Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J. and Richards J.P. (Eds.)), pp. 769–797.
- Fu, B., Touret J.L.R. (2014). From granulite fluids to quartz-carbonate megashear zones : The gold rush. *Geoscience Frontiers* 5, 747-758.

- G -

- Ganne, J., De Andrade, V., Weinberg, R.F., Vidal, O., Dubacq, B., Kagambega, N., Naba, S., Baratoux, L., Jessell, M., and Allibon, J. (2012). Modern-style plate subduction preserved in the Palaeoproterozoic West African craton. *Nature Geoscience* 5, 60–65.
- Ganne, J., Gerbault, M., and Block, S. (2014). Thermo-mechanical modeling of lower crust exhumation—Constraints from the metamorphic record of the Palaeoproterozoic Eburnean orogeny, West African Craton. *Precambrian Research* 243, 88–109.
- Gasquet, D., Barbey, P., Adou, M., and 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 Palaeoproterozoic of West Africa? *Precambrian Research* 127, 329–354.

- Glikson, A.Y. (2001). The astronomical connection of terrestrial evolution: crustal effects of post-3.8 Ga mega-impact clusters and evidence for major 3.2 ± 0.1 Ga bombardment of the Earth–Moon system. *Journal of Geodynamics* 32, 205–229.
- Goldfarb, R.J., Phillips, G.N., and Nokleberg, W.J. (1998). Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific Rim. *Ore Geology Reviews* 13, 185–218.
- Goldfarb, R.J., Hart, C.J.R., Miller, M., Miller, L., Farmer, G.L. & Groves, D.I. (2000). The Tintina Gold Belt: A global perspective. British Columbia and Yukon Chamber of Mines, *Special Volume 2*, 5- 34.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I., and Gardoll, S. (2001). Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews* 18, 1–75.
- Goldfarb, R., Baker, T., Dubé, B., Groves, D.I., Hart, C.J.R., Gosselin, P. (2005). Distribution, Character, and Genesis of Gold Deposits in Metamorphic Terranes, *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 407-450.
- Goodman, S., Williams-Jones, A.E., and Carles, P. (2005). Structural Controls on the Archean Troilus Gold-Copper Deposit, Quebec, Canada. *Economic Geology* 100, 577–582.
- Goryachev, N.A., and Pirajno, F. (2014). Gold deposits and gold metallogeny of Far East Russia. *Ore Geology Reviews* 59, 123–151.
- Griffin, W.L., Powell, W.J., Pearson, N.J., and O'Reilly, S.Y. (2008). Data reduction software for laser ablation ICP-MS, in, *Laser Ablation-ICP-Mass Spectrometry in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues* (Sylvester, P., Ed.), Mineralogical Association of Canada (MAC) Short Course Series, v. 40, p. 308-311.
- Groves, D.I. (1993). The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineralium Deposita* 28, 366–374.
- Groves, D.I., and Phillips, G.N. (1987). The genesis and tectonic control on archaean gold deposits of the Western Australian Shield — A metamorphic replacement model. *Ore Geology Reviews* 2, 287–322.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., and Robert, F. (1998). Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews* 13, 7–27.
- Günther, D., and Heinrich, C.A. (1999). Enhanced sensitivity in laser ablation-ICP mass spectrometry using helium-argon mixtures as aerosol carrier. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 14, 1363–1368.

- H -

- Hallbauer, D.K., and Barton, J.M. (1987). The fossil gold placers of the Witwatersrand. *Gold Bull* 20, 68–79.
- Hallbauer, D.K., and Utter, T. (1977). Geochemical and morphological characteristics of gold particles from recent river deposits and the fossil placers of the Witwatersrand. *Mineralium Deposita* 12, 293–306.
- Hammarstrom, J.M., and Zen, E.-A. (1986). Aluminum in hornblende; an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71, 1297–1313.
- Hammond, N.Q., Robb, L., Foya, S., Ishiyama, D. (2011). Mineralogical, fluid inclusion and stable isotope characteristics of Birimian orogenic gold mineralization at the Morila Mine, Mali, West Africa. *Ore Geology Reviews* 39, 218-229.
- Hannington, M.D., Poulsen, K.H., Thompson, J.F.H., and Sillitoe, R.H. (1999). Volcanogenic gold in the massive sulfide environment. In *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*, (Barrie CT, Hannington MD (eds)), pp. 325–356.
- Hannington, M.D., de Ronde, C.E.J., and Petersen, S. (2005). Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 111–141.
- Harlov, D.E., Wirth, R., and Hetherington, C.J. (2011). Fluid-mediated partial alteration in monazite: the role of coupled dissolution–reprecipitation in element redistribution and mass transfer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 162, 329–348.
- Hart, C.J.R., and Goldfarb, R.J. (2005). Distinguishing intrusion-related from orogenic gold systems. *New Zealand Minerals Conference Proceedings* 125–133.
- Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., Pietranik, A.B., Cawood, P.A., Kemp, A.I.S., and Storey, C.D. (2010). The generation and evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society* 167, 229–248.
- Hedenquist, J.W., and Lowenstern, J.B. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature* 370, 519–527.
- Hedenquist, J.W., Izawa, E., Arribas, A., and White, N.C. (1996). Epithermal gold deposits: Styles, characteristics, and exploration. *Society of Resource Geology Resource Geology Special Publication n°1*, 17 p.
- Hein, K.A.A. (2010). Succession of structural events in the Goren greenstone belt (Burkina Faso): Implications for West African tectonics. *Journal of African Earth Sciences* 56, 83–94.

- Henley, R.W., and Berger, B.R. (2011). Magmatic-vapor expansion and the formation of high-sulfidation gold deposits: Chemical controls on alteration and mineralization. *Ore Geology Reviews* 39, 63–74.
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist* 90, 316-328.
- Herr, W., Woelfle, R., Eberhardt, P., and Kopp, E. (1967). Development and recent applications of the Re/Os dating method. In: *Radioactive Dating and Methods of Low-Level Counting*, pp. 499–508. Vienna: International Atomic Energy Agency.
- Herrington, R., Maslennikov, V., Zaykov, V., Seravkin, I., Kosarev, A., Buschmann, B., Orgeval, J.-J., Holland, N., Tesalina, S., Nimis, P., et al. (2005). 6: Classification of VMS deposits: Lessons from the South Uralides. *Ore Geology Reviews* 27, 203–237.
- Hirdes, W., and Nunoo, B. (1994). The Proterozoic paleoplacers at Tarkwa gold mine, SW Ghana: Sedimentology, mineralogy, and precise age dating of the Main Reef and West Reef, and bearing of the investigations on source area aspects. *Geologisches Jahrbuch* 247–311.
- 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* 56, 89–96.
- Hirdes, W., Davis, D.W., Lüdtke, 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, 173–191.
- Hitzman, M.W. (2000). Iron oxide-Cu-Au deposits: what, where, when, and why. In *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, (Australian Mineral Foundation, Adelaide: Porter TM (ed)), pp. 9–25.
- Hitzman, M.W., Oreskes, N., and Einaudi, M.T. (1992). Geological characteristics and tectonic setting of proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research* 58, 241–287.
- Hofmann, A.W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 297–314.
- Hofstra, A.H., and Cline, J.S. (2000). Characteristics and models for Carlin-type gold deposits. In *Gold in 2000*, (Hagemann SG and Brown PE (eds)), pp. 163–220.
- Hollister, L.S., Grisson, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72 (34), 231-239.

Hottin, G., and Ouedraogo, O.F. (1976). Carte géologique du Burkina Faso au 1/1000000ème. Bureau Des Mines et de La Géologie Du Burkina Faso 2ème édition.

Hottin, G., Ouedraogo, O.F. (1992). Carte géologique du Burkina Faso, BRGM/Bureau des Mines et de la Géologie du Burkina, Ouagadougou, 1 feuille, notice 58 p.

- J -

Jahn, B., and Cuvellier, H. (1994). Pb-Pb and U-Pb geochronology of carbonate rocks: an assessment. *Chemical Geology* 115, 125–151.

Jébrak, M., and Marcoux, E. (2008). Géologie des ressources minérales. Edition Ressources Minérales et Faunes du Québec. 667 p.

Jégo, S., and Pichavant, M. (2012). Gold solubility in arc magmas: Experimental determination of the effect of sulfur at 1000 °C and 0.4 GPa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 84, 560–592.

John, T., Klemd, R., Hirdes, W., and Loh, G. (1999). The metamorphic evolution of the Paleoproterozoic (Birimian) volcanic Ashanti belt (Ghana, West Africa). *Precambrian Research* 98, 11–30.

- K -

Kerrick, R., Goldfarb, R., Groves, D., Garwin, S., and Jia, Y. (2000). The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Science in China Serie D: Earth Sciences* 43, 1–68.

Kerrick, R., Goldfarb, R.J., and Richards, J.P. (2005). Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 1097–1136.

Kesler, S.E., Chryssoulis, S.L., and Simon, G. (2002). Gold in porphyry copper deposits: its abundance and fate. *Ore Geology Reviews* 21, 103–124.

Kesler, S.E., Riciputi, L.C., and Ye, Z. (2005). Evidence for a magmatic origin for Carlin-type gold deposits: isotopic composition of sulfur in the Betze-Post-Screamer Deposit, Nevada, USA. *Mineralium Deposita* 40, 127–136.

King, K. (2012). Geological, structural and mineralogical constraints on the evolution of the Morila gold deposit, South Mali, West Africa. Msc thesis. Kingston University.

Kirk, J., Ruiz, J., Chesley, J., Titley, S., and Walshe, J. (2001). A detrital model for the origin of gold and sulfides in the Witwatersrand basin based on Re-Os isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 2149–2159.

- Kirk, J., Ruiz, J., Chesley, J., Walshe, J., and England, G. (2002). A Major Archean, Gold- and Crust-Forming Event in the Kaapvaal Craton, South Africa. *Science* 297, 1856–1858.
- Kisters, A.F.M., Kolb, J., Meyer, F.M., Hoernes, S. (2000). Hydrologic segmentation of high temperature shear zones; structural, geochemical and isotopic evidence from auriferous mylonites of the Renco Mine, Zimbabwe. *Journal of Structural Geology* 22, 811–829.
- Klemd, R., Oberthür, T., and Ouedraogo, A. (1997). Gold-telluride mineralisation in the Birimian at Diabatou, Burkina Faso: the role of CO₂N₂ fluids. *Journal of African Earth Sciences* 24, 227–239.
- Kolb, J., Meyer, F.M. (2002). Fluid inclusion record of the hypozonal orogenic Renco gold deposit (Zimbabwe) during retrograde P–T evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 495–509.
- Koons, P.O. & Craw, D. (1991) Gold mineralization as a consequence of continental collision: an example from the Southern Alps, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters* 103, 1–9.
- Koons, P.O., and Craw, D. (1991). Gold mineralization as a consequence of continental collision: an example from the Southern Alps, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters* 103, 1–9.
- Koté, S., Ouedraogo, I., Donzeau, M., Le Métour, J., Castaing, C., Egal, E., Thiéblemont, D., Tegye, M., Guerrot, C., Chèvremont, P., et al. (2003). Notice explicative de la carte géologique du Burkina Faso à 1/200 000. Feuille Léo.
- Kouamelan, A.N., Delor, C., and 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.
- Kretschmar, U. and Scott, S.D. (1976). Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *The Canadian Mineralogist* 14.
- Kuehn, C.A., and Rose, A.W. (1995). Carlin gold deposits, Nevada; origin in a deep zone of mixing between normally pressured and overpressured fluids. *Economic Geology* 90, 17–36.
- L -
- Labrosse, S., and Jaupart, C. (2007). Thermal evolution of the Earth: Secular changes and fluctuations of plate characteristics. *Earth and Planetary Science Letters* 260, 465–481.
- Lanari, P., Wagner, T., and Vidal, O. (2014). A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO–FeO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O: applications to P–T sections and geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 167, 1–19.

- Lang, J.R., and Baker, T. (2001). Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita* 36, 477–489.
- Lang, J.R., Baker, T., Hart, C.J.R., and Mortensen, J.K. (2000). An exploration model for intrusion-related gold systems. *Society of Economic Geology Newsletter* 40, 6–15.
- 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* 106, p. 331–358.
- Lawrence, D.M., Treloar, P.J., Rankin, A.H., Harbidge, P., 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.
- Laznicka, P. (2006). *Giant Metallic Deposits - Future Sources of Industrial Metals* (Berlin: Springer). 732 p.
- Le Métour, J., Chèvremont, P., Donzeau, M., Egal, E., Thiéblemont, D., Tegye, M., Guerrot, C., Billa, M., Itard, Y., Castaing, C., et al. (2003). Notice explicative de la carte géologique du Burkina Faso à 1/200 000. Feuille Houndé.
- Le Mignot, E., Reisberg, L., André-Mayer, A.-S., Miller, J. (in preparation). Re-Os geochronological evidence for multiple Paleoproterozoic gold events at the scale of the West African craton. *Economic Geology Special Issue article - West Africa*.
- Le Mignot, E., Siebenaller, L., Béziat, D., André-Mayer, A.-S., Reisberg, L., Salvi, S., Velásquez, G., Zimmermann, C., Naré, A., and Franceschi, G. (in revision). The Paleoproterozoic copper-gold deposit of Gaoua, Burkina Faso: Evidence for a superimposition of a porphyry copper with an orogenic gold deposit. *Economic Geology Special Issue article - West Africa*.
- Ledru, P., Johan, V., Milési, J.P., and Tegye, M. (1994). Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research* 69, 169–191.
- Ledru, P., Milesi, J.-P., Johan, V., Sabaté, P., and Maluski, H. (1997). Foreland basins and gold-bearing conglomerates: a new model for the Jacobina Basin (São Francisco province, Brazil). *Precambrian Research* 86, 155–176.
- Leube, A., Hirdes, W., Mauer, R., and Kesse, G.O. (1990). The early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. *Precambrian Research* 46, 139–165.
- Li, Y., and Audétat, A. (2013). Gold solubility and partitioning between sulfide liquid, monosulfide solid solution and hydrous mantle melts: Implications for the formation of Au-rich magmas and crust–mantle differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 118, 247–262.

- Lindgren, W. (1933). Mineral deposits (New York, London, McGraw-Hill Book Company, inc.).
- Lompo, M. (1991). Etude géologique et structurale des séries birimiennes de la région de Kwademen, Burkina Faso, Afrique de l'Ouest. Thèse de doctorat. Université de Clermont-Ferrand. 200 p.
- Lompo, M. (2009). A model of subsidence of an oceanic plateau magmatic rocks in the Man-Leo Shield of the West African Craton Geodynamic evolution of the 2.25–2.0 Ga Palaeoproterozoic. In: Reddy, S.M., Mazumder, R., Evans, D.A.D., Collins, A.S. (Eds.), Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution: Geological Society, London, 231–254.
- Lü, L., Mao, J., Li, H., Pirajno, F., Zhang, Z., and Zhou, Z. (2011). Pyrrhotite Re–Os and SHRIMP zircon U–Pb dating of the Hongqiling Ni–Cu sulfide deposits in Northeast China. *Ore Geology Reviews* 43, 106–119.
- Luck, J.-M. (1982). Géochimie du rhénium-osmium: Méthode et applications. Thèse de doctorat. Université Paris VII.
- Luck, J.-M., and Allègre, C.J. (1983). ^{187}Re – ^{187}Os systematics in meteorites and cosmochemical consequences. *Nature* 302, 130–132.
- Lüdtke, G., Hirdes, W., Konan, G., Kone, Y., Yao, C., Diarra, S., Zamble, Z. (1998). Géologie de la région Haute Comoe Nord avec carte géologique 1/100,000. Feuilles Kong. 4B, 4d, et Tehini-Bouna 3a–3d. Bulletin. No. 1 DG Abidjan, 178 p.
- Lüdtke, G., Hirdes W., Konan G., Koné Y., N'Da D., Traoré Y. and Zamblé Z.B. (1999). Géologie de la région haute comoé sud, carte géologique à 1/100000, feuilles dabakala 2b,d et 4b,d - 1ère édition. Projet de coopération géologique ivoiro-allemande cgia (1995-1996). Ministère des Ressources Minières et Pétrolières, Direction de la Géologie, Bulletin n°2.
- Ludwig K (2008). Isoplot/Ex, version 3.7: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Special Publication, v. 1a. Geochronology Center, Berkeley.

- M -

- Mahdaoui, F., Reisberg, L., Michels, R., Hautevelle, Y., Poirier, Y., and Girard, J.-P. (2013). Effect of the progressive precipitation of petroleum asphaltenes on the Re–Os radioisotope system. *Chemical Geology* 358, 90–100.
- Maloof, T.L., Baker, T., and Thompson, J.F. (2001). The Dublin Gulch intrusion-hosted gold deposit, Tombstone plutonic suite, Yukon Territory, Canada. *Mineralium Deposita* 36, 583–593.

- Marcelin (1971). Notice explicative de la carte géologique au 1/200 000 Gaoua-Batié. Ouagadougou, Haute-Volta: Direction de la Géologie et des Mines.
- Marcoux, E., Ouédraogo, F., Feybesse, J.-L., Milési, J.-P., and Prost, A. (1988). Géochimie et géochronologie isotopiques : âge Pb/Pb à 2120 +/- 41 Ma des corps sulfurés massifs à Zn-Ag de Perkoa (Burkina Faso). *Comptes Rendus À l'Académie Des Sciences, Paris* 589.
- Markey, R., Stein, H.J., Hannah, J.L., Zimmerman, A., Selby, D., and Creaser, R.A. (2007). Standardizing Re–Os geochronology: A new molybdenite Reference Material (Henderson, USA) and the stoichiometry of Os salts. *Chemical Geology* 244, 74–87.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.-F., and Champion, D. (2005). An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1–24.
- Mathur, R., Ruiz, J., Herb, P., Hahn, L., and Burgath, K.-P. (2003). Re–Os isotopes applied to the epithermal gold deposits near Bucaramanga, northeastern Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 815–821.
- Mathur, R., Titley, S., Ruiz, J., Gibbins, S., and Frieauf, K. (2005). A Re–Os isotope study of sedimentary rocks and copper–gold ores from the Ertsberg District, West Papua, Indonesia. *Ore Geology Reviews* 26, 207–226.
- Mathur, R., Gauert, C., Ruiz, J., and Linton, P. (2013). Evidence for mixing of Re–Os isotopes at < 2.7 Ga and support of a remobilized placer model in Witwatersrand sulfides and native Au. *Lithos* 164–167, 65–73.
- McCuaig, C., and Kerrich, R. (1998). P–T–t–deformation–fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews* 12, 381–453.
- McDonough, W.F., and Sun, S. -s. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223–253.
- McFarlane, C.R.M., Mavrogenes, J., Lentz, D., King, K., Allibone, A., and Holcombe, R. (2011). Geology and Intrusion-Related Affinity of the Morila Gold Mine, Southeast Mali. *Economic Geology* 106, 727–750.
- Meffre, S., Large, R.R., Scott, R., Woodhead, J., Chang, Z., Gilbert, S.E., Danyushevsky, L.V., Maslennikov, V., and Hergt, J.M. (2008). Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 2377–2391.
- Meier, D.L., Heinrich, C.A., and Watts, M.A. (2009). Mafic dikes displacing Witwatersrand gold reefs: Evidence against metamorphic-hydrothermal ore formation. *Geology* 37, 607–610.
- Meinert, L.D. (1992). Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada* 19, 145–162.

- Meinert, L.D., Lentz, D.R., and Newberry, R.J. (2000). Special issue devoted to skarn deposits. *Economic Geology* 95, 1183–1370.
- Meisel, T., Moser, J., Fellner, N., Wegscheider, W., and Schoenberg, R. (2001). Simplified method for the determination of Ru, Pd, Re, Os, Ir and Pt in chromitites and other geological materials by isotope dilution ICP-MS and acid digestion. *Analyst* 126, 322–328.
- Meisel, T., Reisberg, L., Moser, J., Carignan, J., Melcher, F., and Brüggmann, G. (2003). Re–Os systematics of UB-N, a serpentinized peridotite reference material. *Chemical Geology* 201, 161–179.
- Mercier-Langevin, P., Hannington, M.D., Dubé, B., and Bécu, V. (2011). The gold content of volcanogenic massive sulfide deposits. *Mineralium Deposita* 46, 509–539.
- Metelka, V., Baratoux, L., Naba, S., and Jessell, M.W. (2011). A geophysically constrained litho-structural analysis of the Eburnean greenstone belts and associated granitoid domains, Burkina Faso, West Africa. *Precambrian Research* 190, 48–69.
- Mikucki, E.J. (1998). Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: A review. *Ore Geology Reviews* 13, 307–321.
- Mikucki, E.J., and Ridley, J.R. (1993). The hydrothermal fluid of Archæan lode-gold deposits at different metamorphic grades: compositional constraints from ore and wallrock alteration assemblages. *Mineralium Deposita* 28, 469–481.
- Milési, J.-P. (2001). Métallogénie comparée des provinces métallifères paléoprotérozoïques : synthèses métallogéniques et potentiels métallifères. Habilitation à Diriger des Recherches. Université de Lyon I.
- Milési, J.-P., Feybesse, J.-L., Ledru, P., Dommanget, A., Ouedraogo, M.-F., Marcoux, E., Prost, A., Vinchon, C., Sylvain, J.P., Johan, V., et al. (1989). West African gold deposits in their lower Proterozoic lithostructural setting. *Chroniques de La Recherche Minière France* 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., et al. (2004). Geological map of Africa 1:10 000 000. SIGAfrique project, BRGM Orléans.
- Milési, J.P., Ledru, P., Ankrah, P., Johan, V., Marcoux, E., and Vinchon, C. (1991). The metallogenic relationship between Birimian and Tarkwaian gold deposits in Ghana. *Mineralium Deposita* 26, 228–238.
- Milési, J.-P., Ledru, P., Feybesse, J.-L., Dommanget, A., and Marcoux, E. (1992). Early proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Research* 58, 305–344.
- Milési, J.P., Ledru, P., Marcoux, E., Mougeot, R., Johan, V., Lerouge, C., Sabaté, P., Bailly, L., Respaut, J.P., and Skipwith, P. (2002). The Jacobina Paleoproterozoic gold-bearing

- conglomerates, Bahia, Brazil: a “hydrothermal shear-reservoir” model. *Ore Geology Reviews* 19, 95–136.
- Miller, J., McCuaig, C., Hein, K., Jessell, M.W., and Davis, J. (In preparation). Craton scale variations in gold systems in West Africa. *Economic Geology Special Issue article - West Africa*.
- Morelli, R.M., and Creaser, R.A. (2006). Re–Os geochronology of low-level sulfide minerals: Applications and limitations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, A429.
- Morgan, J.W., and Walker, R.J. (1989). Isotopic determinations of rhenium and osmium in meteorites by using fusion, distillation and ion-exchange separations. *Analytica Chimica Acta* 222, 291–300.
- Morgan, J.W., Golightly, D.W., and Dorrzapf Jr., A.F. (1991). Methods for the separation of rhenium, osmium and molybdenum applicable to isotope geochemistry. *Talanta* 38, 259–265.
- Moyen, J.-F., Martin, H. (2012). Forty years of TTG research. *Lithos* 148, 312-336.
- N -
- Naba, S., Lompo, M., Debat, P., Bouchez, J.L., 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.
- Nägler, T.F., and Frei, R. (1997). “Plug in” Os distillation. *Schweizerische Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen* 77, 123–127.
- Napon, S. (1988). Le Gisement d’amas sulfuré (Zn-Ag) de Perkoa dans la province du Sangyé (Burkina Faso-Afrique de l’Ouest) : cartographie, étude pétrographique, géochimique et métallogénique. Thèse de doctorat. Université de Besançon. 310 p.
- Nesbitt, B.E., Murowchick, J.B., and Muehlenbachs, K. (1986). Dual origins of lode gold deposits in the Canadian Cordillera. *Geology* 14, 506–509.
- Neumayr, P., Ridley, J.R., McNaughton, N.J., Kinny, P.D., Barley, M.E., and Groves, D.I. (1998). Timing of gold mineralization in the Mt York district, Pilgangoora greenstone belt, and implications for the tectonic and metamorphic evolution of an area linking the western and eastern Pilbara Craton. *Precambrian Research* 88, 249–265.
- Nier, A.O. (1937). The isotopic composition of osmium. *Physical Review* 52, 885.

- O -

- Oberthür, T., Vetter, U., Schmidt Mumm, A., Weiser, T.W., Amanor, J., Gyapong, A., Kumi, R., and Blenkinsop, T. (1994). The Ashanti gold mine at Obuasi in Ghana: Mineralogical, geochemical, stable isotope and fluid inclusion studies on the metallogenesis of the deposit. *Geologisches Jahrbuch D 100*, 31–129.
- Oberthür, T., Vetter, U., Davis, D.W., and Amanor, J.A. (1998). Age constraints on gold mineralization and Paleoproterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of southern Ghana. *Precambrian Research* 89, 129–143.
- Olson, S.F., Diakit, K., Ott, L., Guindo, A., Ford, C.R.B., Winer, N., Hanssen, E., Lay, N., Bradley R., Pohl, D. (1992). Regional setting, structure and descriptive geology of the Middle Proterozoic Syama gold deposit, Mali, West Africa. *Economic Geology* 87, 310-331.
- Orth, K., Meffre, S., and Davidson, G. (2014). Age and paragenesis of mineralisation at Coronation Hill uranium deposit, Northern Territory, Australia. *Mineralium Deposita* 49, 595–623.
- Ouedraogo, M.-F. (1989). *Éléments de synthèse sur l'évolution géostructurale et la métallogénie de la ceinture birrimienne de Boromo, protérozoïque inférieur (Burkina Faso, Afrique de l'Ouest)*. Thèse de doctorat. Université d'Orléans. 207 p.
- Ouedraogou, M. (1991). *Carte des gîtes et indices minéraux du Burkina Faso 1/1 000 000. Ouagadougou, Burkina Faso: Bureau des Mines et de la Géologie du Burkina (BUMIGEB)*.

- P -

- Parra, L.A., Fiorentini, M.L., Miller, J., McCuaig, C., Bourassa, Y., and Perrouty, S. (2013). Age constraints on host rocks for gold mineralisation in the Ashanti Belt, Ghana. Extended Abstract, 12th SGA Biennial Meeting, Uppsala, Sweden, 12-15 August 2013 4 pp.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G. (1984). Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Perrouty, 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* 204–205, 12–39.
- Peters, S.G. (2004). Syn-deformational features of Carlin-type Au deposits. *Journal of Structural Geology* 26, 1007–1023.

- Petke, T., and Diamond, L.W. (1996). Rb-Sr dating of sphalerite based on fluid inclusion-host mineral isochrons; a clarification of why it works. *Economic Geology* 91, 951–956.
- Phillips, N.G., and Law, J.D.M. (1994). Metamorphism of the Witwatersrand gold fields: A review. *Ore Geology Reviews* 9, 1–31.
- Phillips, G.N., Powell, R. (2009). Formation of gold deposits: Review and evaluation of the continuum model. *Earth Science Reviews* 94, 1-21.
- Pigois, J.-P., Groves, D.I., Fletcher, I.R., McNaughton, N.J., and Snee, L.W. (2003). Age constraints on Tarkwaian palaeoplacer and lode-gold formation in the Tarkwa-Damang district, SW Ghana. *Mineralium Deposita* 38, 695–714.
- Pilote, P., Robert, F., Sinclair, W.D., Kirkham, R.V., and Daigneault, R. (1995). Porphyry-type mineralization in the Doré Lake Complex: Clark Lake and Merrill Island areas. In *Metallogenic Evolution and Geology of the Chibougamau Area - From Porphyry Cu-Au-Mo to Mesothermal Gold Deposits*, (Geological Survey of Canada: Pilote, P.), pp. 65–86.
- Pitcairn, I.K., Craw, D., and Teagle, D.A.H. (2014). Metabasalts as sources of metals in orogenic gold deposits. *Mineralium Deposita* 1–18.
- Polat, A., and Kerrich, R. (2000). Archean greenstone belt magmatism and the continental growth–mantle evolution connection: constraints from Th–U–Nb–LREE systematics of the 2.7 Ga Wawa subprovince, Superior Province, Canada. *Earth and Planetary Science Letters* 175, 41–54.
- Pollard, P.J. (2000). Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu-Au mineralisation. In *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, (Australian Mineral Foundation, Adelaide: Porter TM (ed)), pp. 27–41.
- 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 south western Niger. *Precambrian Research* 70, 281–301.
- Potrel, A., Peucat, J.J., Fanning, C.M., Auvray, B., Burg, J.P., and Caruba, C. (1996). 3.5 Ga old terranes in the West African Craton, Mauritania. *Journal of the Geological Society* 153, 507–510.
- Poulet, A., Vidal, M., Delor, C., Siméon, Y., and Alric, 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 Paléoprotérozoïque. *Bulletins de La Société Géologique de France* 167, 529–541.
- Poujol, M., Robb, L.J., and Respaut, J.P. (1999). U–Pb and Pb–Pb isotopic studies relating to the origin of gold mineralization in the Evander Goldfield, Witwatersrand Basin, South Africa. *Precambrian Research* 95, 167–185.

Poujol, M., Boulvais, P., and Kosler, J. (2010). Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from in situ U-Th-Pb dating of monazite, titanite and zircon. *Journal of the Geological Society* 167, 751–767.

Powell, W.G., and Hodgson, C.J. (1992). Deformation of the Gowganda Formation, Matachewan area, Ontario, by post-Early Proterozoic reactivation of the Archean Larder Lake – Cadillac break, with implications for gold exploration. *Can. J. Earth Sci.* 29, 1580–1589.

Powell, W.G., Pattison, D.R., and Johnston, P. (1999). Metamorphic history of the Hemlo gold deposit from Al₂SiO₅ mineral assemblages, with implications for the timing of mineralization. *Canadian Journal of Earth Sciences* 36, 33–46.

- R -

Rapp, J.F., Klemme, S., Butler, I.B., and Harley, S.L. (2010). Extremely high solubility of rutile in chloride and fluoride-bearing metamorphic fluids: An experimental investigation. *Geology* 38, 323–326.

Ravenelle, J.-F., Dubé, B., Malo, M., McNicoll, V., Nadeau, L., and Simoneau, J. (2010). Insights on the geology of the world-class Roberto Gold Deposit, Eleonore Property, James Bay, Quebec. Geological Survey of Canada.

Ravizza, G., and Pyle, D. (1997). PGE and Os isotopic analyses of single sample aliquots with NiS fire assay preconcentration. *Chemical Geology* 141, 251–268.

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 and Cosmochimica Acta* 69, 2781–2796.

Reisberg, L., and Meisel, T. (2002). The Re-Os isotopic system: A review of analytical techniques. *Geostandards Newsletter* 26, 249–267.

Righter, K., Campbell, A.J., Humayun, M., and Hervig, R.L. (2004). Partitioning of Ru, Rh, Pd, Re, Ir, and Au between Cr-bearing spinel, olivine, pyroxene and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 867–880.

Rollinson, H. (1997). Eclogite xenoliths in west African kimberlites as residues from Archaean granitoid crust formation. *Nature* 389, 173–176.

Roy Barman, M. (1993). Mesure du rapport ¹⁸⁷Os/¹⁸⁶Os dans les basaltes et les péridotites : Contribution à la systématique ¹⁸⁷Re-¹⁸⁷Os dans le manteau. PhD Thesis. Université Paris VII.

Rudnick, R.L., and Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. In *Treatise on Geochemistry*, (Heinrich D. Holland and Karl K. Turekian), pp. 1–64.

Ruiz, J., Valencia, V.A., Chesley, J.T., Kirk, J., Gehrels, G., and Frimmel, H. (2006). The source of gold for the Witwatersrand from Re–Os and U–Pb detrital zircon geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, A543.

Rui-Zhong, H., Wen-Chao, S., Xian-Wu, B., Guang-Zhi, T., and Hofstra, A.H. (2002). Geology and geochemistry of Carlin-type gold deposits in China. *Mineralium Deposita* 37, 378–392.

- S -

Sangare, S.O., Salvi, S., and Béziat, D. (In preparation). The Kalana gold deposit, Mali: A mineralogical, textural, and fluid inclusions investigation. *Economic Geology Special Issue article - West Africa*.

Sanogo, A.D., and Prost, A.E. (1993). Evolution synchrone des déformations et des minéralisations dans le filon aurifère de Poura (province de Mohoun, Burkina Faso). *Pangea* 20, 23–29.

Schaefer, B.F., Pearson, D.G., Rogers, N.W., and Barnicoat, A.C. (2010). Re–Os isotope and PGE constraints on the timing and origin of gold mineralisation in the Witwatersrand Basin. *Chemical Geology* 276, 88–94.

Scherstén, A., Szilas, K., Creaser, R.A., Næraa, T., van Gool, J.A.M., and Østergaard, C. (2012). Re–Os and U–Pb constraints on gold mineralisation events in the Meso- to Neoproterozoic Storø greenstone belt, Storø, southern West Greenland. *Precambrian Research* 200–203, 149–162.

Schmidt, M.W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 110, 304–310.

Schwartz, M.O., and Melcher, F. (2003). The Perkoa Zinc Deposit, Burkina Faso. *Economic Geology* 98, 1463–1485.

Selby, D., and Creaser, R.A. (2003). Re–Os geochronology of organic rich sediments: an evaluation of organic matter analysis methods. *Chemical Geology* 200, 225–240.

Selby, D., and Creaser, R.A. (2004). Macroscale NTIMS and microscale LA-MC-ICP-MS Re–Os isotopic analysis of molybdenite: Testing spatial restrictions for reliable Re–Os age determinations, and implications for the decoupling of Re and Os within molybdenite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 3897–3908.

Selby, D., and Creaser, R.A. (2005a). Direct radiometric dating of the Devonian–Mississippian time-scale boundary using the Re–Os black shale geochronometer. *Geology* 33, 545–548.

- Selby, D., and Creaser, R.A. (2005b). Direct radiometric dating of hydrocarbon deposits using rhenium-osmium isotopes. *Science* 308, 1293–1295.
- Selby, D., Creaser, R.A., Stein, H.J., Markey, R.J., and Hannah, J.L. (2007). Assessment of the ^{187}Re decay constant by cross calibration of Re–Os molybdenite and U–Pb zircon chronometers in magmatic ore systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 1999–2013.
- Sestini, G. (1973). Sedimentology of a plaeoplacer: Tho gold-bearing Tarkwain of Ghana. In *Ores in Sediments*, (G.C. Amstutz, A.J. Bernard), pp. 275–305.
- Shen, J.J., Papanastassiou, D.A., and Wasserburg, G.J. (1996). Precise Re–Os determinations and systematics of iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 2887–2900.
- Shirey, S.B., and Walker, R.J. (1995). Carius tube digestion for low-blank rhenium-osmium analysis. *Analytical Chemistry* 67, 2136–2141.
- Shirey, S.B., and Walker, R.J. (1998). The Re–Os isotope system in cosmochemistry and high-temperature geochemistry. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 26, 423–500.
- Sibson, R.H., Robert, F., Poulsen, K.H. (1988). High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology* 16, 551–555.
- 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.
- Sillitoe, R.H. (1979). Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits. *Mineralium Deposita* 14, 161–174.
- Sillitoe, R.H. (2003). Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita* 38, 787–812.
- Sillitoe, R.H. (2007). An appraisal of Dienemera and Gongondy copper-gold prospects, Gaoua district, Burkina Faso. Unpublished report (Wentworth Resources Pty Ltd). 11 p.
- Sillitoe, R.H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology* 105, 3–41.
- Simmons, S.F. (1995). Magmatic contribution to low-sulfidation epithermal deposits. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series: Magmatic, Fluids, and Ore Deposits* 23, 455–477.
- Sinclair, W.D. (2007). Porphyry deposits. In *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, (Goodfellow W.D. ed.), pp. 223–243.
- Smoliar, M.I., Walker, R.J., and Morgan, J.W. (1996). Re–Os Ages of Group IIA, IIIA, IVA, and IVB Iron Meteorites. *Science* 271, 1099–1102.

- Stein, H.J. (2014). Dating and tracing the history of ore formation. In *Treatise on Geochemistry*, (Oxford: Elsevier: Holland H.D. and Turekian K.K. (eds)), pp. 87–118.
- Stein, H.J., Markey, R.J., Morgan, J.W., Du, A., and Sun, Y. (1997). Highly precise and accurate Re-Os ages for molybdenite from the East Qinling molybdenum belt, Shaanxi Province, China. *Economic Geology* 92, 827–835.
- Stein, H.J., Morgan, J.W., Markey, R.J., and Hannah, J.L. (1998). An introduction to Re-Os: What's in it for the mineral industry? *SEG Newsletter* 32, 8–15.
- Stein, H.J., Morgan, J.W., and Scherstén, A. (2000). Re-Os Dating of Low-Level Highly Radiogenic (LLHR) Sulfides: The Harnäs Gold Deposit, Southwest Sweden, Records Continental-Scale Tectonic Events. *Economic Geology* 95, 1657–1671.
- Stein, H.J., Markey, R.J., Morgan, J.W., Hannah, J.L., and Scherstén, A. (2001). The remarkable Re–Os chronometer in molybdenite: how and why it works. *Terra Nova* 13, 479–486.
- Stüwe, K. (1998). Tectonic constraints on the timing relationships of metamorphism, fluid production and gold-bearing quartz vein emplacement. *Ore Geology Reviews* 13, 219–228.
- Sylvester, P.J., and Attoh, 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 *10th International Platinum Symposium: Oulu*, Geological Survey of Finland, Extended Abstracts, (Törmänen T.O. and Alapieti T.T.), pp. 16–20.
- T -
- Takahashi, Y., Uruga, T., Suzuki, K., Tanida, H., Terada, Y., and Hattori, K.H. (2007). An atomic level study of rhenium and radiogenic osmium in molybdenite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 5180–5190.
- Tapsoba, B., Lo, C.-H., Jahn, B.-M., Chung, S.-L., Wenmenga, U., and Iizuka, Y. (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.
- Taylor, P.N., Moorbath, S., Leube, A., and Hirdes, W. (1992). Early Proterozoic crustal evolution in the birimian of Ghana: constraints from geochronology and isotope geochemistry. *Precambrian Research* 56, 97–111.

- Teufel, S., and Heinrich, W. (1997). Partial resetting of the U-Pb isotope system in monazite through hydrothermal experiments: An SEM and U-Pb isotope study. *Chemical Geology* 137, 273–281.
- Thiéblemont, D. (2004). Genèse de la croûte continentale en Afrique de l’Ouest à l’Archéen : une approche “régionale et systématique.” Habilitation à Diriger des Recherches. BRGM. 149 p.
- Thiéblemont, D., Delor, C., Cocherie, A., Lafon, J.M., Goujou, J.C., Baldé, A., Bah, M., Sané, H., and Mark Fanning, C. (2001). A 3.5 Ga granite–gneiss basement in Guinea: further evidence for early archean accretion within the West African Craton. *Precambrian Research* 108, 179–194.
- Thiéblemont, D., Goujou, J.C., Egal, E., Cocherie, A., Delor, C., Lafon, J.M., and Fanning, C.M. (2004). Archean evolution of the Leo Rise and its Eburnean reworking. *Journal of African Earth Sciences* 39, 97–104.
- Thomas, E., De Kock, G.S., Baglow, N., Viljoen, J. & Siaka, Z. (2009). Geological map explanation—map sheet 0903D (1:100,000). CGS/BRGM/Geoman. Geological Survey Department of Ghana (GSD).
- Thompson, J.F.H., and Newberry, R.J. (2000). Gold deposits related to reduced granitic intrusions. *Society of Economic Geologists, Reviews* 13, 377–400.
- Thompson, J.F.H., Sillitoe, R.H., Baker, T., Lang, J.R., and Mortensen, J.K. (1999). Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita* 34, 323–334.
- Tomkins, A.G. (2010). Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: Implications for gold deposit genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 3246–3259.
- Tomkins, A.G. and Grundy, C. (2009). Upper Temperature Limits of Orogenic Gold Deposit Formation: Constraints from the Granulite-Hosted Griffin’s Find Deposit, Yilgarn Craton. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists* 104, 669–685.
- Tomkins, A. and Mavrogenes, J.A. (2001). Redistribution of Gold within Arsenopyrite and Löllingite during Pro- and Retrograde Metamorphism: Application to Timing of Mineralization. *Economic Geology* 96, 525-534.
- Tomkins, A.G., and Mavrogenes, J.A. (2002). Mobilization of Gold as a Polymetallic Melt during Pelite Anatexis at the Challenger Deposit, South Australia: A Metamorphosed Archean Gold Deposit. *Economic Geology* 97, 1249–1271.
- 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. *Journal of African Earth Sciences* 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.

Tunks, A.J., Selley, D., Rogers, J.R., and Brabham, G. (2004). Vein mineralization at the Damang Gold Mine, Ghana: controls on mineralization. *Journal of Structural Geology* 26, 1257–1273.

- V -

Van Achterbergh, E., Ryan, C.G., and Griffin, W.L. (2001). Data reduction software for LA-ICP-MS. In *Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences: Principles and Applications*, (St John's, Newfoundland, USA: Min Assoc Canada, Short Course Series: Sylvester P.), pp. 239–243.

Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Thiéblemont, D., Egal, E., Cocherie, A., Tegye, M., and Milési, J.-P. (1998). Contrasting mechanism of crustal growth: Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite–greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research* 92, 165–193.

Velásquez, G., Borisova, A.Y., Salvi, S., and Béziat, D. (2012). In Situ Determination of Au and Cu in Natural Pyrite by Near-Infrared Femtosecond Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Quadrupole Mass Spectrometry: No Evidence for Matrix Effects. *Geostandards and Geoanalytical Research* 36, 315–324.

Vegas, N., Naba, S., Bouchez, J.-L., Jessel, M. (2008). Structure and emplacement of granite plutons in the Palaeoproterozoic crust of Eastern Burkina Faso: rheological implications. *International Journal of Earth Sciences* 97, 1165–1180.

Vidal, M., Delor, C., Pouclet, A., Siméon, Y., and Alric, G. (1996). Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2,2 Ga et 2 Ga; le style "archéen" des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte d'Ivoire. *Bulletin de La Société Géologique de France* 307–319.

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.

Voicu, G., Bardoux, M., and Stevenson, R. (2001). Lithostratigraphy, geochronology and gold metallogeny in the northern Guiana Shield, South America: a review. *Ore Geology Reviews* 18, 211–236.

Völkening, J., Walczyk, T., and Heumann, K.G. (1991). Osmium isotope determinations by negative thermal ionization mass spectrometry. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Physics* 105, 147–159.

- W -

- Walker, R.J., and Fassett, J.D. (1986). Isotopic measurement of subnanogram quantities of rhenium and osmium by resonance ionization mass spectrometry. *Analytical Chemistry* 58, 2923–2927.
- Walker, R.J., and Morgan, J.W. (1989). Rhenium-osmium isotope systematics of carbonaceous chondrites. *Science* 243, 519–522.
- Walker, R.J., Shirey, S.B., and Stecher, O. (1988). Comparative Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope and trace element systematics for Archean komatiite flows from Munro Township, Abitibi Belt, Ontario. *Earth and Planetary Science Letters* 87, 1–12.
- Walker, R.J., Carlson, R.W., Shirey, S.B., and F.R. B. (1989). Os, Sr, Nd, and Pb isotope systematics of southern African peridotite xenoliths: Implications for the chemical evolution of subcontinental mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 1583–1595.
- Walker, R.J., Echeverria, L.M., Shirey, S.B., and Horan, M.F. (1991). Re — Os isotopic constraints on the origin of volcanic rocks, Gorgona Island, Colombia: Os isotopic evidence for ancient heterogeneities in the mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, 150–162.
- Walshaw, R.D., and Menuge, J.F. (1998). Dating of crustal fluid flow by the Rb-Sr isotopic analysis of sphalerite: a review. Geological Society, London, Special Publications 144, 137–143.
- Wanhainen, C. (2005). On the origin and evolution of the Palaeoproterozoic Aitik Cu-Au-Ag deposit, Northern Sweden. PhD thesis. Lulea University of Technology.
- Wanhainen, C., Broman, C., and Martinsson, O. (2003). The Aitik Cu–Au–Ag deposit in northern Sweden: a product of high salinity fluids. *Mineralium Deposita* 38, 715–726.
- WAXI – West African Exploration Initiative – Stage 2 Final report (2013). AMIRA International. Confidential report, 885 p.
- Weihed, P. (2001). A review of Palaeoproterozoic intrusive hosted Cu-Au-Fe-oxide deposits in northern Sweden. *Economic Geology Research* 1, 4–32.
- White, N.C., and Hedenquist, J.W. (1995). Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *SEG Newsletter* 23, 9–13.
- White, A., Burgess, R., Charnley, N., Selby, D., Whitehouse, M., Robb, L., and Waters, D. (2014). Constraints on the timing of late-Eburnean metamorphism, gold mineralisation and regional exhumation at Damang mine, Ghana. *Precambrian Research* 243, 18–38.
- White, A.J.R., Waters, D.J., and Robb, L.J. (2013). The application of P–T–X(CO₂) modelling in constraining metamorphism and hydrothermal alteration at the Damang gold deposit, Ghana. *Journal of Metamorphic Geology* 31, 937–961.

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.

Wood, B.J., Walter, M.J., and Wade, J. (2006). Accretion of the Earth and segregation of its core. *Nature* 441, 825–833.

- X -

Xiong, Y., and Wood, S.A. (2000). Experimental quantification of hydrothermal solubility of platinum-group elements with special reference to porphyry copper environments. *Mineralogy and Petrology* 68, 1–28.

- Y -

Yakubchuk, A., Stein, H., and Wilde, A. (2014). Results of pilot Re–Os dating of sulfides from the Sukhoi Log and Olympiada orogenic gold deposits, Russia. *Ore Geology Reviews* 59, 21–28.

Yang, X-M., Lentz D.R., Chi G., Thorne K.G. (2008). Geochemical characteristics of gold-related granitoids in southwestern New Brunswick, Canada. *Lithos* 104, 355-377.

Yavuz, F. Yavuz V., Sasmaz A. (2006). WinClastour-a Visual Basic program for tourmaline formula calculation and classification. *Computers & Geosciences* 32, 1156-1168.

Yeats, C.J., McNaughton, N.J., Ruetzger, D., Bateman, R., Groves, D.I., Harris, J.L., and Kohler, E. (1999). Evidence for diachronous Archean lode gold mineralization in the Yilgarn Craton, Western Australia; a SHRIMP U-Pb study of intrusive rocks. *Economic Geology* 94, 1259–1276.

- Z -

Zajacz, Z., Candela, P.A., Piccoli, P.M., Wälle, M., and Sanchez-Valle, C. (2012). Gold and copper in volatile saturated mafic to intermediate magmas: Solubilities, partitioning, and implications for ore deposit formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 91, 140–159.

Zeegers, H., Goni, J., and Wilhelm, E. (1981). Geochemistry of lateritic profiles over a disseminated Cu-Mo mineralization in Upper Volta (West Africa)-preliminary results. In *Lateritization Processes*, (Rotterdam), pp. 359–368.

Zhang, J., Linnen, R., Lin, S., Davis, D., and Martin, R. (2014). Paleoproterozoic hydrothermal reactivation in a neoproterozoic orogenic lode-gold deposit of the southern

Abitibi subprovince: U-Pb monazite geochronological evidence from the Young-Davidson mine, Ontario. *Precambrian Research* 249, 263–272.

Zimmerman, A., Stein, H.J., Morgan, J.W., Markey, R.J., and Watanabe, Y. (2014). Re–Os geochronology of the El Salvador porphyry Cu–Mo deposit, Chile: Tracking analytical improvements in accuracy and precision over the past decade. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 131, 13–32.

Liste des figures

Partie 1 : Etat des connaissances sur la formation des gisements d'or

Figure 1 : Les différentes phases de la différenciation des enveloppes terrestres.....	27
Figure 2 : Distribution des types de gisement d'or connus au cours des temps géologiques (d'après Frimmel, 2008).....	29
Figure 3: Importance relative des différents types de gisement d'or dans la production globale entre 1984 et 2006 (d'après Frimmel, 2008).....	32
Figure 4 : Distribution mondiale des terrains précambriens, paléozoïques, mésozoïques et cénozoïques avec la localisation des 23 plus gros gisements d'or orogénique (Bierlein et al., 2006)	39
Figure 5 : Contexte tectonique des principaux gisements d'or épigénétiques (Groves et al., 1998).	44
Figure 6 : Distribution des différents types de gisements d'or au sein d'un segment de croûte (modifié d'après Dubé and Gosselin, 2007)	45
Figure 7: A. Distribution temporelle des gisements d'or orogéniques. B. Evolution temporelle de la croissance de la croûte continentale au cours des temps géologiques (modifié d'après Condie, 2000; Bierlein et al., 2006). Les bandes grises représentent la répartition temporelle des supercontinents (d'après Hawkesworth et al., 2010).	46

Partie 2 : Evolution géodynamique du craton ouest-africain

Figure 8 : Carte géologique synthétique du craton ouest-africain.....	56
Figure 9 : Carte tectonique schématique des provinces paléoprotérozoïques sud-atlantiques lors de l'orogénèse paléoprotérozoïque (Ledru et al., 1994). 1 : Formations post-paléoprotérozoïques ; 2 : Formations fluvio-deltaïques ; 3 : Formations paléoprotérozoïques indifférenciées ; 4 : Formations paléoprotérozoïques de haut grade ; 5 : Formations archéennes (incluant les granulites) ; 6 : Granites et migmatites archéens ; 7 : Lignes structurales majeures de l'orogénèse pan-africaine ; 8 : Lignes structurales majeures de l'orogénèse paléoprotérozoïque (a : Failles décrochantes senestres ; b : Chevauchements reliés aux failles décrochantes ; c : Chevauchements crustaux profonds)	57

Figure 10 : Résumé schématique des événements géologiques affectant trois pays de la dorsale de Léo au Paléoproterozoïque (modifié d'après WAXI final report, 2013) 63

Figure 11 : Carte géologique simplifiée de la dorsale de Léo avec l'emplacement des principaux gisements d'or 65

Partie 3 : Datation Re-Os

Figure 12 : Classification géochimique des éléments (d'après Goldschmidt) 76

Figure 13 : Représentation schématique des abondances des isotopes du rhénium et de l'osmium, et de la désintégration radioactive du ^{187}Re en ^{187}Os 77

Figure 14 : Principe de la droite isochrone appliquée au système Re-Os 79

Figure 15 : Préparation de l'échantillon 87

Figure 16 : Schéma du dispositif de micro-distillation (Birck et al., 1997) 90

Figure 17 : Valeurs du rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ des standards d'osmium (10 pg) analysés au cours de cette étude et intervalle de référence 94

Figure 18 : Courbe de magnification de l'erreur pour la concentration en osmium des échantillons radiogéniques, en supposant un rapport $^{187}\text{Os}/^{190}\text{Os} \sim 10000$ pour l'échantillon radiogénique 101

Figure 19 : Courbe de magnification de l'erreur pour la concentration en rhénium 101

Figure 20 : Age des standards Henderson 106

Partie 4 : Caractérisation et datation de gisements d'or du craton ouest-africain

Figure 21 : Localisation des gisements d'or de cette étude 117

Article 1 : The Paleoproterozoic copper-gold deposit of Gaoua, Burkina Faso: Evidence for a superimposition of a porphyry copper with an orogenic gold deposit

Fig.1. Geological context of the study. (A) Geological map of the southern part of the West African craton (modified after Ganne et al., 2014) with emplacement of characteristic ore deposits. (B) Simplified geological map of Burkina Faso with emplacement of ore

- bodies (modified after Béziat et al., 2008). (C) Simplified geological map of Gaoua district (modified after Volta Resources Inc.....127
- Fig. 2. Petrographic observations of macroscopic samples. A: Brecciated diorite. B: Brecciated diorite with triangular cavities filled with chalcopyrite (Cpy1a), quartz, anhydrite (partially dissolved) and carbonate. C: Brecciated diorite with triangular cavities filled with anhydrite and carbonate. D: Reworked mineralized breccia affected by cataclastic deformation (S1): geodes from breccia (B) are crushed and sheared. E: Carbonate-rich shear-band (S1) crosscutting altered diorite. F: Chlorite-rich shear-fracture (S2) also composed of carbonate and quartz, indicates apparent dextral movement on the drill core.....130
- Fig. 3. Macro- and microphotographs of the volcanic and plutonic host rocks of Gaoua occurrences. A: Volcanic facies expressing strong chloritisation (Chl) crosscut by quartz (Qtz) veins. B: Gabbroic plutonic facies. C: Dioritic plutonic facies, with plagioclase (Pl) surrounding by anhydrite (Anh) and showing sericitization (Ser).....134
- Fig. 4. A: SiO₂-Zr/TiO₂ diagram for volcanic rocks classification (Winchester and Floyd 1977). B: Discriminant Zr/Nb-Nb/Th diagram (Condie, 2005) for magmatic rocks from Gaoua district. C: Rare Earth Elements (REE) spectrum normalized to chondrite composition (after McDonough and Sun, 1995). D: Primitive mantle-normalized spiderdiagrams (REE and trace elements; normalization after Hofmann, 1988).....135
- Fig. 5. Microphotographs of Dienemera, Gongondy and Mont Biri samples showing the different generations of minerals associated to copper and gold mineralization. A: Cpy1a filling breccia cavities, containing inclusions of Py1a (reflected light). B: Cpy1b filling fractures of Py1b in the pyrite front (SEM backscattered electron image). C: Py2-rich S2 shear-fracture (indicated by dashed lines) crosscutting Py1b pocket (reflected light). D: Gold and silver telluride grains as inclusions in Cpy2 (SEM backscattered electron image). E: Electrum filling fractures of Py1b in association with Cpy1b (SEM backscattered electron image). F: Disseminated gold grains associated with chlorite of second generation (SEM backscattered electron image).....139
- Fig. 6. Paragenetic sequence for Gaoua copper-gold occurrences.....140

Fig. 7. Ternary diagram Cu, As and Ni+Co allowing to distinguish different generations of pyrite. Numbers within squares correspond to the number of identical concentration found for different pyrite crystals.....	141
Fig. 8. Au-As composition of Py1 and Py2 of this study (in mol%) compared with composition of orogenic gold deposit pyrites and porphyry deposit pyrites (Deditius et al., 2014). The solubility limit of gold in pyrite (Reich et al., 2005) is also represented.....	142
Fig. 9. ^{187}Os - ^{187}Re isochron diagram for seven analyses of pyrites of the first generation (isochron calculated and plotted using Isoplot, Ludwig, 2008).....	145
Fig. 10. Correlation between the Boromo-West greenstone belt stratigraphy, Southwestern Burkina Faso geodynamic environment and deformation history (Baratoux et al., 2011 and Miller et al., this volume), a compilation of geochronological constraints obtained on Boromo belt magmatic rocks compatible with the evolution from tholeiitic oceanic crust or oceanic plateau to juvenile volcanic island arcs, which formed between ~2200 Ma and 2160 Ma and geochronological constraints on ore minerals in the Boromo greenstone belt. (1) Brownscombe (2008), (2) Davis in Schwartz and Melcher (2003), (3) Lompo (1991), (4) Le Métour et al. (2003), (5) Marcoux et al. (1988). TH – tholeiitic mafic units, THM – tholeiitic megacrystic basalts, TRAN – transitional mafic and intermediate volcanic sequences, CA – calc-alkaline volcanic sequences (for more details, see Baratoux et al., 2011).....	146
Figure 22 : Carte géologique du Burkina Faso indiquant l'emplacement des gisements étudiés	157
Figure 23 : Photographies des roches encaissantes de la minéralisation aurifère de Nassara. A : Andésites altérées avec pyrites disséminées. B : Andésites altérées minéralisées avec pyrites disséminées et veines de quartz. C : Schiste graphiteux avec pyrites disséminées et aux épontes de veines de quartz partiellement transposées	158
Figure 24 : Photographies prises au MEB en électrons rétrodiffusés des deux générations de pyrite (Py : pyrite, Cpy : chalcopyrite, Sp : sphalérite). A : Première génération de pyrites xénomorphes disséminées dans l'andésite contenant de nombreuses inclusions. B	

: Deuxième génération de pyrites présentant un cœur riche en inclusion et des surcroissances limpides contenant des inclusions de sulfures et d'or (photo P. Ouyi)159
 Figure 25 : Age moyen des pyrites de Nassara (Isoplot, Ludwig, 2008)..... 163

Article 2 : The Kiaka gold deposit (Burkina Faso): A record of Paleoproterozoic (Eburnean) orogeny in West Africa

- Fig. 1. Geology of West African craton (modified after Castaing et al., 2003; Naba et al., 2003, Milesi et al., 2004, Vegas et al., 2008, Ganne et al., 2011). The Kénéma Man domain (Archean nucleus) and the Baoule-Mossi domain (Paleoproterozoic juvenile crust) form two distinct domains separated by the Sassandra Fault (SF). Volcano-sedimentary belts include Banfora (BA), Houndé (HO), Boromo (BO), Lawra, Goren (GO), Bui BU, Ashanti (AS) and Sefwi (SW), Haute Comoé basin (HC) and Manga Fada-N’Gourma belt (MFG). These belts are separated into dark green for mafic volcanics rocks and light green for volcanosedimentary rocks and intermediate to felsic igneous rocks (Baratoux et al., 2011). A spatial association between gold deposits of the Baoulé-Mossi and major structures such as the Grenville-Ferkessedougou-Bobo-Dialouso (GFBF), Ouango-Fitini (OF) and Markoye (MSZ, this study) shear zone is observed in the Baoulé-Mossi domain.....170
- Fig. 2. Geology of the Manga-Fada-N’Gourma area (compiled after Hottin et Ouédraogo, 1975; Milési et al., 1992; Castaing et al., 2003; Naba et al., 2004 and Vegas et al., 2007).....173
- Fig. 3. Geology of the Kiaka deposit and drillhole and cross-section locations. The KDH300 drillhole was sampled for petrographic study and P-T estimation. It provides a good example of the typical gold mineralization at the contact between quartz-feldspar metagreywacke and basalt. The Re-Os dating was performed on the metagreywacke of the KDH280 drillhole and U-Pb dating on the KDH337 drillhole.....174
- Fig. 4. NW-trending cross-sections (6100, 5800 and 5400) showing structural pattern and relationship between lithology and ore bodies (1 to 3 g/t Au). The 6100 section illustrates the relationship between the porphyric diorite, metagreywacke rocks and gold mineralization while others (5400 and 5400) show structural and lithological control on ore bodies.....175

- Fig. 5. Macroscopic examples of key samples from the Kiaka Main Zone. Aluminosilicate bearing metapelites (A and B, KDH348-44.5 and 54.8) and mineralized metagreywacke (C, KDH280-101) host the bulk of the gold mineralization. Intense silicification (C), biotitization (D, KDH29-311.8) and tourmalinization (E, KDH291-56.2) are main alteration types. The porphyric diorite intrusion (F; KDH337-44.1) is also found at the vicinity of ore shoots.....176
- Fig. 6. Structural attributes (A, B, C and D), stereoplots and idealized 3D structural diagram (E). PK1 folds (A) are more open than isoclinal PK2 folds (C) and appear as relicts preserved from the transposition during D2 deformation. Note that pyrrhotite aggregates (red) are affected by SK2 foliation (D) and aluminosilicate porphyroblasts (grey) are muscovite rich and kyanite is also found as relicts. SK2 shear bands are also observed (C and D; right side panels are sketches of photographs shown on left side) and are associated with LK2 mineral lineation (B). Hydrothermal veins show a wide range of dipping angles with a NE-SW trending orientation (outcrop location: long. 739288; lat. 1289019; UTM WGS84).....179
- Fig. 7. Example of surimposed hydrothermal stages from the Kiaka ore zone (KDH291- 56.2; Fig. 4B et Fig. 5D). A calcite vein is associated with a pervasive chlorite alteration (Chl2) that breaks and rotates tourmaline subeuhedral phenocrystals. Pyrrhotite, chalcopyrite and pyrite are the main sulfides present while biotite aggregates are intergrown with clinozoisites and titanite. Tourmaline contains sulfides, chlorite (Chl1) and amphibole as inclusions. Sulfides are indicated in red.....180
- Fig. 8. Paragenetic sequence of the Kiaka gold deposit with emphasis on the relationships between mineralization styles and hydrothermal assemblages. Note that several generations of arsenopyrite are suggested and replacement textures argue for metamorphic destabilization of sulfides and local gold remobilization.....182
- Fig. 9. Relationships between sulfides and gold occurrences. Pyrrhotite-pyrite-chalcopyrite assemblage in aluminosilicate-bearing (A, KDH348-44.5) or quartz-biotite metagreywacke (B, KDH300-130) is the main sulfide assemblage in the ore zones (sampled for Re-Os dating). Arsenopyrite-Lollingite appears in replacement texture within pyrrhotite in metapelites (C, KDH348-139) and is also found in association with chlorite + calcite assemblage (E, KDH29-318.7). Electrum is sometimes associated with arsenopyrite (E) and native gold is found in association with a quartz-carbonate-phlogopite vein on one location (D). During massive chloritization, pyrrhotite is found

- in association with electrum, chalcopyrite and contains inclusions of bismuth telluride (F).....183
- Fig. 10. Petrography of several host rocks and volcano-sedimentary units associated with the Kiaka deposit. Tourmaline appears synchronous with massive biotitization and before massive chloritization (A). Aluminosilicate-bearing (B, KDH348- 44.5), metagreywacke (C and D) host the bulk of the gold mineralization. An orthopyroxene-bearing volcanosedimentary unit (E, KDH300-470) is used to estimate M2a metamorphic peak (for details, see Table 6, 7 and Fig. 12) probably associated with diorite emplacement (F).....189
- Fig. 11. Total alkalis vs. SiO₂ diagram (A) from Cox et al., 1979, spider diagram (B; primitive mantle normalizing values from McDonough and Sun, 1995) and selected REE plot (C; chondritic normalizing values from Sun and McDonough, 1995) for the diorite KDH337- 44.1 (Fig. 5F and Fig. 10F) showing similarities with the Tenkodogo-Yamba batholith samples T15 and DD17 (Naba et al., 2014), the sample FC97 (described as tonalitic basement) of Vegas et al., 2008 and the Morila diorites MANU-125 and MANU-126 (McFarlane et al., 2011).....191
- Fig. 12. PerpleX pseudosection of the garnet-orthopyroxene-bearing schist (KDH300-470).....199
- Fig. 13. Zircon U-Pb Concordia plot of the sample KDH337 – 105.5 m with examples of subeuhedral zircons within the diorite suggesting a syn- to late regional metamorphism (M2a) emplacement. See Table 8 for details. TL, transmitted light; CL, cathodoluminescence.....201
- Fig. 14. Compilation of the geochronological data for plutonic (light gray symbols) and volcanic (dark gray symbols) magmatic rocks including gold mineralizing events of the NE part of the Baoulé-Mossi domain placed within the framework of the tectono-metamorphic evolution and magmatic activity of the region. Dark and light gray lines refer to age uncertainties. Age references: (1) Agyei Duodu et al., 2009; (2) Baratoux and Brugier, 2013, unpublished data; (3) Brugier et al., 2013, unpublished data; (4) Castaing et al., 2003; (5) Ennih and Liégeois, 2008; (6) Klocjner, 1991; (7) Le Métour et al., 2003; (8) Lompo, 1991; (9) Mc Cuaig et al., 2014, unpublished data ; (10) Ama Salah et al., 1996; (11) Schwartz, 2003; (12) Simeon et al., 1992; (13) Siegfried et al., 2009; (14) Tapsoba et al., 2013; (15) Thomas et al., 2009; (16) Block et al., submitted; (17) Miller et al., 2014, unpublished data; (18) Le Mignot et al. 2015a submitted and

this study (*). Geod., Meta. And Def., respectively, refers to Geodynamic, Metamorphism and Deformation.....	209
Figure 26 : Carte géologique du Sud-Ouest du Ghana indiquant l'emplacement des gisements d'or étudiés	221
Figure 27 : Veines de quartz de première génération associées à des pyrites étirées dans la foliation S1 _{wa}	223
Figure 28 : Pyrites de deuxième génération disséminées dans la roche encaissante au contact des veines de quartz de deuxième génération	223
Figure 29 : Veine de quartz bordée par des arsénopyrites disséminées dans les métasédiments (photo D. Fougrouse)	228
Figure 30 : Photographie prise au microscope électronique à balayage montrant la zonation en or au sein d'un cristal d'arsénopyrite avec un coeur pauvre en or et des surcroissances enrichies (jusqu'à 800 ppm d'or, photo D. Fougrouse)	228
Figure 31 : Ombres de pression de part et d'autre d'un cristal d'arsénopyrite, parallèles à la foliation et reprises par le clivage S3 (photo prise au microscope optique, D. Fougrouse)	228
Figure 32 : Paragenèse minérale associée à l'or dans les fractures des veines de quartz (microscope optique, lumière réfléchie ; Qz : quartz, Ms : muscovite, Gn : galène, Gr : graphite, Sp : sphalérite)	229
Figure 33 : Photographie de deux carottes de sondage illustrant les deux roches encaissantes de la minéralisation de Damang. En haut : Conglomérat à galets de quartz. En bas : Microdiorite recoupée par des veines de quartz qui s'accompagnent d'une altération de la roche encaissante et de la formation de macrocristaux de pyrite (rapport final WAXI)	232
Figure 34 : Age moyen des pyrites de Damang (Isoplot, Ludwig, 2008)	234

Partie 5 - Article 3 : Re-Os geochronological evidence for multiple Paleoproterozoic gold events at the scale of the West African craton

Fig. 1. Inventory of known gold resources in West Africa. A. Simplified geological map of the West African craton with emplacement of main gold deposits. B. Resource size vs. gold grade of main gold deposits of WAC. C. Economic importance of current gold

mining activities by country (October 2014, database established from mining company websites and December 2013 annual reports).....	250-251
Fig. 2. Geological map of Burkina Faso with emplacement of the studied deposits.....	255
Fig. 3. Geological map of southwest Ghana with emplacement of the studied gold deposits.....	257
Fig. 4. Sulfides selected for Re-Os dating. A. Gaoua deposit. Pyrites of first generation situated in the highly pyritized zone. B. Nassara deposit. Pyrites of second generation disseminated in altered andesite, in the vicinity of quartz veins. C. Kiaka deposit. Biotite-Pyrrhotite assemblage situated in the $S2_{Ki}$ schistosity. D. Wassa deposit. Pyrites of first generation stretched in the $S1_{Wa}$ foliation, associated with a first generation of quartz veins (left). Recrystallized pyrites disseminated in host magnetite-rich sedimentary horizons (right). E. Damang deposit. Late euhedral pyrites disseminated in host microdiorite. F. Obuasi deposit. Metasedimentary rock with arsenopyrite in the vicinity of a first generation of quartz vein.....	259
Fig. 5. Correlation between ages of gold deposits obtained by Re-Os dating and the geodynamic evolution of the WAC in Burkina Faso and Ghana.....	272

Liste des tableaux

Partie 1 : Etat des connaissances sur la formation des gisements d'or

Tableau 1 : Inventaire des systèmes isotopiques utilisés en métallogénie, précisant les périodes et les minéraux pour lesquels chaque technique peut être appliquée (d'après les synthèses de Jébrak and Marcoux, 2008 et Stein, 2014).	47
---	----

Partie 2 : Evolution géodynamique du craton ouest-africain

Tableau 2: Classifications des gisements d'or paléoprotérozoïques du craton ouest-africain selon Milési et al. (1989 ; 1992)	65
--	----

Partie 3 : Datation Re-Os

Tableau 3 : Composition isotopique du rhénium (Nier, 1937)	75
Tableau 4 : Composition isotopique de l'osmium (Nier, 1937)	75
Tableau 5 : Ions moléculaires correspondant aux masses mesurées par TIMS	93
Tableau 6 : Quantités de ^{187}Os , ^{188}Os et de Re contenues dans les blancs de chaque série d'analyses	96
Tableau 7 : Concentrations en osmium et en rhénium et rapports $^{185}\text{Re}/^{190}\text{Os}$ des différentes solutions de spike mixte. Pour la Dilution/600 les valeurs indiquées pour le ^{185}Re ont été recalculés en utilisant la valeur moyenne de $^{185}\text{Re}/^{190}\text{Os}$ des deux dilutions plus concentrées et les teneurs mesurées en ^{190}Os	103
Tableau 8 : Composition isotopique en rhénium des spikes mixtes	104
Tableau 9 : Composition isotopique en osmium des spikes mixtes.....	104
Tableau 10 : Résultats de la datation du standard Henderson (âges et incertitudes 2σ associées)	105

Partie 4 : Caractérisation et datation de gisements d'or du craton ouest-africain

Tableau 11 : Correspondance entre l'évolution géodynamique du craton ouest-africain (WAXI final report, 2013) et les déformations locales observées au niveau des six gisements étudiés, les cases jaunes indiquent les phases associées à un épisode minéralisateur aurifère 118

Article 1 : The Paleoproterozoic copper-gold deposit of Gaoua, Burkina Faso: Evidence for a superimposition of a porphyry copper with an orogenic gold deposit

Table 1: Major and trace element analyses of magmatic host rocks.....136
 Table 2: Trace element concentrations for nine pyrites from Gongondy samples measured by LA-ICP-MS.....141
 Table 3: Re-Os data for pyrites of first generation associated with copper mineralization in Gaoua occurrences.....144

Tableau 12 : Données Re-Os des pyrites du gisement de Nassara..... 161

Article 2 : The Kiaka gold deposit (Burkina Faso): A record of Paleoproterozoic (Eburnean) orogeny in West Africa

Table 1: Major element composition of whole-rock samples analyzed by ICP-OES. N: Normalization to chondritic values of McDonough and Sun, 1995. Samples from the Tenkodogo-Yamba batholith (T15, DD17) were analyzed by Naba et al., 2003 while basement sample (FC97) is from Vegas et al., 2008. Morila diorite samples are from McFarlane et al., 2011192
 Table 2: Representative chemical compositions of chlorite generations, obtained by electron microprobe analysis, and corresponding temperatures of the ore zones and host rocks calculated using the thermodynamic modelling program of Lanari et al. (2014).....194
 Table 3: Representative chemical compositions of biotite generations from the ore zones and host rocks obtained by electron microprobe analysis195
 Table 4: Representative chemical compositions of tourmaline associated with the early mineralization phase in sedimentary and volcanic protoliths. Note that stoichiometry is

calculated using the WinClastour software (Yavuz et al., 2006); calculated from the normalization schemes used by the program; T, Z, Y and W refer to site positions.....	197
Table 5: Representative mineral compositions of plagioclase and calcic-amphibole of the Kiaka diorite (KDH337 44.1 and KDH337 69.6) by electron microprobe analyses; P1, P2, P3 and P4 refer to four geobarometers (Hammarstrom and 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989 and Schmidt, 1992).....	198
Table 6: Representative chemical compositions of the phases of the metamorphic assemblage of the opx-grt-bearing schists obtained by electron microprobe analysis	200
Table 7: U-Pb LA-ICP-MS data for the diorite KDH337-105.5 m	202
Table 8: Re-Os data for pyrrhotites from assemblages in metagreywackes	204
Tableau 13 : Données Re-Os des deux générations de pyrite du gisement de Wassa	225
Tableau 14 : Données Re-Os des arsénopyrites aurifères du gisement d'Obuasi.....	230
Tableau 15: Données Re-Os des pyrites associées à la minéralisation aurifère hydrothermale de Damang	235

Partie 5 - Article 3 : *Re-Os geochronological evidence for multiple Paleoproterozoic gold events at the scale of the West African craton*

Table 1: Database established on October 2014 from mining company websites and 2013 annual reports (No information on the Poura Gold Mine, Burkina Faso).....	248-249
Table 2: Synthesis and comparison of tectonic events and evolution models proposed in the literature for the Paleoproterozoic of the West African craton. Based on WAXI project report (2014) and associated publications.....	253
Table 3: Relation between geodynamic evolution of the West African craton (WAXI final report, 2013) and local deformation events observed in the six studied deposits; yellow squares indicate phases which are associated with a gold mineralizing event. In each area, the local terminology for the deformational events is presented. The table allows the locally defined events to be situated temporally within the broader regional tectonic framework proposed by the WAXI project.....	254
Table 4: Re-Os data (data from Le Mignot et al. (this volume), Fontaine et al. (this volume) and original data).....	269

Les gisements d'or comme témoins de l'histoire géologique du craton ouest-africain Apports de la datation

Le craton ouest-africain héberge de nombreux gisements et occurrences aurifères encaissés dans des terrains paléoprotérozoïques. Ces terrains birimiens se sont formés et accrétés lors du cycle orogénique éburnéen qui s'est déroulé entre 2,25 et 1,98 Ga. Six gisements d'or situés au Burkina Faso et au Ghana ont été étudiés dans le but d'établir une corrélation entre les différentes phases de l'orogénèse et le (ou les) événement(s) minéralisateur(s).

L'étude détaillée de la minéralisation de ces six gisements a confirmé leur nature orogénique, mais a également révélé la présence d'un porphyre à Cu (\pm Au) dans le district minier de Gaoua, Burkina Faso. Par ailleurs, nos observations ont mis en évidence le caractère polyphasé de la minéralisation au sein d'un même gisement. Les datations Re-Os menées sur des sulfures directement liés à la minéralisation en or permettent de distinguer deux grandes périodes métallogéniques au sein de l'orogénèse éburnéenne. La première période se déroule lors de la phase d'accrétion magmatique D1 et de la phase de transition D2, soit entre 2200 et 2120 Ma. Cette période est caractérisée par une minéralisation à faibles teneurs disséminée dans les roches encaissantes. La deuxième période métallogénique prend place lors des stades cassants tardifs de l'orogénèse, aux alentours de 2050-2040 Ma. Elle est représentée par une minéralisation à or visible à plus fortes teneurs, concentrée dans des veines, des brèches et des zones de cisaillement.

La mise en évidence de l'existence de minéralisations aurifères précoces pourrait avoir des conséquences sur la compréhension des gisements de type paléoplacer observés notamment au Ghana. Ces minéralisations primaires pourraient en effet constituer la source de l'or des paléoplacers tarkwaïens, mis en place à partir de 2130 Ma, qui demeure inconnue.

Mots-clés : craton ouest-africain ; gisements d'or ; orogénèse éburnéenne ; datation Re-Os.

Gold deposits as results of the West-African craton geologic history Isotopic dating inputs

The West African craton is a region enriched in gold deposits and occurrences which are hosted in Paleoproterozoic terrains. These Birimian terrains formed during the Eburnean orogeny which took place between 2.25 and 1.98 Ga. Six gold deposits situated in Burkina Faso and Ghana were studied in order to define a correlation between the different orogenic phases and the mineralizing event(s).

The detailed study of the mineralization of the six deposits confirmed the importance of the orogenic gold deposits in the West African craton. Moreover, the existence of a Cu (\pm Au) porphyry deposit was revealed in the mining district of Gaoua, southwestern Burkina Faso. Our observations highlighted the polyphased character of gold mineralization within nearly all of the studied deposits. Re-Os dating performed on sulfides directly linked to the gold mineralization permitted two main metallogenic periods to be distinguished. The first period was coincident with the D1 and D2 orogenic phases, occurring between 2200 and 2120 Ma, and representing respectively magmatic accretion and transition towards a collisional regime. This period was characterized by low grade disseminated gold mineralization. The second metallogenic period took place during the later brittle deformational phases of the orogeny, ca. 2050-2040 Ma. This secondary mineralization contains visible gold concentrated in veins, breccias and shear zones, and displays higher gold grades.

Geochronological evidence for the existence of early gold mineralization could have consequences for the understanding of paleoplacer-type deposits, observed primarily in Ghana. Indeed, this primary mineralization could represent a potential source for gold found in Tarkwaian paleoplacers, which formed after 2130 Ma, and for which the provenance of the gold remains unidentified.

Keywords: West-African craton; gold deposits; Eburnean orogeny; Re-Os dating.